



HAL
open science

Structures et évolution du volcan Piton des neiges, île de la Réunion : leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes, Océan indien occidental

Luc Chevallier

► To cite this version:

Luc Chevallier. Structures et évolution du volcan Piton des neiges, île de la Réunion : leurs relations avec les structures du bassin des Mascareignes, Océan indien occidental. Volcanologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1979. Français. NNT : . tel-00745010

HAL Id: tel-00745010

<https://theses.hal.science/tel-00745010>

Submitted on 24 Oct 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.

Double
205,142
1979
137

CHEVALLIER Luc

Double 1979
205,142

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE
SPECIALITE GEOLOGIE APPLIQUEE

205142

1979

137

STRUCTURES ET EVOLUTION DU VOLCAN PITON DES NEIGES
ILE DE LA REUNION
LEURS RELATIONS AVEC LES STRUCTURES DU BASSIN DES
MASCAREIGNES – OCEAN INDIEN OCCIDENTAL

PAR LUC CHEVALLIER



T. 80/159

Thèse soutenue le 31 octobre 1979 devant la commission d'examen

M. P. VIALON	Président
Mme N. VATIN - PERIGNON	Rapporteur
M. P.M. VINCENT	Examineur
M. R. SCHLICH	Examineur
M. J. NOUGIER	Examineur

"L'hypothèse la mieux élaborée ne saurait
remplacer la réalité la plus bancale".

SAN-ANTONIO

"Il existe à l'île Bourbon (ancien nom de la Réunion) un volcan qui paraît lui avoir donné naissance et dont les éruptions, fort abondantes et presque continuelles, ne cessent de l'agrandir. Des cratères éteints attestent sa présence plus ou moins ancienne sur tous les points de l'île. Il occupe aujourd'hui la partie sud-est, et c'est une exposition qu'il a dû et qu'il doit toujours conserver. En effet, en supposant qu'une première éruption sous-marine ait formé, à une époque très reculée, le noyau de l'île, les cendres, les étincelles, et toutes les parties les plus légères ont dû être chassées par le vent dans le nord-ouest. Les laves elles-mêmes, subissant plus ou moins l'action de la lame, ont dû s'étendre plus facilement sous le vent, où elles rencontraient moins d'obstacles. Tout ce qui a pu se détacher de ces laves et être roulé par les flots a formé du même côté un commencement d'alluvion, et, à la longue, la même cause continuant à produire les mêmes effets, le cratère primitif s'est trouvé plus rapproché de la mer du côté du vent que du côté opposé. Cependant, à chaque éruption, les laves refroidies ont dû former, autour du cratère d'où elles sortaient, un bourrelet qui, s'élevant toujours en recevant de nouvelles couches, n'a pas tardé à former une montagne. Lorsque cette montagne a eu atteint une certaine hauteur, le cratère s'est trouvé avoir une profondeur et des dimensions que la lave avait à parcourir et à remplir avant de trouver une issue. On conçoit que l'expansion des gaz a dû exercer alors, sur la lave et sur toutes les parties solides qui la contenaient, une pression d'autant plus forte que la résistance était grande, et, comme le côté du vent a toujours été le moins chargé, c'est de ce côté que la résistance a dû être vaincue. De nouveaux cratères se sont ainsi ouverts et s'ouvrirent successivement, toujours dans le voisinage de la mer, et toujours du côté du vent."

Adolphe d'HASTREL in ZURCHER et MARGOLLE, 1886.

Aux Ptits Blancs des Hauts

TABLE des MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS	1
RESUME	3
ABSTRACT	5

PRÉSENTATION

1 - Situation et aperçu géographique.....	9
2 - Morphologie.....	9
3 - Géologie générale.....	10
a - Le massif du Piton des Neiges.....	10
b - Le massif du Piton de la Fournaise.....	12
4 - Buts et orientation des travaux.....	12
5 - Notations importantes.....	13

PREMIÈRE PARTIE : ÉVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE
DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

<u>PLAN D'ETUDE.....</u>	15
<u>CHAPITRE I : LA PERIODE DES BRECHES PRIMITIVES.....</u>	16
A - Définition - localisation.....	16
B - Stratigraphie.....	19
B-1 Les produits volcaniques.....	19
B-1-1 Le substratum.....	19
B-1-2 Les brèches pyroclastiques.....	22
a - les brèches inférieures.....	22
b - les brèches intermédiaires.....	22
c - les brèches supérieures.....	25
B-1-3 Les passées de tufs scoriacés.....	25
B-2 Les produits de remaniement	27
B-2-1 Les brèches de pente.....	27
a - les brèches de pente indifférenciées.....	27
b - les brèches d'écroulement.....	29
c - les brèches de pente litées.....	29
B-2-2 Les coulées boueuses.....	31
B-2-3 Les brèches finement litées.....	31

C - Disposition morpho-structurale.....	33
C-1 Les produits volcaniques.....	33
C-2 Les produits de remaniement.....	34
D - Le complexe filonien.....	37
D-1 Généralités.....	37
D-2 Agencement structural.....	38
D-2-1 Les gabbros lités.....	38
D-2-2 Les dykes et les sills.....	41
a - la famille N 120.....	41
b - la famille N 30.....	46
c - la famille N 70.....	50
D-3 Modèle cinématique pour la mise en place du système intrusif.....	53
D-3-1 Les mouvements verticaux.....	53
D-3-2 Les mouvements horizontaux.....	57
Conclusion.....	59
E - Pétrographie des brèches (S.S.) et mode de mise en place de la série primitive.....	61
E-1 Les pyroclastites.....	61
E-1-1 Les brèches inférieures.....	61
E-1-2 Les brèches intermédiaires.....	63
E-1-3 Les brèches supérieures.....	65
E-2 Les brèches de remaniement.....	67
E-3 Conclusion : mode de mise en place.....	68
E-3-1 Mise en place sous-marine.....	68
E-3-2 Mise en place sous-lacustre.....	69
E-3-3 Mise en place mixte phréatomagmatique et sédimentation lacustre.....	69
Conclusion à l'étude de la période des brèches primitives.....	71
<u>CHAPITRE II : LES OCEANITES RECENTES : LE BOUCLIER PRIMITIF.....</u>	<u>73</u>
A - Stratigraphie.....	75
A-1 Description de la série.....	75
A-2 La limite inférieure.....	76
B - Evolution structurale.....	78
B-1 Le gonflement.....	78
B-1-1 Le rift N 120.....	78
B-1-2 Un système en étoile.....	81
B-1-3 Un volcan central.....	82

B-2 L'affaissement.....	82
C - L'érosion du bouclier.....	89
Conclusion.....	89
<u>CHAPITRE III : EVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE AU SEIN DES SERIES</u>	
<u>ALCALINES DIFFERENCIEES.....</u>	
Introduction.....	91
A - La première période des laves alcalines différenciées - la Caldeira II.....	92
A-1 Les hawaïtes - naissance de la Fournaise.....	92
A-2 Les mugéarites.....	95
A-3 Les pyroclastites différenciées acides.....	96
A-4 Le Piton d'Enchain.....	99
A-5 La caldeira II.....	100
A-6 Le complexe intrusif.....	105
A-6-1 Le cone sheet.....	106
A-6-2 Le système radial.....	107
A-6-3 Le système linéaire à pendage externe.....	107
A-7 Les filons doléritiques hydrothermalisés à faciès prehnite-pumpellyite.....	110
A-7-1 Pétrographie.....	111
A-7-2 Les phénomènes d'hydrothermalisme.....	115
B - La deuxième période des laves différenciées.....	117
Conclusion.....	118
<u>CHAPITRE IV : LA TECTONIQUE TARDIVE - LA FORMATION DES CIRQUES.....</u>	
A - Mafate.....	121
B - Cilaos.....	121
C - Salazie.....	125
Conclusion.....	127
<u>CHAPITRE V : UN PETIT MOT SUR LA FOURNAISE.....</u>	
A - Une direction N 120 privilégiée.....	129
B - Les effondrements.....	129
<u>CONCLUSION SUR L'EVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES.....</u>	
	133

DEUXIÈME PARTIE : ESSAI D'INTERPRÉTATION
MÉCANIQUE DES STRUCTURES DU PITON DES NEIGES
- LES CALDEIRAS
- LES RELATIONS AVEC L'OCÉAN INDIEN OCCIDENTAL

PLAN D'ETUDE.....	136
CHAPITRE I : LES MOUVEMENTS VERTICAUX : GONFLEMENTS ET SUBSIDENCES.....	137
Introduction : Prudence et réserves dans cet essai d'interprétation.....	137
A - Les différentes hypothèses concernant la formation des caldeiras et des systèmes intrusifs associés (bibliographie)...	139
A-1 Les caldeiras simples et les ring dykes.....	139
A-2 Les caldeiras limitées par des failles bordières à pendage interne (resurgent calderas) - les cone sheets....	143
B - Les structures du Piton des Neiges.....	145
B-1 Affaissements simples au sein des brèches primitives.....	145
B-2 La caldeira du bouclier primitif (caldeira I).....	147
B-3 Caldeira et cone sheets de la série alcaline différenciée (caldeira II).....	149
B-4 Le volcan terminal du Rond du Bras Rouge.....	152
C - Conclusion : Evolution de la croûte océanique au droit du Piton des Neiges.....	152
CHAPITRE II : LE RIFT N 120 ET DIRECTIONS ASSOCIEES - RELATIONS AVEC LES STRUCTURES DU BASSIN DES MASCAREIGNES.....	155
A - Les structures de l'Océan Indien Occidental (bibliographie)....	157
Introduction.....	157
A-1 Le bassin de Mozambique.....	157
A-2 La dorsale Médio-Indienne.....	157
A-3 La dorsale de Carlsberg.....	158
A-4 La dorsale Ouest-Indienne.....	159
A-5 La dorsale Est-Indienne.....	159
A-6 Les bassins des Mascareignes et de Madagascar.....	161
A-7 Conclusion : évolution de l'Océan Indien Occidental.....	162
B - L'Ile de la Réunion dans le bassin des Mascareignes - Relations structurales.....	166

CONCLUSION : LES HYPOTHÈSES QUANT À L'ORIGINE
DE L'ILE DE LA RÉUNION

A - Le volcanisme intraplaque ; son origine (bibliographie)..... 170
A-1 Panaches mantelliques et points chauds..... 170
A-2 Ancres de gravité..... 172
A-3 Cassures lithosphériques..... 173
B - Le cas de l'Océan Indien Occidental - L'Ile de la Réunion :
Paléorift réactivé ?..... 177
BIBLIOGRAPHIE..... 181

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig.1 - Carte bathymétrique simplifiée de l'Océan Indien - Position de l'Ile de la Réunion.....	8
Fig.2 - Carte et coupe géologiques simplifiées de l'Ile de la Réunion...	11
Fig.3 - Cartes géologiques des brèches primitives.....	17
Fig.4 - Partie immergée d'un volcan hawaïen.....	19
Fig.5 - Les trois faciès des coulées pahoehoe.....	20
Fig.6 - Coupe interprétative établissant les relations stratigraphiques entre les différentes brèches pyroclastiques.....	21
Tab.1 - Stratigraphie des brèches primitives.....	23
Fig.7 - Flanc d'un cône volcanique en aval de la cascade des Trois Roches (Mafate).....	26
Fig.8 - Coupe du flanc de l'appareil explosif aérien à la confluence Bras-Rémy - Rivière des Galets (Mafate).....	27
Fig.9 - Coupe des formations du fond du Bras-Rouge (Cilaos) : les brèches d'écroulement.....	28
Tab.2 - Les produits de remaniement.....	30
Fig.10 - Sens d'écoulement des produits volcaniques et de remaniement dans le cirque de Mafate.....	32
Fig.11 - Coupes sériées perpendiculaires aux crêtes N 120.....	35
Fig.12 - Forme supposée de l'Ile de la Réunion vers 2 M.a.....	37
Fig.13 - Débit et fragmentation des roches intrusives.....	38
Fig.14 - Distribution des directions de fracturation dans les brèches primitives.....	39
Fig.15 - Différents trajets des filons de la période des brèches prim....	40
Fig.16 - Configuration spatiale schématique des intrusions N 120.....	40
Fig.17 - Carte des intrusions recoupant les brèches primitives.....	42
Fig.18 - Position stratigraphique et chronologique des intrusions au sein des brèches primitives dans Cilaos et Salazie.....	44
Fig.19 - Position stratigraphique et chronologique des intrusions au sein des brèches primitives dans Mafate.....	45
Fig.20 - Interprétation de la photo aérienne du cirque de Salazie.....	47
Fig.21 - Agencement spatial schématique des intrusions N 30 au sein des brèches primitives.....	46
Fig.22 - Coupe du flanc Est du Coteau des Orangers (Cilaos).....	49
Fig.23 - Fractures N 35 empruntées par des dykes puis les fluides - Rivière des Galets (Mafate).....	49
Fig.24 - Interprétation de la photo aérienne du cirque de Cilaos.....	51
Fig.25 - Agencement spatial schématique des fractures N 70 au sein des brèches primitives.....	50

Fig.26 - Position topographique et chronologique des niveaux de sills au sein des brèches primitives.....	53
Fig.27 - Stades de migration de la surface de décollement lors de subsidences en chaudron au sein des brèches primitives.....	54
Fig.28 - Mise en place du Massif de Gabbro lité de la rivière du Mât.....	54
Fig.29 - Effondrement de surface associé au phénomène de subsidence en chaudron.....	56
Fig.30 - Les fractures liées à une zone de décrochement dextre (VIALON, 1976)	58
Fig.31 - Modèle cinématique expliquant la mise en place du complexe intrusif au sein des brèches primitives.....	59
Fig.32 - Les brèches inférieures - macroscopie.....	60
Fig.33 - Les brèches inférieures - microscopie.....	60
Fig.34 - Les brèches intermédiaires - macroscopie.....	62
Fig.35 - Les brèches intermédiaires - microscopie.....	62
Fig.36 - Les brèches supérieures - macroscopie.....	64
Fig.37 - Les brèches supérieures - microscopie.....	64
Fig.38 - Brèches remaniées : sédimentation à l'intérieur des bulles.....	66
Fig.39 - Mise en place des brèches primitives du Piton des Neiges.....	70
Fig.40 - Le bouclier primitif en coupe schématique à l'échelle.....	73
Fig.41 - Réseau hydrographique des océanites récentes.....	75
Fig.42 - Coupe synthétique des formations pyroclastiques de la région du Cap La Houssaye.....	74
Fig.43 - Le contact coulées de la phase I et coulées de la phase II des océanites. Rivière des Galets.....	76
Fig.44 - Le système intrusif du bouclier primitif d'océanites.....	79
Fig.45 - Schéma expliquant l'association du rift hawaïen N 120 et des fractures extensives mineures.....	81
Fig.46 - La caldeira du bouclier primitif (caldeira I).....	83
Fig.47 - Coupes sériées du rebord Est de la caldeira I.....	85
Fig.48 - La caldeira I - coupe du flanc Sud-Est du cirque de Cilaos.....	86
Fig.49 - La caldeira I - coupe du flanc Sud-Ouest du cirque de Cilaos.....	86
Fig.50 - La caldeira I - coupe du flanc Sud-Ouest de la Crête d'Aurère (Mafate).....	86
Fig.51 - Les différents jeux des rebords de la caldeira I.....	90
Fig.52 - Morphologie des hawaïtes - Réseau hydrographique.....	92
Fig.53 - La première période de la série des laves différenciées (hawaïtes mugéarites) Relations avec la Fournaise.....	93
Fig.54 - Les relations entre les laves du Piton des Neiges et celles de la Fournaise.....	94
Fig.55 - Réseau hydrographique jeune des mugéarites.....	95
Fig.56 - Le contact caché entre les pyroclastites ignimbrtiques et les océanites au niveau de l'Ilet Morin (Salazie).....	97

Fig.57 - Le Piton d'Enchain (carte et coupe).....	98
Fig.58 - Caldeira II et système intrusif de la première période de la série différenciée (hawaïtes et mugéarites).....	101
Fig.59 - Coupes de la caldeira II (séries différenciées).....	102
Fig.60 - Coupes de la caldeira II (séries différenciées).....	103
Fig.61 - Rejeu de la faille bordière de la caldeira I des océanites récentes au temps de la série différenciée.....	105
Fig.61b- Forme en cône évasé des dykes syénitiques du Bras Rouge (Cilaos)	106
Fig.62 - Filons sinueux contournés de la route de l'Ilet à Cordes (Cilaos) - série différenciée.....	107
Fig.63 - Agencement spatial schématique du système intrusif NW-SE de Salazie - laves différenciées.....	108
Fig.64 - Les intrusions N 120 perturbées par des failles N 30 à cisaillement dextre N 30 - série différenciée.....	109
Fig.65 - Schéma en plan d'intrusion N 120 ou N 30 recourbées et effilées par des fractures N 70 - Rivière du Mât (Salazie).....	110
Fig.66 - Les dolérites hydrothermalisées.....	112
Fig.67 - Diagramme A.C.F. des échantillons à faciès chlorite - pumpellyite - prehnite.....	113
Fig.68 - Système filonien et altération hydrothermale.....	114
Fig.69 - Deuxième période des laves alcalines différenciées (benmoréites) comblement de la caldeira II.....	116
Fig.70 - Tectonique tardive - Formation des cirques.....	120
Fig.71 - Tectonique tardive - Coupe du cirque de Mafate.....	122
Fig.72 - Tectonique tardive - Coupe du cirque de Cilaos.....	123
Fig.73 - Tectonique tardive dans Salazie - Fracture N 30 de la Roche Ecrite.....	125
Fig.74 - Tectonique tardive - Coupe du cirque de Salazie.....	124
Fig.75 - Schémas évolutifs de la formation des cirques.....	126
Fig.76 - Les zones d'activité majeures du Piton de la Fournaise.....	128
Fig.77 - Les différents effondrements affectant le Piton de la Fournaise.	128
Fig.78 - Les phases d'activité du Piton de la Fournaise.....	130
Fig.79 - La Fournaise actuelle dans le contexte structural général de l'Ile de la Réunion.....	131
Fig.80 - Les différents stades structuraux de l'édification du Piton des Neiges.....	132
Fig.81 - Mécanisme de formation des fractures concentriques et radiales..	138
Fig.82 - Les deux types de caldeiras d'après SMITH et al.(1961).....	140
Fig.83 - Les ring dykes de Glen Coe (Ecosse) et leur mode de mise en place par subsidence en chaudron (d'après CLOUGH et al., 1909)..	141
Fig.84 - "Sag flow out structures" (McKEE et STRADLING, 1970).....	142
Fig.85 - Schéma illustrant la mise en place de "Bell jar complexes" (d'après ROBERTS in NEWALL et RAST, 1970).....	142

Fig.86 - Courbe théorique montrant la forme d'une faille bordière en "tromblon". (D'après VINCENT, 1960).....	144
Fig.87 - Formation expérimentale d'un graben (d'après CLOOS, 1930).....	144
Fig.88 - Cassures en arche développées au toit d'un réservoir magmatique fermé, par suite de baisse de pression du magma et s'exprimant en surface par une dépression du massif.....	146
Fig.89 - Comparaison des diamètres des caldeiras réunionnais et hawaïennes.....	147
Fig.90 - Coupe schématique de la croûte océanique sous l'île de la Réunion (inspirée de HILL, 1969, pour l'île Hawaï) lors de la mise en place du bouclier primitif.....	148
Fig.91 - Comparaison entre le graben obtenu expérimentalement par CLOOS (1930) et la caldeira du bouclier primitif du Piton des Neiges au niveau du flanc Sud du cirque de Cilaos.....	150
Fig.92 - Interprétation mécanique des structures observées de la caldeira II - coupes.....	151
Fig.93 - Coupe géophysique schématique montrant la structure de la croûte océanique sous l'île Hawaï (HILL, 1969).....	153
Fig.94 - Structure et évolution de la croûte océanique au droit de l'île de la Réunion.....	153
Fig.95 - Structures de l'Océan Indien (SCHLICH, 1975).....	156
Fig.96 - Naissance de la ride Médio-Indienne (FISHER et al., 1971).....	158
Fig.97 - Structures des bassins de Madagascar et des Mascareignes (SCHLICH, 1975 - PATRIAT et SCHLICH, 1979).....	160
Fig.98 - Evolution schématique de l'Océan Indien Occidental depuis le Crétacé Inférieur.....	163
Fig.99 - Rift N 120 du Piton des Neiges perturbé par une zone de fracturation N 30.....	166
Fig.100 - Parallélisme entre les structures océaniques et aériennes.....	167
Fig.101 - Structure d'un panache mantellique (PARMENTIER et al., 1975)....	171
Fig.102 - Répartition mondiale des hot spots (BURKE et WILSON, 1976).....	171
Fig.103 - Coupe d'une ancre de gravité (SHAW et JACKSON, 1973).....	173
Fig.104 - Rupture plastique au sein d'une plaque lithosphérique sous tension (TURCOTTE et OXBURGH, 1978).....	174
Fig.105 - Modèle de rupture plastique de la plaque Pacifique pour expliquer la formation des îles Hawaïennes (TURCOTTE et OXBURGH (1973)	174
Fig.106 - Relations entre structures, magmatisme, volcanisme et séismes sur la marge occidentale du continent africain (SYKES, 1978).....	176
Fig.107 - Le développement des rifts : expérimentation sur modèle réduit (FISKE et JACKSON, 1972).....	178
Fig.108 - Îles de la Réunion et Maurice dans le contexte de la tectonique des plaques.....	179

A V A N T - P R O P O S

Arrivé au terme de ce travail, je tiens tout particulièrement à préciser que, s'il est signé en mon nom, il est avant tout l'oeuvre d'une équipe de recherche : celle de la R.C.P. 419 du C.N.R.S. grâce à l'aide financière de laquelle j'ai pu effectuer deux campagnes de terrain (1977 et 1978) totalisant cinq mois sur l'Ile de la Réunion. Il serait bien sûr trop long de citer toutes les personnes qui participent à ce programme de recherche sur le volcanisme des Mascareignes et des Comores.

Toutefois, je désire adresser mes remerciements à :

M. le Professeur P. VIALON, de Grenoble, qui a bien voulu assurer la présidence de ce jury mais surtout qui m'a stimulé dans les différentes étapes de cette étude afin d'aller plus loin dans mes interprétations. Qu'il sache que ce fût sûrement un très grand pas pour moi.

M. le Professeur P.M. VINCENT, de Clermont-Ferrand, responsable de la R.C.P. Mascareignes et Comores, qui m'a fait profiter de ses connaissances en matière de volcano-structurale et de sa grande expérience du volcanisme en général. Combien de fois ai-je dû remodeler mes interprétations à la suite de ses remarques critiques et pertinentes ! ... il avait maintes fois raison.

M. le Professeur J. NOUGIER, d'Avignon, pour sa compagnie et son aide sur le terrain. Pour l'appui et la grande confiance qu'il m'a accordés et qu'il m'accorde encore, je lui suis sincèrement reconnaissant. En souvenir d'une remontée du Bras Rouge.

M. R. SCHLICH, Directeur de Recherche au C.N.R.S., d'avoir accepté de participer à ce jury et de s'être intéressé aux structures microscopiques de la Réunion, lui qui sillonne de long en large la partie occidentale de l'Océan Indien. Qu'il sache que cette collaboration fût, pour moi, très fructueuse.

Mme N. VATIN PERIGNON, Maître de Recherche au C.N.R.S., qui m'a proposé cette thèse, suivi sur le terrain et guidé dans l'orientation de mes recherches. Je lui dois beaucoup, aussi bien pour m'avoir fait connaître ce domaine passionnant de la volcano-structurale que pour m'avoir procuré d'excellentes conditions de travail (le rhum y compris). Pour son soutien et sa confiance, je la remercie vivement.

Mes remerciements vont également aux autorités locales de la Réunion (Préfecture, Gendarmerie et Direction Départementale de l'Équipement) ainsi qu'à M. M. MALICK, Directeur du Service Météorologique de la Réunion, pour l'aide matérielle indispensable qu'ils m'ont tous apportée et sans laquelle ce travail aurait été impossible.

Sachez que je ne vous oublie pas, J. BOUDON, Y. LEMORDANT, P. COCHONAT, P. BERTRAND, vous qui m'avez si gentiment accueilli lorsque je revenais des Cirques.

En ce qui concerne la frappe de ce mémoire, j'exprime toute ma gratitude à Mme C. MEUGNIOT pour avoir terminé une grande part de ce travail dans les temps

impartis ainsi qu'à Nanou DENIELOU qui m'a généreusement offert son aide précieuse après ses journées de travail.

Un grand merci à mes camarades de 3ème cycle pour l'ambiance dont ils ont su m'entourer et pour avoir supporté mes digressions chantées.

Mes remerciements et ma reconnaissance vont également aux habitants de chez "Charles" qui, tout au long de l'année, ont représenté la partie récréative de ce travail ; le pourcentage divertissement en somme. Quand je pense qu'ils ont passé un samedi soir à lire ce texte en entier (hé oui !) afin d'y déceler les nombreuses imperfections de Français ... ! Bravo à eux.

Pour terminer, je voudrais adresser un dernier mot à mes parents qui ne m'ont pas vu beaucoup à la maison durant ces dernières années. Pour l'aide et la compréhension qu'ils m'ont accordées dans le choix de ce métier, je les remercie vivement.

Encore merci au Rhum Réunionnais, mon compagnon de veillées studieuses.

RÉSUMÉ

Située dans le Bassin des Mascareignes (Océan Indien Occidental), l'Ile de la Réunion se compose de deux massifs volcaniques : le Piton des Neiges (3 069 m), éteint et très érodé, au NW et le Piton de la Fournaise (2 631 m), actuellement en activité, au SE.

Le Piton des Neiges s'est édifié en deux périodes d'activité majeures séparées par un hiatus de 80 000 ans : la période des océanites (>2 Ma - 0,430 Ma) et la période des séries alcalines différenciées (0,350 Ma - 0,050 Ma).

La ligne structurale majeure du Piton des Neiges est le rift hawaïen N 120 qui a fonctionné tout au long de l'histoire du volcan. Il s'accompagne d'un système de fractures N 30 jouant en décrochement dextre et le long desquelles des fissures d'extension N 70 se disposent en échelon. Cet axe d'ouverture N 120 se situe à l'aplomb d'un éventuel paléorift océanique N 127 (éteint il y a 60 Ma) du Bassin des Mascareignes, accompagné de failles transformantes N 37 (PATRIAT et SCHLICH, 1979). Le parallélisme entre ces structures océaniques et aériennes signifierait que l'édification du Piton des Neiges (et de l'Ile de la Réunion) résulte de la réactivation de cet ancien rift océanique. Le soubassement de l'île aurait, dans cette hypothèse, 60 Ma.

Quatre phases volcano-structurales ont accompagné l'édification du Piton des Neiges. Une cinquième phase, morpho-structurale, clôt l'histoire de ce volcan.

1ère phase : Emergence de l'île. 3,5 Ma ? à 2 Ma. Le rift N 120 fonctionne comme une fissure éruptive et produit des brèches et coulées volcaniques (océanites anciennes) dont l'origine serait mixte : phréatomagmatique et aérienne. Durant la période de calme qui suit, des intrusions (dykes et sills) se mettent en place à l'occasion de subsidences en chaudière dues à la baisse de pression du magma sous-jacent.

2ème phase : 2,1 à 0,430 Ma. Une chambre magmatique très large s'installe à la base de la croûte océanique. Elle est responsable de l'édification du bouclier primitif d'océanites (océanites récentes). Le poinçonnement provoqué par cette chambre et donc le bombement de l'appareil volcanique, sont matérialisés par un système de fissures radiales, groupées en une étoile à trois branches (rifts mineurs), et greffé sur le rift N 120. La partie sommitale du bouclier, étirée, s'effondre à la manière de grabens circulaires : la caldeira I (30 km de diamètre), de type hawaïen.

3ème phase : Après une période de repos de 80 000 ans, l'activité volcanique reprend (0,350 Ma à 0,050 Ma). Une chambre magmatique plus petite s'est installée dans la partie superficielle de la croûte océanique ; elle est responsable de l'apport des séries alcalines différenciées comblant la caldeira I. Le système de fractures radiales et concentriques (les cone sheets), caractérisant cette période, a livré passage à deux sortes de magma : 1 : des dolérites hydrothermalisées (à faciès prehnite-pumpellyite), provenant de la chambre profonde ;

2 : des syénites et trachytes, provenant de la chambre haute. Une caldeira II (15 km de diamètre) est liée aux cone sheets. A la différence de la caldeira I du bouclier d'océanites, ses failles bordières sont actives et nourricières de pyroclastites différenciées acides. Durant cette période l'activité du rift N 120 est réduite et s'est déplacée vers le SE, sous le premier massif de la Fournaise.

4ème phase : Elle correspond au remplissage de la caldeira II et s'accompagne d'un petit système d'intrusions concentriques et radiales (4 km de diamètre).

5ème phase : Le Piton des Neiges s'éteint vers 0,050 Ma. Trois larges excavations, les cirques, entaillent la partie centrale du massif. Il s'agit d'effondrements d'origine morpho-tectonique guidés par les fractures préexistantes mais causés par l'érosion.

Ce mémoire se compose de deux parties :

1ère partie : EVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES : aspect descriptif des structures - observations géologiques (cartes et coupes).

2ème partie : ESSAI D'INTERPRETATION MECANIQUE DES STRUCTURES DU PITON DES NEIGES :

- 1 - Mécanismes de formation des caldeiras du Piton des Neiges et structure de la croûte océanique au droit de l'île de la Réunion.
- 2 - Etat des connaissances sur les structures de l'Océan Indien Occidental et relations avec les structures aériennes du volcan du Piton des Neiges.

CONCLUSION : Origine de l'île de la Réunion : hot spot ou fracture crustale ?

ABSTRACT

The island of Réunion lies in the Mascarene basin (Western Indian Ocean) and consists of two shield volcanoes : Piton des Neiges (3,069 m), extinct and deeply eroded, in the NW and Piton de la Fournaise (2,631 m), an active volcano, in the SE.

The polygenetic volcano of Piton des Neiges was built over two periods separated by a hiatus in volcanism of the duration of about 80'000 y : the older stage (> 2.0 to 0.43 m.y.) consisting of oceanites and olivine basalts and the younger stage (0.350 to 0.050 m.y.) of differentiated series.

The major structural feature of Piton des Neiges is the hawaiian rift trending N 120 which was active during the entire volcanic activity and associated with dextral strike-slip shear faults trending N 30 and en-echelon extensional fissures N 70. This rift zone is situated over a probable oceanic paleorift trending N 127 (extinct 60 m.y. ago) in the Mascarene basin, associated with transform faults N 37 (PATRIAT and SCHLICH, 1979). The relationships between these oceanic and aerial structures could signify that growth of Piton des Neiges (and Réunion island) results from the rejuvening of the ancient oceanic rift. Therefore, the basement of the island would date 60 m.y.

Four volcano-structural stages have accompanied the building of Piton des Neiges. The fifth one, morpho-structural, closes the history of the volcano.

1st phasis : Emergent growth stage of the island. 3.5 m.y. ? to 2.0 m.y. During the subaerial episode of the volcanism, the major eruptive fissure system is the rift zone trending N 120 producing breccias and lava tubes (older oceanite series). They could be as the result of the combination of phreatomagmatic and aerial activities. During the following period of quiescence, dikes and sills intrude the serie as the result of cauldron subsidences due to the decrease of the pressure of the underlying magma.

2nd phasis : 2.1 to 0.430 m.y. A large magmatic chamber settled down at the lower part of the oceanic crust corresponding to the growth of primitive shield volcano (younger oceanite series). The punching caused by this magmatic body resulted in the bulge of volcano, corresponding to numerous radial sheets arranged in three minor rift zones accompanying the major rift zone trending N 120. The summit part of the shield volcano stretched and then collapsed in a circular graben-like manner : the caldera I (30 km in diameter), of the hawaiian type.

3rd phasis : Following the period of quiescence of 80,000 y., an new volcanic activity occurred (0.350 m.y. to 0.050 m.y.) consisting of differentiated series infilling the caldera I. These lavas was provided from a still smaller magmatic chamber in the upper part of the oceanic crust. During the episode of differentiated lavas, the central part of the volcano collapsed and a new caldera (caldera II - 15 km in diameter) was formed. This structure is accompanied

by cone sheets and radial intrusions consisting of 1 : dorerites altered by hydrothermal processes (prehnite-pumpellyite facies), provided from the lower magmatic chamber, 2 : syenites and trachytes provided from the upper chamber. Unlike the caldera I of primitive shield volcano, the arcuate fissures limiting the second caldera were active and furnished pyroclastic deposits and cone sheets. During this period the rift N 120 activity decreased and migrated to the SE, under the primitive Piton de la Fournaise massif.

4th phasis : It corresponds to the infilling of the caldera II and is accompanied by a little concentric and radial sheet system (4 km in diameter).

5th phasis : Piton des Neiges was extinct at 0.50 m.y. Three large excavations were cut in the central part of the massif (the cirques). They correspond to the collapse caused by the morpho-tectonics aided by the preexisting fractures but due to the later erosion.

This work is composed of two parts :

1st part : VOLCANO-STRUCTURAL EVOLUTION OF PITON DES NEIGES MASSIF : descriptive aspect of structures - geological observations (maps and cross sections).

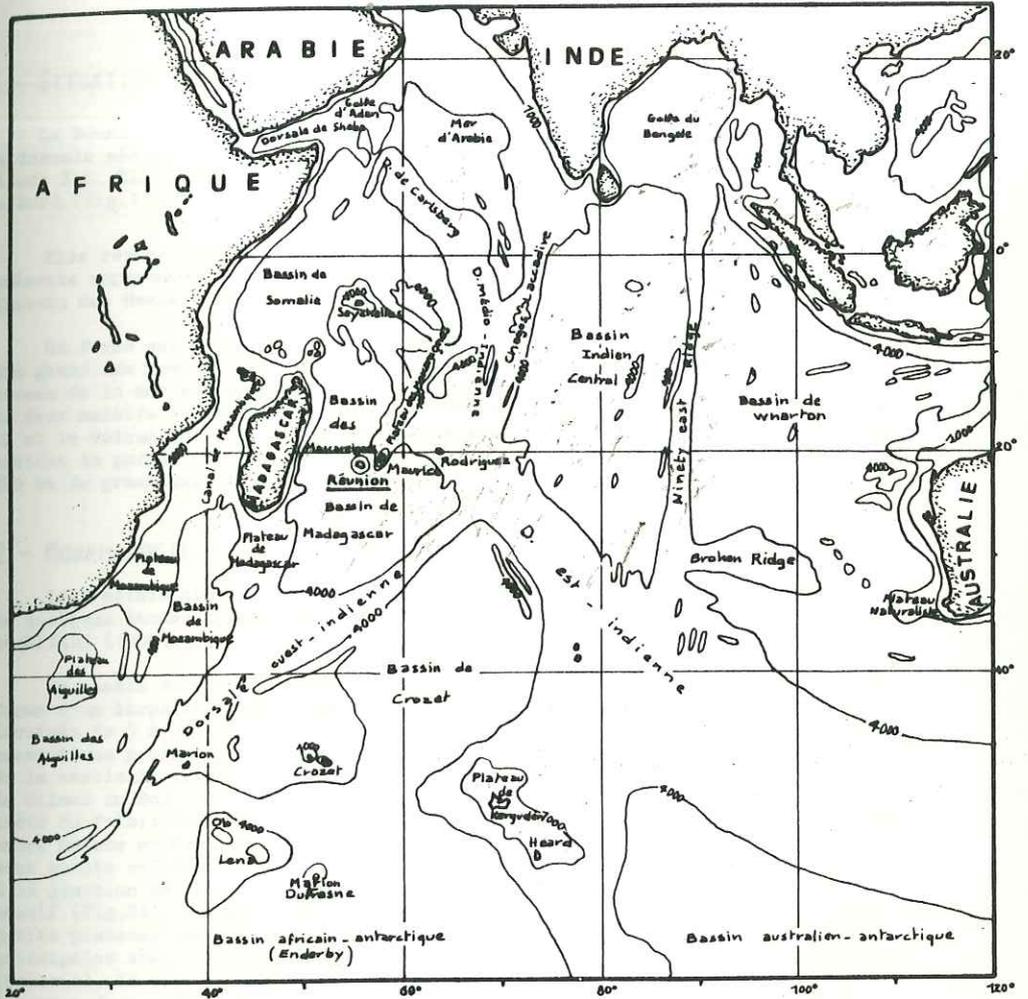
2nd part : AN ATTEMPT TO THE MECHANICAL INTERPRETATION OF THE STRUCTURES OF PITON DES NEIGES.

- 1 - Mechanisms of formation of calderas of Piton des Neiges and structure of the oceanic crust under the Réunion island.
- 2 - Present state of knowledge about the Western Indian Ocean and relationships with the aerial structures of Réunion island.

CONCLUSION : origin of Réunion island : hot spot or crustal fracture ?

PRESENTATION

=====



CARTE BATHYMETRIQUE SIMPLIFIEE
Fig.1 (ISOBATHES 1 000 m et 4 000 m) DE L'OCEAN INDIEN (SCHLICH 1975)
POSITION DE L'ILE DE LA REUNION

PRESENTATION

1 - SITUATION ET APERÇU GÉOGRAPHIQUE

La Réunion est une île volcanique située dans l'Océan Indien Occidental, entre la dorsale médio-indienne et Madagascar, par 21°7' de latitude Sud et 55°32' de longitude Est. Elle forme avec les îles Maurice et Rodriguez l'archipel des Mascareignes au Nord (Fig.1).

Elle repose, isolée, sur un plancher océanique situé à - 4000 mètres qui ne présente apparemment pas d'accidents topographiques majeurs et ne semble pas liée au plateau des Mascareignes dont l'île Maurice constitue l'extrémité méridionale.

Sa forme est elliptique et présente un allongement suivant la direction NW-SE. Son grand axe mesure 70 km et l'axe transverse 50 km. Le périmètre de l'île au niveau de la mer est de 210 km et sa superficie est de 2 512 km². Elle est composée de deux massifs volcaniques ; le Piton des Neiges (3069m) aujourd'hui éteint, au NW et le volcan actif du Piton de la Fournaise (2631m) au SE (Fig.2A). Ils représentent la partie émergée d'un vaste complexe volcanique mesurant, à sa base, 240 km de grand axe et 200 km de petit.

2 - MORPHOLOGIE

Les reliefs très accidentés et variés de l'île de la Réunion ont fait l'objet de quelques études morphologiques approfondies, notamment celles de DEPOS du RAU (1959) et RIVALS (1950).

Le massif du Piton des Neiges occupe près des deux tiers de l'île. Il a la forme d'un large cône surbaissé, d'un diamètre moyen de 50 km, et ses flancs sont inclinés de 5 à 10°. La partie centrale du volcan est entaillée de trois larges excavations profondes de plus de 1000 mètres, aux parois très abruptes peu éloignées de la verticale (Fig.2). Ce sont les cirques de Mafate au NW, de Salazie au NE et de Cilaos au Sud. Ils sont séparés par des arêtes étroites très déchiquetées : la crête du Taïbit entre Mafate et Cilaos, la crête du Morne de Fourche et du Cimendef entre Mafate et Salazie, enfin la crête des Salazes entre Cilaos et Salazie. Les deux points culminants du Piton des Neiges (3069m) et du Gros Morne (2992m), placés à la jonction de ces trois arêtes, représentent le témoin de l'ancien sommet du massif (Fig.2A). De profondes ravines découpent l'intérieur des cirques isolant des petits plateaux souvent assez inclinés qui constituent les *Illets*. Les rivières principales sont : le Bras Rouge (Cilaos), la rivière du Mât et des Fleurs Jaunes (Salazie), la rivière des Galets (Mafate). D'autres ravines entaillent les pentes externes du massif : la rivière Saint-Denis et la rivière des Pluies au Nord, le Bras de la Plaine au Sud, la rivière des Marsouins à l'Est. Enfin à l'Est du massif, la plaine des Marsouins et le Plateau de Belouve constituent une dépression à fond plat située à une altitude moyenne de 1500 m et sont en très grande partie comblés de laves récentes.

De nombreux obstacles compliquent les recherches géologiques : reliefs très abrupts, cascades importantes occupant très souvent le lit des cours d'eau, végétation dense impénétrable, zones de cultures. Les voies de communication sont assez nombreuses : routes (Cilaos et Salazie), chemins et pistes forestières. Des sentiers de braconniers permettent souvent d'atteindre des lieux réputés inaccessibles.

Le Piton de la Fournaise occupe le tiers sud-est de l'île. Il s'est édifié sur

les pentes orientales du massif du Piton des Neiges et présente, lui aussi, la forme d'un bouclier volcanique primitif conique aux pentes régulières inclinées d'une dizaine de degrés vers la mer. La zone active se situe au centre d'un effondrement en fer à cheval appelé l'Enclos ouvert vers l'Est sur la mer. Une deuxième crête de falaises plus occidentale enveloppe l'Enclos Fouqué et forme les escarpements des rivières des Remparts et de l'Est. L'ensellement entre les massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise est recouvert de laves issues de petits cônes adventifs qui ont donné naissance vers le Sud à la plaine des Cafres, au relief relativement calme descendant progressivement vers la mer, et au Nord à la plaine des Palmistes, vaste dépression à fond plat ouverte sur la côte nord-est de l'île.

La population, surtout concentrée à la périphérie de l'île, exceptée la zone du Grand Brulé du massif de la Fournaise, est très clairsemée dans les cirques et localisée sur les îlets.

3 - GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La Réunion, île entièrement formée de roches volcaniques et de produits qui en dérivent, a donné lieu à de nombreux travaux durant les cinquante dernières années. Ce furent d'abord ceux de A. LACROIX (1936 à 1940) orientés principalement sur le Piton de la Fournaise, complétés par l'étude géomorphologique de RIVALS (1950).

En 1967, BUSSIÈRE esquisse la première carte géologique au 1/100 000, précisée en 1975 par les quatre feuilles au 1/50 000 de BILLARD publiées en collaboration avec VINCENT.

Les travaux de pétrologie qui définissent les grands traits de l'édification de l'île sont dus à UPTON et WADSWORTH (1965 à 1972), LAUX (1976) et NATIVEL (1973 à 1978).

Les datations radiométriques de Mc DOUGALL (1971) et Mc DOUGALL et WATKINS (1973) permettent de situer dans le temps les différentes séries volcaniques qui ont édifié l'île.

Les données minéralogiques sont fournies par les travaux de LAUX et NATIVEL (1975), CLOCCHIATTI et NATIVEL (1978) et surtout NATIVEL (1972 et 1978) avec une étude fine des zéolites, de leur association et de leur zonation dans le massif du Piton des Neiges.

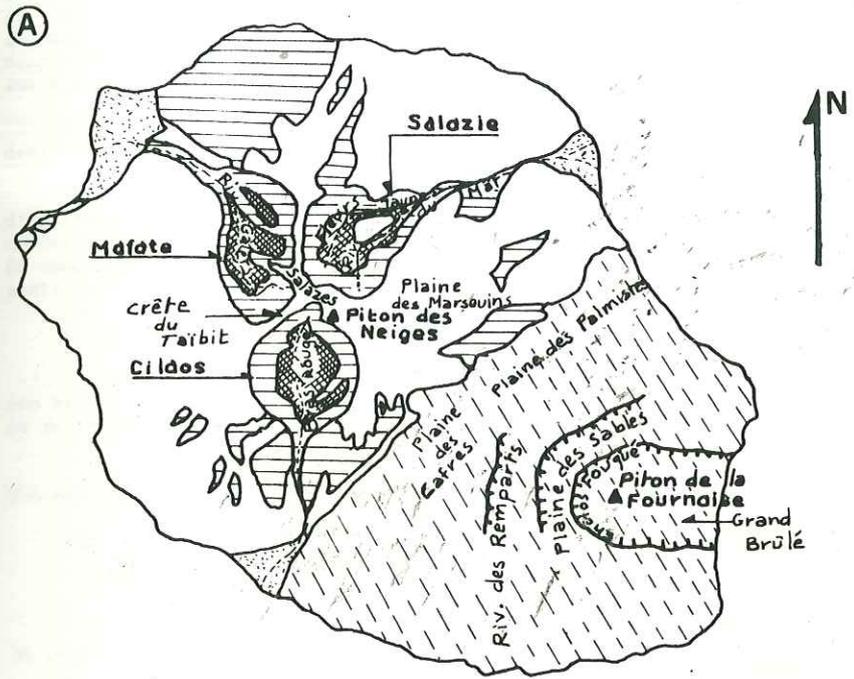
a) LE MASSIF DU PITON DES NEIGES

Ce large volcan bouclier présente dans sa partie centrale excavée, un empilement impressionnant de coulées de laves sur plus de 2500 m d'épaisseur. Les considérations pétrographiques ont amené les auteurs à distinguer deux principaux groupes de laves :

- La série des Océanites, constituant le bouclier primitif, est formée d'océanites et de basaltes à olivine et présente deux grandes phases d'activités bien individualisées :

. La plus ancienne affleurant surtout dans le fond des cirques (Fig.2A), est encore appelée série des océanites anciennes par UPTON et WADSWORTH (1965). Elle correspond à la phase I de BILLARD (1975). Il s'agit d'une formation complexe composée d'un mélange hétérogène de brèches, d'agglomérats et de coulées. Son altération très poussée : zéolitisation complète, la rend de ce fait indatable.

. Les océanites récentes (phase II de BILLARD) constituent l'ossature des reliefs du Piton des Neiges et représentent approximativement les deux tiers du volume du massif (Fig.2b). Elles sont formées, sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, d'un empilement de coulées de laves décimétriques à métriques, à surfaces cordées et débits ellipsoïdaux (laves en tube ou pahoehoe). La base seule de cette formation est zéolitisée, la partie supérieure, saine, a été datée par Mc DOUGALL (1971) entre 2,1 M.a. et 0,430 M.a. De par leur chimisme, les laves de la série des océanites anciennes et récentes sont qualifiées de type transitionnel à tendance tholéiitique (UPTON et WADSWORTH, 1966).



0 5 10 15 Km

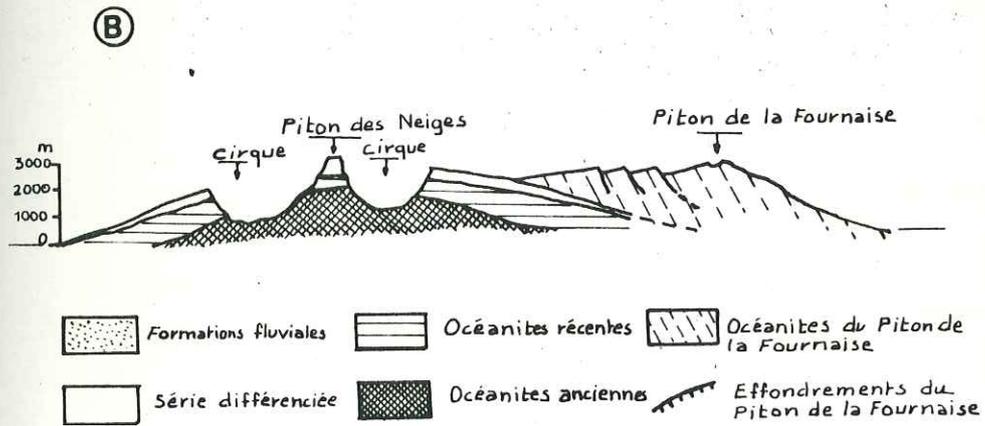


Fig.2 CARTE (A) et COUPE (B) GEOLOGIQUES SIMPLIFIEES DE L'ILE DE LA REUNION

- La série différenciée vient coiffer la précédente et correspond aux phases III et IV de BILLARD (1975). Elle est moins importante en volume (Fig.2b) et se compose de basaltes porphyriques, hawaïtes, mugéarites, benmoréites et trachytes. Le caractère alcalin de ses laves est nettement affirmé (UPTON et WADSWORTH, 1966). Les mesures radiométriques effectuées par Mc DOUGALL (1971) et GILLOT in NATIVEL (1978) (*) lui donnent un âge compris entre 0,350 et 0,046 M.a.

Notons que le dynamisme, surtout effusif tout au long de l'histoire du volcan, devient de plus en plus explosif durant la période des laves différenciées.

Les formations du Piton des Neiges sont traversées par d'innombrables intrusions d'épaisseur et de nature très variée : gabbros lités, océanites, basaltes à olivines, dolérites, syénites et trachytes sont les types pétrographiques les plus courants. Ce complexe de dykes et de sills n'avait fait, à ce jour, l'objet d'aucune étude particulière.

b) LE MASSIF DU PITON DE LA FOURNAISE

Celui-ci a dû naître il y a 0,360 M.a sur les flancs S.E. du massif du Piton des Neiges. Composé entièrement d'océanites et de basaltes à olivine, il est l'image de ce que devait être le Piton des Neiges il y a plus de 0,500 M.a.

Des considérations morphologiques, pédologiques et pétrographiques ont amené BILLARD (1975) à reconnaître quatre grandes phases d'activité :

- . Phases III.1 et III.2; contemporaine de la phase III du Piton des Neiges.
- . Phase IV; contemporaine de la phase IV du Piton des Neiges.
- . Phase V; activité du volcan actuel.

Des considérations structurales m'ont amené à définir quatre phases, différentes de celles de BILLARD, et séparées par trois accidents importants (carte hors texte).

Ainsi trois escarpements majeurs délimitent d'anciennes caldeiras :

- le rebord ouest de la rivière des Remparts;
- le rebord ouest de la rivière de l'Est surplombant la plaine des Sables;
- l'Enclos Fouqué se prolongeant à l'Est par les remparts du Bois Blanc et du Tremblet. C'est à l'intérieur de cette dernière caldeira récente que s'est édifié le volcan actif de Piton de la Fournaise, couronné par deux cônes à cratères partiellement emboîtés : le Bory et le Dolomieu.

Les dates des principales manifestations volcaniques de la Fournaise de 1708 à 1973 sont figurées sur la carte géologique de BILLARD et VINCENT (1975) et résumées dans la notice.

Enfin les dernières éruptions de 1972 à 1977 ont été décrites par MONTAGGIONI et al. (1972), KRAFFT et GERENTE (1977), KIEFFER et al. (1977).

4 - BUTS ET ORIENTATION DES TRAVAUX

A la suite des récents travaux de cartographie, pétrographie et géochimie effectués ces dernières années sur les volcans de l'île de la Réunion et de la création par le CNRS de la RCP 419 " Mascareignes et Comores-Volcanisme, Magmatisme et structures; Relation avec l'évolution de l'Océan Indien ", le massif du Piton des Neiges fût choisi pour une étude structurale en raison de la facilité d'observation de la zone interne dégagée par l'érosion. Cette étude m'a été confiée et, pour la réaliser, deux campagnes de terrain, d'une durée totale de cinq mois, ont été nécessaires, durant

(*) Les mesures ont été réalisées au laboratoire de datation K/Ar du Centre des Faibles radioactivités (Labo mixte CNRS/CEA de Gif/sur/Yvette).

deux années consécutives : de mi-Septembre à mi-Novembre 1977 et du début Juin à Fin Août 1978.

En entreprenant cette étude structurale j'avais donc tout d'abord pour but de replacer les événements pétrographiques du Piton des Neiges dans leur contexte tectonique et ensuite de définir, dans la mesure du possible, le rôle joué par le volcanisme de l'île de la Réunion dans l'évolution de l'Océan Indien occidental, notamment en ce qui concerne le volcanisme lié aux rides aiséismiques.

Ce mémoire se composera donc de deux parties :

PREMIERE PARTIE : EVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

Les grandes étapes structurales (systèmes intrusifs, effondrements, fracturation) qui ont accompagné l'édification du Piton des Neiges sont mis en évidence ainsi que leurs relations avec le massif de la Fournaise.

D'autre part, une étude pétrographique et dynamique sommaire sera entreprise sur l'ensemble des brèches de base, ainsi qu'une analyse des phénomènes d'hydrothermalisme liés à un système d'intrusions particulier, bien délimité dans le temps et dans l'espace.

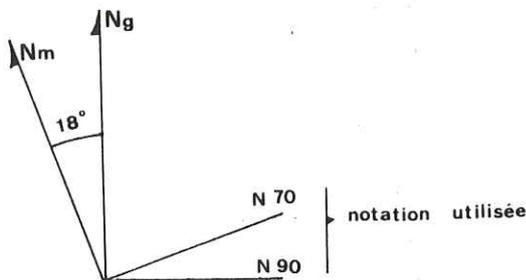
DEUXIEME PARTIE : ESSAI D'INTERPRETATION MECANIQUE DES STRUCTURES DU PITON DES NEIGES ; LES CALDEIRAS - LES RELATIONS AVEC L'OCEAN INDIEN

Dans un premier temps des modèles mécaniques seront proposés afin d'expliquer la mise en place des structures circulaires (intrusions et caldeiras) du Massif du Piton des Neiges.

Dans un deuxième temps le problème de l'île de la Réunion sera considéré à une échelle différente : celle de l'Océan Indien. Afin de replacer ce volcanisme dans ce vaste contexte, l'étude elle-même sera précédée par une mise au point des travaux des géophysiciens sur les structures et l'âge de la partie occidentale de cet Océan.

5 - NOTATIONS IMPORTANTES

La déclinaison magnétique au 1er Janvier 1969 était de $17^{\circ}7'$ vers l'ouest. Celle-ci augmente chaque année de 6 minutes sexagésimales. Pour les campagnes 1977 et 1978 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 DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

PLAN D'ETUDE

L'évolution volcano-structurale du massif du Piton des Neiges se calque très nettement sur les différentes unités stratigraphiques.

Néanmoins il est possible de déterminer cinq étapes structurales majeures dans l'histoire du volcan. Ce sont, de la plus ancienne à la plus récente :

- Les séries d'océanites

. première étape : la mise en place des brèches primitives et du complexe intrusif associé (*Chapitre I*).

. deuxième étape : les océanites récentes; Etablissement du bouclier primitif (*Chapitre II*).

- Les séries différenciées (*Chapitre III*)

. troisième étape la première période des laves différenciées; naissance du volcan de la Fournaise.

. quatrième étape : la deuxième période des laves différenciées et la fin de l'activité du Piton des Neiges.

- La tectonique tardive (*Chapitre IV*)

. c'est la cinquième étape. Elle correspond à la formation des cirques. L'évolution volcano-structurale du massif sera étudiée dans le sens chronologique des événements.

En annexe, est présentée une carte volcano-structurale du massif du Piton des Neiges (1/100 000) sur laquelle est reporté le maximum d'informations possible d'ordre stratigraphique et tectonique, replaçant ainsi les différents événements dans leur contexte général.

CHAPITRE I

LA PERIODE DES BRECHES PRIMITIVES

A - DEFINITION LOCALISATION

En raison de ses caractères pétrographiques (océanites-basaltes à olivine) et des faciès hétérogènes qu'elle présente, elle est encore appelée série des Océanites anciennes (Old oceanite series de UPTON et WADWORTH, 1965) ou phase I du Piton des Neiges (BILLARD, 1975) ou bien encore agglomérats des cirques (UPTON et WADWORTH, 1972, BILLARD, 1975)

Le terme de *brèches primitives* regroupe différents faciès lithologiques très distincts, qui ne sont pas forcément bréchiques, mais qui constituent par leur assemblage une unité volcano-structurale propre.

Brèches primitives = unité volcano-structurale

seront examinés successivement la stratigraphie, l'agencement morpho-structural, le complexe intrusif et les effondrements associés, ainsi que la pétrographie et le mode de mise en place de ces formations.

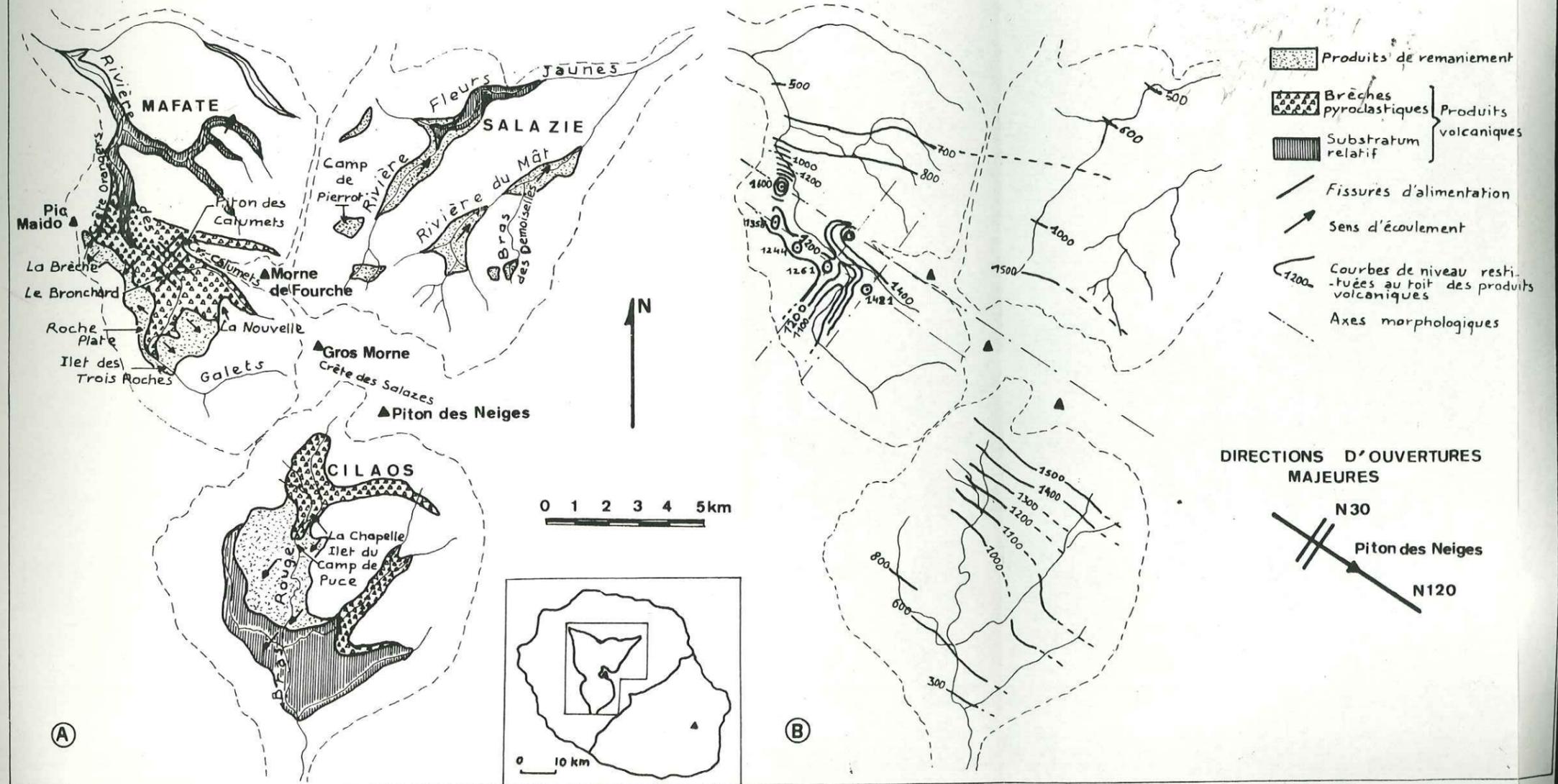
Cette série affleure en grande majorité à l'intérieur des trois cirques, dans le fond et les flancs de ravines profondes. Les meilleures coupes sont offertes par la rivière des Galets (Mafate), le Bras Rouge (Cilaos), la rivière du Mât et la rivière Fleurs jaunes (Salazie), Fig. 3A. A l'extérieur des cirques, leur extension est moins importante. Des affleurements très limités sont visibles sur la côte ouest entre le Cap La Houssaye et Saint Gilles (voir carte hors texte) BILLARD (1975) signale également des affleurements dans le Bras de St Suzanne et dans le Bras des Roches Noires (flanc sud-est du Massif).

Fig.3

CARTES GEOLOGIQUES DES BRECHES PRIMITIVES

A - Carte des affleurements

B - Restitution topographique au toit des produits volcaniques



B - STRATIGRAPHIE

BILLARD (1975) avait déjà qualifié les Océanites anciennes du fond des cirques comme étant un mélange de brèches anguleuses très indurées et d'agglomérats. Cette définition correspond en fait à deux catégories de produits composant l'unité volcano-structurale des brèches primitives, à savoir :

- les produits volcaniques, qui sont l'équivalent des brèches anguleuses indurées,
- les produits de remaniement, qui sont l'équivalent des agglomérats.

La série s'élève à plusieurs centaines de mètres au dessus du niveau de la mer (1300 m) et présente de nombreux faciès. En raison de leur altération poussée (zéolitisation) , ces formations n'ont jamais pu être utilisées pour des datations radiométriques. Elles sont au moins antérieures à 2 M.d. (MAC-DOUGALL 1971, première datation fournie et relative aux océanites non zéolitisées).

B1 - LES PRODUITS VOLCANIQUES

Les produits volcaniques qui constituent les différents faciès sont en grande majorité bréchiques. Il n'est pas possible d'établir une stratigraphie précise de ces formations en effet :

- les affleurements sont toujours situés dans les flancs de ravines encaissées ou de parois abruptes, donc inaccessibles.
- les mouvements les plus récents, datant de la formation des cirques, ont considérablement charrié ces formations, les basculant par panneaux, et rendant de ce fait assez hypothétique toute relation existant entre deux affleurements.
- aucun niveau repère ne peut être retenu pouvant servir de guide à l'étude de ces formations.

Toutefois, à partir de coupes discontinues effectuées dans le fond des ravines, il est possible d'établir une stratigraphie sommaire (tableau 1). Ces lieux d'observations sont

. Bras Rouge (Cilaos) : depuis les Trois Bras (450m) jusqu'au pont de la route de l'Ilet à Cordes (1100m).

. Rivière des Fleurs Jaunes (Salazie) depuis la cote 550 m (au nord de la Mare à Vieille Place) jusqu'en amont du Grand Sable (1250m).

. Rivière des Galets (Mafate) depuis les Trois Roches jusqu'en aval du Bronchard.

ou sur quelques flancs :

- . route de l'Ilet à Cordes
- . chemin de la Nouvelle à Roche plate (Mafate)

B-1-1- LE SUBSTRATUM

La partie immergée du volcan (4000m) est probablement formée, si l'on se reporte aux schémas hawaïens (MOORE et FISKE 1969), d'une accumulation de pillow lavas jusqu'à quelques dizaines de mètres sous le niveau de la mer. Au moment de l'émergence l'activité devient très explosive avec dépôts de produits hyalocalstiques puis franchement aérienne avec des coulées pahoehoe (Fig.4)

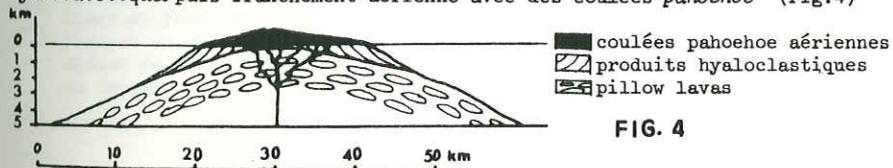


FIG. 4

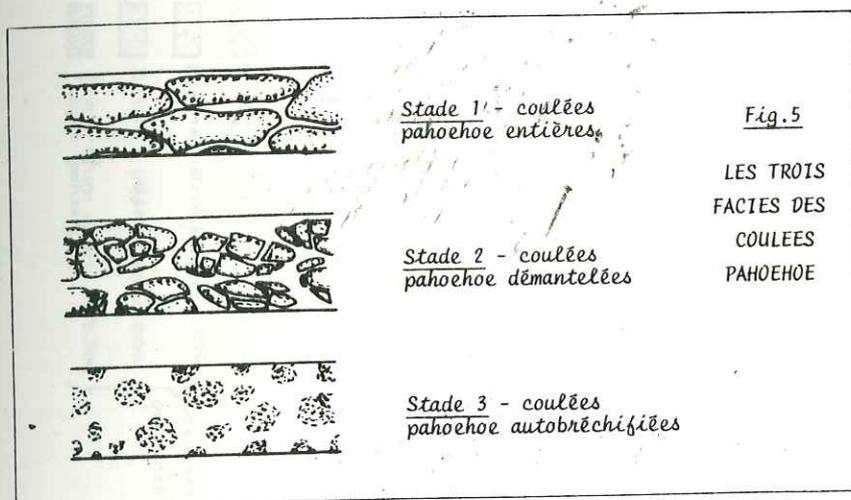
Les terrains les plus anciens que l'on atteint au coeur du Piton des Neiges (altitude actuelle entre 400 et 800 m) sont formés d'un empilement de coulées de type pahoehoe. Ils existent dans la partie aval des cirques ainsi qu'au Cap La Houssaye, côté Ouest (carte annexe).

Ces laves, très fortement zéolitisées, présentent :

- dans un premier stade un découpage en amygdales à élongation horizontale et à structure concentrique soulignée par la zéolitisation, visualisant ainsi la forme des tubes (Fig.5).

- au stade suivant ces coulées sont démantelées mais les blocs éclatés et séparés de quelques centimètres conservent dans leur ensemble la structure en tubes.

- lorsque le démantèlement est maximum, il se forme une brèche monogénique à blocs centimétriques à décimétriques plus zéolitisés que la matrice (Fig. 5 - stade 3). Il est à noter que seule cette zéolitisation en plages bien délimitées confère à l'affleurement un faciès bréchi que et que le passage



d'un faciès à un autre n'a jamais été réellement observé.

Ces formations de base sont visibles sur de faibles épaisseurs à l'échelle du massif : quelques dizaines de mètres au maximum dans Mafate, le long du flanc gauche de la rivière des Galets au niveau de la Crête des Orangers (carte hors texte), où l'on peut suivre une discordance morphologique entre ces coulées zéolitisées et autobréchiques et les brèches pyroclastiques sus-jacentes.

VINCENT signale au Cap La Houssaye (comm. orale) un affleurement de pillow lavas zéolitisés situé à une vingtaine de mètres au-dessus du niveau de la mer, mais de telles structures en coussins n'ont jamais été observées dans les laves du fond des cirques. Ces coulées pahoehoe, vu leur faible épaisseur apparente, forment un substratum tout à fait relatif dont il faut bien se contenter à défaut de moyens de prospection plus importants, tels que les forages (Fig. 6 et Tableau 1).

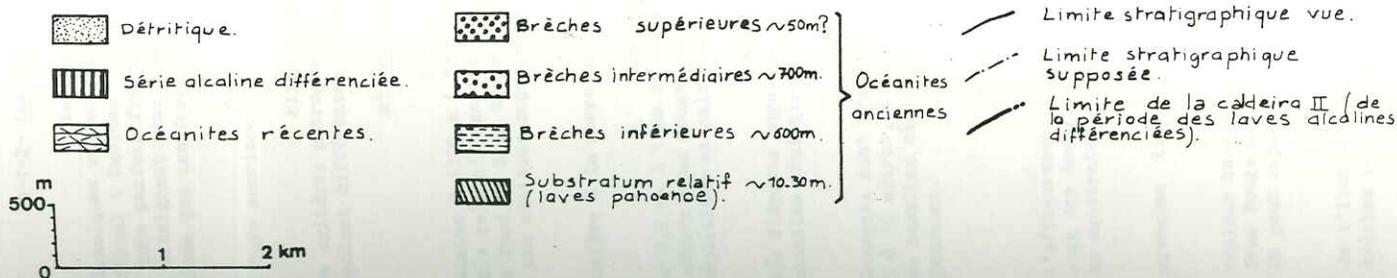
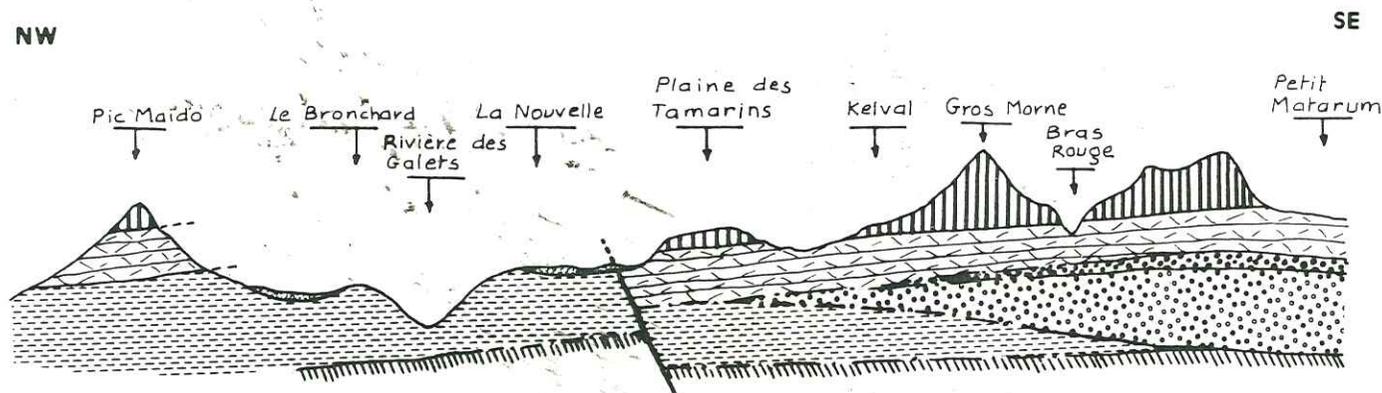


Fig. 6

COUPE INTERPRETATIVE ETABLISSANT LES RELATIONS STRATIGRAPHIQUES
ENTRE LES DIFFERENTES BRECHES PYROCLASTIQUES

B-1-2- LES BRECHES PYROCLASTIQUES

Au-dessus des coulées dites *de base*, la masse des produits volcaniques est en majorité bréchique et représente 700 mètres de développement vertical (Tableau 1), ces pyroclastites sont entrecoupées de coulées de lave en tube parfois fragmentées et autobréchifiées, comme les coulées de base, et atteignant plus d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, c'est pour cette raison que les formations inférieures sont désignées comme substratum relatif.

Les pyroclastites alternent également avec de nombreuses passées de tufs scoriacés de quelques mètres d'épaisseur.

Elles apparaissent soudées et indurées et se subdivisent, selon des critères pétrographiques, en trois groupes dont les positions stratigraphiques semblent différentes (Fig. 6 et Tableau 1).

a) Les brèches inférieures

Cette série affleure essentiellement dans Mafate où elle culmine à 1300 m (BRONCHARD) et peut être à 1600 m sur la crête des Orangers mais cela n'a pas été vérifié. Dans Cilaos elle existe en petites passées dans le fond du Bras Rouge ou englobée dans des brèches de remaniement et se situe à une altitude moyenne de 700 m (aval de la Chapelle, Fig.3 et Tableau 1)

L'intercalation irrégulière brèches-coulées de 5 à 20 m confère à la masse des terrains une structure litée grossière.

Les éléments qui composent les brèches sont des fragments de 0,5 cm à 1 dm de *basalte aphyrique scoriacé à bordure figée*. La matrice, indurée brun rouge, est riche en écharde vitreuses millimétriques; elle est très zéolitisée et calcitisée.

Certaines passées bréchiques sont plus hétérogènes et englobent des *éléments anguleux* de très grande taille *arrachés aux formations sous jacentes* : basaltes zéolitisés, fragment de dykes à parois figées.

Dans Mafate, les massifs du Bronchard et de la crête des Orangers sont traversés de fissures d'alimentation d'une largeur variant de 5 à 10 mètres, à remplissage uniquement bréchique. Les éléments sont des blocs de basaltes zéolitisés à structure en tube conservée, provenant des coulées sous-jacentes.

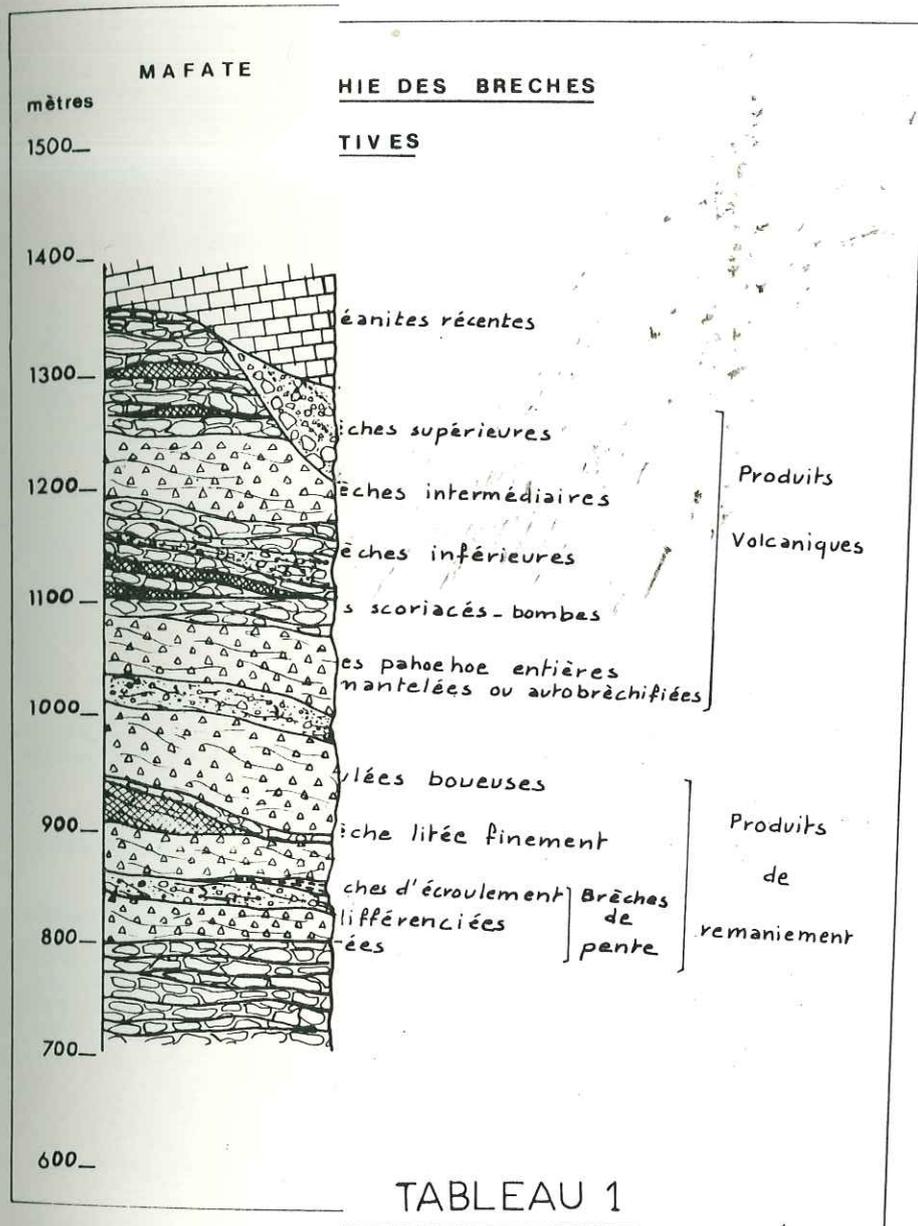
b) Les brèches intermédiaires

Elles ne possèdent aucun litage ni structure de coulée à l'affleurement. Les fragments millimétriques à décimétriques qui la composent, sont des *basaltes à pyroxène* visibles à l'œil nu, ainsi que des éléments arrachés au substratum : basalte zéolitisé, tronçons de dykes.

La matrice très indurée, est également riche en cristaux de pyroxène libres.

Cette formation est très chloritisée ce qui lui confère une couleur unie bleu vert; elle est en place dans le fond et sur les flancs du Bras Rouge depuis 900 m d'altitude, mais sa limite supérieure n'est pas connue. On peut cependant estimer ces brèches à 700 m d'épaisseur (Fig.6, Tableau 1).

Un affleurement d'accès facile est situé au niveau du pont de l'Ilet à Cordes enjambant le Bras Rouge. Sur les flancs de la ravine ces brèches sont, en grande majorité, emballées dans des produits de remaniement.



Le passage des brèches inférieures (très limitées dans Cilaos) aux brèches intermédiaires n'a jamais été observé.

c) Les brèches supérieures

De couleur grise, elles se composent d'éléments anguleux millimétriques à centimétriques de :

- . Basalte scoriacé zéolitisé à olivine
- . Basalte scoriacé zéolitisé porphyrique à pyroxènes millimétriques, feldspaths en aiguille et olivines.

Ces deux termes coexistent dans des proportions variables (0 à 100 %) au sein de la brèche pyroclastique.

La matrice indurée est riche en minéraux. Ces brèches n'ont *jamais été vues en place*, mais en blocs d'origine cyclonique et galets dans les Bras de Benjoun et Saint Paul (Cilaos) ainsi que dans la rivière Fleurs Jaunes (Salazie) au pied de la crête des Salazes. Etant donné leur zéolitisation et leurs caractères minéralogiques, elles appartiendraient à l'unité volcano-structurale des brèches primitives. Leur limite supérieure se situerait vers 1500 m dans les parois du Bras Rouge et à l'aplomb du Grand Sable, ce qui leur conférerait une puissance de quelques dizaines de mètres (Fig.6 et Tableau 1).

A la fin de cette période l'activité volcanique devient plus effusive et finalement les brèches primitives sont coiffées par une série de coulées de laves pahoehoe zéolitisées. Il est difficile d'établir une limite nette entre les océanites anciennes (brèches primitives) et les océanites récentes (Cf. Chap.II) cependant l'inter phase est marquée par une période de calme éruptif attestée par des nombreuses surfaces de discordance.

B-1-3- LES PASSEES DE TUFFS SCORIACES

Ces tufs s'intercalent sur quelques mètres d'épaisseur à tout niveau, au sein des brèches pyroclastiques (Tableau 1). Il s'agit soit de passées métriques de tufs scoriacés rubéfiés, soit des produits de véritables points de sortie dont une partie, même minime, du cône est encore visible.

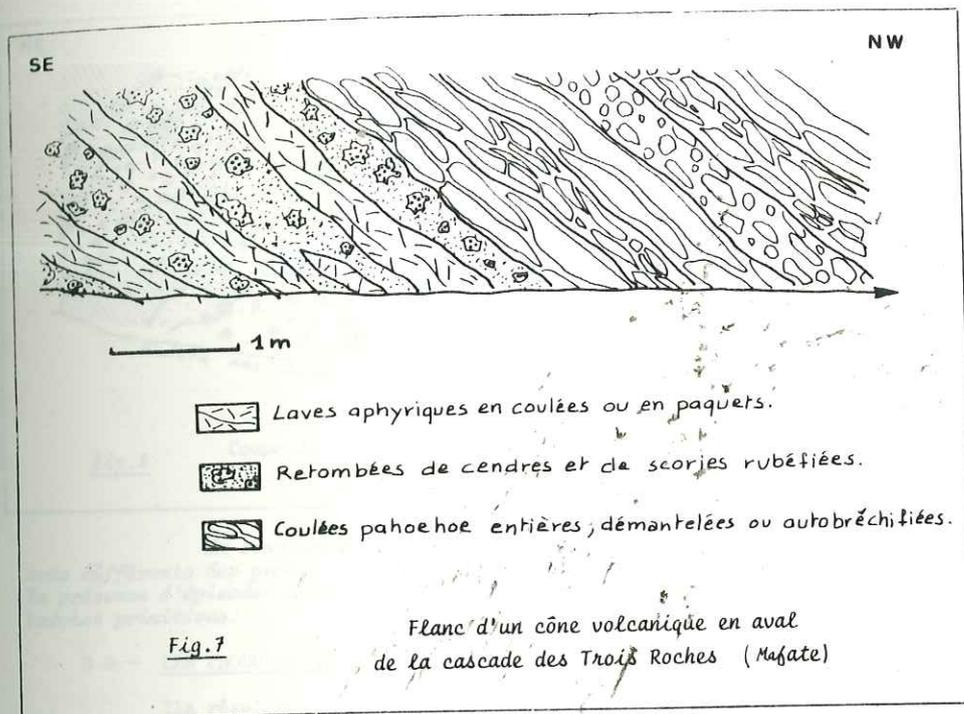
L'affleurement le plus caractéristique se situe dans le fond de la rivière des Galets vers 1150 m, juste en aval de la cascade de l'Ilet des Trois Roches formée par un sill syénitique.

Le pendage des couches à 40 degrés vers le NO et l'abondance de *bombes et produits scoriacés rubéfiés* attestent la présence d'un point d'émission proche. En effet, sur un volcan de dynamisme hawaïen où le gaz est presque entièrement contenu dans les laves, l'activité explosive est très réduite et les produits qui en résultent (bombes, scories, cendres) retombent à proximité du cratère, formant ainsi un cône de débris possédant une pente importante de 30 à 40°, supérieure à celle des coulées pahoehoe (5°) constituant le volcan.

La stratigraphie observable est la suivante (Fig.7) :

- un cône de scories rouges, brunes ou noires accompagnées de bombes en bouse de vache et de paquets de lave aphyrique, entrecoupées de coulées demi-métriques, massives, de lave aphyrique sombre et bulleuse.

- des coulées de lave en tube parfois autobréchifiées et remaniant à la base les scories sous-jacentes sur 10 cm.



Cette coupe représente manifestement la stratigraphie d'un point d'émission aérien, comme on peut la voir sur les cônes actuels de la Fournaise.

D'autres preuves de l'existence de tels appareils sont visibles, toujours dans Mafate, notamment sur le chemin reliant la Nouvelle au Bras de Remy (sentier scabreux non mentionné sur les cartes topographiques). En effet au point 1331 m et sur le flanc de la ravine (vers 1200m) on observe des passées scoriacées rouges importantes accompagnées de bombes décimétriques appartenant, pour les raisons citées précédemment, à un appareil explosif aérien.

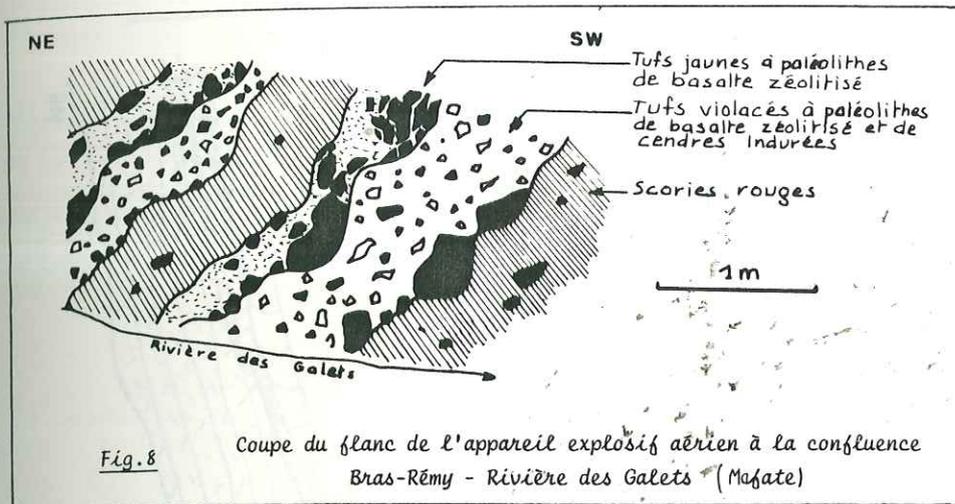
A la confluence du Bras Remy et de la Rivière des Galets (850m) affleure sur vingt mètres carrés, le flanc d'un appareil explosif dont les produits pendent vers le nord-est de 30 degrés. Il présente un empilement de venues diverses (Fig.8):

- passées métriques de scories rouges indurées à paléolithes centimétriques à décimétriques de basalte aphyrique zéolitisé.

- passées décimétriques de cendres jaunes et blanches indurées, englobant des paléolithes de basalte aphyrique éclatés mécaniquement lors de leur retombée. Ces blocs sont concentrés à la base des dépôts et sur certains, la zéolitisation souligne une structure en tube.

- passées décimétriques de tufs à matrice cendreuse indurée, jaune violacée, renfermant des fragments divers : paléolithes (cm à dm) de basalte zéolitisé éclatés, xénolithes (demi-centimétriques) anguleux composés de cendre jaune indurée.

D'autres niveaux scoriacés affleurent sporadiquement dans les trois cirques.



En conclusion, ces tufs scoriacés rubéfiés, oxydés à l'air libre, très différents des produits d'explosions sous-aquatiques (hyaloclastites), attestent la présence d'épisodes d'activité volcanique aérienne au sein de la période des brèches primitives.

B 2 - LES PRODUITS DE REMANIEMENT

Ils résultent de la destruction des édifices volcaniques et peuvent donc à ce titre apparaître à tous les niveaux stratigraphiques, mais ils se déposent en majorité assez loin à la périphérie des zones d'émission (Fig. 3A).

Trois sortes de brèches de remaniement peuvent être distinguées selon leur mode de mise en place et l'agent de transport utilisé.

B-2-1- LES BRÈCHES DE PENTE

Ces produits d'épandage par gravité contiennent des blocs anguleux décimétriques à décamétriques emballés dans une matrice terreuse assez abondante (10 à 20 %) et se situent au voisinage immédiat de la zone d'alimentation.

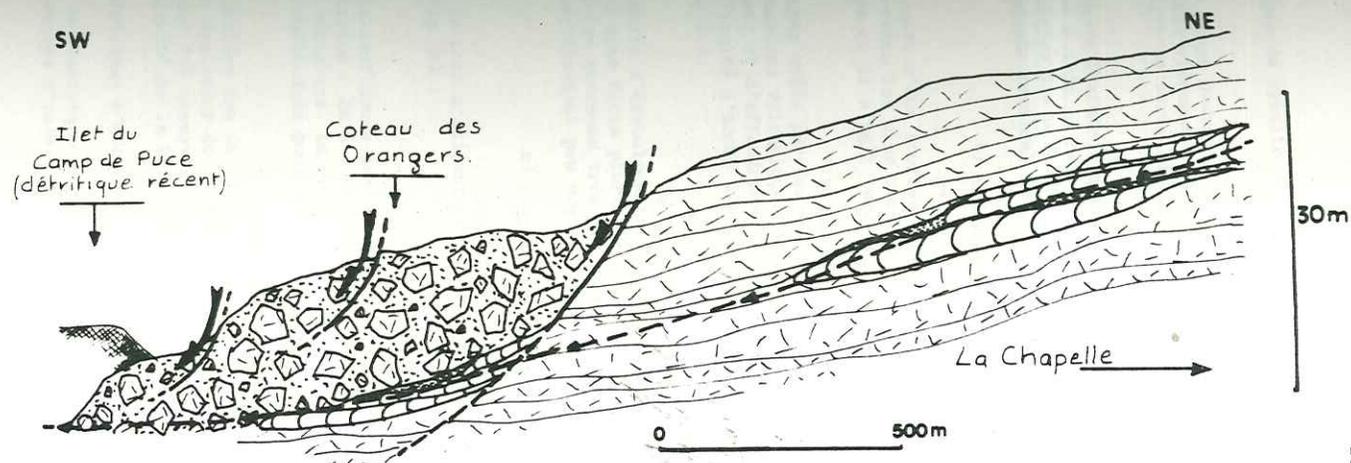
La composition des blocs est diverse; brèches pyroclastiques, basaltes à olivine zéolitisés, scories, éléments de dykes.

Leur position stratigraphique et géographique sembleraient indiquer qu'elles se sont mises en place en fin d'activité volcanique par destruction des reliefs créés. En fait le contact entre les formations volcaniques et les formations détritiques n'est jamais visible et le passage franc ou latéral entre ces deux terrains n'est pas vérifié (Tableau 1).

Selon leur texture et leur degré de remaniement elles se subdivisent en trois groupes (Tableau 2).

a) Les brèches de pente indifférenciées

Elles sont hétérogènes et ne présentent aucune texture, litage ou stratigraphie. Ces produits d'épandage, dont le diamètre des blocs peut être supérieur au mètre, sont particulièrement abondants sur les flancs du Bras Rouge (Cilaos), notamment en rive droite le long de la portion de route comprise entre



-  Produits volcaniques (brèches pyroclastiques et coulées).
-  Brèche d'éroulement.
-  Coulées boueuses.
-  Brèche finement litée.
-  Fracture de décollement et sens du glissement
-  Bras Rouge

Fig.9

COUPE DES FORMATIONS DU FOND DU BRAS-ROUGE (CILAOS) : LES BRECHES D'ECROULEMENT. LES INTRUSIONS NE SONT PAS REPRESENTEES

le dyke de syénite et l'Ilet des Orangers.

Le passage entre ces brèches et les produits volcaniques du Bras Rouge pourrait se faire de façon latérale (Tableau 1). En effet, de nombreuses coulées viennent s'intercaler entre ces produits d'épandage. La destruction des reliefs se serait donc fait au fur et à mesure de leur création.

Au lieu dit " La Brèche ", entre le Pic Maïdo et la crête des Orangers (Mafate), affleure une brèche de pente à éléments hétérogènes, anguleux (1 cm à 1 dm), riche en matrice terreuse. Elle est recouverte en discordance par la série des océanites récentes. Cette formation se place incontestablement dans l'épisode terminal de calme éruptif et de destruction des reliefs.

b) Les brèches d'écroulement

C'est dans le fond du Bras Rouge, au niveau du Camp de Puce, et au cours d'une tournée effectuée avec J. NOUGIER et N. VATIN-PERIGNON, qu'ont été observées les plus caractéristiques. Les blocs englobés ont un diamètre supérieur au mètre et il s'agit parfois de véritables panneaux de roche décimétriques.

Elles résultent vraisemblablement de la destruction de reliefs abrupts créés par les empilements de produits volcaniques. Le contact entre les formations volcaniques et les brèches d'écroulement se ferait par faille de décollement et d'effondrement, mais cela n'a *jamais pu être vérifié* en raison de la difficulté d'accès des parois et du peu de solidité des produits qui les composent (Fig.9).

Le Camp de Pierrot dans Salazie est recouvert de blocs de ces produits d'écroulement. Il s'agit là d'une brèche à éléments anguleux (1 dm à 1 m) ou à gros blocs plurimétriques fracturés de basalte zéolitisé, englobés dans une matrice terreuse très peu abondante mais riche en zéolite. Ce matériau disloqué a certainement peu voyagé, se trouvant très près de la zone d'alimentation.

c) Les brèches de pente litées

Preuve d'un degré de remaniement supérieur et de l'éloignement de la zone d'alimentation, ces brèches se rencontrent actuellement en deux endroits (Fig.3A) :

- Dans la rivière du Mât (Salazie), en aval du Piton d'Enchain, à la confluence avec le Bras des Demoiselles : elles sont affectées par un litage grossier (dm à 1 m) impliquant de nombreux blocs de taille importante supérieure au décimètre. La pente de ces produits d'épandage est forte (25 à 30° vers le NE) et suffisante pour donner un litage par gravité.

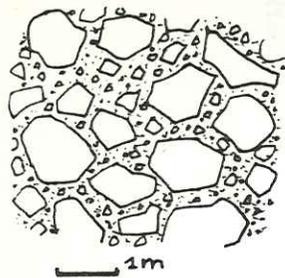
- Dans la gorge formée par le sill syénitique des Trois Roches (Rivière des Galets, Mafate), les brèches présentent un litage décimétrique sur une épaisseur de 30 mètres (Tableau 2). Aucun chenal ni litages entrecroisés n'ont été observés. Ces dépôts présentent une stratigraphie assez nette avec une polarité de la base vers le haut de la série.

Les premiers éléments mis en place sont des blocs (dm à 1 m) cahotiques n'observant aucune structure litée.

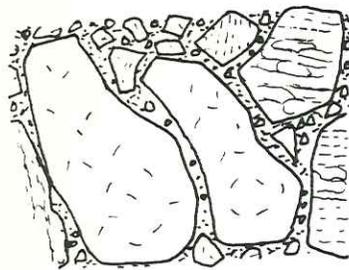
Vers le haut de la série la taille des éléments diminue (centimétrique au sommet) et le litage apparaît. Quelques venues plus grossières viennent s'intercaler au sein des dépôts.

LES PRODUITS DE REMANIEMENT - TABLEAU 2

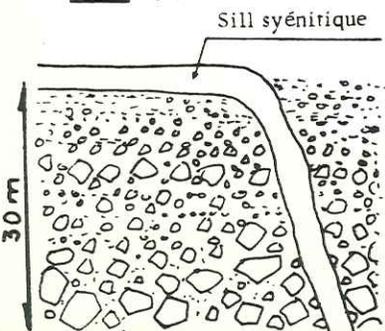
Brèches de pente



Indifférenciées
Bras rouge
(Cilaos)

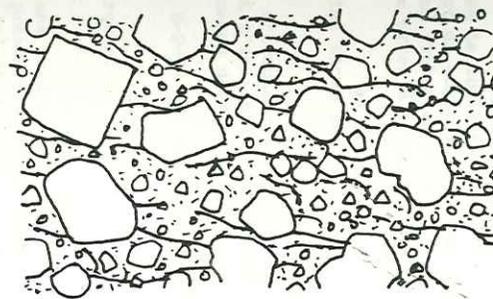


Ecoulement
Bras rouge
(Cilaos)

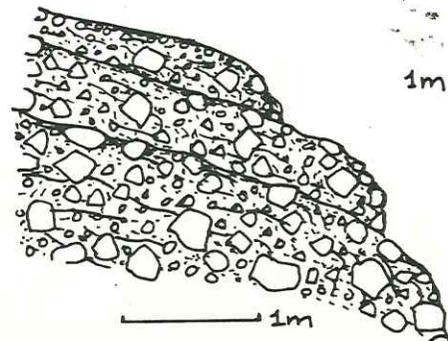


Litée
Gorge de l'flet des trois roches
(Mafate)

Coulées boueuses

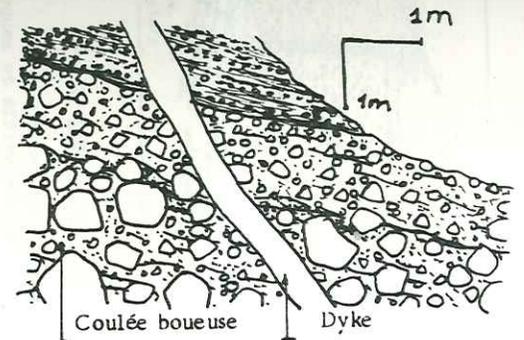


Informes

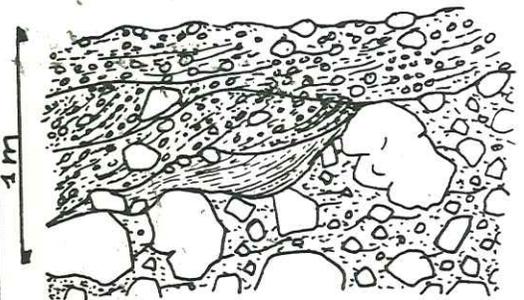


Coulées grossières

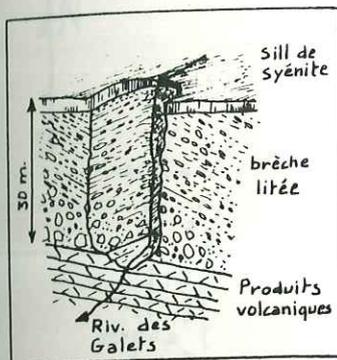
Brèches finement litées



Bras rouge - Aval de la Chapelle
(Cilaos)



Ravine Dijoux (Cilaos)



Le pendage apparent de ces produits lités, observé dans la gorge, est horizontal. Cette coupe naturelle serait perpendiculaire au sens d'écoulement des produits bien qu'il soit impossible de la déterminer en raison de la difficulté d'accès de cet endroit et du danger d'effectuer une étude plus approfondie. Ces brèches se seraient mises en place en grandes nappes d'épandage par gravité

B-2-2- LES COULÉES BOUEUSES

Elles constituent, de loin, le groupe le plus courant dans les trois cirques et affleurent *partout et à tout niveau stratigraphique*; leur épandage est cependant le plus vaste dans Salazie (Tableau 1 - Fig. 3A et carte hors texte).

Elles se présentent en masses informes ou possèdent parfois une structure de coulées grossières d'épaisseur métrique (Tableau 2). Les éléments présents sont de composition et de taille diverses allant du cm^3 au m^3 : basaltes plus ou moins riches en olivine, basaltes zéolitisés possédant une structure en tube, fragments de dykes à bordure vitreuse.

La matricé, cendro-terreuse, importante, est semi-indurée ou friable et les blocs se détachent facilement.

Ce faciès, présentant une grande hétérogénéité pétrographique et des figures d'écoulement en masse (coulées grossières), correspond très vraisemblablement à d'anciens lahars formés à partir des brèches pyroclastiques ou des coulées pahoehoe démantelées.

B-2-3- LES BRÈCHES FINEMENT LITÉES

Quelques petits affleurements de ce type de brèche existent au fond des cirques.

Le plus caractéristique se situe en rive gauche du Bras Rouge (Cilaos), dans le deuxième coude en aval de la Chapelle. D'une surface de six mètres carrés, il présente une alternance centimétrique de lits à matériel grossier (blocs de 1 mm à 1 cm) et de lits cendro-terreux très fins et laminés. Il ne peut pas s'agir de tufs volcaniques en raison de l'hétérogénéité du matériel.

Leur pendage faible est de 15° vers le SO. Ces brèches reposent au dos d'une coulée boueuse formant le fond du Bras Rouge et l'ensemble observe une *stratigraphie sommaire* (Tableau 2). La base de la coulée est composée de blocs plurimétriques alors qu'au sommet la granulométrie est plus fine (1 cm à 1 dm).

Un deuxième affleurement se situe dans la Ravine H. DIJOUX (Cilaos) à l'intersection du sentier descendant du village de Cilaos au Bras Rouge. Ces brèches reposent également au dos de coulées boueuses grossières. Le litage n'est régulier que dans les passées fines et présente alors quelques structures entrecroisées peu nettes (Tableau 2). La pente et le sens d'écoulement sont de 10° vers le SO.

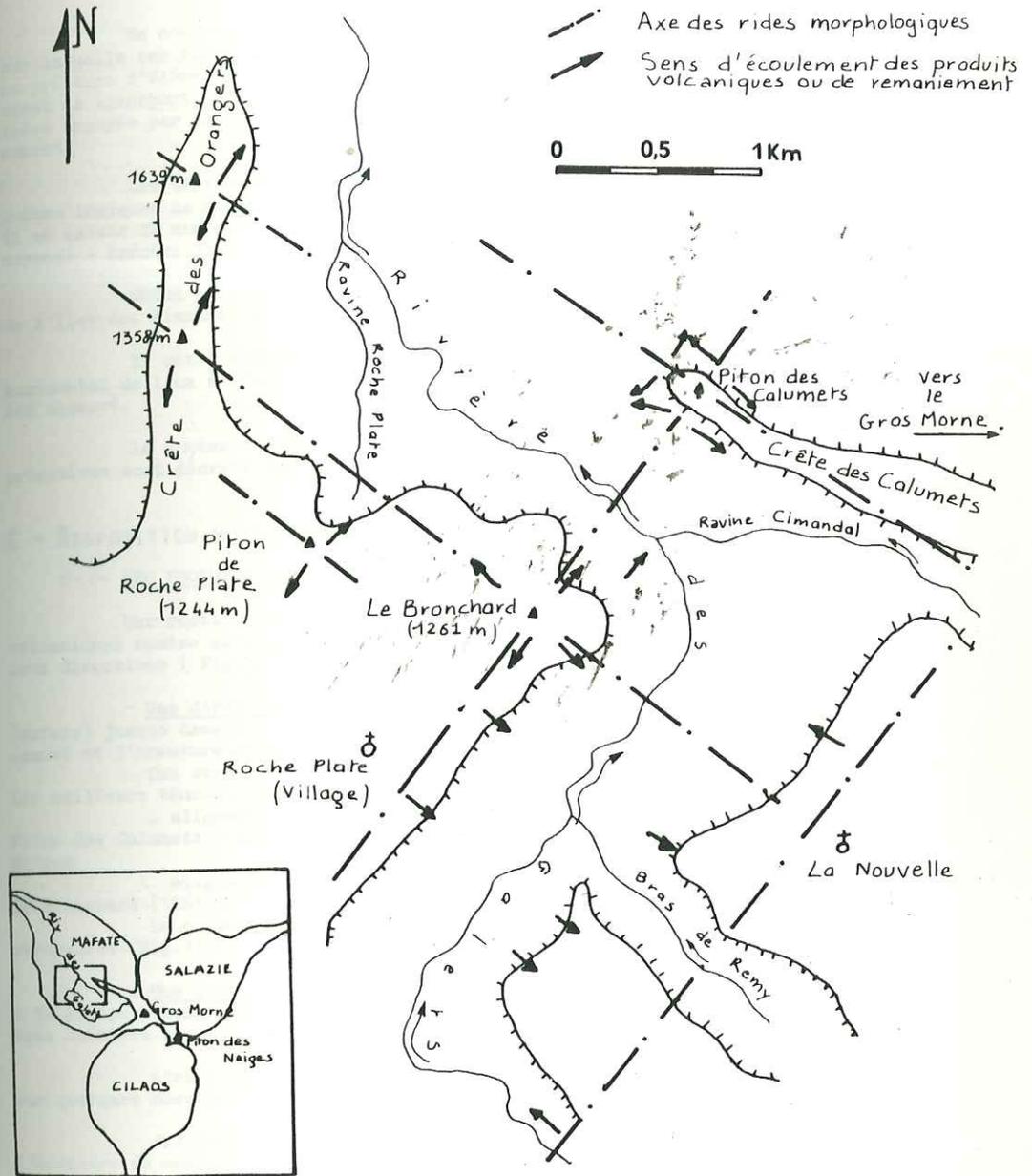


Fig. 10

SENS D'ÉCOULEMENT DES PRODUITS VOLCANIQUES ET DE
REMANIEMENT DANS LE CIRQUE DE MAFATE

En conclusion à l'étude de ces deux affleurements, la pente très faible sur laquelle ces brèches se sont déposées exclut une mise en place par simple gravité. La présence d'éléments grossiers dans les passées très fines exclut le vent comme agent de transport. Il ne reste que l'hypothèse d'un remaniement par l'eau, hypothèse appuyée par les quelques structures entrecroisées observées sur un affleurement.

Ces séries de coulées boueuses-brèches finement litées forment des suites logiques de dépôts mis en place par l'eau lors d'un orage cyclonique comme il en existe de nombreux à la Réunion : Lahar - coulée boueuse à granulométrie moyenne - brèches finement litées de ruissellement.

UPTON et WADSWORTH (1969) signalent des formations semblables au niveau de l'Ilet des Flamands à la sortie de la rivière des Galets (Mafate).

Il est à signaler, qu'en raison de la discontinuité des coupés, le passage horizontal de l'un à l'autre de ces trois types de brèches de remaniement n'a pas été observé.

Le contexte paléogéographique et le mode de mise en place des brèches primitives sont décrits dans ce chapitre au paragraphe E, page 61.

C - DISPOSITION MORPHO-STRUCTURALE

C-1- LES PRODUITS VOLCANIQUES

Une restitution topographique au toit de ces accumulations de produits volcaniques montre qu'elles présentent une morphologie de crêtes alignées selon deux directions (Fig.3B) :

- Une direction majeure N 120 s'étend depuis la Crête des Orangers (Mafate) jusque dans les flancs des cirques de Cilaos et Salazie, formant le soubassement et l'armature de la crête des Calumets - Gros Morne - Piton des Neiges.

Ces structures linéaires sont très hachées par la tectonique postérieure; les meilleurs témoins d'une telle morphologie sont visibles dans Mafate :

. alignement à N 120 du point coté 1600 m (Crête des Orangers) - Piton des Calumets - soubassement à 1500 m de la Crête des Calumets et Piton des Neiges.

. alignement à N 120 de la Brèche (1358 m) - Piton de Roche Plate (1244 m) - Le Bronchard (1261 m) - La Nouvelle (1421 m).

La coupe naturelle de la crête des Orangers est perpendiculaire aux structures (Fig.11).

- Une direction mineure N 30, perpendiculaire à la précédente, correspond à la croupe allongée de Roche Plate - Bronchard - Piton des Calumets à N 30. Ces deux derniers sommets sont situés à l'intersection des structures N 120 et N 30.

L'existence d'une seconde crête passant par la Nouvelle ne repose que sur quelques mesures éparses de sens de coulées.

Ces deux directions N 120 et N 30, que l'on retrouve tout au long de l'histoire du massif, ont guidé le tracé à angles droits de la rivière des Galets.

Le pendage des brèches et coulées est conforme à ce schéma (Fig.10) et sa valeur varie de 10 degrés au sommet des édifices à 30° sur les flancs. Le Bronchard et le Piton des Calumets sont, sur ce point, caractéristiques.

Les édifices volcaniques sont recoupés par des fissures d'alimentation à remplissage bréchique, qui sont particulièrement abondantes dans les flancs du Bronchard et des crêtes des Calumets et des Orangers. Deux directions sont dominantes : N 130 et N 20 (Fig.3).

Ces ouvertures N120 et N30, matérialisées par des alignements de produits volcaniques et des fissures d'alimentation, auraient fonctionné à la manière de "rifts", au sens hawaïen du terme, c'est-à-dire des zones extensives linéaires privilégiées au sein du volcan.

Les coupes sériées de la fig.11, perpendiculaires aux structures N 120 illustrent cette morphologie de crête ou rift " hawaïen ".

C-2- LES PRODUITS DE REMANIEMENT

Sur les flancs des reliefs précités ainsi créés, les produits volcaniques, remis en mouvement soit par démantèlement, soit par agents atmosphériques ou par fractures de décollement à l'origine d'effondrements, ont été remaniés et redéposés à la périphérie (Fig.11).

Dans Salazie les brèches sont presque exclusivement constituées de produits de remaniement, possédant une pente de 20 à 25 degrés vers le NE (Fig.3A); dans Cilaos, elles sont également en position externe par rapport à la ride émétrice active et leur pente est également de 20 à 25 degrés vers le SW, alors que dans Mafate, du fait de l'existence de plusieurs " rides ", leur agencement est plus complexe mais leur pente est toujours conforme aux reliefs.

Il est intéressant de noter qu'un schéma identique s'observe actuellement sur le flanc sud du rift SW du Kilauea (île Hawaï) où un système de fractures engendre des écroulements et des remaniements sous marins (MOORE et FISKE, 1969).

Une première remarque s'impose touchant la direction extensive majeure N 120, qui se retrouve dans l'alignement Piton des Neiges - Piton de la Fournaise. Cette direction est confirmée par des relevés bathymétriques au NW de l'île de la Réunion (FISHER et al., 1967) sur plus de 30 km en mer, mettant en évidence une ride topographique dans le prolongement des structures N 120 (Fig.12).

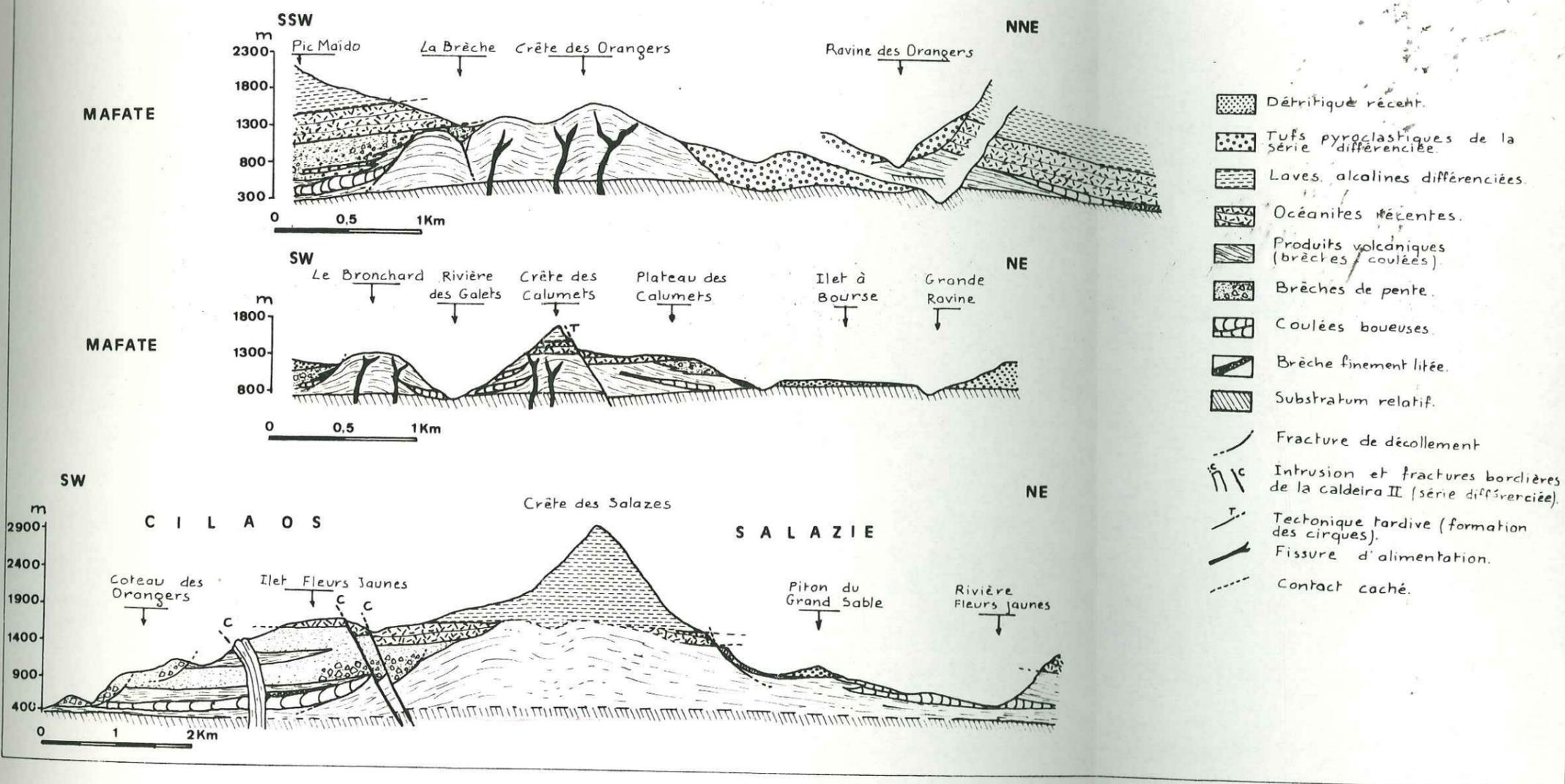
En conclusion on peut donc admettre que l'histoire de l'île de la Réunion a débuté par une zone d'ouverture majeure ou Rift de direction N 120 accompagnée de plusieurs ouvertures mineures à angle droit (N30).

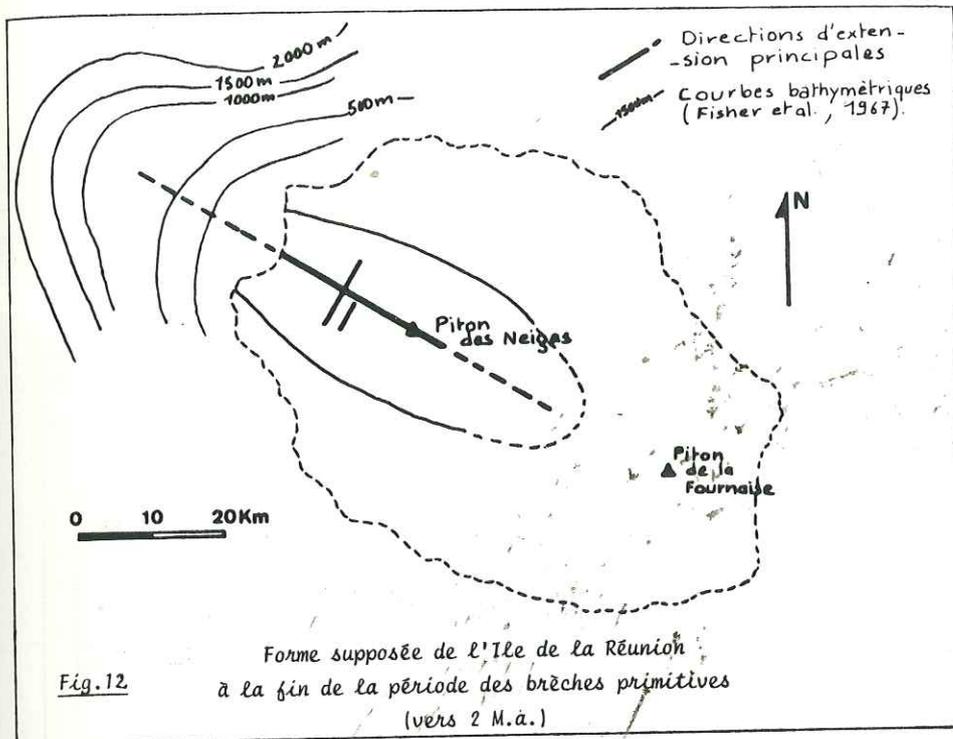
Il y a plus de 2 M.a la forme de l'île devait être, à la fin de la période des brèches primitives, elliptique et de grand axe N 120 avec des reliefs s'élevant à plus de 1500 m. Le volume des produits émis au dessus du niveau de l'Océan s'évalue à 1/4 de celui du Piton des Neiges soit 600 km³.

Si la corrélation ici établie entre la structure du fond océanique proche de l'île et la structure des brèches primitives constitue un apport original, on peut remarquer que ce phénomène de création d'appareil volcanique de type hawaïen à partir d'un rift ou fissure linéaire est classique dans ce type de volcanisme, à toutes les échelles de l'observation.

Ainsi, à l'échelle de l'Océan Indien, il est vraisemblable que le Plateau de Kerguelen-Heard se soit constitué à partir d'une fissure primitive hawaïenne et l'on peut avancer l'hypothèse pour le plateau des Crozet. A l'échelle d'un volcan actif, comme celui de la Fournaise, les éruptions débutent par une fissure extensive et peuvent se poursuivre par des accumulations ponctuelles de matériaux (cf. l'activité de la Fournaise en 1977 - KIEFFER et al. 1977 - VINCENT et KIEFFER, 1978).

Fig.11 - COUPES SERIEES PERPENDICULAIRES AUX CRETES N 120





D - LE COMPLEXE FILONIEN

D-1- GENERALITES

L'étude détaillée du complexe filonien constitue un apport important à l'étude structurale du volcanisme du Piton des Neiges. Ces réseaux filoniens matérialisent en effet des phases successives d'extension ou de déformation du volcan, des plans de moindre résistance dans lesquels le magma s'est injecté. L'étude entreprise a permis de caractériser des familles d'intrusions ou de fractures en liaison avec les différentes séries lithologiques du Piton des Neiges. Ainsi, le complexe filonien qui traverse les brèches primitives revêt un aspect tout particulier. Il est constitué de *dykes* et de *sills* d'épaisseur variable (pluridécimétrique à plurimétrique); des derniers sont souvent regroupés pour former un ou plusieurs niveaux bien visibles dans le paysage et responsables, de par leur dureté, de l'encaissement du fond des ravines.

Les intrusions possèdent toutes des bordures figées aphyriques accompagnées extérieurement parfois d'une lame de verre noir d'épaisseur millimétrique à demi-centimétrique. Du point de vue pétrographique il s'agit de : océanites - basaltes picritiques - basaltes à olivine - basalte aphyriques - gabbros - dolérites et plus rarement pyroxénolites. L'aspect des crops intrusifs est fonction de leur nature pétrographique :

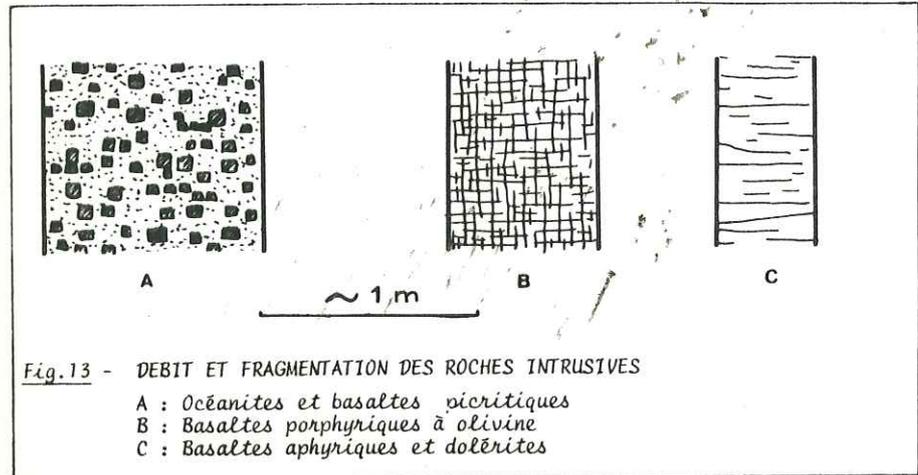
- Les océanites et basaltes picritiques se présentent en intrusions épaisses, toujours supérieures au mètre. La fragmentation et l'altération poussées de ces laves confèrent aux filons l'aspect d'un sable vert très riche en olivine serpentinisée dans lequel subsistent quelques menus blocs centimétriques de roche saine (Fig. 13 A).

- Les basaltes porphyriques à olivine sont en dykes d'épaisseur moyenne (50 à 80 cm) débités en petits cubes centimétriques (Fig. 13 B).

- Les intrusions de basaltes aphyriques et dolérites sont les moins épaisses et d'une relative constance : 20 à 40 cm. Seuls des joints, perpendiculaires aux épontes du dyke et parfois recouverts d'un placage de calcite, affectent la roche.

- Les gabbros se rencontrent en intrusions ou en masses importantes de plusieurs dizaines de mètres caractéristiques mais présentant parfois un litage magmatique.

Dans les sills, s'observent souvent des phénomènes cumulatifs par sédimentation de phénocristaux d'olivine, donnant ainsi la position originelle exacte de l'intrusion si par la suite celle-ci a été basculée.



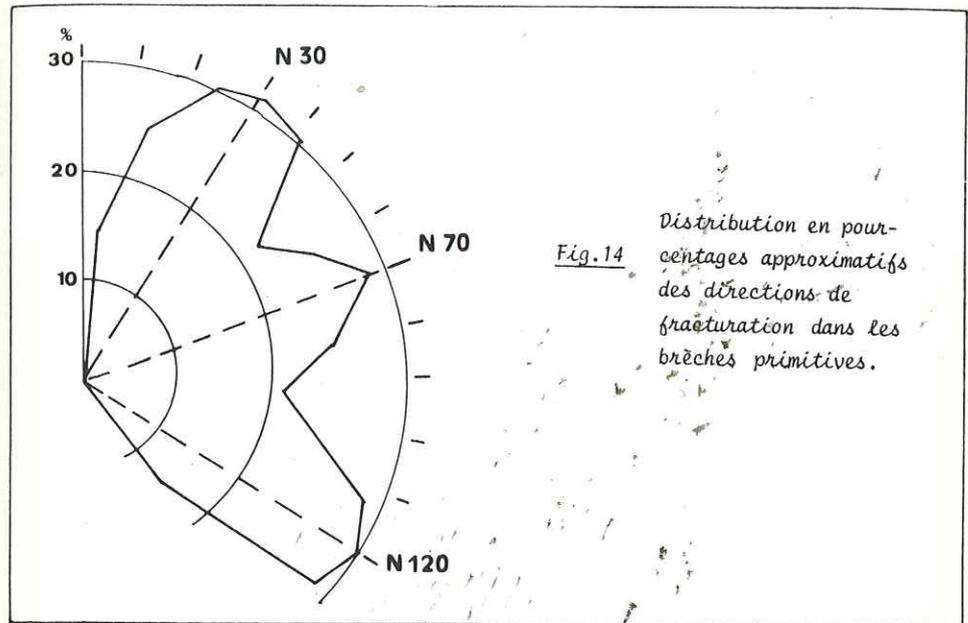
D-2- AGENCEMENT STRUCTURAL

Sur une carte, le report des dykes montre une disposition linéaire. Il existe trois directions majeures d'intrusions à N 120 - N 30 et N 70 (Fig.14).

La fluctuation des orientations des filons est due en grande partie au fait que les terrains qui les contiennent ont été basculés lors d'effondrements ou tassements postérieurs; une autre cause d'erreur est attribuable à la mesure elle-même qui est faite assez souvent à la visée ou sur des surfaces de filon restreintes; enfin une direction d'intrusion n'est jamais rectiligne et peut varier d'une dizaine de degrés.

D-2-1- LES GABBROS LITES

De petits affleurements de roches ultrabasiques et basiques ont été signalés par BUSSIERES (1967) et reportés par BILLARD sur l'édition de la dernière carte géologique (1975). Le plus important de ces gisements d'une longueur de près de 2 kilomètres, est celui de la rivière du Mât au niveau de l'ilet de la Mare d'Affouche dans le cirque de Salazie (Fig.17 et carte hors-texte). Le plancher de ce massif n'est pas visible et donc sa profondeur inconnue. En raison des formations détritiques qui le recouvrent sa forme en plan n'est pas cartographiable.

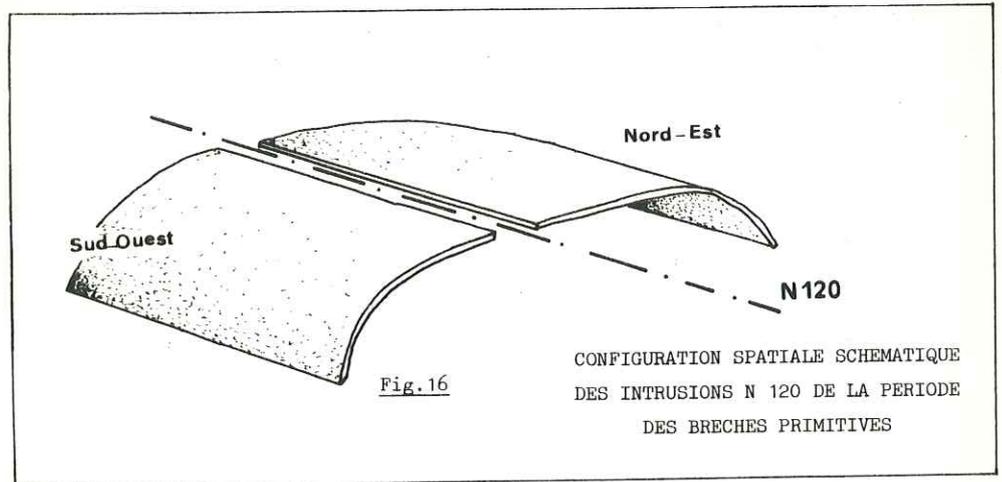
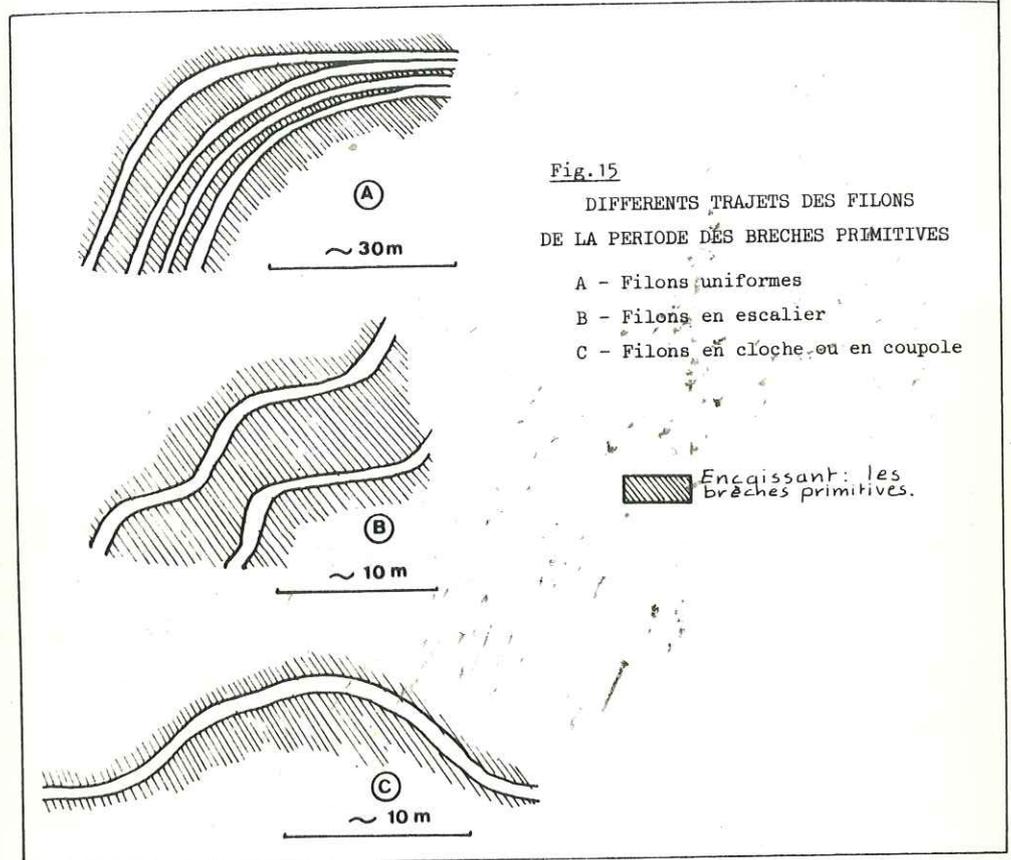


Le contact au toit avec l'encaissant (laves de la série des brèches primitives) a la forme d'une vaste coupole aplanie; au niveau de ce contact se sont injectés des sills jointifs.

Il s'agit d'une masse gabbroïque *stratifiée* où alternent des lits centimétriques à décimétriques de gabbro, ultrabasite, anorthosite, résultant d'un phénomène de *sédimentation magmatique*; l'existence de telles séquences cumulatives implique un rythme de cristallisation et de sédimentation des cristaux d'olivines, de clinopyroxènes et plagioclases. Ce cumulat gabbroïque est comparable à ceux décrits par JUTEAU (1974) dans l'association ophiolitique des nappes d'Antalaya (Turquie) provenant selon l'auteur de la *cristallisation dans des chambres magmatiques* au sein d'une ancienne croûte océanique.

Le litage du gabbro, maintenant incliné de 30°S en raison de mouvements tectoniques postérieurs à sa mise en place, possède toujours la même *direction N 110*. La stratification présente parfois des plans de friction recouverts de serpentine. Des plissements centimétriques à décimétriques attestent de phénomènes de *glissement intraformationnels* au cours de la sédimentation magmatique; de plus cette masse est découpée par de nombreuses fractures *N70* pentées Sud. Elle contient, en outre, quelques intrusions à bords vitreux de macrodolérites ou microgabbros contemporaines de sa mise en place, en filonnets informes peu épais (3 à 10 cm) déchiquetés par les fractures postérieures ou en *blocs épars* noyés dans la masse gabbroïque.

Ce massif représente sans doute un témoin des premières intrusions au sein des brèches primitives.



Ses dimensions (2 km à l'affleurement) ne sont pas connues et aucun indice jusqu'à présent ne permet de les estimer. La genèse de ce corps intrusif semble plus claire après les travaux de différents auteurs sur des complexes semblables (JUTEAU 1974 - WAGER 1968). Les cristaux impliqués dans cette véritable sédimentation magmatique germent au toit d'une chambre magmatique là où le magma perd le plus de chaleur par conduction thermique.

Des courants de convection peuvent s'établir dans ces chambres (WAGER, 1960) qui modifient la perte de chaleur et aide au transport des cristaux vers le plancher. Il est admis en gros que les courants descendent le long des parois, balaient le plancher en déposant des cristaux et remontent par le centre de la chambre. Le litage des cumulats serait dû aux fluctuations et variations de vitesse de ces courants. HESS (1960) suggère qu'en plus de ces courants lents et réguliers, des couches entières riches en cristaux formés au toit de la chambre descendent brutalement le long des parois formant des courants intermittents rapides.

Pour le massif gabbroïque lité de la Rivière du Mât, les phénomènes de glissement intraformationnels (slumps) et les blocs remaniés (épars dans le massif) suggèrent un milieu magmatique agité par des courants de convection.

Ce massif est recoupé par une deuxième venue magmatique basique en dykes et sills épais, présentant les mêmes caractéristiques pétrologiques (pauvreté en silicium et en alcalins; richesse en olivine Fo < 88 et en clinopyroxènes calciques (NATIVEL 1978)).

Le mécanisme de mise en place de ce massif est envisagé dans ce même paragraphe (p. 53).

D-2-2- LES DYKES ET LES SILLS

Le passage des dykes aux sills se suit parfaitement sur le terrain et s'effectue souvent avec un large rayon de courbure de l'ordre de plusieurs dizaines de m , leur donnant une allure de coupole. L'épaisseur de l'intrusion reste toujours constante lorsqu'elle passe à l'horizontale et ceci s'observe parfois sur plus de 700 m à l'affleurement.

Dans le détail le trajet des filons est variable :

- Les intrusions uniformes sont les plus courantes possédant un rayon de courbure constant et un parallélisme rigoureux (Fig. 15 A).
- Le trajet en escalier, correspondant aux passages répétés dykes-sill-dyke etc..., est moins fréquent mais s'observe néanmoins en différents points des cirques (Fig. 15 A).
- Les filons en cloche ou en coupole sont plus rares. Il en existe deux exemples sur la nouvelle route de l'Ilet du Bras Sec (Cilaos) (Fig 15 C).

Leur agencement spatial est similaire dans les trois directions N 120 - N 70 - N 30.

a) La famille N 120

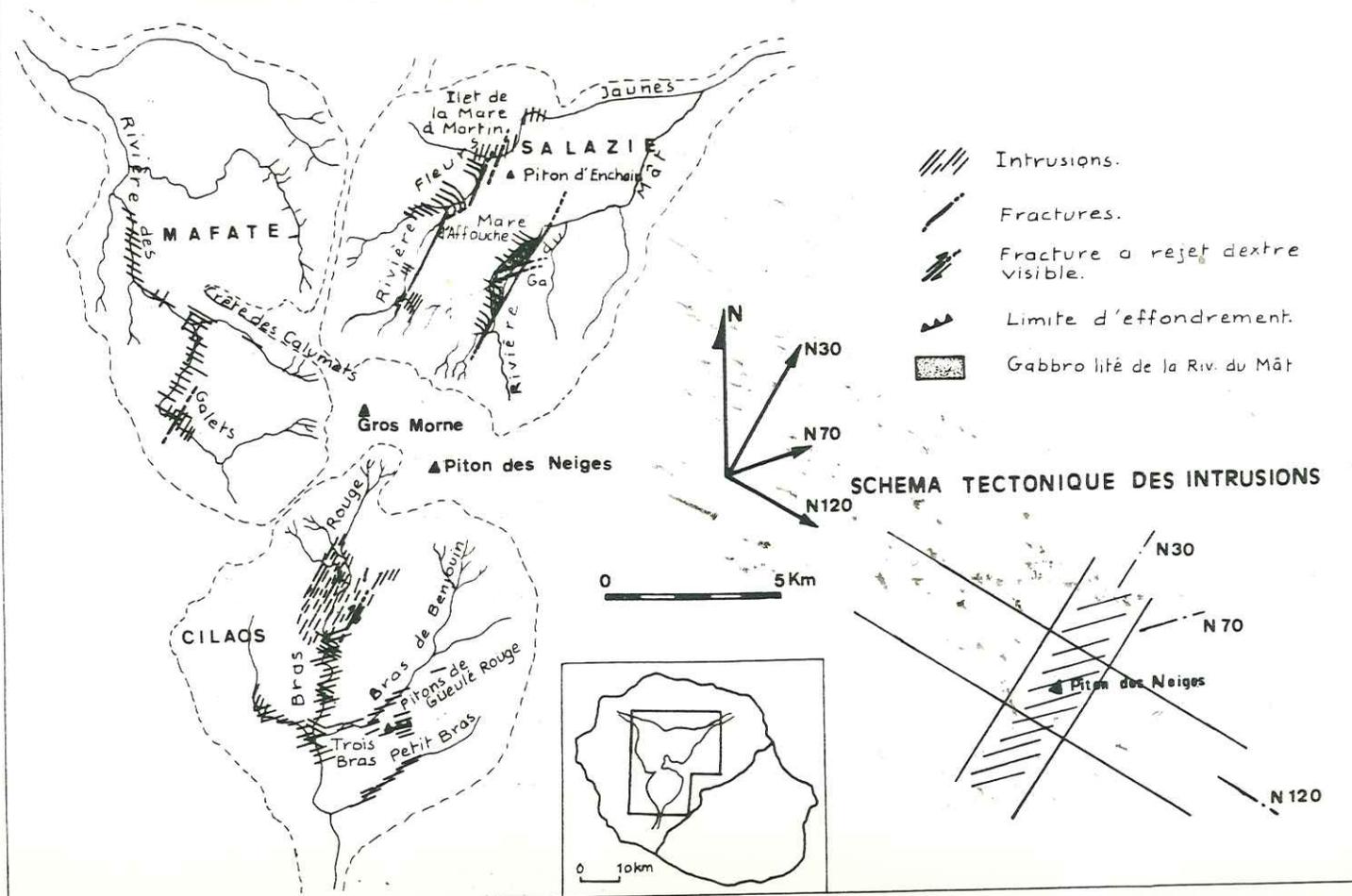
Les filons se situent dans une bande géographique assez large et parallèle à la crête des Calumets - Gros Morne - Piton des Neiges (Fig. 17).

Au Sud-Ouest de cette crête les dykes pendent vers le Sud-Ouest et passent en sills vers le Nord-Est.

Au Nord-Est de la crête c'est l'inverse qui se produit : les dykes pendent vers le Nord-Est et passent en sills vers le Sud-Ouest.

Cette disposition est schématisée sur la figure 16.

Fig. 17 CARTE DES INTRUSIONS RECOUFANT LES BRECHES PRIMITIVES
 En raison des conditions d'affleurement les filons et la fracturation ne sont visibles que le long des ravines. Ailleurs, le détritifique abondant (voir carte hors texte) empêche de les suivre.



Il existe un niveau principal de sills situé à des altitudes différentes dans l'un ou l'autre des trois cirques.

* Dans Cilaos, il constitue, vers 900 mètres d'altitude, le toit du Coteau des Orangers (Fig. 18 A). Le réseau de dykes qui alimente les sills est peu visible dans le fond du Bras Rouge car il est recoupé par un deuxième niveau d'intrusions horizontales (originaires de dykes N 70) situé donc plus bas dans la topographie. Néanmoins quelques intrusions N 120 pentées sud peuvent être mesurées en aval de ce point.

* Salazie : dans la rivière des Fleurs Jaunes, au niveau de son intersection avec la ravine de la Roche à Jacquot, le niveau repère, regroupant une dizaine de sills jointifs N 130 pentés nord, s'est insinué entre les coulées du substratum et les brèches à une altitude de 700 mètres (Fig. 18B). En amont, toujours dans la rivière des Fleurs Jaunes, un réseau de dykes et de fractures N 120-130 pentés nord découpe les formations bréchiques affleurant dans le fond de cette rivière. Dans la rivière du Mât, un empilement appréciable de sills sans joint entre eux (une trentaine d'une épaisseur totale de 20 mètres) coiffe le massif de gabbro lité vers 700 mètres d'altitude.

* Dans Mafate, ce niveau repère de sills, situé entre le substratum relatif et les brèches à une altitude de 700 mètres, est à l'origine de l'encaissement de la rivière des Galets en aval du Bronchard (Fig. 19). Le manque de prospection systématique des ravines dans la partie NE du cirque dû à la difficulté d'accès ne permet pas de tracer le symétrique de cette structure.

D'autres sills, regroupés ou isolés, recoupent les brèches primitives à des altitudes variées. La discontinuité coulées du substratum - brèches semble avoir favorisé la mise en place des intrusions.

Il est important de remarquer qu'elles ont emprunté ce joint de faible résistance sous des épaisseurs importantes de terrain :

- 600 mètres au niveau du Bras Rouge; les océanites récentes reposent à une altitude de 1500 m (Fig. 18 A),
- 100 mètres au niveau de la crête des Orangers dans Mafate; les océanites récentes sont à 1400 m (Fig. 19).
- Dans Salazie, cette épaisseur n'est pas mesurable du fait de l'érosion intensive qui a décapé les terrains sus-jacents (océanites récentes).

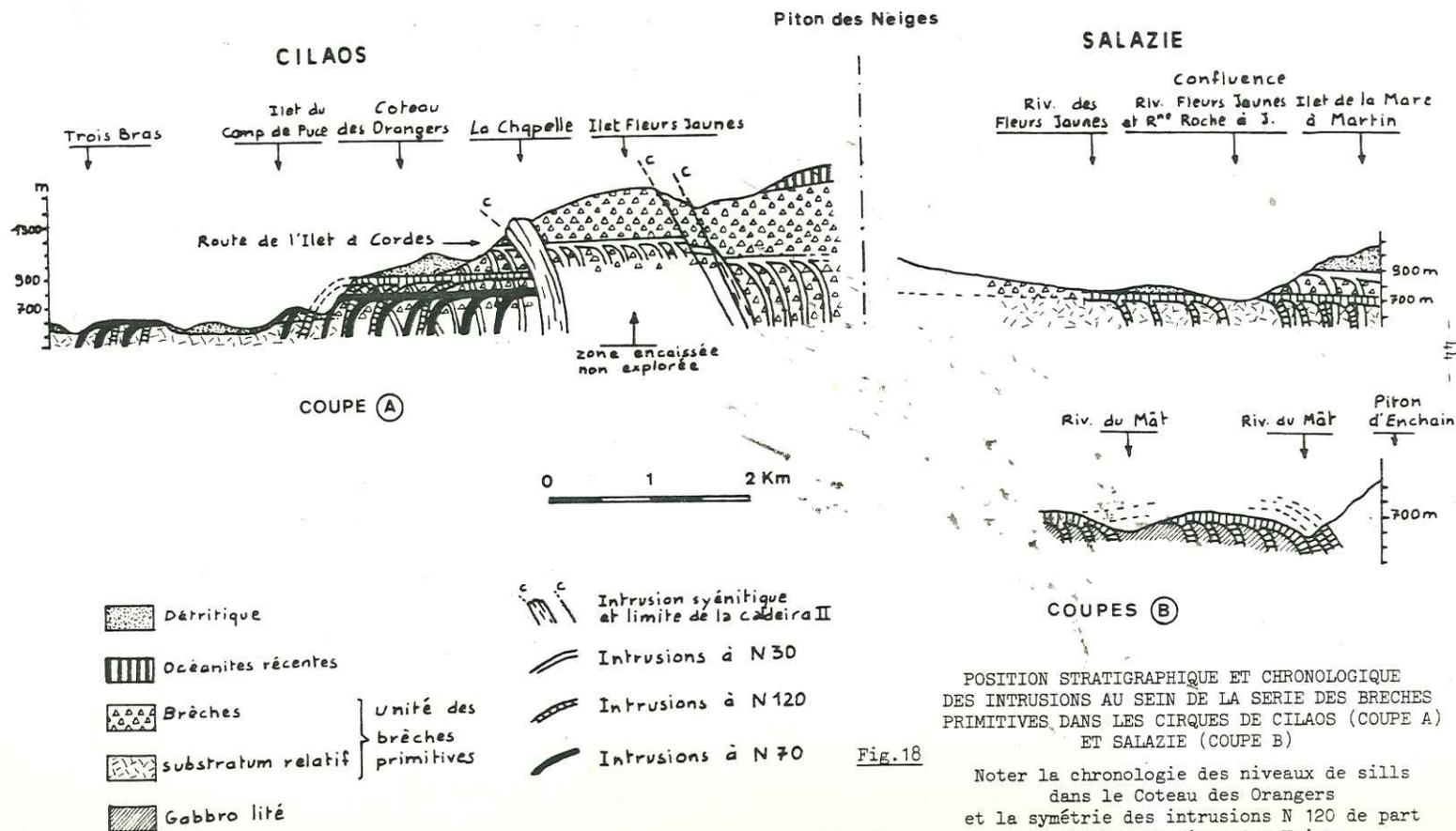
Dans le cirque de Salazie le trajet des intrusions présente une difficulté d'interprétation supplémentaire; en effet, la direction des dykes N 120 se recourbe vers le sud à N 160 et le passage s'effectue en moyenne sur une vingtaine de m (Fig. 17). Cette double courbure des intrusions en plan et en coupe leur donne une allure de demi-cloche bien visible dans la morphologie, notamment au Sud de l'Ilet de la Mare d'Affouche en venant encapuchonner le gabbro lité de la rivière du Mât. Ces structures ne sont pas refermées, du moins il n'en existe aucune preuve sur le terrain; il ne s'agit donc vraisemblablement pas de structures annulaires types.

En fait ces phénomènes de courbure en plan des intrusions se localisent au contact de deux failles majeures N 30, bien visibles sur photo aérienne (Fig. 20) et qui joueront ultérieurement un rôle important dans l'histoire du massif. Ces fractures n'ayant donné ni falaise, ni escarpement, donc sans rejet vertical, il est très probable que le mouvement principal ait été décrochant ou nul. Dans le fond de la rivière du Mât, à la hauteur du Piton d'Echain, un réseau de failles N 30 affecte les différentes séries anciennes, récentes et détritiques et certaines de ces fractures ne découpent que le soubassement bréchique ancien. Malheureusement leur rejet n'est pas visible.

La courbure des filons peut être interprétée comme un rebroussement dû à un cisaillement dextre le long des accidents N 30. Il existe dans les brèches primitives sur le chemin de la Source Piment (départ des Thermes de Cilaos),

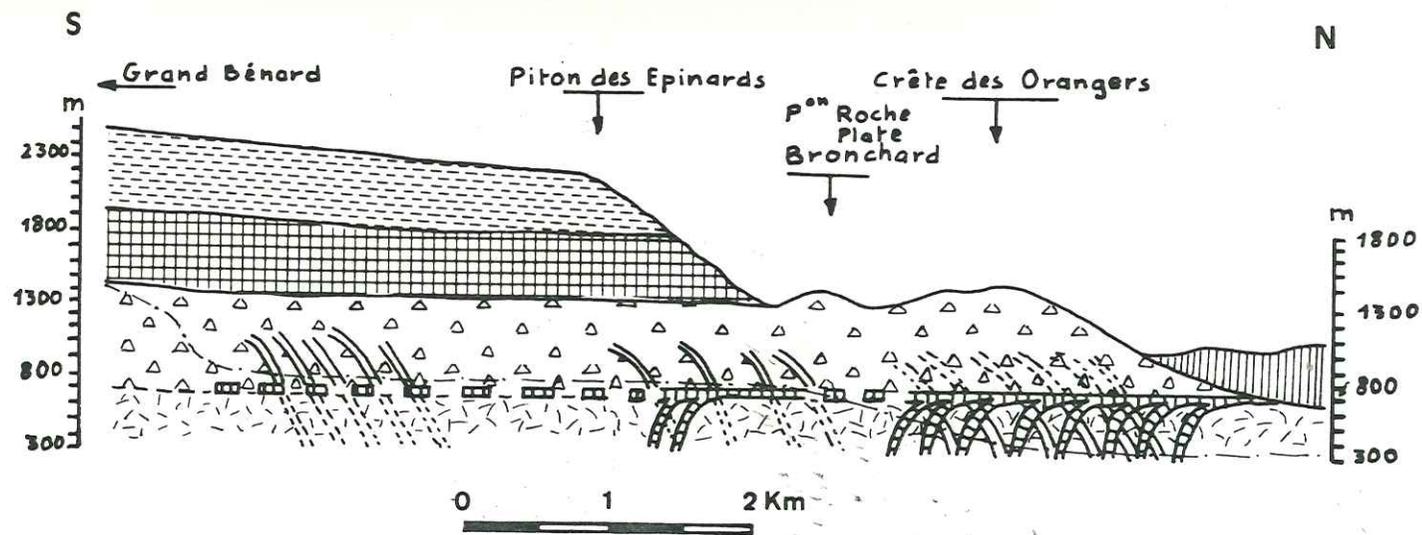
SW

NE



POSITION STRATIGRAPHIQUE ET CHRONOLOGIQUE DES INTRUSIONS AU SEIN DE LA SERIE DES BRÈCHES PRIMITIVES DANS LES CIRQUES DE CILAOS (COUPE A) ET SALAZIE (COUPE B)

Noter la chronologie des niveaux de sills dans le Coteau des Orangers et la symétrie des intrusions N 120 de part et d'autre du Piton des Neiges



Série alcaline différenciée

Série des océanites

 Tufs pyroclastiques de la série différenciée.

 Océanites récentes.

 Laves de la série différenciée.

 Produits bréchiques. } Unité des brèches primitives.

 Substratum relatif. }

 Filons N30.

 Filons N120.

 Profil de la Riv. des Galets.

POSITION STRATIGRAPHIQUE ET CHRONOLOGIQUE DES INTRUSIONS
 AU SEIN DE LA SÉRIE DES BRÈCHES PRIMITIVES
 DANS LE CIRQUE DE MAFATE.

Fig. 19

à l'altitude de 1000 mètres, un plan de fracture de 20 m² environ et de direction N 25. Le placage de calcite qui le couvre indique un déplacement dextre. Cette fracture est ancienne car accompagnée et recoupée par des filons de basalte à olivine de même direction et datant du même événement tectonique.

b) La famille N 30

Elle est essentiellement concentrée dans une bande géographique étroite axée sur le *Bras Rouge (Cilaos)* dont les flancs sont traversés par un encaim de dykes serrés ou parfois jointifs. Elle se poursuit dans Salazie par les fractures N 30 et quelques filons en amont du Grand Sable et dans la partie aval de la rivière des Fleurs Jaunes (fig.17). En fait la direction est assez fluctuante et varie de N10 à N40.

Cette zone forme avec la direction N 120, le deuxième axe du *Piton des Neiges*. Ce dernier est en effet situé à la croisée de ces deux zones. Dans *Cilaos*, les intrusions ont toutes un pendage vers l'ouest et passent en sills vers l'est (Fig.21).

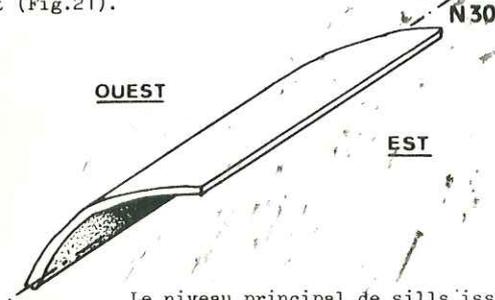
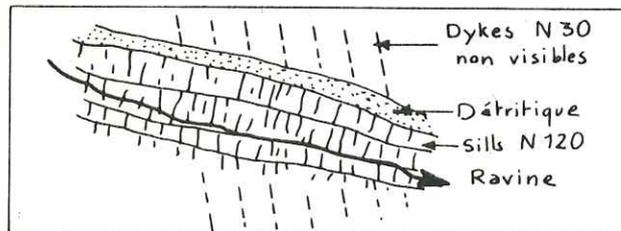


Fig.21 Agencement spatial schématique des intrusions N 30 au sein des brèches primitives

Le niveau principal de sills, issu de la fracturation N30 se situe le long de la route de l'Ilet à Cordes sur le flanc droit du Bras Rouge, à une altitude moyenne de 1300 m (Fig. 18A), soit 400 m plus haut que ceux correspondant à la direction N 120.

Etant donné la difficulté de suivre en continuité les dykes le long du flanc de la ravine, il est difficile de les replacer exactement dans la chronologie des événements, néanmoins, à partir d'observations faites sur le Coteau des Orangers, ces intrusions N 30, topographiquement plus élevées que les intrusions N 120 (niveau de sills à 900m) seraient antérieures.

Cet ordre chronologique expliquerait la pauvreté des intrusions N30 dans certains flancs des ravines de Salazie qui sont armés essentiellement par des sills jointifs à N 120 plus récents.



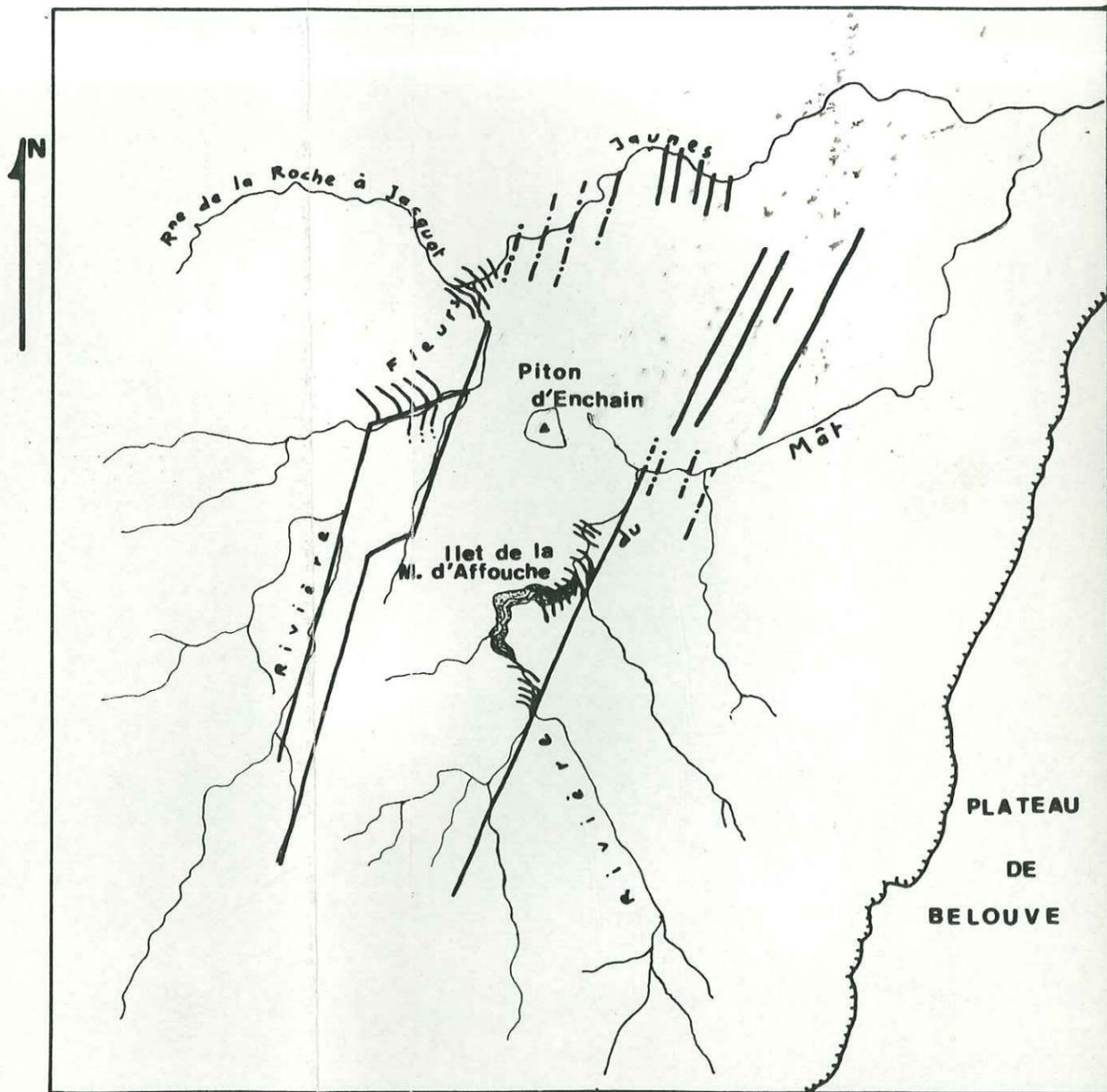
Dans la rivière des Fleurs Jaunes (Salazie), au nord du Piton d'Enchain, la direction filonienne est plutôt N 10 penté Est (Fig.17). Les dykes se recourbent en un niveau de sills vers 900 mètres d'altitude armant le toit de l'Ilet de la Mare à Martin (Fig 18B).

INTERPRETATION DE LA PHOTO AERIENNE 020 (1/50 000) DU CIRQUE DE SALAZIE
Le rôle des fractures N 30 et N 70

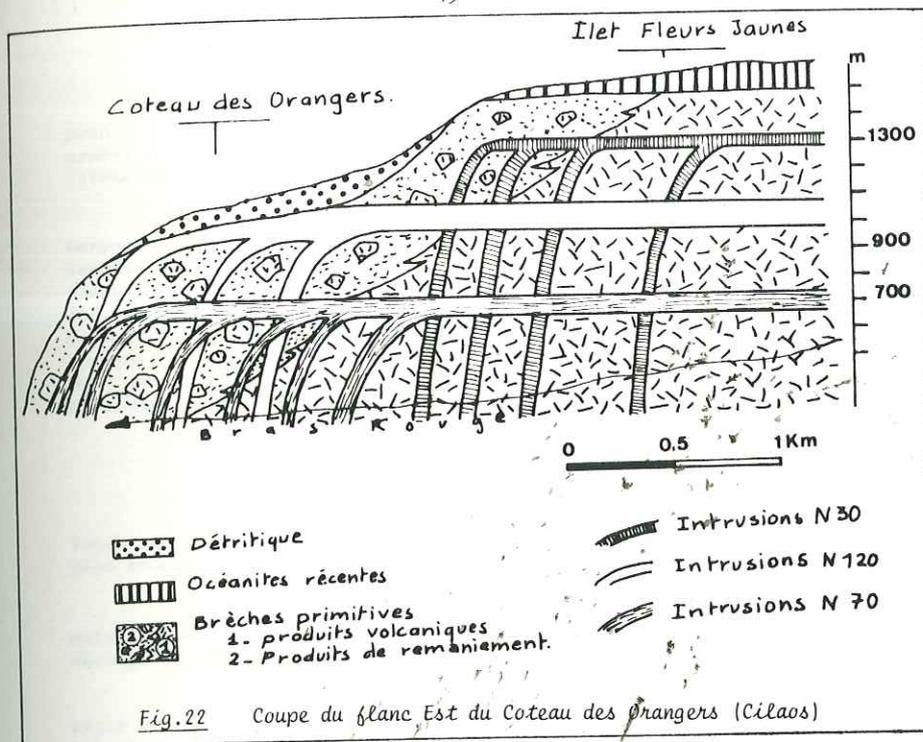
Fig.20



0 1 2 3Km

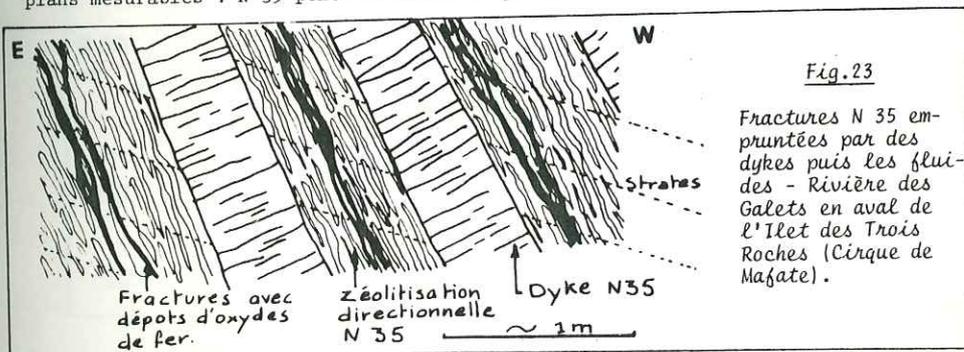


- Fractures interprétées en photo aérienne.
- Fractures observées sur le terrain.
- Paroi du cirque.
- Intrusions.
- Gabbro lité.



C'est toujours dans l'axe de cette zone N 30 que la serpentinisation des filons d'océanites ou basaltes à olivine est maximale (Bras Rouge, Rivière Fleurs Jaunes et du Mât). Cette altération peut aboutir à une désagrégation totale de la roche. Dans la Rivière du Mât, au niveau de la passerelle, les intrusions (dykes ou sills) sont très schistosées et leur surface couverte d'un placage de serpentine luisant. Cette serpentinisation est la preuve de frictions intenses le long de ces cassures N 30.

Dans le cirque de Mafate le système N 30 est moins développé. En aval du Bronchard quelques filons à pendage ouest se font recouper par les sills N 120 (Fig.19). En amont, c'est-à-dire à un niveau topographique plus élevé, ces dykes N 30 sont plus abondants et sont accompagnés d'un réseau dense de fractures empruntées par des venues de fluides ayant déposé des oxydes de fer et des zéolites. Cette zéolitisation directionnelle possède par endroit des plans mesurables : N 35 penté 60 ouest (Fig.23).



c) La famille N 70

Cette direction est bien développée dans Cilaos et correspond à l'alignement des crêtes du fond du cirque (fig.24). Ces dernières sont armées de dykes à pendage toujours sud et passant en sills vers le Nord. Les intrusions sont bien visibles dans le fond du Petit Bras et du Bras Rouge.

Au niveau de l'Ilet du Camp de Puce, un dyke d'océanite serpentinisée, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, traverse la brèche d'écroulement décrite précédemment (cf. B 21 a p. 27) et se recourbe en sill dans le flanc du Coteau des Orangers vers 700 mètres d'altitude. Il est accompagné et recoupé par de nombreuses intrusions de même direction (Fig.18). Aucune chronologie sûre ne peut être établie entre les directions N 120 et N70, néanmoins, lorsque ces deux directions s'intersectent (Coteau des Orangers, Fig.22), N 70 est postérieure à N 120 et le niveau de sill engendré se situe topographiquement plus bas. On a donc sur le flanc de ce coteau :

- les sills N 30 à 1300 m
- N120 à 900 m
- N 70 à 700 m

et chronologiquement on a N 30 - N 120 - N 70, donc les intrusions les plus anciennes se sont injectées au plus haut de la série, les plus récentes étant les plus basses.

Dans Salazie, il existe quelques dykes de direction N 70 mais ils sont loin d'être majoritaires. Néanmoins, une fracturation intense découpe le massif de gabbro lité de la rivière du Mat.

Dans le cirque de Mafate cette direction semble ne pas avoir été empruntée mais, il faut le répéter, de nombreux secteurs du fait de leur inaccessibilité ou de leur trop grande distance d'approche n'ont pas pu être prospectés.

Les observations précédentes permettent de déduire que les accidents N70 se situent uniquement où existent des intrusions N 30 c'est-à-dire principalement dans Cilaos et Salazie et se placent de ce fait en relais le long de cette direction N 30 (Fig. 17 et 25) qui jouerait donc en décrochement dextre (cf. plus haut).

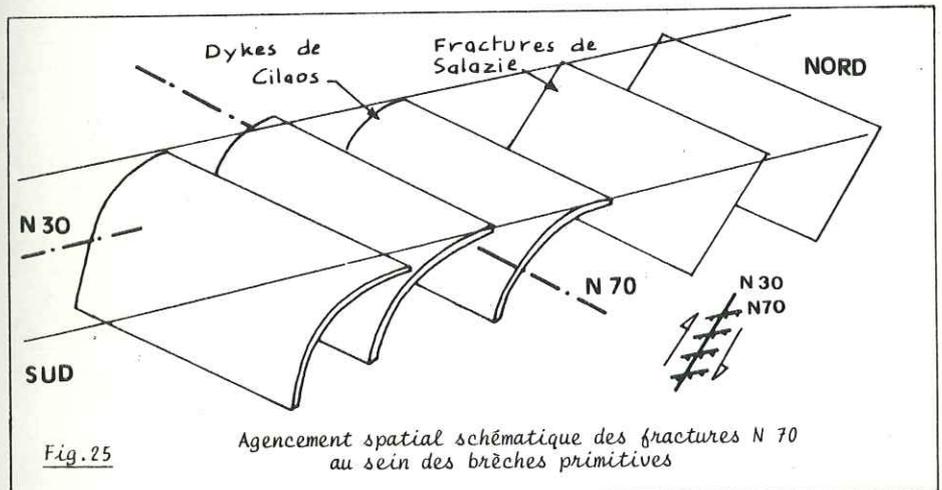
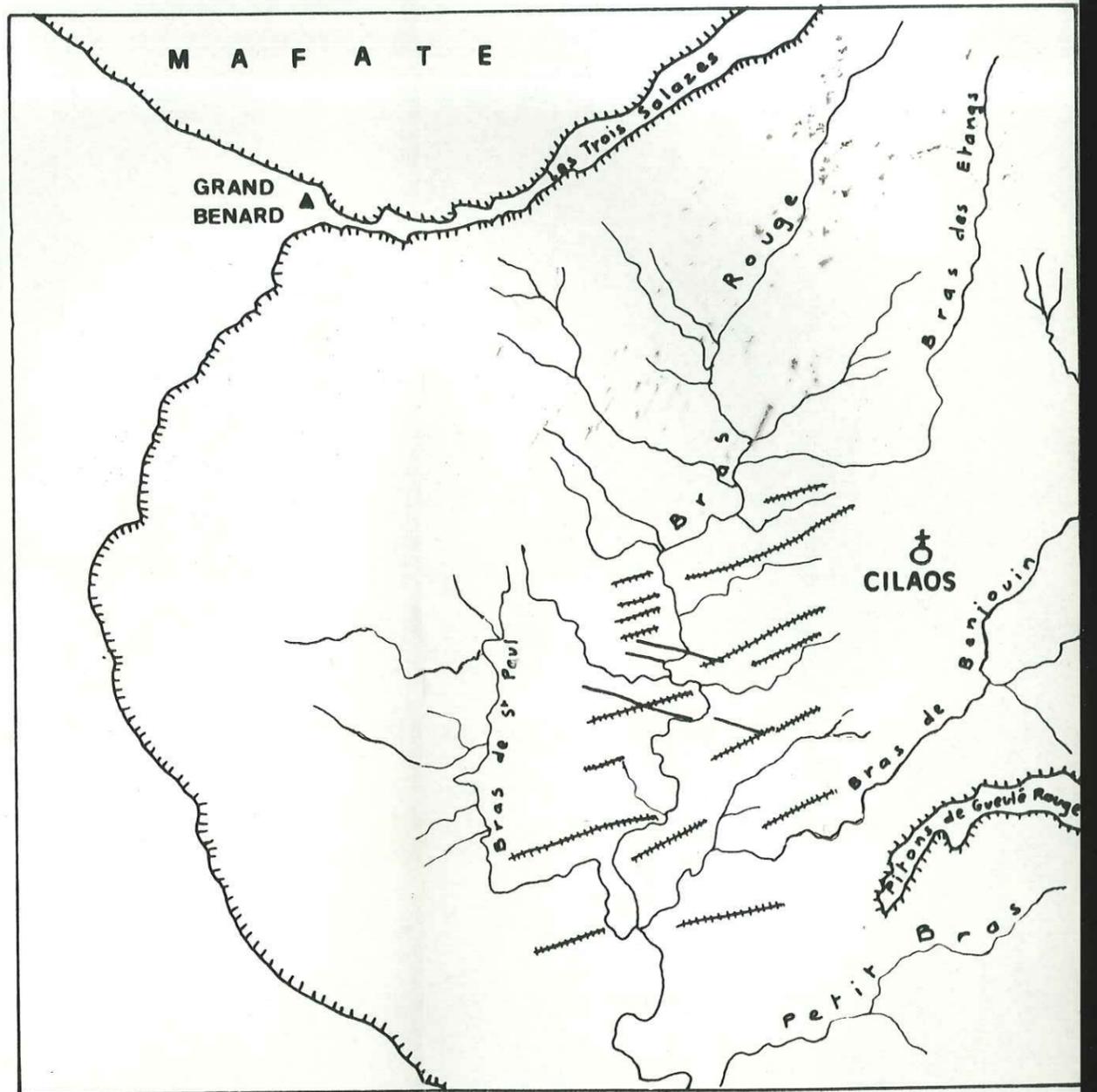


Fig. 25

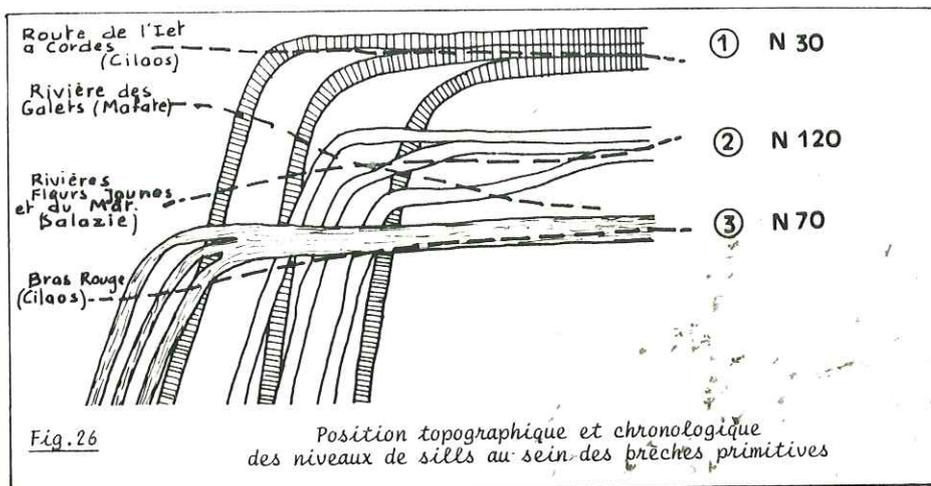
Fig.24

INTERPRETATION DE LA PHOTO AERIEENNE 0 5 5 (1/50 000)
La direction N 70 des crêtes du fond du cirque de Cilaos



0 1 2 3 Km

-  Escarpements des cirques
-  Crêtes armées d'intrusions N70
-  Intrusions et fractures N120



CONCLUSION : Sur l'exemple du flanc droit du Bras Rouge au niveau du Coteau des Orangers dans Cilaos et de Salazie (Rivières du Mât et des Fleurs Jaunes) il est intéressant de constater que les essaims de dyke sont presque toujours recoupés par les niveaux de sills. Cela signifie que les sills les plus hauts sont les plus vieux et les sills les plus bas sont les plus jeunes (Fig. 26), mais aucune chornologie sûre ne peut être établie entre les trois directions, bien qu'en beaucoup de lieux, elles s'agencent comme suit :

chronologie du	N 30	" stratigraphie " des sills
plus ancien au	N 120	
plus récent	N 70	
		du plus bas au plus haut

Ces directions d'intrusions ont dû vraisemblablement jouer par étapes successives à l'origine de différents niveaux en sills.

Connaissant l'agencement structural des filons il est possible de proposer maintenant un mécanisme de mise en place.

D-3- MODELE CINEMATIQUE POUR LA MISE EN PLACE DU SYSTEME INTRUSIF

De par leur géométrie et leur disposition cartographique, les filons qui découpent la série primitive du Piton des Neiges impliquent des mouvements verticaux et horizontaux pour expliquer le mécanisme de leur mise en place.

D-3-1- LES MOUVEMENTS VERTICAUX

Pour définir ces mouvements, il faut retenir les faits suivants :

- géométrie régulière des filons à pendage constant.
- pour la direction N 120, pendage externe par rapport à l'édifice volcanique tout en observant une symétrie de part et d'autre de ce dernier.
- formes des intrusions en larges demi-coupoles, en cloche ou en escalier.
- sills continus, non effilés, se mettant en place sous des épaisseurs de terrain considérables (500 à 1000 m)
- les injections les plus jeunes, situées topographiquement plus bas que les plus anciennes.

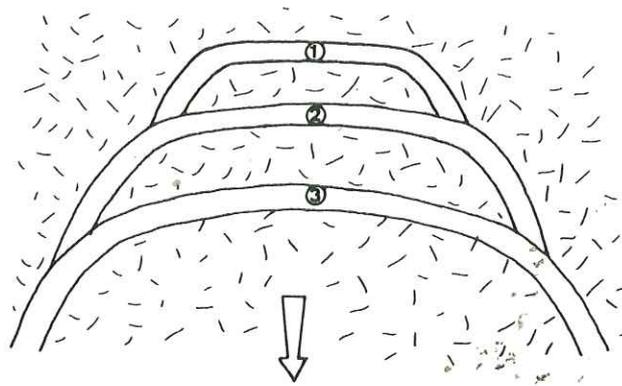


Fig.27

STADES DE MIGRATION DE LA SURFACE DE DECOLLEMENT
LORS DE SUBSIDENCES EN CHAUDRON
AU SEIN DES BRECHES PRIMITIVES
La durée du phénomène serait évaluée à 10 000 ans

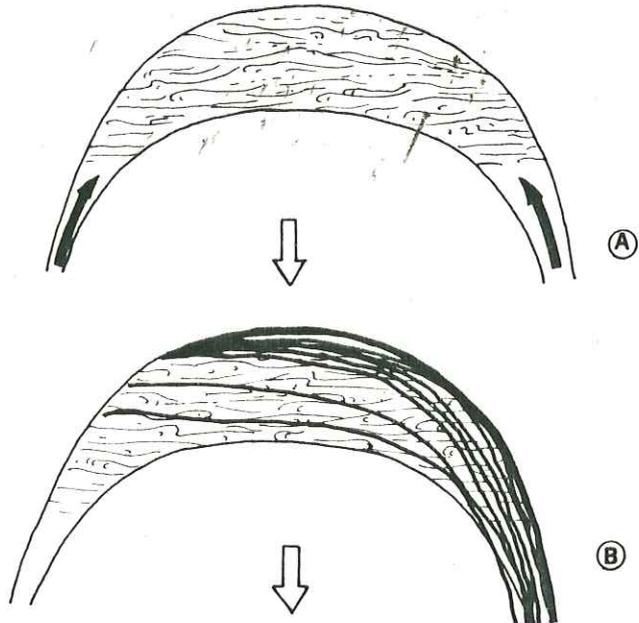


Fig.28

MISE EN PLACE DU MASSIF DE GABBRO
LITÉ DE LA RIVIERE DU MAT (SALAZIE)

- A - Vaste décollement - Injection et sédimentation
du magma dans un laps de temps évalué à quelques
milliers d'années
- B - Décollements de moindres importances au toit du
Gabbro. Injection de dykes N 120

Ces observations suggèrent que les intrusions se sont mises en place lors de phénomènes de *subsidence en chaudron*.

Ce concept est maintenant bien admis depuis les premiers travaux de CLOUGH et al. (1909), puis d'ANDERSON (1936) (Fig 81.85 deuxième partie, chapitre I).

Les fractures annulaires à pendage interne sont interprétées comme des fractures de tension formées par l'excès de pression du magma; alors que les fractures annulaires à pendage externe sont dues à la décroissance de la pression du magma sous-jacent. La subsidence d'un bloc central, ainsi délimité provoque en profondeur l'injection de magma sous forme de filons en coupole. Les sills suivent la trace du plan de décollement. En surface cela peut se traduire, mais ce n'est pas toujours le cas, par l'apparition d'une caldeira (Fig 83, deuxième partie page 141). Un tel mécanisme a été mis en évidence récemment aux îles Kerguelen par MAROT et ZIMINE (1977) pour expliquer la genèse des massifs annulaires plutoniques associés aux séries volcaniques de la péninsule Rallier du Baty.

Ce schéma peut s'appliquer en partie aux dykes et aux sills du Piton des Neiges, bien que le problème se pose ici un peu différemment étant donné qu'il n'existe pas de système annulaire centré autour de l'édifice mais une *conjugaison de trois systèmes linéaires*, Il faut donc imaginer des subsidences en chaudron guidées par les fracturations majeures :

- N 120 correspondant à l'effondrement du rift
- N 30 et N 70 semblant liées et peuvent s'interpréter, dans un mouvement général décrochant.

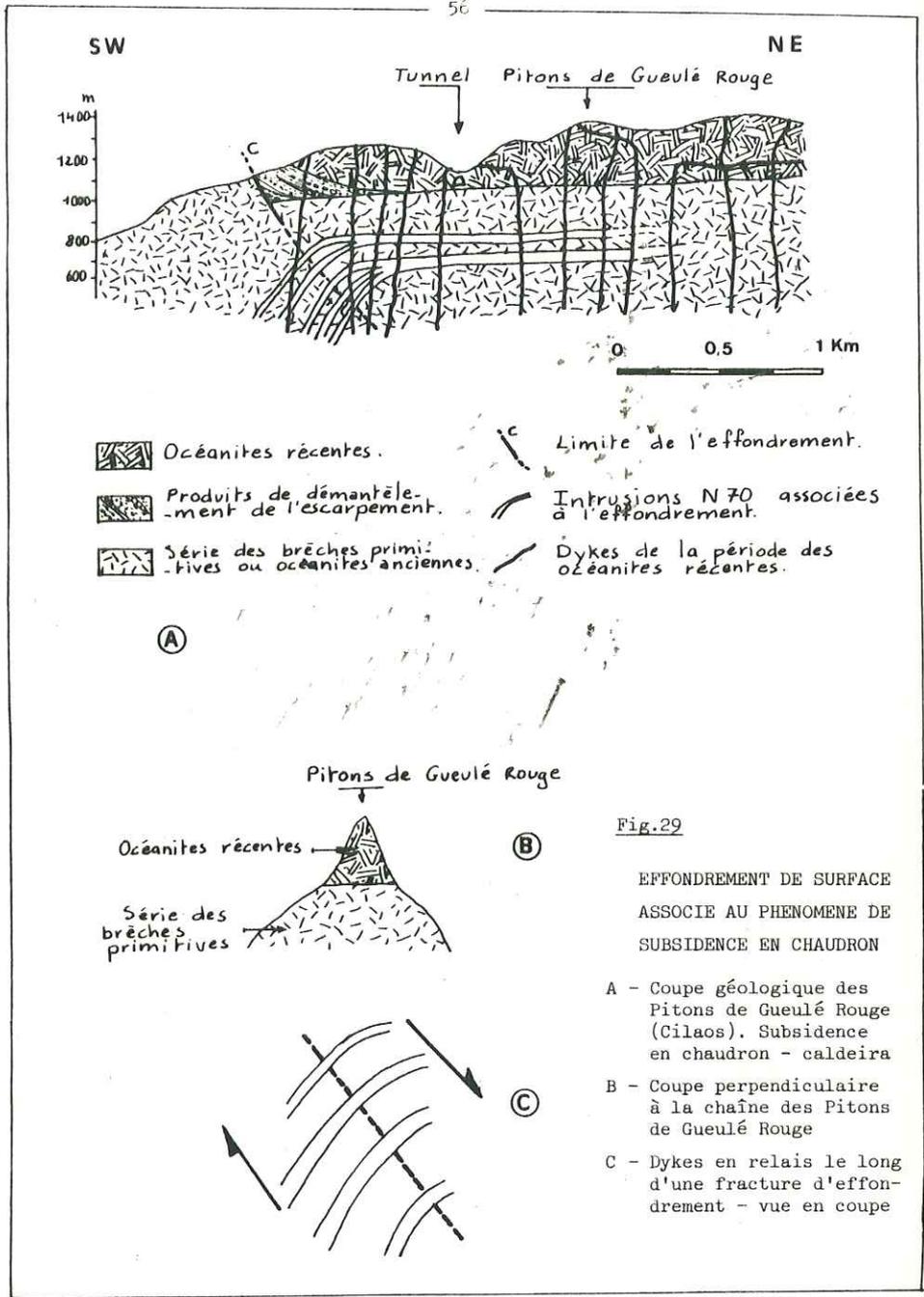
De plus on observe au Piton des Neiges, une migration vers le bas des surfaces de décollement engendrant différents/niveaux de sills de plus en plus jeunes vers la base de l'édifice (Fig.27).

Ces intrusions passives, se plaçant le long de cassures en arche, sont dues à une période de baisse de pression du magma sous jacent en fin d'activité des brèches primitives. Cette période de calme éruptif se situe entre les deux épisodes volcaniques des brèches primitives et des océanites récentes. La

- | |
|---|
| <ul style="list-style-type: none">- brèches primitives - Magma sous pression+ calme éruptif - baisse de pression du magma - érosion faible- durée : 10 000 ans ?
- océanites récentes - Magma sous pression+ calme éruptif d'une durée de 80 000 ans - Erosion intense donnant de larges vallées dans la caldeira du bouclier primitif
- série différenciée - Magma sous pression |
|---|

durée de cette période est radiométriquement indatable. Néanmoins, l'érosion des reliefs, consécutive à ce repos, ne semble pas intense en comparaison de celle, qui suit la période des océanites récentes (voir encadré ci-dessus) et qui dure 80 000 ans. En se basant sur cette différence d'érosion, le calme éruptif qui a suivi l'activité des brèches primitives peut être estimé à 10 000 ans durant lesquels se sont mis en place les 3 niveaux de sills. *Signalons bien qu'il s'agit d'une hypothèse basée sur aucune datation radiométrique.*

C'est dans un tel système de subsidence que ce serait mis en place le magma qui est à l'origine du massif du gabbro lité de la rivière du Mât (Salazie), que l'on peut en toute rigueur assimiler à une des premières montées magmatiques. Dans cette hypothèse, ce gabbro résulterait d'une sédimentation magmatique



-  Océanites récentes.
-  Produits de démantèlement de l'escarpement.
-  Série des brèches primitives ou océanites anciennes.
-  Limite de l'effondrement.
-  Intrusions N 70 associées à l'effondrement.
-  Dykes de la période des océanites récentes.

Fig.29

EFFONDREMENT DE SURFACE ASSOCIE AU PHENOMENE DE SUBSIDENCE EN CHAUDRON

- A - Coupe géologique des Pitons de Gueulé Rouge (Cilaos). Subsidence en chaudron - caldeira
- B - Coupe perpendiculaire à la chaîne des Pitons de Gueulé Rouge
- C - Dykes en relais le long d'une fracture d'effondrement - vue en coupe

dans une poche d'assez grande envergure (supérieure à 2 km) mais *créée à faible profondeur* (au sein du volcan émergé) lors d'un vaste décollement (Fig. 28A). Alors que le magma s'est refroidi, d'autres effondrements de moindre amplitude se produisent essentiellement au *contact gabbro-encaissant*, permettant la mise en place de filons (Fig. 28B) et responsables du basculement des structures (le litage du gabbro devenant penté 30°S alors qu'il garde toujours la même direction N 110 cf. D21 p. 38). À l'image de ce qui a été dit précédemment (dans ce même paragraphe p. 55) sur la durée de mise en place des niveaux de sills, ce gabbro aurait sédimenté en quelques milliers d'années.

Toutefois, une seconde hypothèse reste envisagée pour expliquer la présence de ce massif gabbroïque au sein de la partie superficielle du volcan. En effet, il pourrait résulter d'une sédimentation magmatique dans une chambre plus vaste et à *plus forte profondeur* (croûte océanique) et serait remonté lors de mouvements ascensionnels de grande amplitude. *Cette mise en place tectonique d'une telle masse de magma refroidi remontée depuis la profondeurs du volcan pose de nombreux problèmes.* Ces mouvements ascensionnels auraient dû développer des structures de poinçonnement tout autour du massif : système de fractures radiales ou concentriques, rebroussement des couches de l'encaissant, plis d'entraînement, bombements etc..., or, jusqu'à présent de telles structures n'ont pas été signalées.

En surface, ces subsidences en chaudron ont pu se manifester par *des effondrements* dont on connaît au moins un témoin. Celui-ci se trouve dans Cilaos et apparaît nettement si l'on fait la coupe de la chaîne des Pitons de Gueulé Rouge (Fig. 29 A). La limite de l'effondrement se situe au Sud de la chaîne. La destruction de l'escarpement a produit des brèches de démantèlement contre lesquelles sont venues butter les coulées récentes. Le toit du bloc effondré correspond à une limite morphologique guidée par la lithologie et bien visible dans le paysage (Fig. 29B). En effet, les océanites anciennes, constituées de coulées pahoehoe entières ou autopréchiifiées, très zéolitisées, en bancs décimétriques, présentent des reliefs mous responsables de l'évasement du pied de la chaîne. En revanche, le remplissage d'océanites récentes en coulées massives demi-métriques, peu zéolitisées, forme l'arête aigue qui découpe le cirque du Sud au Nord.

Cet effondrement est guidé par la fracturation N 70; des failles de cette direction sont abondantes et bien visibles notamment au départ de la route du Palmiste Rouge. Elles ont joué à différentes époques de la vie du volcan et ont provoqué très récemment (1960) un écroulement à la suite duquel la route fût détruite. Un tunnel a été construit qui relie le point coté 959 m à l'Ilet du Peter Both; le grand coude de la route, marqué sur les cartes topographiques au 1/50 000, n'existe plus. Le toit du bloc effondré est armé de sills et de dykes de direction N 70 pentés sud. Ces intrusions représentent donc bien des *fissures d'extension* le long d'un plan de cisaillement virtuel déterminé par le mouvement général d'effondrement (Fig. 29C), confirmant ainsi une fois de plus l'hypothèse d'une *mise en place des sills par subsidence*. Le mécanisme de formation de ces affaissements est étudié plus en détail dans la deuxième partie de ce mémoire (Chapitre I p. 145).

D-3-2 - LES MOUVEMENTS HORIZONTAUX

La géométrie en plan des éléments structuraux décrits précédemment est compatible avec une zone de cisaillement dextre. Ce modèle cinématique est schématisé sur la figure 30.

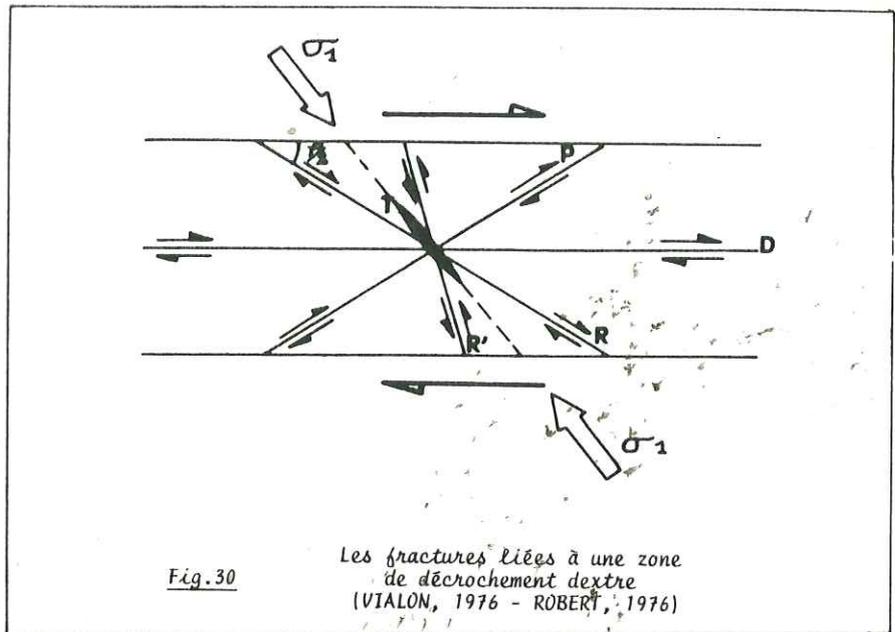


Fig.30

Les fractures liées à une zone de décrochement dextre (VIALON, 1976 - ROBERT, 1976)

Légende de la figure 30 :

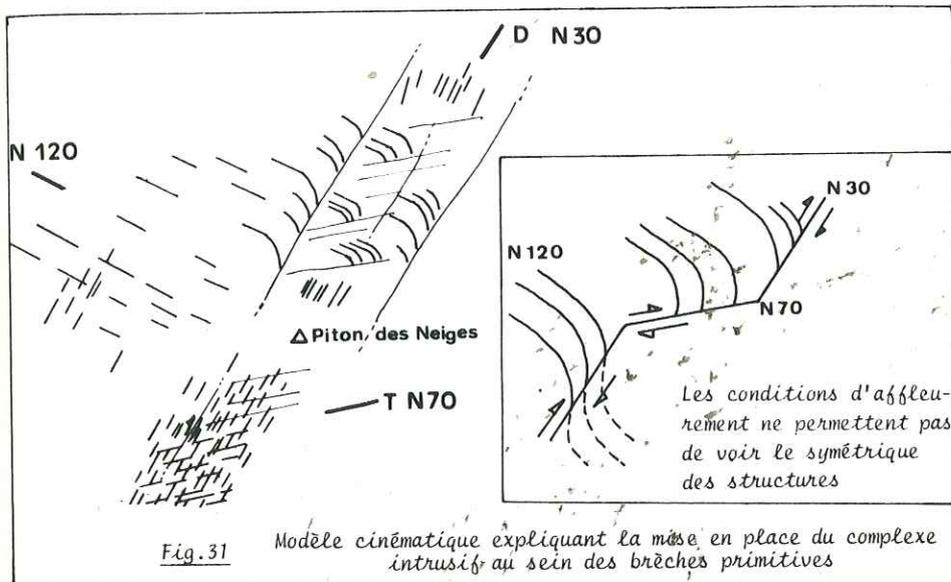
- Les cisaillements notés D accompagnent la zone de décrochement et sont de même direction et de même sens que lui.
- Les fissures conjuguées de Riedel s'organisent en échelon le long de D.
 - . R est de même sens que le décrochement et fait avec ce dernier un angle de $\gamma/2$, soit 15 à 20° en général; γ est le coefficient de frottement interne.
 - . R' possède un sens de mouvement contraire et fait avec le décrochement un angle de $\pi/2 - \gamma/2$. Elle a pour effet de bloquer le mouvement général.
- Les cisaillements P : leur direction est symétrique à R et possèdent le même sens que le décrochement D.
- Les fentes d'extension T sont parallèles à la direction de contrainte maximum σ_1 et se situent à 45° de D.

Il est très rare de rencontrer toutes ces fractures réunies en un même endroit. Dans l'hypothèse d'un cisaillement dextre, appliqué aux séries primitives du Piton des Neiges, seules seraient présentes les fractures D et T.

- N 30 serait la direction de décrochement D
- N 70, disposé en relais à 40° de D représenterait les fissures d'extension T.

Placées dans un contexte d'effondrement général, ces fractures jouent toutes en extension. Un tel système cisailant se surimposant aux fractures

N 120, provoque par le fait du mouvement décrochant la torsion des intrusions au contact des fractures .(Fig. 31).



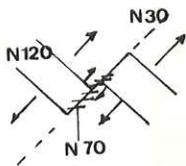
Il faut signaler dès à présent que ces mouvements décrochants dextres ont fonctionné tout au long de l'histoire du massif du Piton des Neiges.

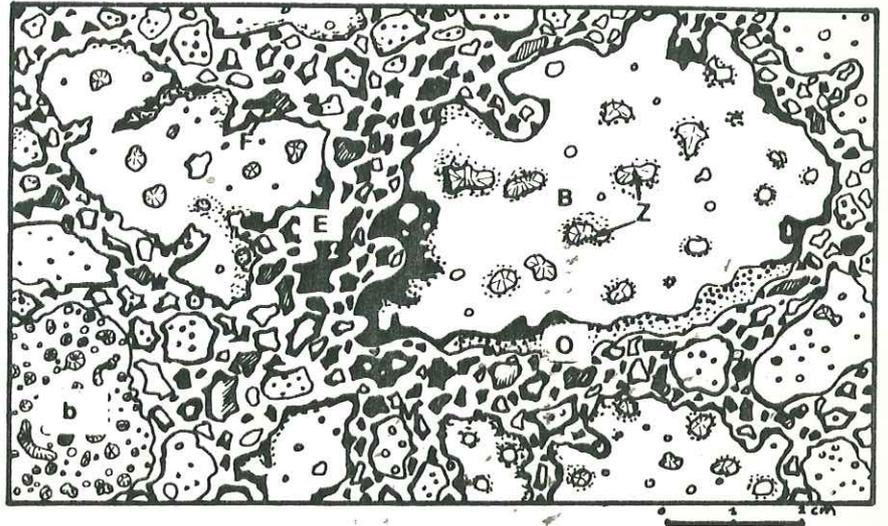
CONCLUSION : Les intrusions qui découpent les brèches primitives peuvent s'interpréter comme le résultat de subsidences en chaudron guidées par trois directions majeures de fracturation

- N 120 direction d'ouverture du rift hawaïen
- N 30 et N 70 définissent un mouvement décrochant dextre le long de N 30.

Ces subsidences sont accompagnées en surface d'effondrements dont un témoin est bien visible à l'extrémité sud de la chaîne de Gueulé Rouge.

En outre, il faut souligner que l'agencement en plan des directions de fracturation n'est pas sans rappeler la structure des rifts océaniques découpés par des failles transformantes qui leur sont perpendiculaires. Dans le cas d'un cisaillement dextre le long de N 30, le rift N 120 devrait être décalé comme sur la figure ci-contre. Or il semblerait, et ceci se confirmera par la suite, qu'il n'en est rien en raison de l'imperceptibilité du mouvement (le crochonnement des filons est de l'ordre d'une ou plusieurs dizaines de mètres) à une telle échelle.

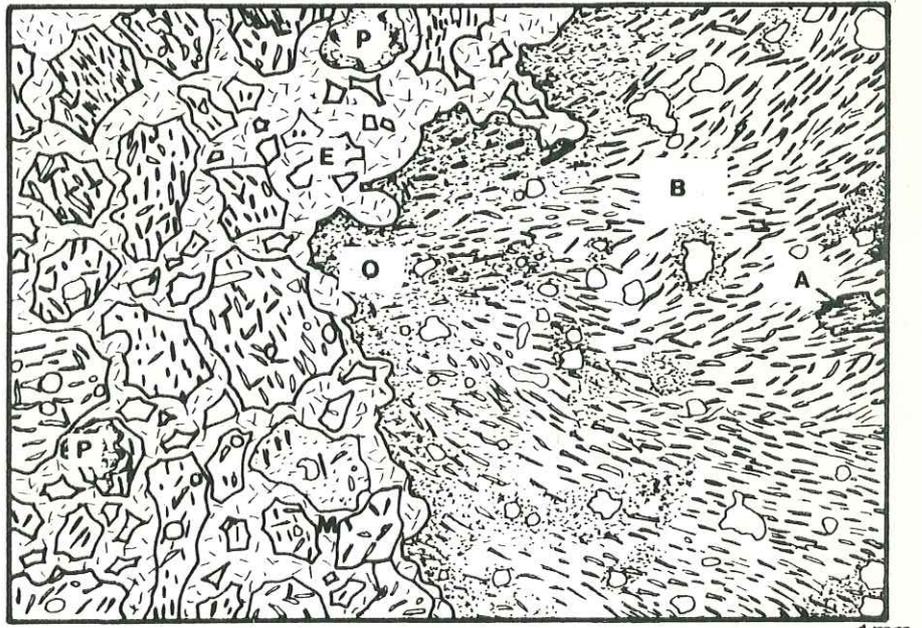




LES BRECHES INFÉRIEURES - MACROSCOPIE

Fig.32

B : bloc scoriacé de basalte aphyrique, b : basalte zéolitisé arraché, au substratum, E : écharde vitreuse, F : fragments jaune-orangés (palagonite ?), O : oxydes de fer (rouges et verts), Z : zéolites, M : mésostase jaune-orangée



LES BRECHES INFÉRIEURES - MICROSCOPIE

Fig.33

B : bloc à structure microlithique orientée, O : enrichissement en oxydes de fer, M : mésostase riche en oxydes de fer rouges, E : écharde vitreuse biconcave, P : palagonite colloïdal ?, A : augite

E - PÉTROGRAPHIE DES BRÈCHES (S.S.) ET MODE DE MISE EN PLACE DE LA SÉRIE PRIMITIVE

Arrivé à ce stade de l'étude du Piton des Neiges il est bon de se poser la question de la nature des produits constituant les brèches (s.s.) et des conditions de leur mise en place.

Il paraît donc nécessaire de compléter les données de terrain par une étude pétrographique des échantillons récoltés au cours des deux campagnes 1977-1978.

Cette étude repose sur l'examen d'une quarantaine d'échantillons en macroscopie dont une vingtaine également en lame mince.

E-1- LES PYROCLASTITES

E-1-1- LES BRÈCHES INFÉRIEURES

Ces brèches cimentées et indurées sont caractérisées par leur aspect bicolore brun-rouge-orangé et bleu-vert. Elles se composent de blocs scoriacés, déchiquetés, de basalte aphyrique. Les bulles sont remplies de zéolites. La taille des éléments varie de 0,5 mm à 1 cm. Les petits fragments inférieurs à 1 mm sont très nombreux. Les plus volumineux (1 cm à 30 cm) prennent l'aspect de bombes à bords figés (Fig. 32). Ces brèches englobent parfois des blocs métriques de basaltes zéolitisés arrachés au substratum sous-jacent.

En lame mince elles présentent une structure hyaloclastique. Les fragments de lave vésiculées, non étirés, à bulles rondes et isolées, ont un contour curviligne dû à l'éclatement des vacuoles marginales. Les lapillis ne sont jamais soudés.

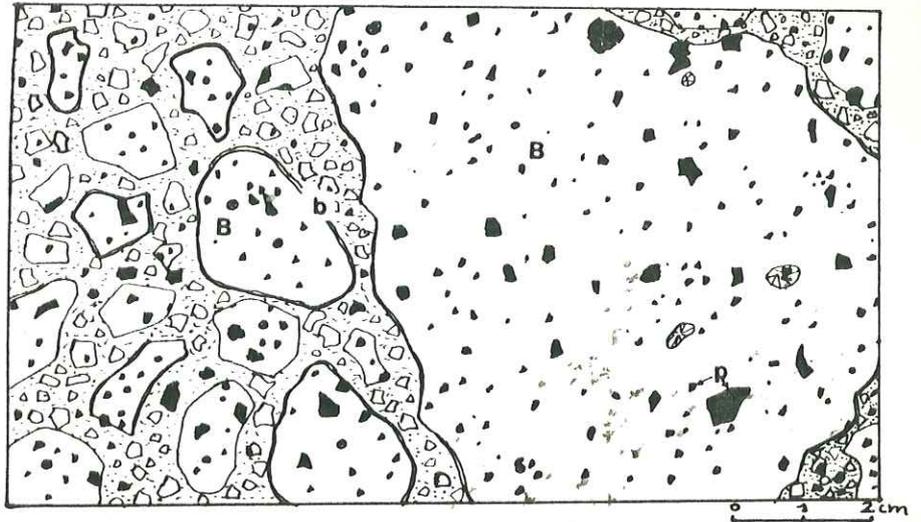
Les éléments les plus petits, biconcaves, sont entièrement vitreux, opaques, riches en oxydes de fer caractéristiques des laves basiques.

Les éléments les plus volumineux présentent une texture microclitique au centre et une bordure figée. Sur certains, une structure fluidale est soulignée par les baguettes de feldspaths (Fig. 33). Les premiers cristaux en équilibre avec le liquide sont des microlites de plagioclases en aiguille. Les clinopyroxènes sont très peu nombreux et très petits. Quelques rares augites plus volumineuses ainsi que des olivines serpentinisées se rencontrent au cœur des éléments les plus gros.

La mésostase, relativement peu abondante, est riche en menus éclats de toute taille depuis les échardes de verre biconcaves (de 0,5 mm) jusqu'aux poussières presque invisibles formant la gangue. Aucun passage des lapilli aux échardes de verre n'a été observé. La matrice contient également des cristaux intratelluriques libres.

Altération : sur les contours des blocs les plus volumineux, il est remarquable de constater une concentration importante d'oxydes de fer opaques ainsi que sur les bords des vacuoles. Cette concentration s'effectue de façon graduelle depuis le cœur du bloc, très clair vers le bord noir (Fig. 33). La mésostase est riche en oxydes de fer ferrique. Un lessivage par l'eau serait responsable de la migration de ces oxydes du cœur des blocs vers la matrice et du passage du fer bivalent à trivalent. Une calcination à 1000° effectuée sur un bloc donne une perte au feu de 3 % pour le cœur, 9 % pour le bord et 5 % pour la matrice.

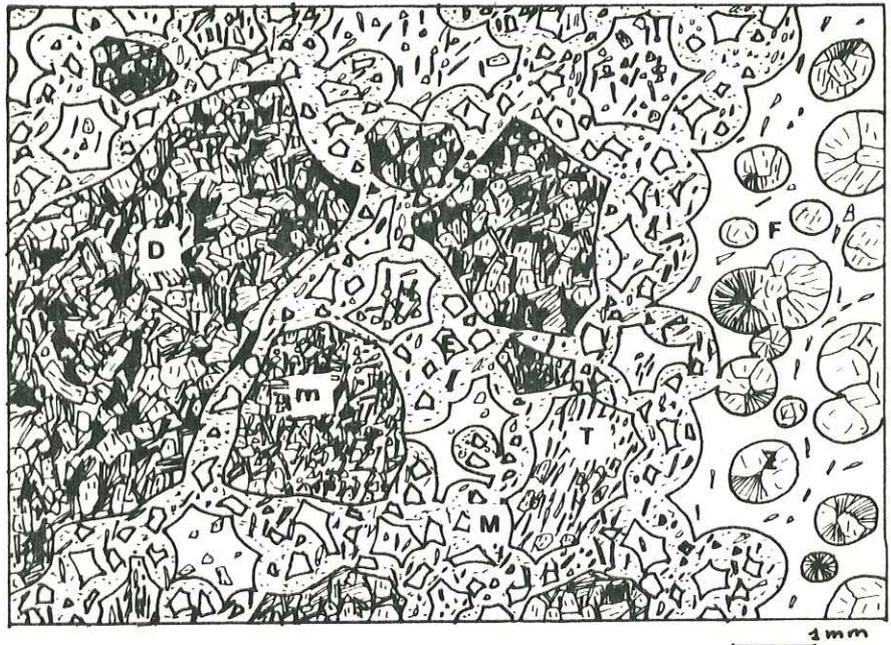
De plus les échardes de verre sont souvent altérées en une substance opaque, brun roux ou jaune orangé non pléochroïque. Ces plages, qui se substituent partiellement ou entièrement aux éclats vitreux, possèdent un



LES BRECHES INTERMEDIAIRES - MACROSCOPIE

Fig.34

B : blocs de basalte compacte à phénocristaux de
pyroxènes (P)
b : bordure figée
Z : zéolite



LES BRECHES INTERMEDIAIRES - MICROSCOPIE

Fig.35

F : fragment vésiculé vitreux, T : texture fluidale
D : fragment doléritique, m : fragment microlithique
E : échardes de verre, M : mésostase chloritisée
Z : zéolites

relief faible, inférieur à celui du verre volcanique. Il pourrait s'agir de palagonite colloïdale mais cela n'est pas confirmé en raison de la finesse des échardes.

Les produits secondaires sont essentiellement de zéolites fibreuses (mésotype) en gerbes fibroradiées localisées à l'intérieur des bulles, alors que les chlorites se dispersent dans la mésostase.

E-1-2- LES BRECHES INTERMEDIAIRES

Sur le terrain elles sont caractérisées par leur aspect massif, sans structure d'écoulement ni litage, ni fluidalité. Elles sont très indurées et, en raison d'une altération secondaire poussée (chloritisation) leur couleur est actuellement d'un bleu vert uni.

Elles sont très riches en fragments dont la taille varie de 0,5 mm à 50 cm, mais la plupart ont entre 0,5 mm et 1 cm.

Les blocs sont anguleux et présentent fréquemment une bordure figée matérialisée par un liseré blanc millimétrique. Ce sont des basaltes compacts riches en phénocristaux millimétriques de pyroxène ou d'olivine iddingsitisée. Il n'existe, à l'oeil nu, aucun élément scoriacé (Fig.34).

En lame mince, la fraction granulométrique comprise entre 0,5 mm et 1 cm présente une structure semi-vitroclastique (Fig.35) :

- Les fragments de magma vésiculé : ces lapilli à contour curviligne, non étirés et à disposition anarchique sont riches en bulles rondes et isolées. L'épaisseur des parois est alors de 0,5 à 1 mm. Ils sont constitués d'une pâte hyaline, opaque, riche en oxydes de fer. Lorsque l'épaisseur des parois atteint 1 mm, les fragments contiennent des microlithes de labrador en aiguilles souvent mâclés Carlsbad, de très petites augites nombreuses ainsi que quelques olivines iddingsitisées. Les éléments les plus volumineux présentent une structure fluidale soulignée par les baguettes de feldspaths.

- Les fragments de magma cristallisé : ces lapilli de forme anguleuse, sont très pauvres en bulles et présentent de ce fait un aspect massif à contour vaguement concave (Fig.35).

Leur structure est doléritique ou microlithique. Les minéraux les premiers cristallisés sont des labradors, des augites millimétriques, quelques olivines et des minéraux opaques (magnétite).

- La mésostase, peu abondante, est riche en échardes de verre biconcaves et en poussières. Comme pour les brèches inférieures, aucun passage depuis les lapilli aux échardes de verre n'a été observé. Cette mésostase est également riche en phénocristaux isolés de feldspath et d'augite.

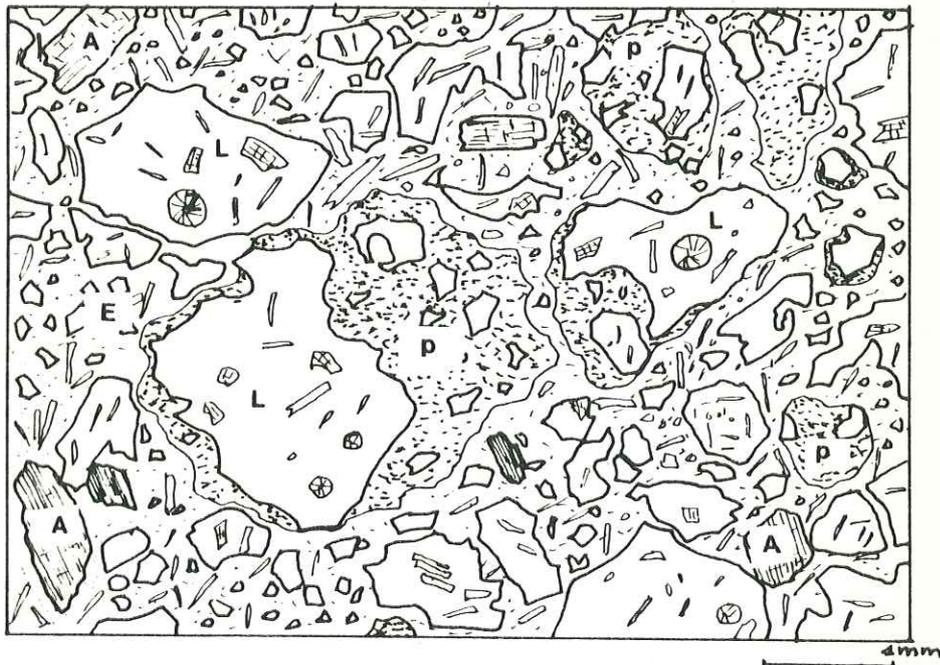
Altération : les échardes de verre, ici également, sont souvent altérées en cette substance opaque roux-orangée assimilée à de la palagonite colloïdale. Cette altération affecte parfois la bordure des fragments cristallisés.

Les produits secondaires : ils existent dans la mésostase et à l'intérieur des vacuoles; ce sont des zéolites, des chlorites et de la calcite en plages. Les zéolites se présentent essentiellement en cristaux automorphes dans les bulles, qu'elles remplissent partiellement. Ce sont des heulandites lamellaires offrant parfois des sections selon g_1 (010) et des clivages peu nets, leurs caractères optiques sont tout à fait classiques. Elles sont accompagnées parfois de zéolites fibreuses (mésotype). Les chlorites sont très abondantes dans la matrice et comblent également les vides des vacuoles laissés par les zéolites.



BRECHES SUPERIEURES - MACROSCOPIE

Fig.36 B : blocs de basalte à feldspath en aiguilles et pyroxène
Z : zéolite



BRECHES SUPERIEURES - MICROSCOPIE

Fig.37 L : Lapillis vitreux à pyroxènes et labradors
P : Palagonite colloïdal ? A : pyroxène (augite)
E : écharde vitreuses

E-1-3- LES BRECHES SUPERIEURES

De couleur noire, ce type de brèche très indurée présente des éléments déchiquetés et vacuolaires de 0,5 cm à quelques cm. Il ne se rencontre qu'en blocs d'origine cyclonique ou en galets au pied du Piton des Neiges. En fonction des caractères pétrographiques des éléments, on peut distinguer trois faciès bréchiques :

- une brèche à éléments uniques de basalte à phénocristaux d'olivine.
- une brèche à éléments uniques de basalte à feldspath en aiguille centimétriques et pyroxènes (Fig.36).
- une brèche mixte comprenant dans des proportions variables les trois espèces minérales : olivine, pyroxène et feldspath en aiguille.

Les lapillis (0,5 mm à 2 cm), vacuolaires et non étirés, possèdent un contour curviligne. La pâte est vitreuse, opaque. Les minéraux les premiers formés sont, dans le cas d'une brèche mixte :

- plagioclases calciques : labradora en microlites ou en phénocristaux dans les fragments à parois épaisses. Aucune orientation des microlites n'a été observée.
- pyroxènes : augites en phénocristaux seuls.
- olivines iddingsitisées en phénocristaux seuls.

La mésostase, constituée de poussières et d'échardes de verre biconcaves, est riche en cristaux précités (Fig.37).

Altération : le même phénomène d'altération de teinte rouge-orangé, décrit dans les brèches précédentes, affecte certains fragments, les transformant parfois entièrement (Fig.37).

Les produits secondaires : ce sont la calcite, les serpentines et chlorites, ainsi que quelques zéolites bien développées. Deux espèces se rencontrent :

- La thomsonite, abondante dans la matrice, moins dans les bulles, se présente en cristaux fibreux en groupement radié ou en fuseaux. Le clivage est net et les caractères optiques bien marqués.

- L'analcime, Il s'agit de plages incolores remplissant les bulles, dont le relief, très faible, est inférieur à celui de la thomsonite. Les cristaux sont polygonaux, subcirculaires ou en petits cubes, non mâclés.

Les caractères pétrographiques des brèches pyroclastiques sont résumés sur le tableau suivant :

	Composition	Structure	Minéralogie	Altération	Produits Secondaires
Brèches inférieures	- blocs scoriacés aphyriques - petites bombes trempées - autolithes de coulées de basalte zéolitisé	hyaloclastique	- baguettes de feldspath - augites petites et peu nombreuses	- apport d'oxyde de fer par les-sivage - palagonite colloïdale?	- zéolite fibreuse (mésotype) - chlorite - calcite

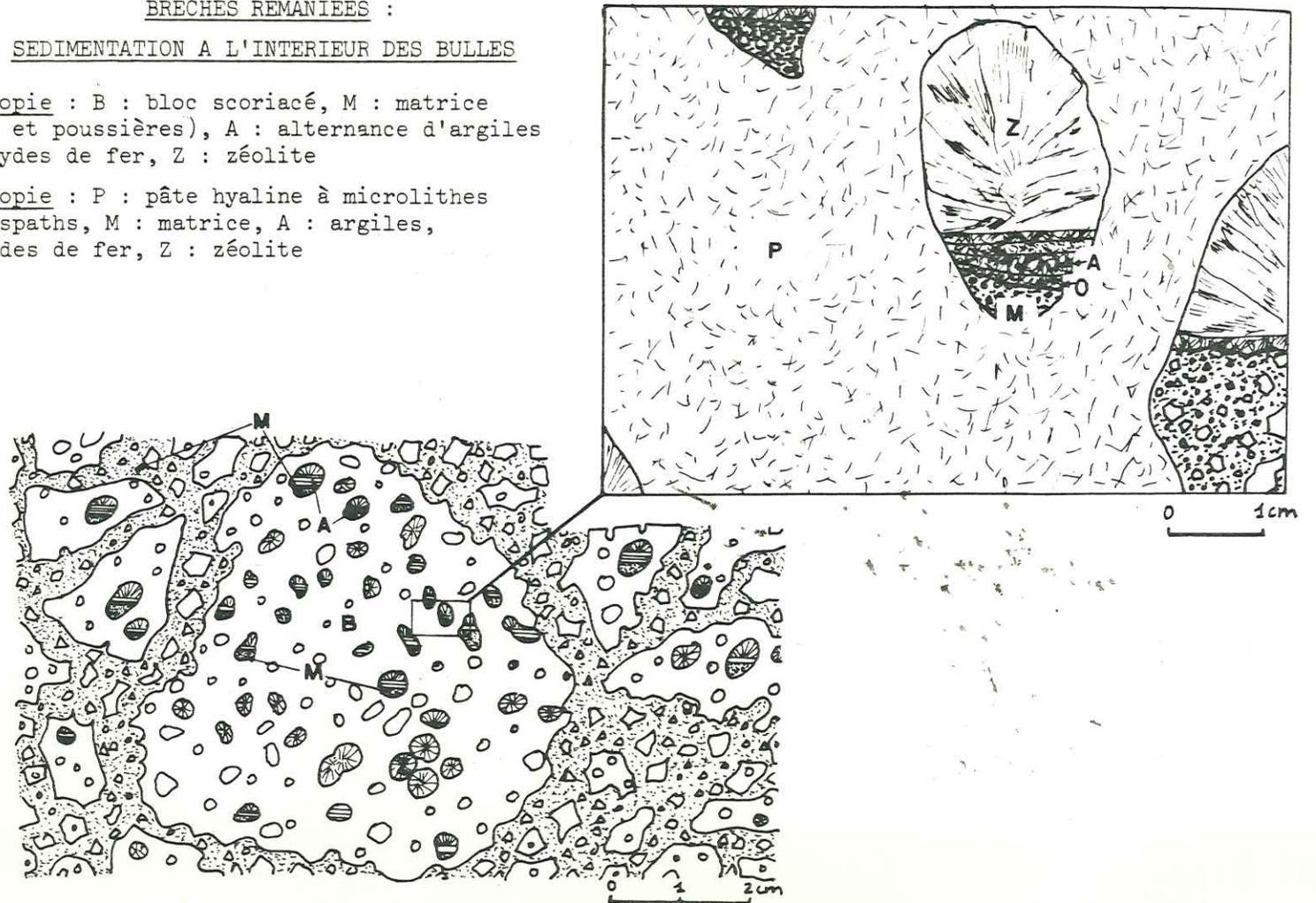
Fig.38

BRECHES REMANIEES :

SEDIMENTATION A L'INTERIEUR DES BULLES

Macroscopie : B : bloc scoriacé, M : matrice
(cendre et poussières), A : alternance d'argiles
et d'oxydes de fer, Z : zéolite

Microscopie : P : pâte hyaline à microlithes
de feldspaths, M : matrice, A : argiles,
O : oxydes de fer, Z : zéolite



	Composition	Structure	Minéralogie	Altération	Produits secondaires
Brèches intermédiaires	- blocs anguleux de basalte compacte riche en pyroxène - autolithes de coulées zéolitiques et de dykes	semi-vitro clastique . magma vésiculé vitreux . magma cristallisé (microlitique ou doléritique)	augite très abondante	palagonite colloïdale?	heulandite mésotype chlorite calcite
Brèches supérieures	blocs scoriacés de : . basalte à olivine . basalte à pyroxène et feldspath en aiguille	hyloclastique	plagioclase . augite . olivine	palagonite colloïdale?	zéolites . thomsonite dans matrice . analcime dans les bulles - chlorite - calcite

Il apparait clairement que les brèches pyroclastiques résultent d'un éclatement brutal de la lave originelle par contact avec un milieu riche en eau. Les fragments les plus vitreux ne présente aucune structure d'étirement et leur disposition est anarchique. Il ne s'agit donc en aucun cas d'écoulements pyroclastiques mais de projections vitreuses refroidies brutalement avant leur mise en place.

L'origine de ces écharde par émiettement d'écorce vitreuse de pahoehoe est à exclure. En effet, ces brèches ont un aspect et une composition fondamentalement différents des coulées en tube auto-bréchifiées (Fig.5 p. 20).

L'orientation des microlites de feldspath dans les éléments les plus volumineux serait un héritage des phénomènes mécaniques imprimés à la lave lors de son passage dans le conduit d'alimentation. Les phénomènes d'altération de quelques verres (palagonite colloïdale possible) invoque également la présence d'eau au moment de la mise en place de ces pyroclastites.

E-2- LES BRECHES DE REMANIEMENT

Elles englobent des éléments de taille, de forme et de composition très diverses. La matrice, friable, est extrêmement abondante. Cette dernière est riche en écharde de verre biconcaves et lapillis vacuolaires à structures franchement hyaline, microlithique à pâte vitreuse ou doléritique. Les minéraux présents sont ceux des différentes brèches ou coulées volcaniques dont elles sont issues.

Il est intéressant de constater sur certains échantillons des phénomènes de sédimentation à l'intérieur des bulles. L'exemple le plus parlant est fourni par une brèche formant une carrière naturelle située à l'altitude 1010 m sur le chemin (O.N.F.) de la source Piment en partant des thermes de Cilaos. Dans les blocs scoriacés, le fond des vacuoles est rempli de cendres et de poussières. Les sédimentations postérieures correspondent à des alternances demi-millimétriques de matière argileuse ou d'oxydes de fer de couleur blanche, rouge ou verte à l'oeil nu (Fig.38). Pour les argiles, il s'agit de chlorite fibreuse incolore, à disposition anarchique, parfois groupée en éventail. Elles sont les caractères optiques du clinochlore ou prochlorite. La partie supérieure des vacuoles, laissée libre, s'est remplie postérieurement de zéolite. Les séquences observées à l'intérieur des bulles possèdent la même polarité et sont toutes semblables bien que souvent incomplètes; la séquence la plus développée correspondant à l'alternance : mésostase, lit rouge, jaune orangé, vert, blanc, vert et rouge ce qui correspond à des séquences oxydes-argiles. De tels dépôts lités d'hématite et de chlorite

d'ordre centimétrique existent en affleurement au sein des brèches de remaniement de la route de l'Ilet à Cordes et sont caractéristiques sur échantillon (N.VATIN-PERIGNON- Collection personnelle).

Ce type de dépôt correspond à une chute de petits blocs, scories et lapilli dans un milieu aqueux calme (de type lacustre) avec remise en suspension du matériel fin ; cendres et poussières et sédimentation de ce dernier au fond des bulles. Postérieurement se sont déposées les matières argileuses et les oxydes de fer, témoins des variations saisonnières et météorologiques.

E-3- CONCLUSION - MODE DE MISE EN PLACE

Les faciès à l'affleurement (c.f. paragraphe B) nous renseignent déjà sur les conditions de mise en place de la série et mettent en évidence l'existence de :

- quelques pillow lavas au Cap la Houssaye correspondant à un affleurement situé seulement à une vingtaine de mètres au-dessus du niveau de la mer. *Aucune lave en coussin n'a été signalée, à ce jour, dans les formations primitives des cirques.*

- coulées pahoehoe parfois démantelées et même autobrèchifiées
- plusieurs points de sortie aériens

- niveaux de brèches de remaniement par l'eau : brèches finement litées et coulées boueuses.

Les données de terrain, ainsi que les observations pétrographiques s'accordent à démontrer *qu'une grande partie des formations primitives s'est mise en place dans une ambiance saturée d'eau.*

Trois hypothèses sont possibles pour expliquer la présence de cette eau :

- soit le conduit d'alimentation débouche dans la mer (production de hyaloclastites).
- soit qu'il débouche dans un lac.
- soit le conduit d'alimentation traverse des formations gorgées d'eau et les produits de cette activité phréatomagmatique vont se sédimenter dans des petits lacs temporaires.

E-3-1- MISE EN PLACE SOUS-MARINE

Tout en expliquant les phénomènes de trempe, d'altération et de remaniement sous aquatique, ce type d'explication se heurte néanmoins à de nombreuses incohérences.

La première et la plus importante est d'ordre structural. En effet ces formations bréchiqes affleurent actuellement jusqu'à 1500 m d'altitude mais ont dû culminer à plus de 2000 m si l'on tient compte des effondrements postérieurs qui les ont affectés. Un réhaussement de telle envergure des formations bréchiqes est difficilement imaginable même comme conséquence du gonflement du massif car la résultante des mouvements verticaux, positifs ou négatifs, reste à priori nulle au sein d'un volcan. L'hypothèse de UPTON et WADSWORTH (1969), selon laquelle les brèches primitives auraient été portées 2000m au-dessus du niveau de l'océan lors de grands cisaillements créés par la poussée du plancher océanique, ne repose malheureusement sur *aucune preuve sérieuse et solide de terrain.*

Les autres difficultés sont d'ordre stratigraphique. Une mise en place sous marine n'explique pas la présence, au sein de la série, de produits d'activité manifestement aérienne comme les retombées de scories. En se référant

aux schémas hawaïens on devrait trouver, sous les hyaloclastites, des pillows lavas, ce qui n'a jamais été observé; il existe au contraire des coulées pahoe-hoe bien conservées ou auto bréchifiées.

Enfin, nulle part n'ont été signalé des récifs coralliens émergés, de surfaces à ripple marks ou piste d'animaux, de slumpings comme le montrent les dragages et les photos des flancs immergés des rifts hawaïens (MOORE ET FISKE 1969). Les coulées boueuses du Piton des Neiges, constituées de sables de verres basaltiques et de détritiques de basalte altérés, ne contiennent ni foraminifères, ni fragments de calcaire ou de matériel organique il faut souligner néanmoins que ces éléments ont fort bien pu échapper à nos investigations.

E-3-2- MISE EN PLACE SOUS-LACUSTRE

L'hypothèse d'une mise en place uniquement sous-lacustre se heurte à deux difficultés : le contenant de telles étendues d'eau et l'analogie avec les produits d'explosion sous-marine. On peut imaginer l'existence d'un lac de fond de caldeira à l'intérieur de laquelle se serait développée l'activité volcanique, mais, à ce jour, il n'existe pas le moindre indice de telles structures anciennes à la base du massif du Piton des Neiges.

E-3-3- MISE EN PLACE MIXTE : ACTIVITE PHREATOMAGMATIQUE ET SEDIMENTATION LACUSTRE

Toutefois un schéma peut être proposé : les formations bréchiques primitives correspondent au stade d'émergence de l'île; le dynamisme est aérien (cônes de scories) et produit des empilements de laves en tube; ces dernières sont entrecoupées de séries de pyroclastites dont l'origine peut être phreatomagmatique si l'on conçoit des niveaux phréatiques piégés entre les coulées. Les laves autobréchifiées satisfont assez bien à ce contexte si l'on sait qu'elles sont déjà bréchifiées au niveau du conduit d'alimentation. En effet, des écoulements pyroclastiques sont connus en domaine basaltique (BOUDON, 1979) et ces brèches monogéniques sont toutes issues d'appareils ayant connu, au préalable, des phases d'activité phreatomagmatique. Les deux dynamismes paraissent intimement liés et existeraient au stade des brèches primitives.

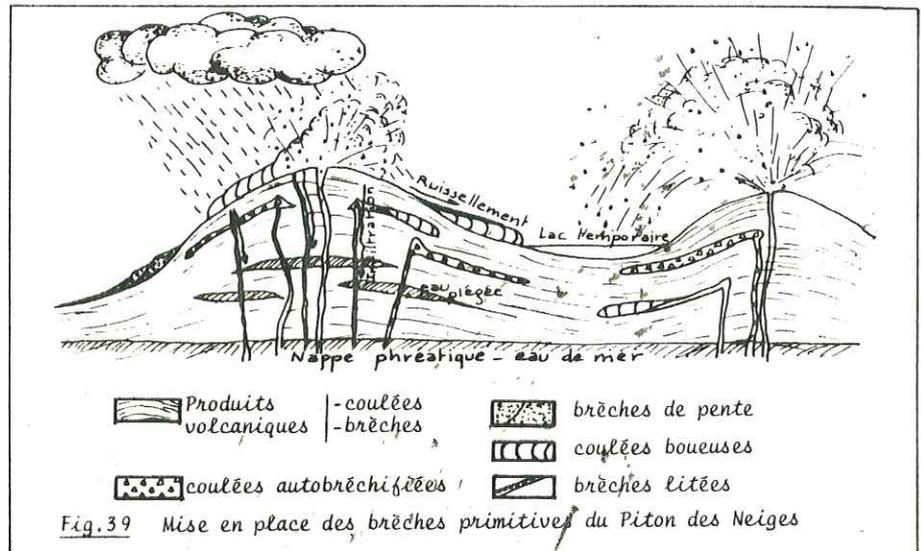
Au début de son histoire l'île de la Réunion, de dimension restreinte, devait avoir une forme ellipsoïdale allongée suivant le rift N 120 (Fig. 12). Cette forme et cette dimension, combinées à la fracturation intense et aux conditions climatologiques existant sous les tropiques ont certainement facilité l'imbibition de l'eau de mer et de pluie à l'intérieur du volcan.

Entre les crêtes ont dû s'installer des petits lacs temporaires au fond desquels se sont sédimentées certaines retombées volcaniques (Fig. 39). Les coulées boueuses (ou lahars) et les brèches litées résulteraient de phénomènes purement phréatiques : pluies diluviennes pour les unes et eaux de ruissellement pour les autres, sans intervention d'une étendue d'eau.

Il n'a jamais été remarqué, à l'affleurement, de bombes caractéristiques à cortex vitreux et surface variqueuse typiques des produits de maars (CUMAS, 1975). Les appareils issus d'activité phreatomagmatique engendrant des formes, dépôts et structures classiques n'existent pas.

* -----
La pluviométrie annuelle de l'île est comprise entre 2 et 9 m, selon que la région est située au vent ou sous le vent, dont les 3/4 tombent durant la période des pluies cyclonique de décembre à mai (Service Météorologique de la Réunion).

En effet, il s'agit dans le cas du Piton des Neiges, d'un dynamisme fissural souligné par des fractures d'alimentation plurimétriques à remplissage bréchiq. D'autre part, il n'existe à ce jour aucune trace de sédiments ou d'organismes lacustres au sein des brèches de remaniement. Peut être ont-ils, eux aussi, échappé aux investigations. Il est cependant plus honnête

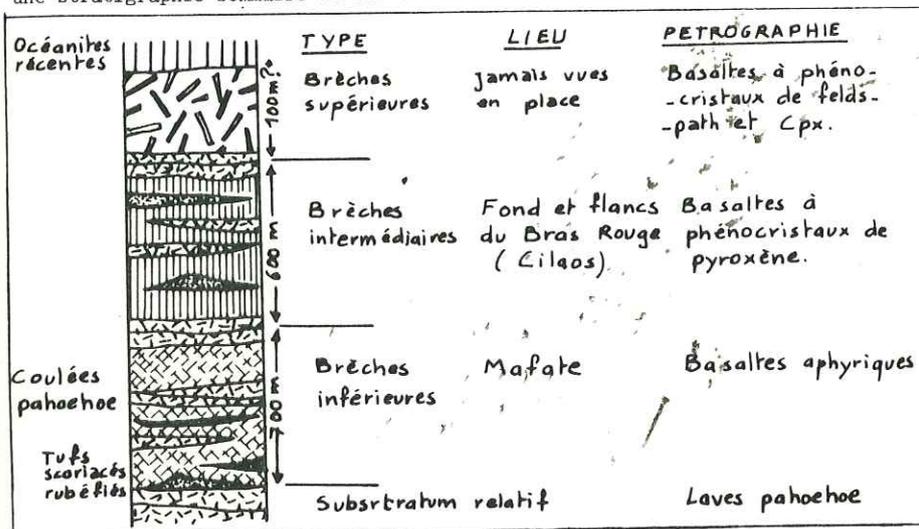


de penser que l'activité lacustre, si elle a existé n'est que fortuite, alors que l'activité volcanique, dont les conduits traversent des nappes ou poches phréatiques, donnant lieu ainsi à du phréatomagmatisme et à des écoulements bréchiq, fragmentés dans le conduit, est plus satisfaisante et répond mieux aux observations faites sur le terrain.

C ONCLUSION A L'ÉTUDE DE LA PÉRIODE DES BRÈCHES PRIMITIVES

La série des brèches primitives ou océanites anciennes, non datée du fait de son altération mais *antérieure à 2 M.a*, forme une unité volcano-structurale propre et correspond à la période d'émergence de l'île.

Il s'agit d'un empilement de brèches pyroclastiques, coulées en tube, parfois démantelées ou autobréchifiées, et de passées aériennes de tufs scoriacés rubéfiés répondant à une succession d'activités phréatomagmatique, effusive et explosive aérienne. Sur la base de coupes discontinues nous pouvons établir une stratigraphie sommaire de cette série.



Ces séries se sont mises en place, selon un rift majeur N 120 (alignement ultérieur Piton des Neiges - Piton de la Fournaise), accompagné d'ouvertures mineures perpendiculaires N 30. Sur les flancs des reliefs ainsi créés, les produits volcaniques sont remaniés : brèches de pente, coulées boueuses, brèches litées.

Cette série est traversée de dykes et sills d'océanites et basaltes à olivine résultant d'un mécanisme de subsidence en chaudron par baisse de pression du magma. On observe une propagation vers le bas des surfaces de décollement le long desquelles est monté le magma engendrant différents niveaux de sills de plus en plus jeunes vers la base de l'édifice et dans un laps de temps estimé à 10 000 ans. C'est à l'occasion d'un décollement de grande envergure que ce serait mis en place le massif de gabbro lité de la rivière du Mât. Ces subsidences successives sont accompagnées par des effondrements de surface dont il reste au moins un témoin reconnu, celui de l'extrémité sud de la chaîne des Pitons de Gueulé Rouge. Elles sont guidées par trois directions de fracturation :

- N 120 - Direction du rift, se parallélise à la crête des Calumets - Gros Morne - Piton des Neiges.
- N 30 et N 70. La disposition de ces accidents est en accord avec un modèle cinématique de cisaillement dextre. Le mouvement décrochant majeur le long de N 30 s'accompagne de fissures d'extension en relais N 70 et serait responsable de la torsion des dykes N 120 dans les rivières Fleurs Jaunes et du Mât (Salazie).

Ouvertures majeures N 120 et système de fracturation décrochante perpendiculaire N 30 rappellent ainsi la structure des rifts océaniques et de leurs failles transformantes.

De nombreuses surfaces de discordance entre les océanites anciennes et récentes (voir chapitre II) ainsi que la destruction de l'escarpement d'origine tectonique de la chaîne des Pitons de Gueulé Rouge, attestent la présence d'une période de calme éruptif terminal évaluée à 10 000 ans (paragraphe D 31 p.55).

CHAPITRE II

LES OCÉANITES RÉCENTES, LE BOUCLIER PRIMITIF

Au cours de cette deuxième période d'activité le Piton des Neiges va acquérir sa forme circulaire en bouclier. Il s'agit, pour la partie émergée du volcan, d'un vaste dôme surbaissé, d'un diamètre moyen de 50 km et d'une hauteur supérieure à 2000 m. L'inclinaison de ses flancs est faible, de 5 degrés (Fig.40), conformément aux valeurs mesurées sur les flancs des boucliers primitifs actuels.

En fin d'épisode le bouclier est couronné par une caldeira de grande dimension.

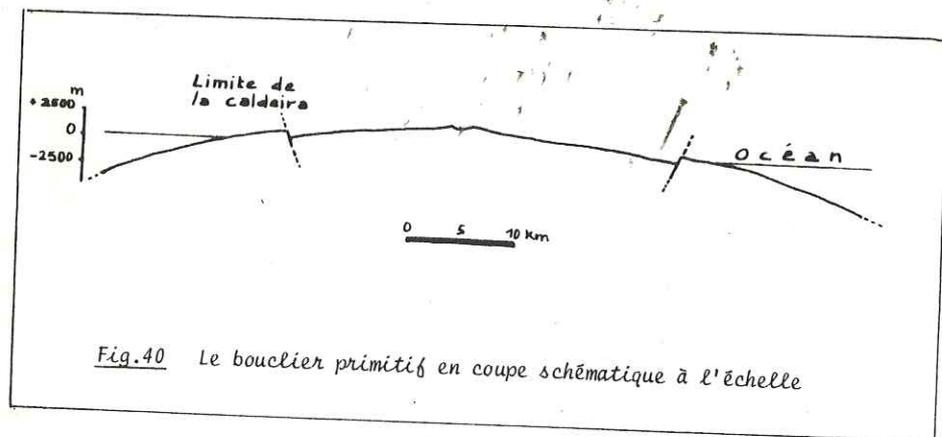
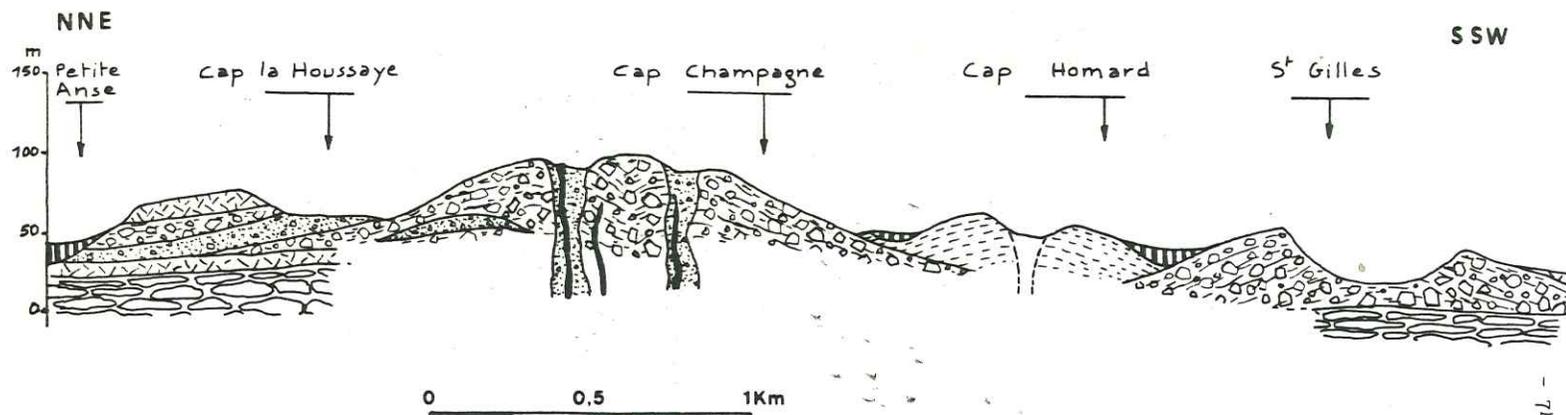


Fig.40 Le bouclier primitif en coupe schématique à l'échelle

Fig. 42

COUPE SYNTHETIQUE DES FORMATIONS PYROCLASTIQUES DE LA REGION DU CAP LA HOUSSAYE
ENTRE ST PAUL ET ST GILLES LES BAINS



Séries alcalines différenciées

 Coulées

 Pyroclastites

Série des océanites récentes

 Coulées

 Pyroclastites

 Passées cendreuses et conduits d'alimentation.

 Dykes

Brèches primitives = Océanites anciennes

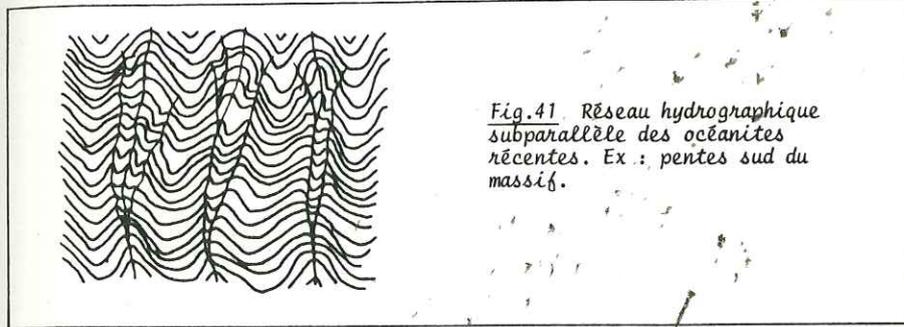
 Laves pahoehoe autobréchifiées

A - STRATIGRAPHIE

A-1- DESCRIPTION DE LA SERIE

Dénommée " Younger Oceanite Series " (UPTON et WADSWORTH, 1965) elle correspond également à la phase II de BILLARD (1975).

Les témoins des flancs du bouclier primitif, non recouverts par les coulées différenciées, présentent une morphologie bien reconnaissable caractérisée par un réseau hydrographique subparallèle donnant des vallées très entaillées, par exemple : Morne du Bras des Lianes, le flanc sud du volcan, le Massif de la Montagne (Fig. 41)



Cette série d'océanites, très monotone et d'une épaisseur de plusieurs centaines de mètres (jusqu'à 800 m) arme le massif du Piton des Neiges. Elle est constituée d'un empilement de coulées métriques souvent séparées les unes des autres par des niveaux de scories rouges peu épais (inférieurs au m). Ces laves de type pahoehoe et émises à l'air libre, présentent fréquemment des surfaces corrodées et des faciès en tubes.

Du point de vue pétrographique ce sont des océanites et des basaltes aphyriques ou à phénocristaux d'olivine qui, par leur chimisme, rentrent dans la catégorie des laves de type transitionnel à tendance tholéiitique (UPTON et WADSWORTH, 1966, NATIVEL, 1978) la base de la formation est fortement zéolitisée : donc indatable radiométriquement. La limite de cette altération est souvent franche et se remarque nettement dans le paysage; elle correspond dans toute l'île à la limite d'un aquifère qui, du fait de l'existence de ce niveau imperméable remarquable, est à l'origine des alignements de nombreuses sources bien connues des hydrogéologues (BILLARD 1975).

Au cours de cette période caractérisée par un dynamisme hawaïen, des manifestations explosives ont eut lieu dans la région du Cap La Houssaye, au NW de l'île (carte hors texte) édifiant des crêtes parallèles d'une centaine de mètres de hauteur le long d'ouvertures orientées N 110. Ces accidents refunctionalisent au cours des phases d'activité ultérieures de la série différenciée (Fig.42). Ces formations reposent sur des laves zéolitisées à débits ellipsoïdaux, parfois démantelées ou autobréchifiées, de la phase primitive. Les matériaux qui les constituent présentent des faciès bréchiques très hétérogènes et riches en ciment cendreuse. Les fragments, centimétriques à décimétriques, sont des océanites fraîches, des basaltes à phénocristaux de feldspath basique, des ankaramites, des dolérites, des roches grenues basiques et ultrabasiques : dunites, péridotites et gabbros non connus à l'affleurement dans ce secteur de l'île, ainsi que des éléments

zéolitisés appartenant aux formations anciennes (NATIVEL, 1979). Elles sont recoupées verticalement par de larges passées très explosives, plurimétriques, riches en cendres, ayant servi de conduits d'alimentation. Au Cap la Houssaye, ces explosions sont à l'origine de retombées aériennes riches en lapilli accrétonnés (P.M. VINCENT , comm. orale). De petits témoins de calcaire marin fossilifère recouvrent localement ces formations (VINCENT et BILLARD, 1973) qui résulteraient, pour ces auteurs, de l'activité *sous-marine* d'un rift hawaïens.

Les datations radiométriques, effectuées sur des laves non zéolitisées, ont fourni trois groupes d'âges (Mc DOUGALL, 1971) :

- 2,1 à 1,9 M.a.
- 1,22 à 0,95 M.a.
- 0,60 à 0,43 M.a.

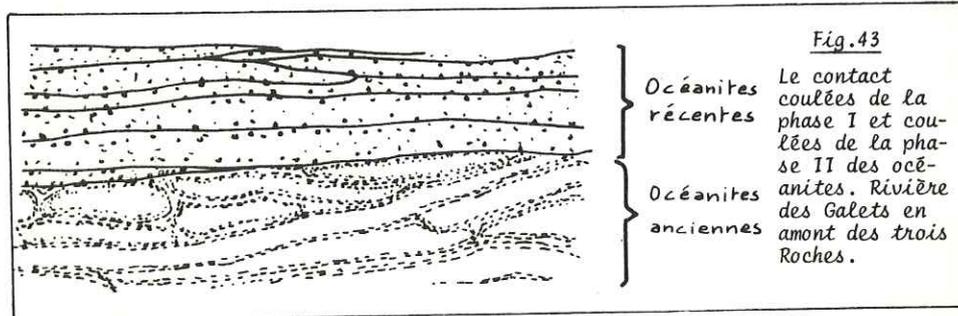
Dans le détail, des coupes de certaines falaises (notamment sur la route du littoral entre St Denis et la Possession) ainsi que des sondages (in BILLARD 1975) indiquent que la mise en place des coulées d'océanite s'est effectuée au cours de plusieurs périodes d'activité, entrecoupées de périodes d'accalmies matérialisées par la présence d'anciens sols argileux (couches rouges) et de niveaux alluviaux. Il s'agit d'un phénomène séquentiel assez commun dont le mécanisme a été mis en évidence par exemple lors de volcanisme trappéen de plus grande extension (Dekkan, Islande, Kerguelen) et favorisé par un climat chaud-humide.

A-2 - LA LIMITE INFÉRIEURE

Les laves de la série des océanites récentes reposent *souvent en discordance* sur les formations primitives.

Le contact brèches-coulées est bien visible en différents points des cirques (Fig.11). Dans *Mafate* cette limite est nette au niveau de la Crête des Calumets ainsi qu'au col de la Brèche où des coulées métriques d'océanite fraîche viennent recouvrir des brèches de remaniement rougies à leur contact. Dans *Cilaos*, la limite est bien marquée, vers l'altitude 1500 m; dans le flanc est de l'Ilet Fleurs Jaunes. Elle est abaissée au niveau de l'Ilet des Salazes par suite d'effondrement postérieurs (caldeira II de la série différenciée). Dans *Salazie*, le contact brèches -coulées est visible à la cascade du Voile de la Mariée et dans les flancs de la ravine Bachelière (altitude 1300 m).

Les contacts coulées de la phase I - coulées de la phase II sont peu abondants. Néanmoins ces laves ont des faciès distincts. Dans les coulées de la phase I, très zéolitisées, aucune structure n'est conservée si ce n'est le débit ellipsoïdal des tubes, souligné par la zéolitisation. Dans les coulées zéolitisées de la phase II, les bancs rocheux sont très bien conservés et confèrent un certain litage à la masse des terrains. Un tel contact est visible dans la rivière des Galets en amont de l'Ilet des Trois Roches (Cirque de Mafate) (Fig.43)



Dans la chaîne des Pitons de Gueulé Rouge (Cilaos) les laves récentes épaisses viennent combler l'effondrement datant de la phase I et recouvrent en discordance les coulées d'océanites anciennes (Fig. 29 A).



B - EVOLUTION STRUCTURALE

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

B-1- LE GONFLEMENT

Il se matérialise par des ouvertures importantes et radiales par rapport au centre du massif : N 120 - N 160 - N 45 et N 10. Il s'agit d'un complexe de dykes verticaux se refermant ou passant en *sills effilés* à tous les niveaux de la série. Ils correspondent à des venues d'océanites, basaltes à olivine, ankaramites et basaltes aphyriques. Il n'a été décelé, à ce jour, aucune structure concentrique en *cône sheet* accompagnant classiquement la montée du magma sous pression.

Les dykes qui traversent et qui ont alimenté la masse des océanites jeunes s'agencent selon deux géométries simples : un " rift hawaïen majeur " N 120 et un système en étoile (Fig.44).

B-1-1- LE RIFT N 120

Il est responsable de la forme première de l'île et continue de fonctionner durant la période des océanites récentes. Il s'étend en longueur de l'extrémité NW du massif jusqu'aux abords du massif de la Fournaise. Les dykes, caractéristiques par leur trajet rectiligne et leur épaisseur constante (1 à 3 m), sont bien visibles sur la route du littoral entre la ravine de la Grande Chaloupe et La Possession et se suivent jusque dans la rivière Saint-Denis. Dans Mafate ils sont extrêmement abondants et hachent littéralement les flancs et le fond du cirque.

La densité maximum d'intrusions se situe au niveau de l'*Îlet des Lataniers* et de l'*Îlet à Bourse*, dans l'alignement de la crête des Calumets et du Gros Morne. C'est vraisemblablement pour cette raison qu'ils ne sont pas visibles dans Cilaos et Salazie du fait de la difficulté d'observation dans les parois de la Crête des Salazes. A cette zone distensive se parallélisent les ouvertures linéaires à N 110 du Cap La Houssaye.

Ces intrusions pourraient se poursuivre dans la partie amont du Bras de Sainte Suzanne (SE du Massif), mais en raison des difficultés d'accès de cet endroit, les coupes y sont rendues presque impossibles.

Au Pic des Sables ainsi qu'au Morne de l'Etang, une direction morphologique N 125 ressort très bien en photo aérienne. Elle aurait une signification structurale car en effet, il est remarquable de constater que les dykes et fractures, au sein des océanites, sont des guides constants pour l'érosion.

Il existe, associées à ce rift, des intrusions d'orientations différentes :

- N 90 sur la route du littoral
- N 70 dans Mafate et à Grand Bassin
- N 20 dans Mafate et à l'extrémité amont de la rivière Saint-Denis.

En raison du petit nombre de ces filons il n'est pas possible de leur attribuer une signification structurale importante. Il s'agirait de fractures extensives mineures accompagnant le gonflement du " rift " et disposées de façon quelconque le long de ce dernier (Fig.45). La direction N 20 perpendiculaire au rift semble majeure.

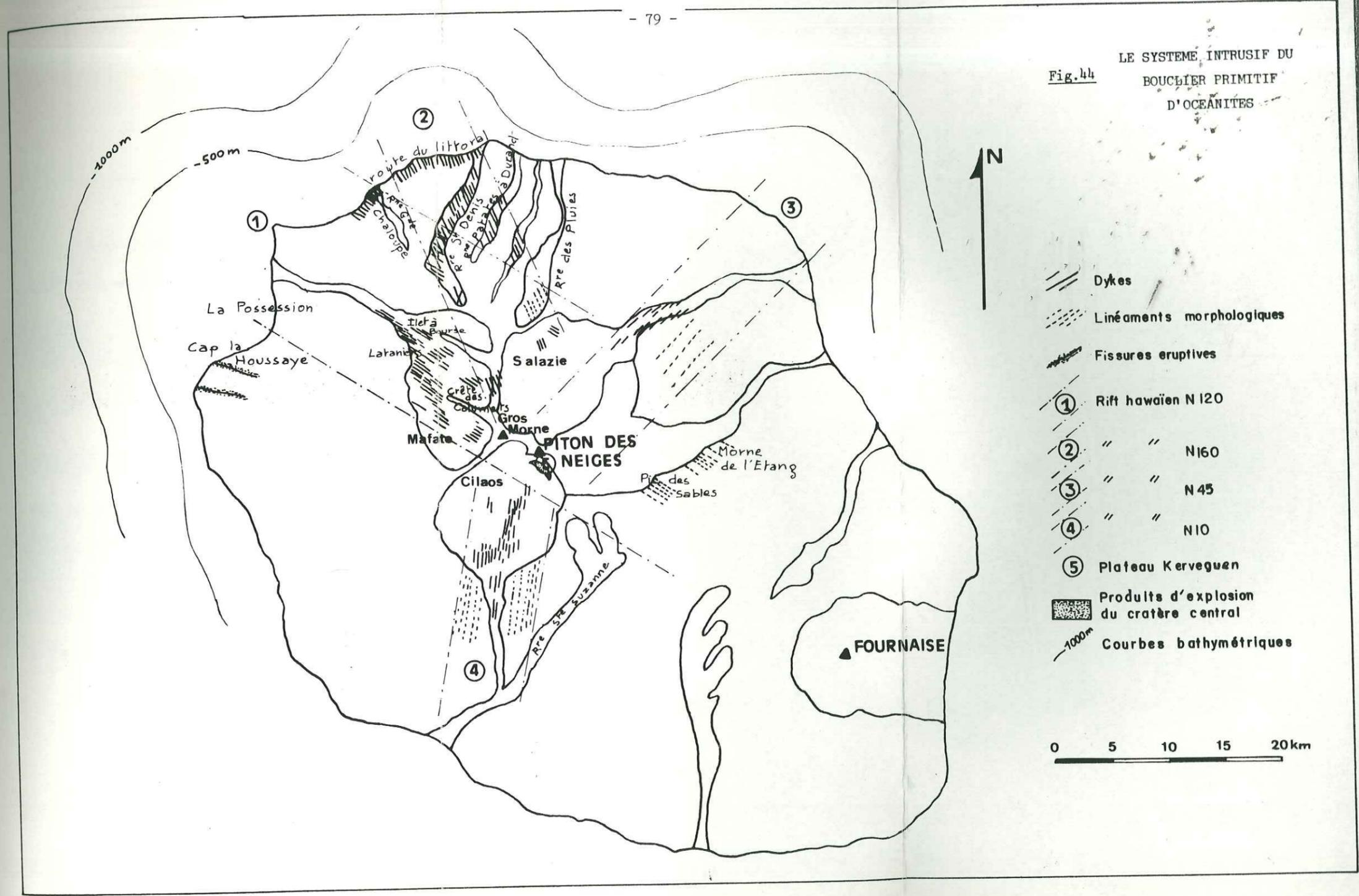
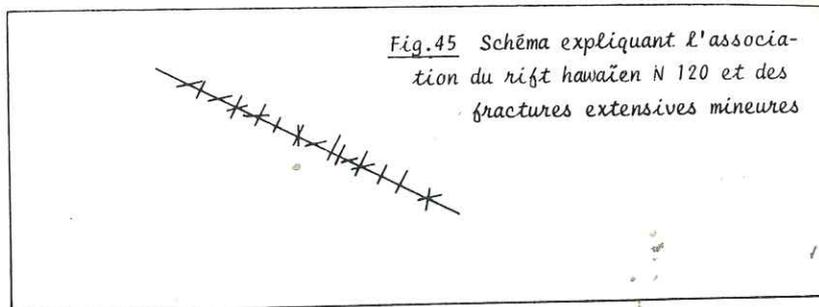


Fig. 44 LE SYSTEME INTRUSIF DU BOUCHIER PRIMITIF D'OCEANITES



- Dykes
- Linéaments morphologiques
- Fissures eruptives
- ① Rift hawaïen N 120
- ② " " N 160
- ③ " " N 45
- ④ " " N 10
- ⑤ Plateau Kerveguen
- Produits d'explosion du cratère central
- Courbes bathymétriques





B-1-2- UN SYSTEME EN ETOILE

Les directions des trois branches qui composent ce système distensif radial matérialisant le gonflement du bouclier, sont N 160 - N 10 et N 45.

- La branche N 160, d'une largeur de 5 km, s'étend depuis la route du littoral (de Saint-Denis à la pointe du Gouffre) jusqu'au bord du cirque de Salazie. Ces intrusions traversent, avec une direction constante, le massif de la Montagne et sont responsables du tracé rectiligne de la portion amont de la rivière Saint-Denis.

Les dykes ont une épaisseur de 1 à 3 mètres et sont constitués principalement d'océanites, de basaltes à olivine et de basaltes aphyriques plus rares.

D'après les données bathymétriques (FISHER al., 1967), cette zone distensive se prolongerait en mer sur plus de 40 km sous forme d'un bombement du plancher océanique.

- La branche N 10, elle aurait une largeur de 9 km, les intrusions qui la matérialisent abondent dans les flancs et le fond du cirque de Cilaos. Ce sont des dykes d'une épaisseur restreinte (0,4 à 1 m) à composition de basaltes plus ou moins riches en olivine et de basaltes aphyriques. La densité d'intrusions maximale se situe sur les flancs de la chaîne des Pitons de Gueulé Rouge. Ces filons, remarquables par leur trajet rectiligne sont facilement accessibles et mesurables le long de la route serpentant au fond du cirque.

Cette direction N 10 a guidé le ravinement profond qui entaille le flanc sud du massif.

- La branche N 45, elle correspond à une vingtaine d'intrusions décimétriques à métriques de basaltes à olivine situées au niveau des gorges de la sortie du cirque de Salazie.

Pour des raisons morphologiques telles que :

- . l'avancée vers la mer de la côte NE de l'île entre Bras Panon et Sainte-Suzanne.
- . le ravinement à N 45 du massif du Morne du Bras des Lianes,

la limite SE de cette zone se situerait à la rivière des Roches.

En mer, l'esquisse bathymétrique du NE de l'île montre un léger rebroussement des courbes de niveau qui matérialise la prolongation de cette zone d'ouverture sur plus de 40 km.

B-1-3- UN VOLCAN CENTRAL

Les quatre directions de densité maximale d'intrusions se croisent dans le secteur Piton des Neiges - Plateau Kerveguen.

Dans cette zone de convergence se trouve une accumulation importante de projections volcaniques témoignant de la proximité d'un point de sortie important (Fig.44).

Ces tephres affleurent sur plus de 1 km entre les altitudes 1550 m et 1750 m sur le nouveau chemin de l'ONF qui grimpe dans le flanc du coteau Kerveguen. Ils sont très altérés, faiblement indurés et ne présentent aucune stratigraphie ni litage.

Il s'agit d'un amas de blocs informes centimétriques à métriques de composition variable emballés dans une matrice abondante scoriacée, rubéfiée, sableuse ou cendreuse. Les fragments sont en grande majorité des basaltes aphyriques scoriacés non zéolitisés et des océanites fraîches. Ces explosions ont ramené des autolithes des formations sous-jacentes :

- basaltes zéolitisés (restes de tubés) recuits sur leur bordure.
- quelques rares blocs de pyroclastites.
- fragments métriques de dykes à bordure vitreuse, de basalte aphyriques ou à phénocristaux d'olivine.

Il semble donc, que durant la période des océanites récentes, l'activité principale ait été centrée au niveau d'un " paléo-Piton des Neiges " situé à proximité de l'actuel sommet.

B-2- L'AFFAISSEMENT

La phase finale de l'activité des océanites est marquée par une *caldeira* I grossièrement circulaire, *polylobée*, et d'une trentaine de km de diamètre (Fig.46). Cet effondrement est attesté par des reliefs du bouclier primitif surplombant des dépressions comblées de laves plus jeunes. Ce sont :

- le massif du Morne du Bras des Lianes avec un " nez coupé " au Pic des Lianes (Fig.46-Fig.47(1)). Le rejet vertical est estimé à 600 mètres. Ce système de fractures courbes peut se raccrocher au petit escarpement du Piton Laurent. Au niveau de l'Ilet Morin, le contact entre les pyroclastites ignimbritiques du Plateau Wickers (séries différenciées) et les océanites est masqué par une coulée très jeune. Il est fort probable qu'à cet endroit passe une fracture se rattachant au Pic des Lianes.

- Le Piton de la rivière des Roches et des Deux Mamelles restent à l'état de chicots et possèdent un rejet vertical équivalent au précédent (600 m). (Fig. 46 ey 47 (3)).

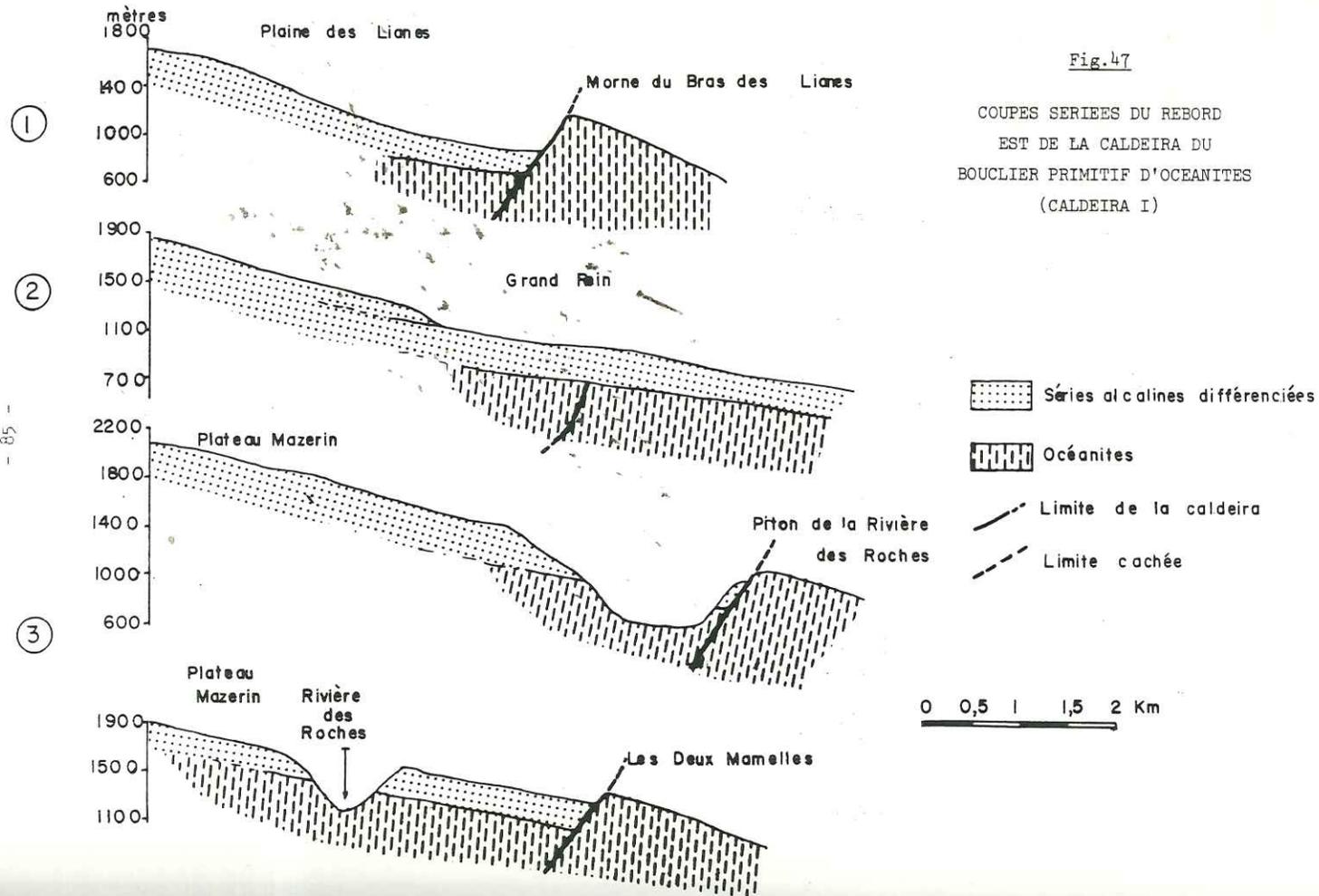
- Au niveau du Grand Rein les laves de la série différenciée sont venues masquer la limite de la caldeira (Fig. 47 (2)).

- L'Ilet Patience ; ce môle, entouré de dépressions, est recouvert d'une pellicule de laves de la série différenciée. Ses fractures bordières ont rejoué lors de tectoniques postérieures. Un calcul des épaisseurs des coulées nous amène à penser que l'effondrement devait avoir un rejet de 400 m. Au niveau de la rivière des Marsouins il est possible qu'il ait existé un affaissement circulaire de faible diamètre comparable à la plaine des Osmondes de la Fournaise.

- Au niveau de la plaine des Palmistes et de la plaine des Cafres, les témoins sont cachés par le recouvrement lavique du massif de la Fournaise.

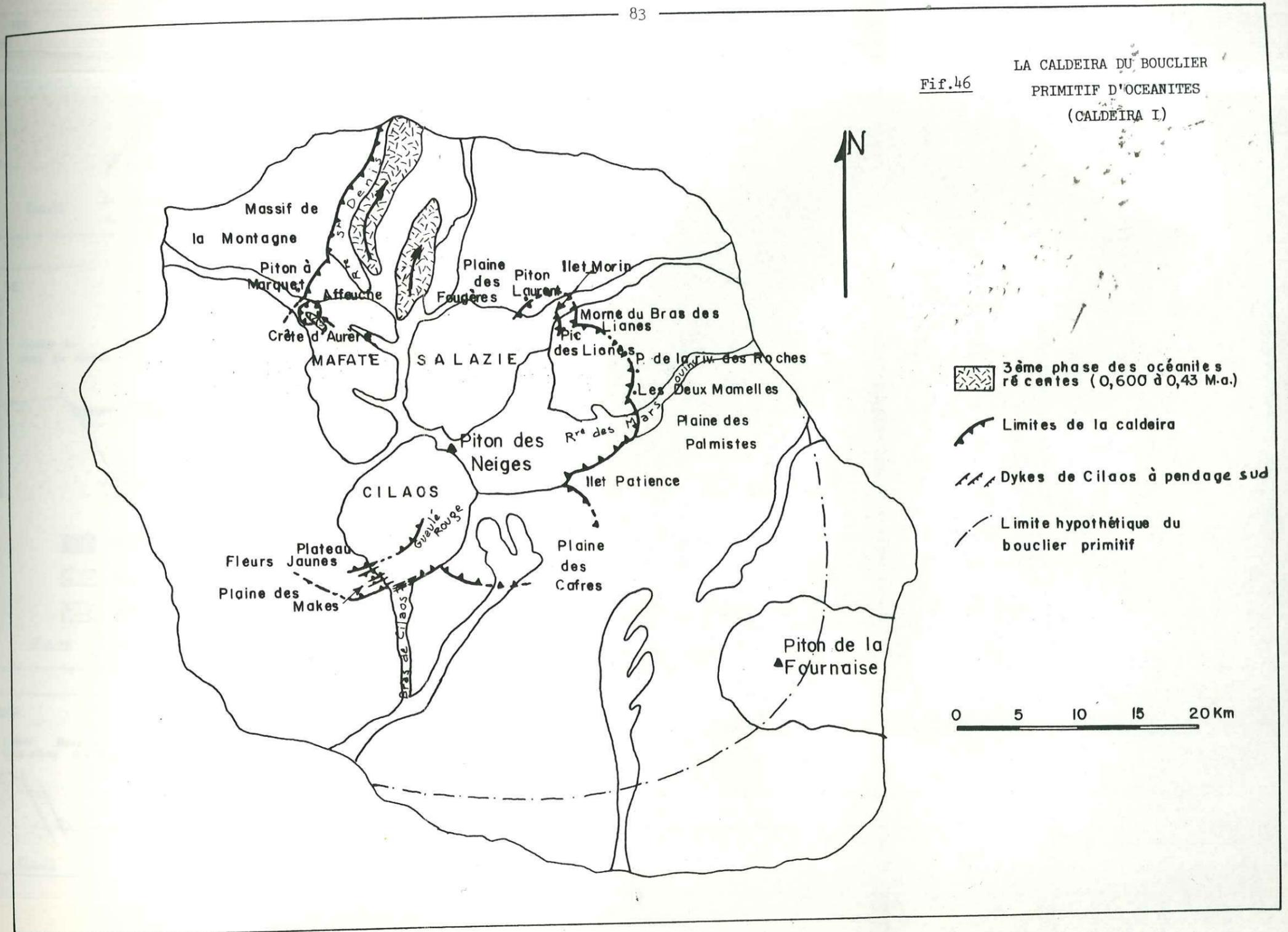
OUEST

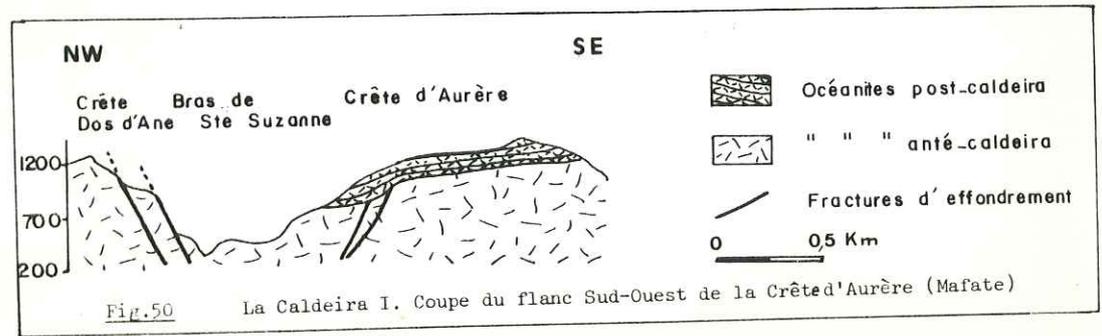
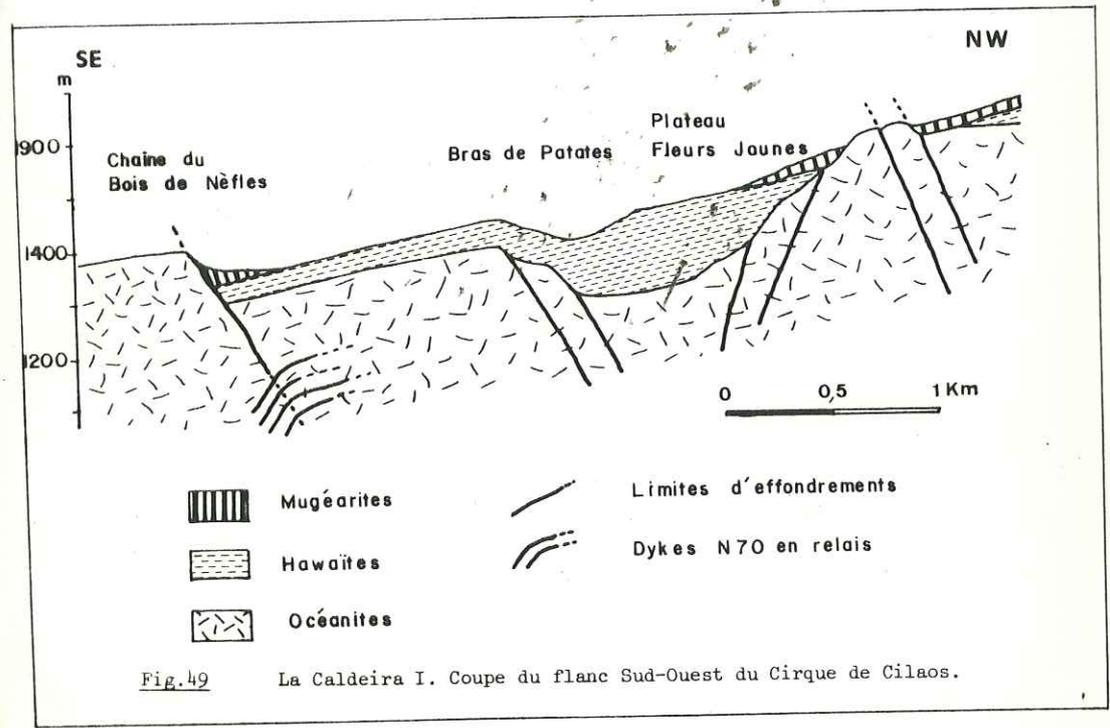
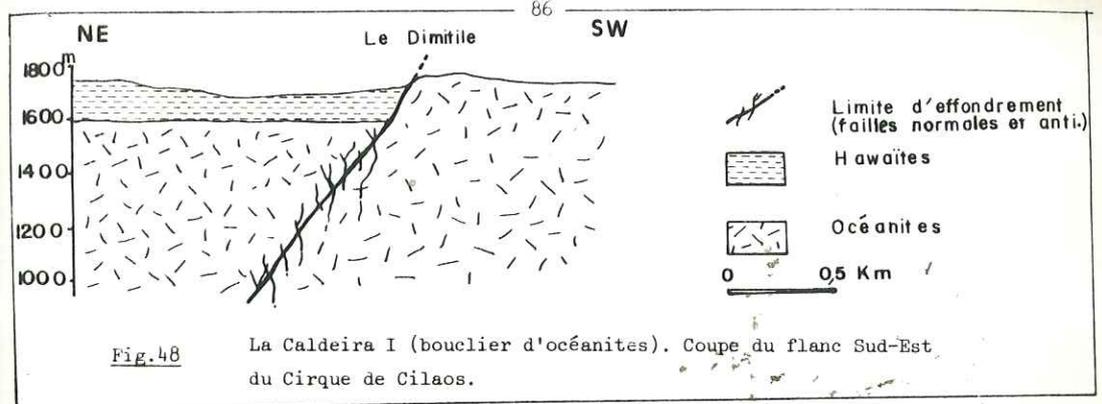
EST



Fif.46

LA CALDEIRA DU BOUCLIER
PRIMITIF D'OCEANITES
(CALDEIRA I)





- Le Dimitile: sur carte, il apparaît clairement que les laves récentes sont venues butter, au cours de leur progression, contre une structure courbe. La paroi du cirque du Cilaos offre une vue en coupe de cet effondrement dont la faille bordière principale semble s'accompagner de petites fractures antithétiques (Fig.48). Le rejet peut être estimé à une centaine de mètres.

- Le complexe de la partie sud du cirque de Cilaos : l'effondrement du Dimitile est pris en relais par un réseau de fractures de direction N 70. Il s'agit, pour celles qui présentent un rejet visible, de failles normales abaissant des panneaux vers le nord (Fig. 46 et 49).

Au Sud, ce système est limité par un trait morphologique rectiligne. Il s'agit de l'alignement Chaîne du Bois de Nèfle - Paroi sud du cirque, souligné dans le Bras de Cilaos par de la fracturation. Cet effondrement est responsable de la dépression de la plaine des Makes.

Ce schéma, moins régulier, se répète au nord du Plateau des Fleurs Jaunes. Les fractures possèdent ici un faible rejet et se poursuivent par le flanc ouest de la chaîne des Pitons de Gueulé Rouge où elles amorcent une légère courbure en plan.

Entre ces deux limites de nombreuses failles surtout normales mais aussi *antithétiques* (flanc SO du cirque de Cilaos - Fig.49) hachent la masse des terrains, délimitant ainsi un graben qui, après érosion, accueillera la série des laves récentes différenciées.

Ce réseau de fractures est jalonné d'intrusions de direction N 70 à *pendage sud*. Dans un plan vertical, elles sont disposées en relais le long des accidents démontrant ainsi l'*existence locale de subsidences en chaudron* accompagnant cette caldeira I (Fig.49).

Les effondrements N 70 de la partie sud du cirque de Cilaos ont donc repris une zone de faiblesse qui est à l'origine de subsidences en chaudron durant la période des brèches primitives.

Les fractures antithétiques et les intrusions bordières à *pendage externe* prennent une place importante dans le modèle d'interprétation mécanique pour la formation de cette caldeira (deuxième partie, chapitre I, p. 147)

- Dans le flanc SW du massif, la limite de la caldeira pourrait correspondre à une ligne de rupture de pente. Quelques " chicots " du bouclier primitif témoignent de la présence d'un relief maintenant ennoyé sous les coulées récentes (carte hors texte).

- Le massif de la Montagne : la limite de l'effondrement est marquée par l'escarpement de 100 mètres du Piton Ravine à Marquet surplombant la plaine d'Affouche. Elle se poursuit par la rivière Saint Denis où l'on dénombre de nombreuses fractures orientées NE-SW (LEMORDANT comm. orale) (Fig.46). La dénivellation d'une cinquantaine de mètres existant entre les deux rives de la rivière Saint-Denis serait d'origine tectonique. Le rejet à ce niveau semble donc très faible.

A la sortie du cirque de Mafate un effondrement circulaire de 2,5 km de diamètre est attesté par la paléorelief de la crête d'Aurère et les escarpements de Cap Noir, accompagnés de fractures normales, Ilet du Bois de Fer et Ilet Natte (Fig. 46 et Fig. 50).

En conclusion, la caldeira qui affecte le bouclier primitif n'est pas une structure régulière, continue ou fermée. Elle présente, à l'ouest, une ouverture vers la mer par laquelle s'épanchera la grande majorité des coulées ultérieures. C'est au nord du massif que le jeu des accidents a été le moins important ; faible pour les plaines d'Affouche et des Chicots, sûrement nul pour la Plaine des Fougères.

Le problème se pose maintenant de connaître l'âge de cet affaissement. Il ne s'est certes pas produit en un seul temps. Il s'agit d'un ensemble d'effondrements circulaires de diamètres et d'amplitudes différents, et la géographie du massif du Piton des Neiges vers la fin de la période des océanites devait ressembler à celle du Karthala actuel (Grande Comore). Cet affaissement marquerait-il la phase ultime du bouclier primitif ? La réponse pourrait être donnée par la nature des laves qui remplissent la structure de la crête d'Aurère ; malheureusement ces affleurements sont inaccessibles. Cependant, la dépression à l'est de la rivière Saint Denis présente une morphologie plus fraîche que le massif de la Montagne. Les coulées d'océanites jeunes (datées de 0,578 M.a. par Mac DOUGALL en 1971) qui la recouvrent semblent avoir été guidées par la structure d'effondrement (Fig.46). L'affaissement du bouclier primitif se serait donc produit pendant la période d'accalmie estimée entre 0,950 et 0,600 M.a.

C - L'ÉROSION DU BOUCLIER

Durant la période de repos de 80 000 ans qui suit, l'érosion entaille profondément le massif. Elle est intimement liée aux structures et principalement aux intrusions (Rift N 120, N 160, N 10, N 45). La partie de l'île au vent est naturellement la plus touchée. Les parois des escarpements sont atteintes par l'érosion régressive; il se forme ainsi des déversoirs par lesquels s'épancheront les coulées de la phase différenciée.

CONCLUSION

La période des océanites récentes (2,1 à 0,43 M.a.) correspond à la mise en place d'un vaste volcan-bouclier responsable de la forme actuelle du massif du Piton des Neiges. L'édification de ce bouclier s'est faite en quatre étapes successives:

- Un gonflement important s'effectue en deux phases d'activité (2,1 à 1,91 et 1,22 à 0,95 M.a.) responsables de l'apport de la presque totalité des laves. Le volcan a progressivement "cassé" selon un système de fissures radiales livrant passage à des intrusions verticales d'épaisseur décimétrique à pluri-métrique et convergeant vers un cratère central situé au niveau du plateau Kerveguen. Ce complexe filonien s'agence en fait en deux sous-systèmes:

. Un rift N 120 qui est la ligne structurale directrice du Piton des Neiges et déjà responsable de la mise en place des brèches primitives.

. Un système en étoile à trois branches: N 160 - N 45 - N 10.

- Une caldeira I, de forme complexe, polylobée, fait suite à la période de gonflement du massif. Il s'agit d'un ensemble d'effondrements subcirculaires de diamètres et d'amplitudes très variables. C'est dans la partie SE du volcan que le jeu de ces accidents a été le plus important (300 à 600 m) (Fig. 51). Au Nord-Ouest, il est faible (100m) et s'estompe dans la rivière Saint Denis (50m). A l'Ouest la structure était ouverte vers la mer. Au Nord, les mouvements semblent avoir été nuls ou très faibles.

- La phase ultime de l'activité des océanites, peu importante en volume et datée entre 0,600 et 0,430 M.a, correspond au faible remplissage de cette caldeira.

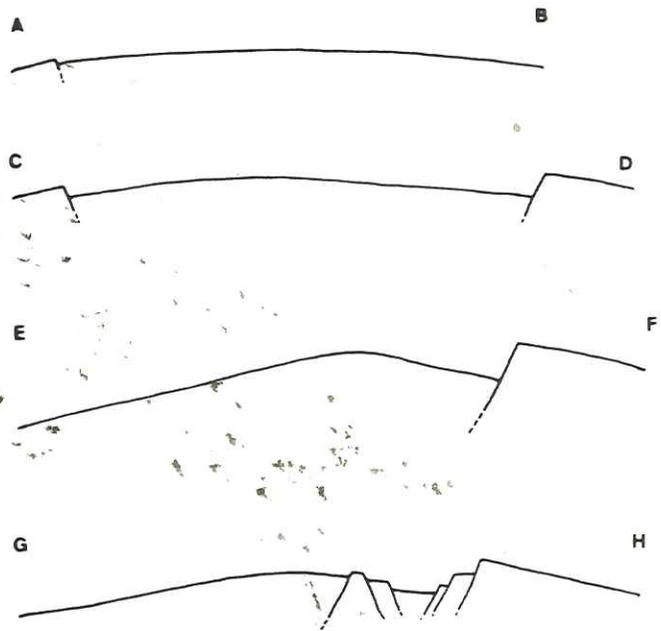
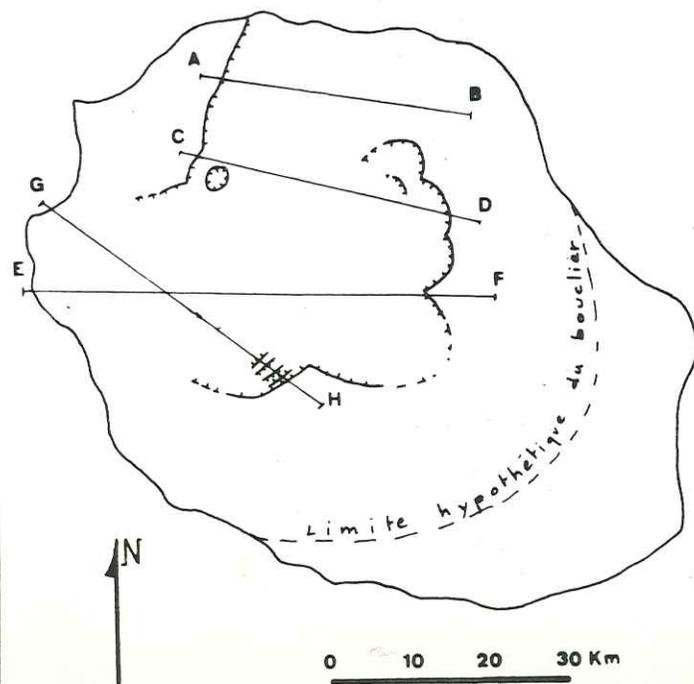
- Enfin, dans une quatrième étape, l'érosion entaille le massif de façon préférentielle, guidée surtout par le système intrusif. Le bouclier primitif est prêt à recevoir la série des laves différenciées.

L'activité des océanites récentes pourrait se résumer ainsi:

- . 2,1 à 1,91 M.a. gonflement
accalmie sans déformation structurale
- . 1,22 à 0,95 M.a. gonflement
caldeira (effondrement)
- . 0,600 à 0,430 M.a. activité ultime
accalmie - érosion (durée: 80 000 ans).

Fig.51

LES DIFFERENTS JEUX DES REBORDS DE LA CALDEIRA DU BOUCLIER PRIMITIF D'OCEANITES



Echelle verticale [500 m.

CHAPITRE III

ÉVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE AU SEIN DES SÉRIES ALCALINES DIFFÉRENCIÉES

INTRODUCTION

Après une période de repos d'environ 80 000 ans, l'activité volcanique reprend et se poursuit près de 300 000 ans (de 0,350 M.a à 0,050 M.a). L'activité principale est centrée sur les sommets du Piton des Neiges et du Gros Morne, édifiant un appareil volcanique de plus de 800 m de haut, mais divers puyés ou fissures importantes fonctionnent également sur toutes les pentes du massif. Les nouvelles laves émises, considérablement appauvries en olivine mais riches en plagioclase, appartiennent à la série des roches franchement alcalines. Les produits différenciés du Piton des Neiges s'échelonnent des basaltes (S.L.) aux comendites en plusieurs générations (BUSSIÈRE, 1959 - UPTON et WADSWORTH, 1972 - NATIVEL, 1978) :

- Les hawaïtes, mugéarites et benmoréites se rencontrent en majorité en coulées.
- Les laves différenciées acides forment des écoulements pyroclastiques.
- Les trachytes, syénites et comendites constituent les injections (dykes et sills) et les dôme-coulées.

En fait, les laves différenciées appartiennent à un contexte structural particulier dans lequel peut être mis en évidence deux périodes volcano-structurales majeures séparées par un effondrement centré sur le Piton des Neiges : *la caldeira II*, bien distincte de la caldeira I des océanites.

Il est ainsi possible de distinguer les *laves antecaldeira II* des *laves post-caldeira II* :

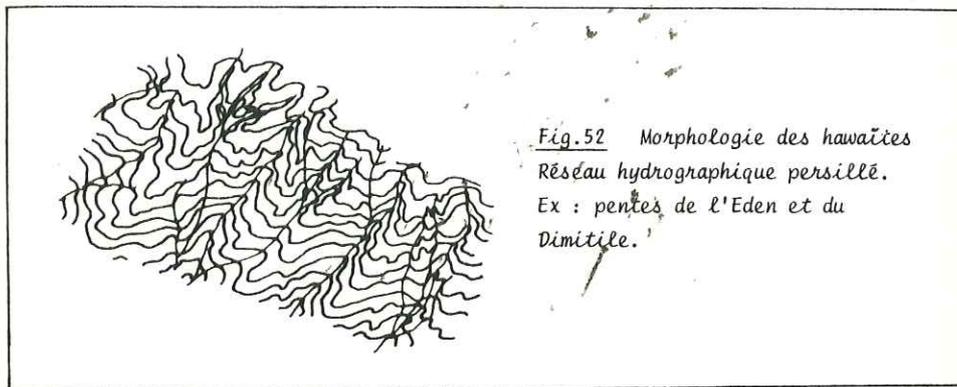
- Les laves antecaldeira II sont pour la plupart des hawaïtes, mugéarites et pyroclastites différenciées acides accompagnées d'un système filonien correspondant à des venues de dolérites, trachytes ou syénites et comendites.
- Les laves postcaldeira II sont essentiellement les benmoréites ainsi que quelques hawaïtes et mugéarites terminales.

A - LA PREMIERE PERIODE DES LAVES DIFFERENCIEES - LA CALDEIRA II

A-1- LES HAWAITES - NAISSANCE DE LA FOURNAISE

Dans la série des laves différenciées alcalines à néphéline normative, la séquence des hawaïtes correspond à l'activité primordiale. Ce sont des laves massives porphyriques à phénocristaux de feldspath calcique, dénomées localement " basaltes pintades " ou aphyriques. Les datations effectuées par Mc DOUGALL (1971) et GILLOT (in NATIVEL 1978) donnent, pour ces roches, des âges compris entre 0,350 et 0,250 M.a.

La morphologie des coulées d'hawaïtes est assez caractéristique et les formes d'érosion sont intermédiaires entre celles observées pour les coulées d'océanites récentes et pour les benmoréites. Elles se distinguent par un " réseau hydrographique " persillé comme celui que l'on peut observer sur les pentes du massif du Cratère ou de l'Eden (Fig. 52).



Cette série, relativement épaisse, s'étend assez largement sur tout le massif, empruntant et comblant les vallées creusées durant la période précédente de calme éruptif. Son extension est maximum vers l'ouest (ouverture vers le mer de la caldeira I) où son épaisseur atteint 500 m (Fig. 53). A l'Est du massif, les laves ont emprunté des vallées étroites et offrent actuellement des exemples classiques du phénomène d'inversion du relief (massifs du Grand Rein ou de l'Eden et du Cratère).

Au Sud, leur progression a été stoppée par les remparts de la caldeira I. Quelques coulées, empruntant des vallées préexistantes, ont réussi à s'échapper : Dimitile - secteur S.W du volcan). C'est au Nord que leur extension et leur épaisseur sont les moins importantes, vraisemblablement par suite du très faible affaissement de ce secteur du massif à la fin de la période des océanites (Cf. Chapitre II, Fig. 51).

Si l'activité du volcan durant la période des hawaïtes est centrée au niveau des sommets actuels du Piton des Neiges et du Gros Morne, un autre appareil de réelle importance, le Piton d'Enchain, prend naissance et fonctionne tout au long de cette phase antécaldeira II.

Au cours de cette même période, le Piton de la Fournaise entre en activité au SE de l'île, dans le prolongement du rift N 120. La coupe effectuée sur le flanc sud du Bras de St Suzanne, entre Bois Court et Grand Bassin, montre, sous

Fig.53

La première période de la série des laves différenciées (hawaïtes - mugéarites)
 Relations avec la Fournaise.

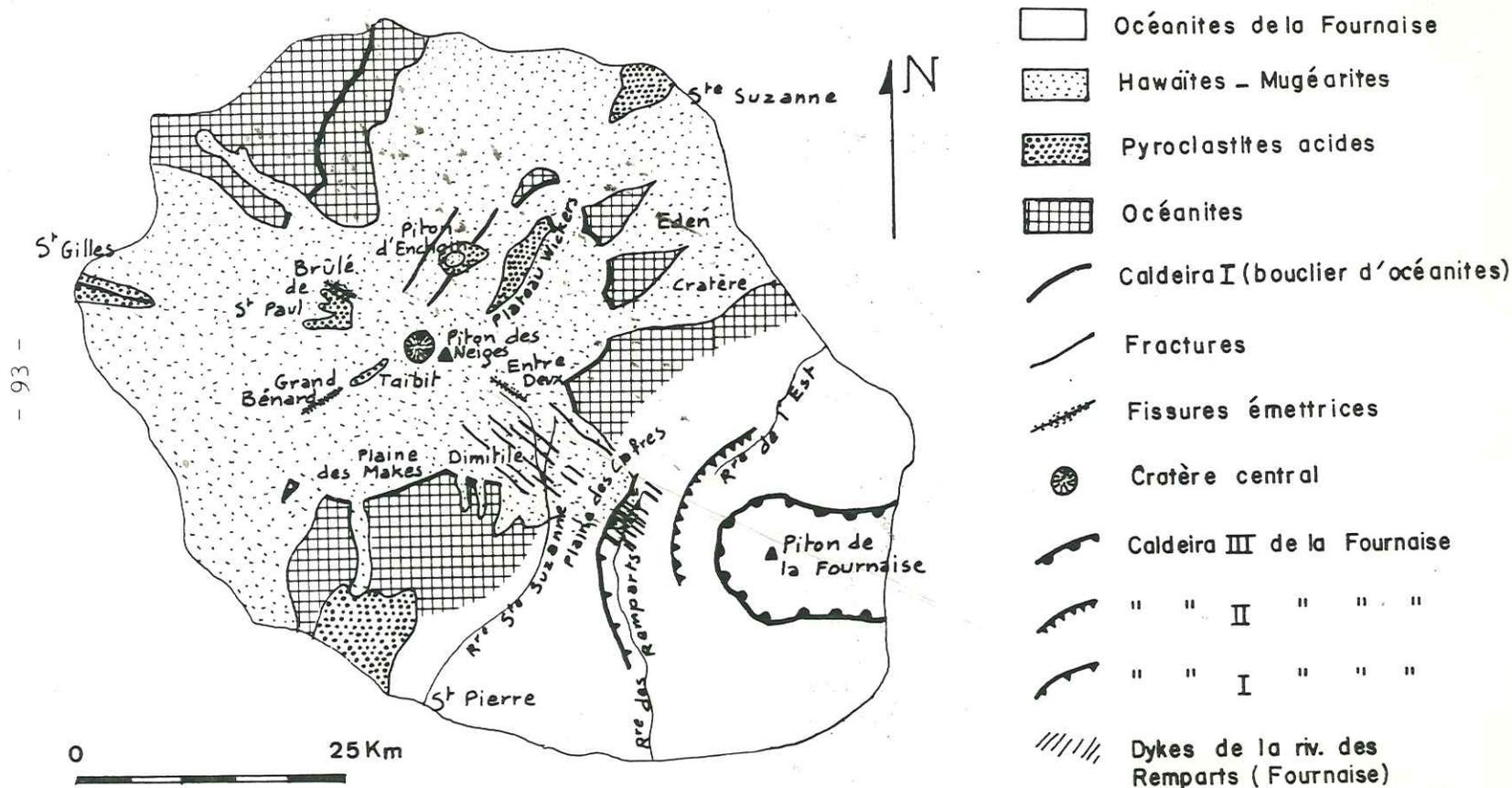
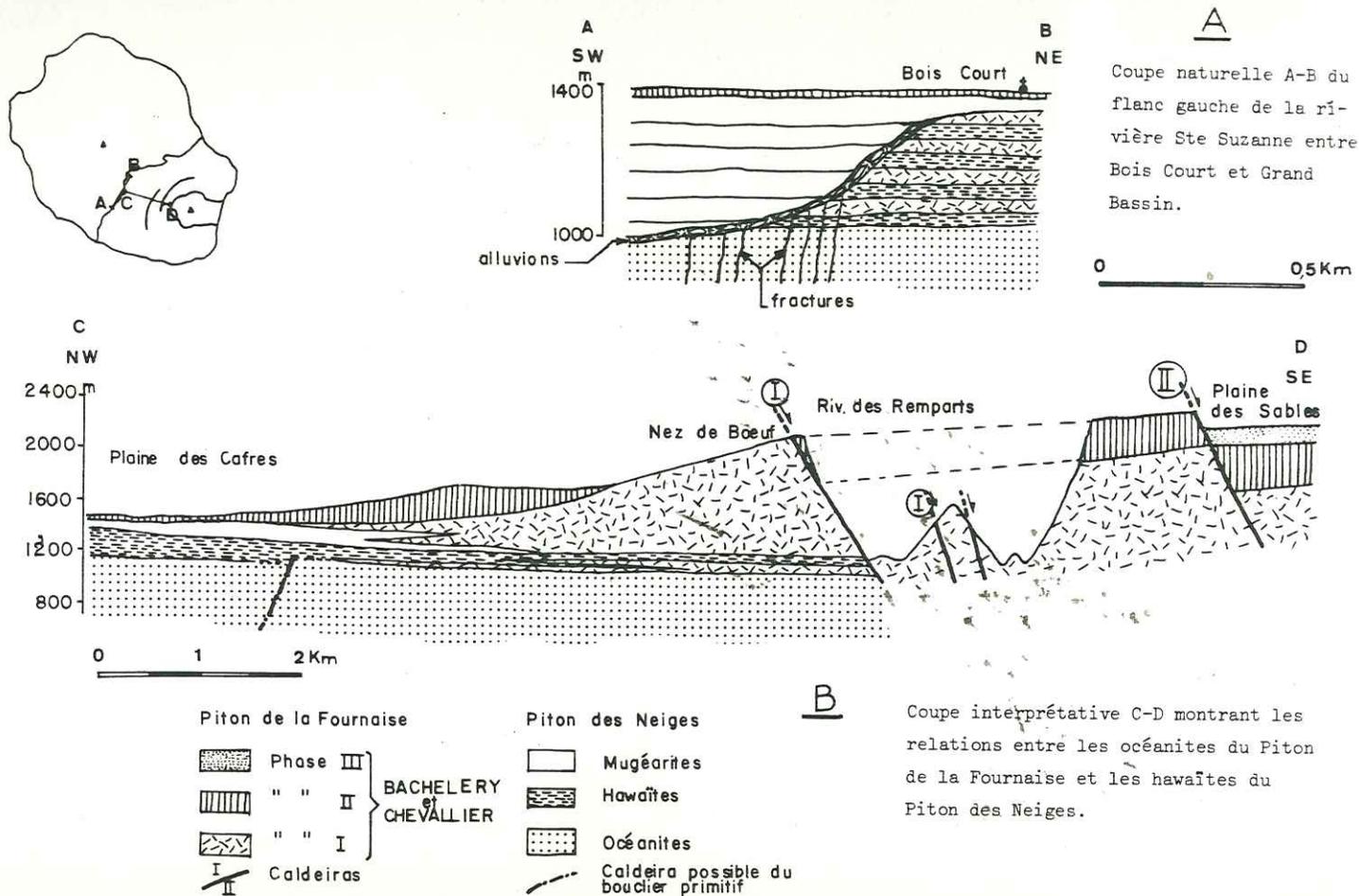


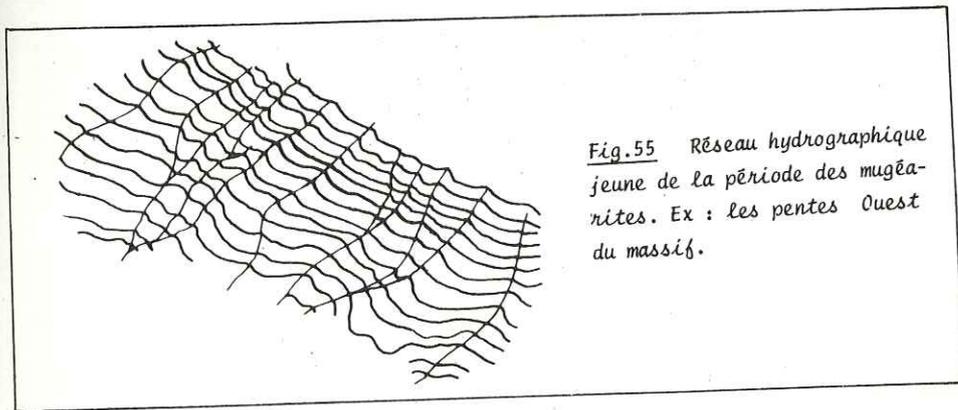
Fig.54 LES RELATIONS ENTRE LES LAVES DU PITON DES NEIGES ET CELLES DE LA FOURNAISE



les séries de mugéarites, des alternances de coulées de basalte à phénocristaux de feldspath et d'océanites (Fig. 54 A). Ces océanites seraient des laves issues du premier massif du Piton de la Fournaise et sont datées à 0,350 M.a par Mc DOUGALL (1971). Elles s'accompagnent, dans le secteur amont de la rivière des Remparts, d'un système intrusif assez dense de direction N 120 exprimé en surface (plaine des Cafres) par des fissures d'émission de même orientation (Fig. 53 et carte hors texte). Il est évident qu'il s'agit de la *prolongation du rift du Piton des Neiges*; néanmoins, afin de confirmer ce schéma, il faudrait le prouver surtout dans le secteur aval de la rivière des Remparts et dans la rivière de l'Est. Ce premier système de la Fournaise se traduit, dans le secteur de Grand Bassin et dans le flanc SE du Piton des Neiges, par une fracturation intense N 120 (Fig. 53 et 54 A) ; le premier stade de l'édification de ce massif est clôt par une caldeira dont les contours passent par la rivière des Remparts. Au Nord du Nez de Boeuf ses limites se perdent (Fig. 53 et 54 B). La période d'érosion qui suit entaille de larges vallées. Un très bel exemple est fourni par le flanc Sud de la rivière de St Suzanne, au dessus de Grand Bassin (Fig. 54 A). L'orientation de cette vallée dont le fond et les flancs sont recouverts d'alluvions à galets de basalte à feldspath et d'océanite, a été guidée par la fracturation N 120. Les autres exemples sont le Bras des Lianes et la rivière des Roches entourant le massif de l'Eden (Est du massif) ainsi que la plaine des Makes (SW du massif), (carte h.t.).

A-2- LES MUGÉARITES

Les mugéarites correspondent au deuxième épisode de la série différenciée anté-caldeira II. Leur extension est égale à celle des hawaïtes qu'elles recouvrent entièrement. Elles s'étalent sur les pentes externes du massif, ennoyant les reliefs préexistants (Fig. 53 et carte h.t.). L'érosion a peu entaillé cette série qui possède de ce fait une morphologie et un réseau hydrographique jeune (Fig. 55). L'épaisseur de la formation, d'une moyenne de 50 m est maximum au niveau du sommet de l'Entre Deux et de la Plaine des Cafres. Il s'agit là d'un remplissage sur 400 m d'épaisseur d'une large vallée orientale NW-SE, (direction du rift) qui entaillait le massif après la période des hawaïtes (c.f. paragraphe A1, fig. 54 A). Les falaises surplombant Grand Bassin ne seraient plus à rattacher au massif de la



Fournaise (comme l'indique la carte géologique de BILLARD, 1975), mais au contraire à la série différenciée du Piton des Neiges.

Franchement évoluées, les mugéarites sont des laves mésocrates gris sombre à gris clair suivant la quantité de feldspath qu'elles contiennent. Elles sont compactes et, sauf exception, *aphyriques* et présentent une texture fluidale. Leurs âges s'échelonnent entre 0,230 et 0,073 M.a. (Mc DOUGALL, 1971, GILLOT in NATIVEL, 1978).

Les dernières manifestations laviques de cet épisode correspondent à des roches mésocrates à phénocristaux d'andésine, d'augite et hornblende brune. Les olivines très petites et les minéraux opaques sont bien individualisés, tous ces caractères pétrographiques les rapprocheraient des benmoréites (NATIVEL 1978). Ces coulées recouvrent sur 200 m d'épaisseur la partie Sud du Coteau Kerveguen et le sommet de l'Entre Deux (cf. carte h.t.). Des roches de ce type sont signalées (VATIN-PERIGNON, comm. orale) à proximité du Col de Fourche. Par similitude de faciès en photo aérienne, ces formations ont également été cartographiées sur la plateau Mazerin.

Vers l'appareil principal, centré sur le Rond du Bras Rouge, converge un système de fissures éruptives radiales comme celles du sommet de l'Entre Deux, Grand Bénard et Brûlé de Saint-Paul (Fig. 53).

A-3- LES PYROCLASTITES DIFFERENCIÉES ACIDES

L'activité volcanique correspondant aux océanites, hawaïtes et mugéarites est surtout effusive, de type hawaïen, et se caractérise par une succession de coulées de laves en tube d'épaisseur métrique. Le dynamisme du Piton des Neiges devient de plus en plus explosif durant la période des laves alcalines différenciées avec l'émission de pyroclastites hétérogènes, de coulées de ponces et d'écoulements ignimbritiques. Leur position stratigraphique n'est pas clairement définie et diffère d'une formation à l'autre, elles se placeraient, néanmoins, en fin de cycle anté-caldeira II, au sein de la série des mugéarites.

Leur centre d'émission ne sont pas plus précis, ces écoulements sont-ils issus d'un système de fracturation radiale correspondant aux axes d'anciennes zones de faiblesse de la période des océanites ou bien proviennent-ils des failles bordières de la caldeira II ?

- Dans le secteur du Piton des Aigrettes et du Cap Homard (entre St Gilles et le Cap de la Houssaye - Côte Ouest), leur position structurale est bien définie et sans équivoque. Ces pyroclastites ont été émises le long de fissures N 110 réactivées, ayant fonctionné au temps des océanites récentes. Il s'agit, à la base, d'une coulée pyroclastique plurimétrique, compacte, très indurée, à xénolithes d'hawaïtes, mugéarites ainsi que quelques océanites altérées et des blocs de basalte mésocrate à phénocristaux de feldspath, clinopyroxène et amphibole, identique aux formations terminales du Plateau Kerveguen (cf. paragraphe A 2, plus haut), Ces formations basales, sont traversées par des colonnes de cendres et couronnées de retombées de ponces, de lapilli et de cendres claires de nature trachytique (NATIVEL, 1978). Ces dernières observations peuvent être faites dans le canal des Aigrettes (cf. carte h.t. et fig. 53).

- La région du Brûlé de St Paul sur le flanc Ouest du massif est nappée d'une dalle d'épaisseur plurimétrique dite " dalle soudée " constituée de pyroclastites indurées. Il s'agit de brèches volcaniques à éléments hétérogènes : mugéarites, benmoréites, trachytes et rares xénolithes gabbroïques ou de scories soudées dans une matrice de nature benmoréitique ou trachytique (VINCENT in BILLARD, 1975 - NATIVEL, 1978). Malheureusement, il n'est pas possible de situer les points de sortie ou les fissures émettrices permettant de placer cette formation dans un contexte structural car ceux-ci devaient être situés plus à l'Est, juste en bordure de la caldeira II et ont disparu avec les effondrements liés à la tectonique tardive. Il est à noter que cette dalle est *génétiquement totalement différente de la dalle de la Roche Ecrite* découpée en pavés polygonaux et qui représente en fait une coulée massive, épaisse de 0,5 à 2 m, à surface irrégulière à éléments saillants et aspect scoriacé.

- Dans les parois de l'arête séparant les cirques de Mafate et Cilaos affleure, sur une épaisseur avoisinant 100 m, une brèche à fragments hétérogènes de laves différenciées (hawaïtes, mugéarites, benmoréites) englobés dans un ciment cendreuse. La détermination de ce faciès ne repose que sur l'observation de quelques échantillons

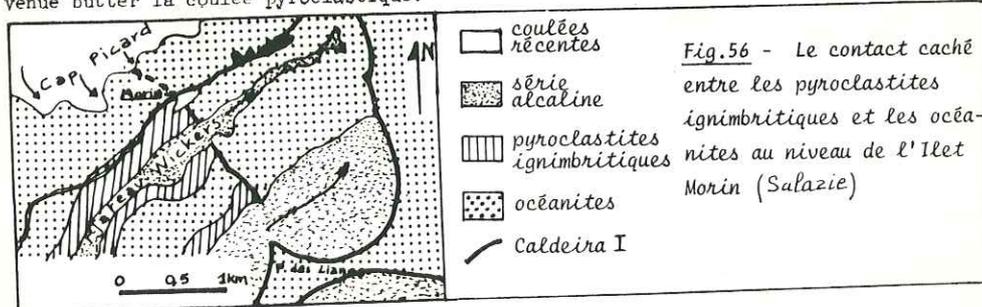
tombés des parois. Ces brèches apparaissent clairement prises en " sandwich " entre les coulées d'hawaïtes et mugéarites, sous-jacentes, formant le kelval et l'Ilet des Salazes, et les coulées de laves différenciées post-caldeira II (Fig. 59 et carte h.t.) et pourraient donc résulter d'activités explosives le long des failles bordières de la caldeira II (cf. § A5 p.100).

- Les régions de St Louis, Mahavel et La Saline de St Pierre, au sud du massif, sont recouvertes de larges étendues pyroclastiques (Fig. 53), formant en général deux unités; l'une inférieure, peu soudée, est riche en magma frais ponceux noirâtre (90%) englobé dans une matrice cendreuse; l'autre, supérieure, indurée et hétérogène, contient en abondance des gros blocs d'hawaïtes, mugéarites et gabbros. A la pointe de l'Entre Deux, VINCENT et BILLARD (1975) ont pu dénombrer cinq couches superposées de coulées pyroclastiques. Le chimisme de ces ponces varie des mugéarites aux benmoréites (VINCENT in BILLARD, 1975 et NATIVEL, 1978). Le point d'émission de ces coulées pyroclastiques n'est pas connu. Néanmoins leur position sur une zone d'extension ancienne N 10 n'est peut être pas aléatoire. Par ailleurs, l'hypothèse, déjà émise pour les coulées du Brûlé de Saint Paul, de la montée de ces produits le long des failles arquées bordières de la caldeira II (cf. § A5 p.100), n'est pas à rejeter, bien qu'aucune preuve de terrain ne puisse le confirmer.

- Dans le secteur NE de l'île, aux environs de St Suzanne, il existe également des traces de cette activité explosive, mais le problème de leur origine reste le même : fracture limitant la caldeira II ou ancienne zone de fracturation N 45 ? (Fig. 53).

- Dans ce même secteur NE de l'île se situe la brèche ignimbrétique fiammée du Plateau Wickers, à l'entrée du cirque de Salazie (Fig. 53 et carte h.t.). Il s'agit d'une véritable coulée pyroclastique de plus de 100 m d'épaisseur, compacte et débitée en colonnes prismatiques. Ces écoulements ignimbrétiques sont constitués de fragements de mugéarites, benmoréites, trachytes, de fiammes de verre noir centimétriques à décimétriques, accompagnés parfois de cumulats gabbroïques, et riches en cristaux d'anorthose, le tout englobé dans une matrice verdâtre. La composition chimique de ces laves est benmoréitique alors que les fiammes, plus acides, ont une composition trachytique (HAVETTE et NATIVEL, 1977). Des datations effectuées sur des anorthoses (GILLOT, 1978 in NATIVEL, 1978) donnent pour ces roches un âge de $0,200 \pm 0,040$ M.a. ce qui les situe durant la période de mise en place des mugéarites précédant l'ouverture de la caldeira II.

Les difficultés d'observation de cette brèche ignimbrétique du fait de sa position inabordable (cascades, et parois verticales) rendent sa cartographie très difficile et seulement interprétative. Il serait de première importance de connaître exactement l'extension de ces formations notamment sur le flanc droit du Bras de Caverne à l'Est du Plateau Wickers (carte h.t.). Au niveau de l'Ilet Morin, à l'entrée du cirque de Salazie, le contact entre l'écoulement ignimbrétique au SW et les océanites au NE est masqué par une coulée de laves plus jeune. J'envisage, à cet endroit, le passage d'une fracture limitant un effondrement datant de la caldeira I se rattachant à celui du Pic des Lianes (Fig. 56) et contre lequel serait venue buter la coulée pyroclastique.

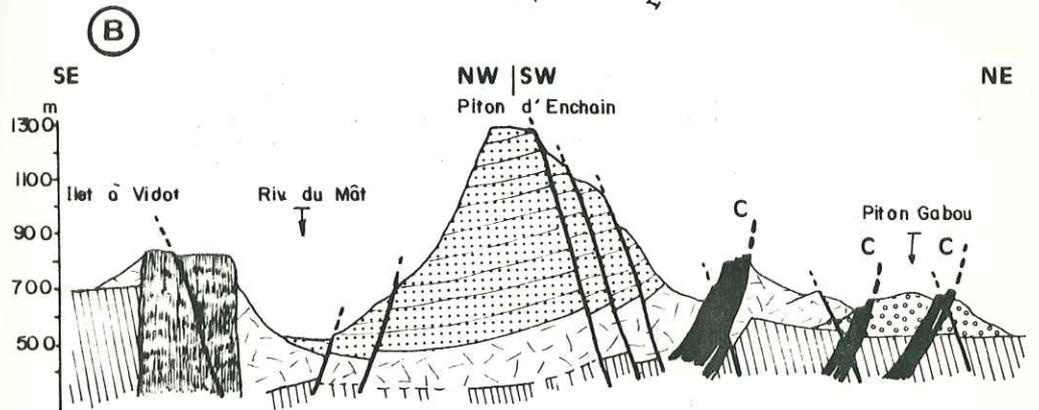
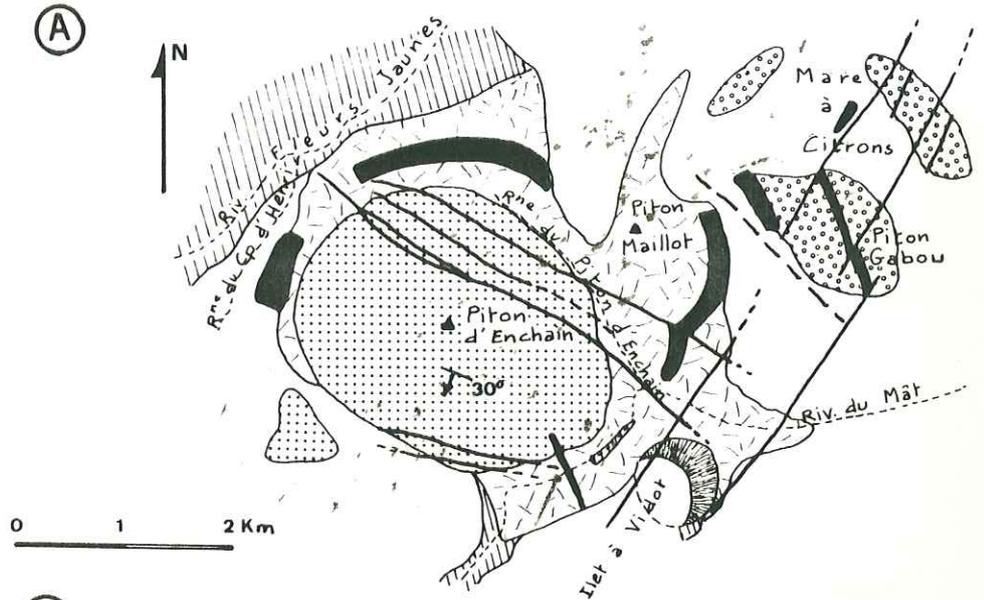


LE PITON D'ENCHAIN (SALAZIE)

Fig. 57

A - Carte géologique

B - Coupe géologique synthétique



- | | | |
|---|--|--|
|  Déritique |  Coulées de mugéarites |  Basaltes à olivine zéolitisés |
|  Brèches, scories, pyroclastites |  Cheminée (culot) |  Intrusions syénitiques en cone-sheets caldera II |
|  Brèches de débouillage |  Tectonique tardive (formation des cirques) |  Pendage et valeur en degrés |

Ces faciès ignimbritiques se rencontrent également en place dans la ravine du Piton d'Enchain (VINCENT, comm. orale). Il en existe aussi sous forme de blocs décimétriques emballés dans des dépôts fluviatiles. L'affleurement se situe au N.E. de la Mare à Citrons, le long d'un sentier reliant le chemin de la Filature à la Ravine Grosse (Fig. 57 A). D'après les directions d'alluvionnement ces fragments proviendraient du Piton d'Enchain. Le problème reste posé concernant l'origine des brèches fiammées du plateau Wickers et du Piton d'Enchain.

En résumé, en considérant d'autres éléments structuraux tels que la forme de la caldeira ou la disposition du système intrusif et en comparant ces données avec celles, connues, dans d'autres volcans, l'origine tectonique de ces formations pyroclastiques doit se préciser. Ainsi, dans l'essai d'interprétation mécanique de la caldeira des séries alcalines différenciées, proposé dans la deuxième partie de ce mémoire (Chapitre I, p. 149), l'hypothèse d'une origine fissurale le long de failles bordières (en particulier pour les pyroclastites ignimbritiques) semble la plus cohérente au regard du contexte structural.

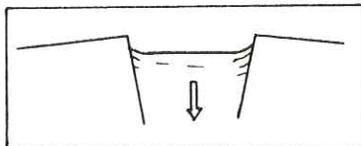
A-4- LE PITON D'ENCHAIN

Ce relief, de forme pyramidale, isolé au centre du cirque de Salazie, a beaucoup intrigué les géologues qui ont travaillé sur le massif du Piton des Neiges. Il est en contact tectonique avec les brèches primitives océanitiques au sein desquelles il est enchassé. Les coupes effectuées au cours de la campagne de terrain 1978 avec N. VATTIN PERIGNON le long des routes et des ravines entaillant ce massif, montre qu'il s'agit d'un appareil de réelle importance, comparable aux maars basaltiques, et composé de deux unités volcaniques (Fig. 57) :

- 1 - Un anneau de brèches pyroclastiques : les témoins de l'activité explosive primordiale se situent à l'Est de Piton d'Enchain sur la mare à Citrons et au Piton Cabou. Il s'agit d'une brèche hétérogène à blocs saillants et d'allure scoriacée. Les éléments sont de taille diverse (cm à dm) et les gros blocs éclatés sont essentiellement des hawaïtes à phénocristaux de feldspath calcique (" basalte pintade ") très scoriacées, accompagnées de blocs de basalte à olivine issus de séries anciennes. La matrice est cendro-sableuse, meuble, blanche ou ocre. Cette formation s'interprète comme une brèche de déboufrage ou de ramonage mise en place lors d'une explosion première très riche en gaz. La seconde phase de cette activité a construit un anneau de téphra dont il reste de beaux témoins dans la rivière du Mât et sur le flanc Nord du Piton. Il s'agit d'un amoncellement de scories rouges soudées, englobant en abondance des éléments bulleux d'hawaïte porphyrique, des blocs métriques de lave aphyrique leucocrate, accompagnés de bombes en bouse de vache, ainsi que des passées métriques plus homogènes, de cendres indurées claires et des pyroclastites ignimbritiques semblables à celles du plateau Wickers. Le conduit d'alimentation de ces brèches se présente sous la forme d'un culot bien dégagé par l'érosion, situé à l'extrémité Nord de l'Ilet à Vidot, au point coté 823 m. Il est constitué d'une brèche très indurée, à matrice cendreuse et à blocs scoriacés d'hawaïte porphyrique (" basalte pintade "), en contact direct avec des basaltes zéolitisés. Cet anneau de pyroclastites, maintenant très érodé, est armé d'un système d'intrusions en cone-sheet incomplet (Fig. 57). Les dykes, très épais (10 à 30 m) ont une composition de trachyte ou d'hawaïte aphyrique.
- 2 - Un remplissage lavique : il constitue la masse pyramidale du Piton d'Enchain et se compose d'un empilement de coulées métriques d'hawaïtes porphyriques ou aphyriques et de mugéarites, intercalées de passées scoriacées rouges.



Le pendage de ces couches est de 30° vers le SW. De nombreux contacts par failles entre les océanites anciennes ou récentes et les formations du Piton d'Enchain sont visibles au pied du Piton Maillot, dans la rivière du Mât et au Nord du massif (ravine de Camp d'Henri). Le Piton d'Enchain est donc basculé, effondré et enchassé dans les océanites. Cet effondrement est lié à une structure plus vaste de type caldeira, et le basculement centripète (vers le Piton des Neiges) des couches peut s'interpréter comme le rebroussement des coulées au contact de la faille bordière de la caldeira (VINCENT comm. orale).



De telles structures, en effet, ne sont pas inconnues et ont déjà été maintes fois décrites : Glen Coe, Ecosse (CLOUGH et al. 1909); Koolau, Hawaï (STEARNS, 1940); Tarsio Toon, Tibesti (VINCENT, 1960) ou ailleurs (REYNOLDS, 1956).

Néanmoins, une deuxième hypothèse peut être émise selon laquelle les causes de ce basculement auraient pour origine les mouvements issus d'une tectonique tardive (fractures N 120 de la figure 57) (cf. chapitre IV p. 125).

En conclusion, la structure du Piton d'Enchain rappelle celle des maars basaltiques avec son large cratère entaillé dans le substratum, son anneau de pyroclastites élevé, son comblement par des coulées puis son effondrement. Sa position dans un contexte structural régional est hybride :

- d'une part il se situe sur un rebord de caldeira et le basculement de ses couches illustrerait le rebroussement de ces dernières au contact d'une faille bordière (mais cette hypothèse n'est pas la seule) jalonnée d'intrusions en cone-sheets et ramonée par des produits bréchiques, riches en gaz, manifesté en surface par des pyroclastites ignimbricitiques à chimisme benmoréitique.

- d'autre part, il se situe sur une importante zone de fractures décrochantes N 30 (Fig. 57 A) (cf. § A 6, p. 109).

A-5- LA CALDEIRA II

Cloturant la première période des laves alcalines différenciées, cette caldeira II, dont la réalité était acquise (VINCENT, comm. orale) mais dont les contours n'étaient pas précisés, est la première structure mise en évidence sur le terrain lors de la campagne 1977 avec TRICOT et VATIN PERIGNON. Il s'agit d'une série d'effondrements emboîtés ou interférant les uns sur les autres abaissant la partie centrale du volcan par gradins successifs.

D'un diamètre moyen de 15 km, cette structure, fort complexe, est soulignée par un système incomplet d'intrusions concentriques à pendage interne (cone-sheets) conjugué avec un système radial convergeant vers le Rond du Bras Rouge (Fig. 58). Ses contours, maintenant bien définis en accord avec TRICOT, passent par :

- La crête du Nez de Boeuf séparant les criques de Cilaos et de Mafate. Les fractures, empruntées par des intrusions en cone-sheets, ont un rejet vertical de 800 m (Fig. 59 A). Les brèches pyroclastiques du Nez de Boeuf (à éléments d'hawaïte et mugéarite englobés dans une matrice cendreuse) possède un pendage dirigé vers le centre du massif (Fig. 59 B). Cette direction centripète peut correspondre au rebroussement des couches au contact d'une des failles bordières de la caldeira et rejoindre l'interprétation proposée pour le basculement des coulées du

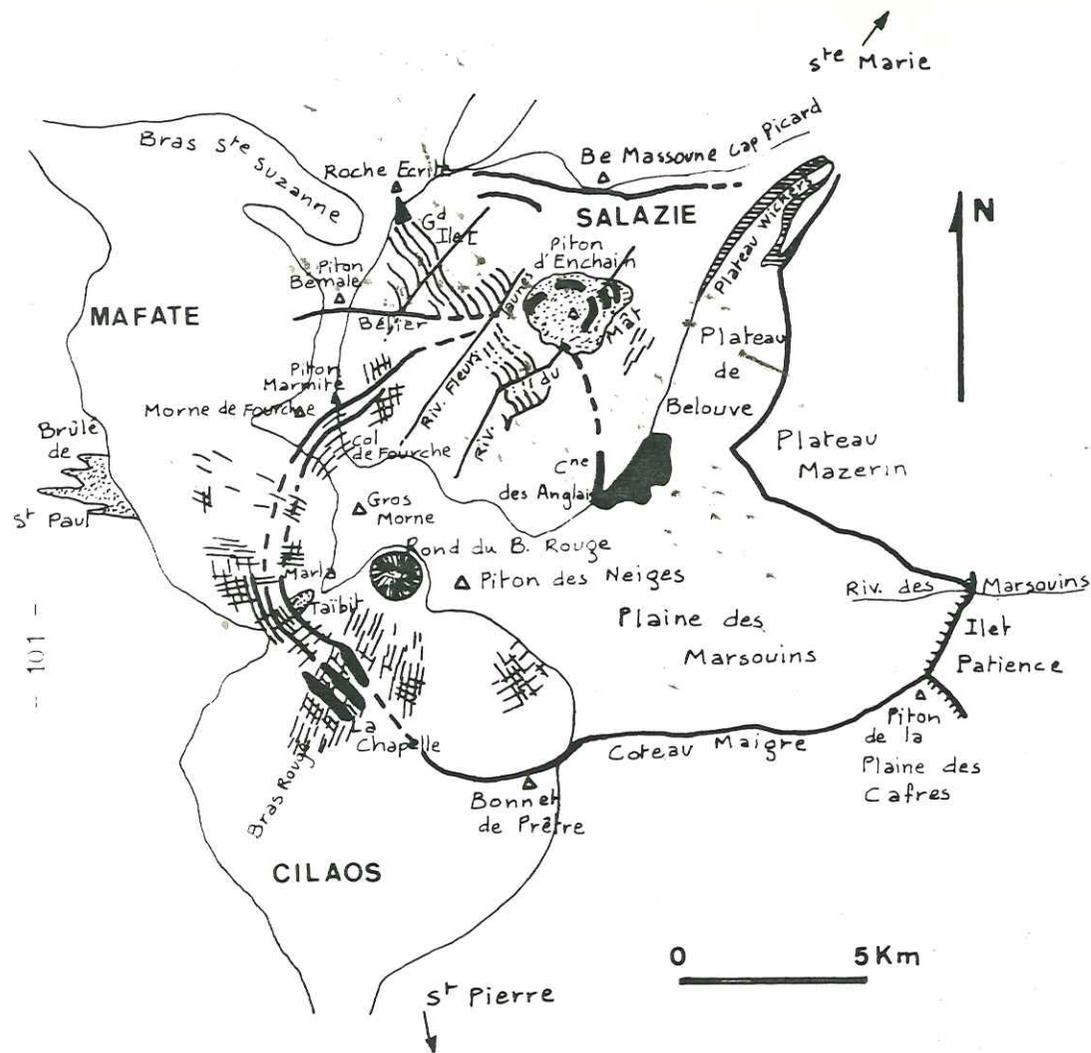


Fig.58 Caldeira II et système intrusif de la première période de la série différenciée (hawaïtes et mugéarites)

-  Pyroclastites acides
-  " " " ignimbritiques
-  Cratère central
-  Cheminée d'alimentation
-  Caldeira II
-  Caldeira I réactivée
-  Intrusions radiales et concentriques (cone-sheet)
-  Intrusions N120 et fractures N30
-  Dôme-coulée de Belouve

Fig.59 - Coupes de la caldeira II de la période des séries alcalines différenciées.

A - La crête du Nez de Boeuf séparant Cilaos et Mafate, vue depuis Cilaos.

B - Coupe panoramique de la crête du Taïbit, vue depuis Mafate.

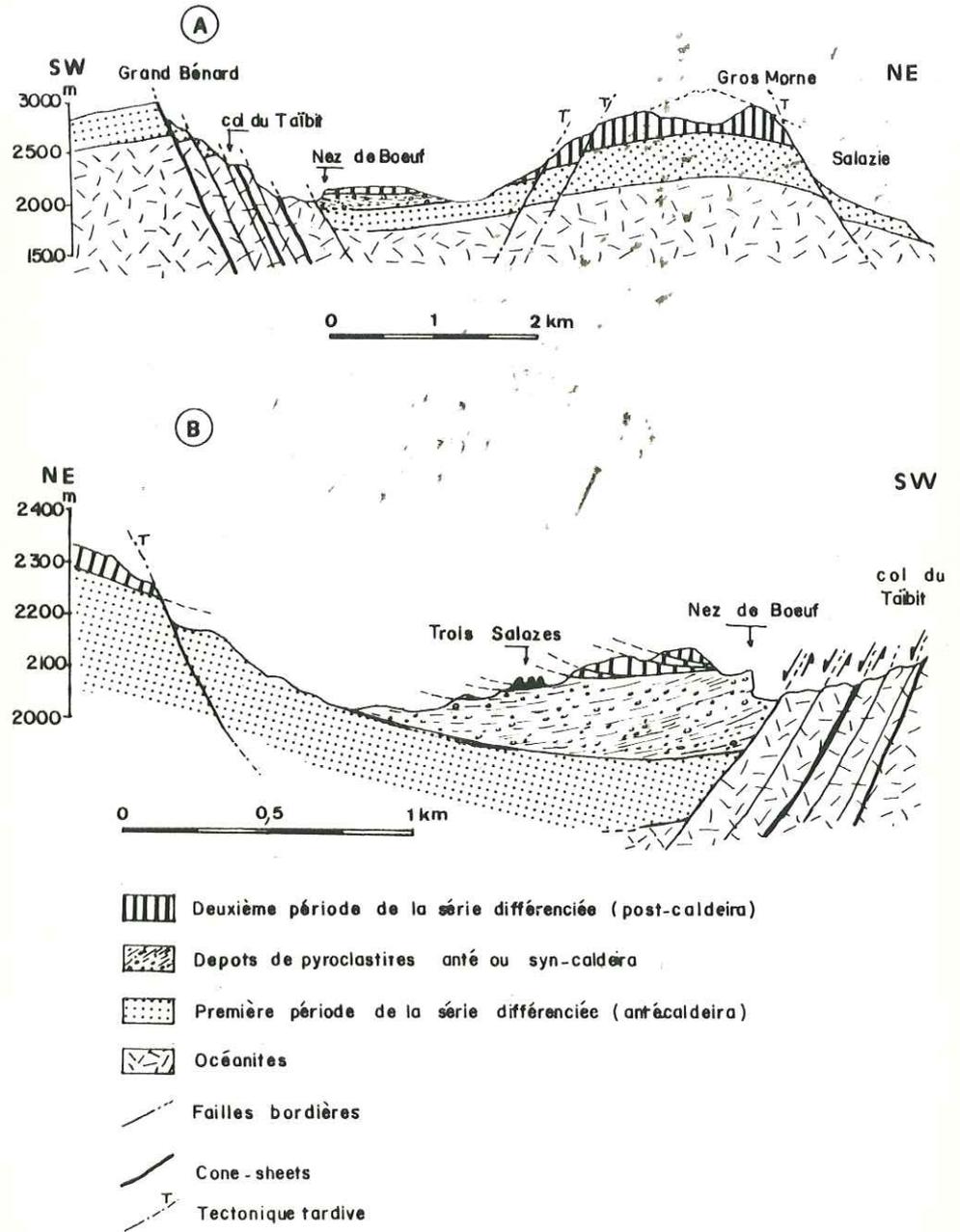
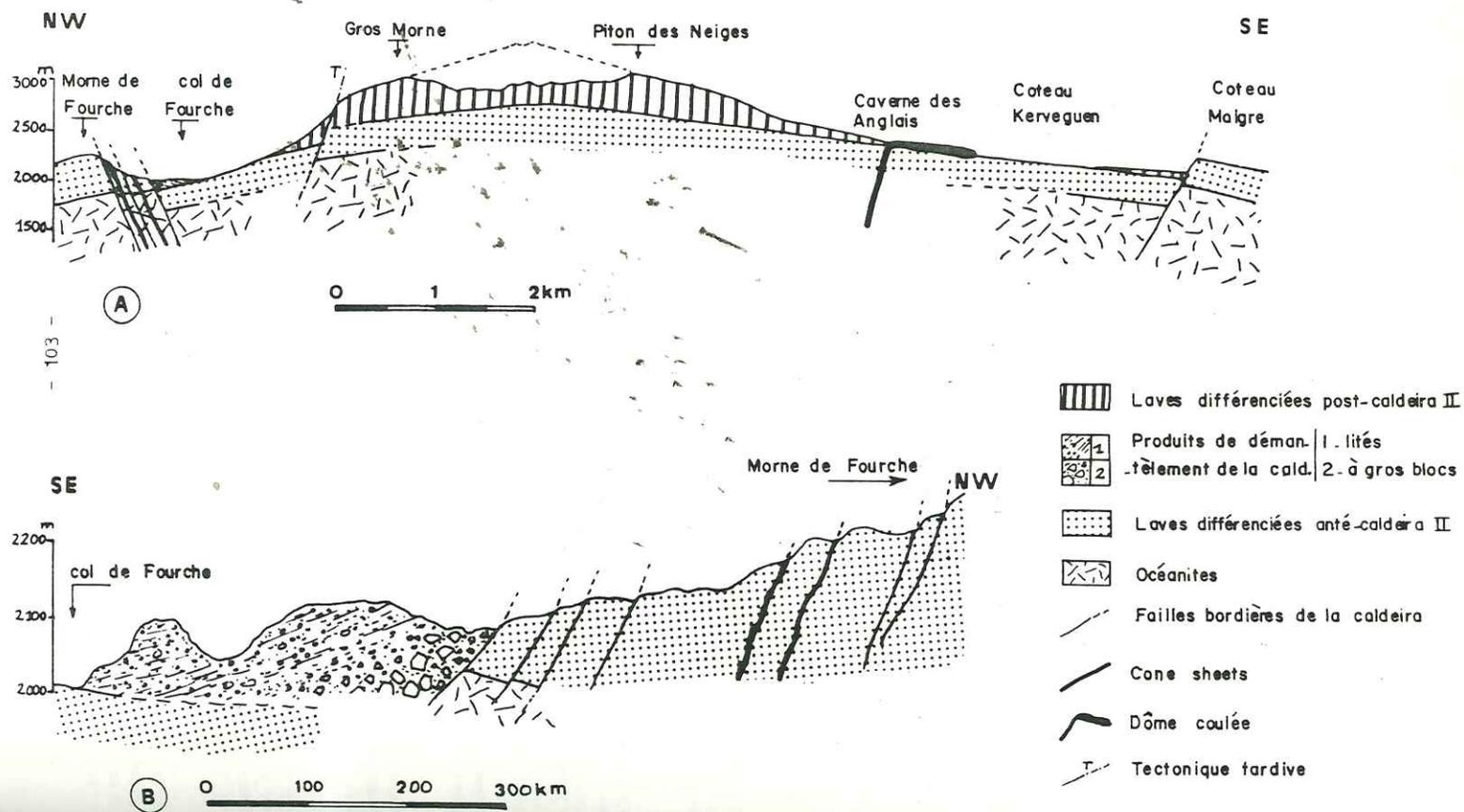


Fig.60 - Coupes de la caldeira II de la période des séries alcalines différenciées.

A - Morne de Fourche - Coteau Maigre.

B - Coupe panoramique du Col de Fourche vue depuis Salazie.



103

Piton d'Enchain. Le conduit d'alimentation de ces brèches, correspondant vraisemblablement à l'un des failles, n'a pas été observé sur le terrain. Au-dessus de ces formations, viennent reposer en discordance les laves différenciées postérieures à la caldeira II.

- Dans Cilaos, les fractures se poursuivent par la ravine Gobert et le flanc Nord de l'Ilet Fleurs Jaunes abaissant deux niveaux de sills de la ravine Fleurs Jaunes. Ces fractures sont prises en relais par les dykes de syénite du Bras Rouge (Fig. 58). Il est à remarquer qu'au contact du dyke de syénite de la Chapelle, les empilements de laves ne présentent aucun rebroussement.

- Dans le cirque de Mafate, les formations détritiques cachent les éléments structuraux de la caldeira mais le rebord de cette dernière passe vraisemblablement à l'Ouest de la plaine des Tamarins, mettant en contact les brèches primitives et les océanites récentes (Fig. 6, Chapitre I p. 21).

- Le Morne de Fourche : du fait de l'érosion du sommet, il n'est pas possible d'évaluer l'importance du rejet vertical (Fig. 60 A). Les escarpements, démantelés, ont alimenté des brèches de pente (Fig. 60 B). Ces formations détritiques sont visibles sur le chemin reliant le Piton Marmite au col de Fourche. Près de la zone d'alimentation, il s'agit de brèches d'écroulement à gros blocs d'hawaïte, mugéarite et basalte à olivine. Au col de Fourche affleurent des brèches litées pentées vers le SE et composées d'éléments anguleux hétérogènes de laves différenciées emballés dans une matrice cendro-terreuse. Les limites de l'effondrement se poursuivent dans le Piton Marmite, découpé par une fracture normale bien visible, et dans la ravine du Camp de Pierrot.

- Les limites de cette caldeira se poursuivent en relais par les effondrements du Piton Bémale, se prolongeant par la Ravine Béliet et les fractures du Piton d'Enchain (Fig. 58 et 57 B); puis la structure se referme au niveau du dyke de la Caverne des Anglais où le rejet est semble-t-il nul (Fig. 60 A).

Il existe une deuxième série d'effondrements circulaires, excentrée par rapport à l'appareil principal. Les limites en sont :

- Les fractures normales et courbes du Bonnet de Prêtre dans Cilaos (Fig. 58).

- L'escarpement du coteau Maigre décalant, avec un rejet de 300 m; les séries terminales de la première période des laves différenciées (Fig. 60 A).

- Ce rempart se prolonge par ceux de l'Ilet Patience et du Plateau Mazerin délimitant une dépression à fond plat : le plateau de Belouve et la plaine des Marsouins. Le rejet est de 600 m. Les failles bordières de l'Ilet Patience, créées lors de l'ouverture de la caldeira I (océanites), sont réactivées.

Ainsi, le Piton de la Plaine des Cafres (1621 m) est abaissé par rapport à l'Ilet Patience (1685 m) (Fig. 61).

La jonction des remparts du Plateau Mazerin et de l'Ilet Patience, au niveau de la rivière des Marsouins, n'est pas clairement établie car cette région très encaissée rend les observations très difficiles ; néanmoins la caldeira aurait une *terminaison en coin* résultant de la combinaison d'un effondrement récent et d'un effondrement ancien réactivé (Fig. 58 et carte h.t.).

- Les mêmes difficultés surgissent pour relier les fractures normales de la paroi Nord du Cirque de Salazie (au niveau du Piton Be Massoune) au rempart du Plateau Mazerin. La question reste sans réponse à défaut de moyens de prospection plus élaborés, mais la solution pourrait se trouver dans le Bras de Caverne ou dans une vue panoramique du Plateau Wickers depuis le Cap Picard.

En conclusion, cette caldeira II est en fait un ensemble de fractures arquées délimitant des effondrements, et disposées concentriquement par rapport à l'appareil central. Les mesures de prospection magnétique au sol, effectuées par LENAT et TRICOT (1978), démontrent très clairement la présence d'une forte anomalie négative bien développée au Nord du dyke de syénite de la Chapelle et au NW de Cilaos. Elle indiquerait la présence d'une structure à aimantation normale (laves différenciées de la période de Brunhes) située approximativement à l'aplomb de la zone du col du Taïbit - Gros Morne.

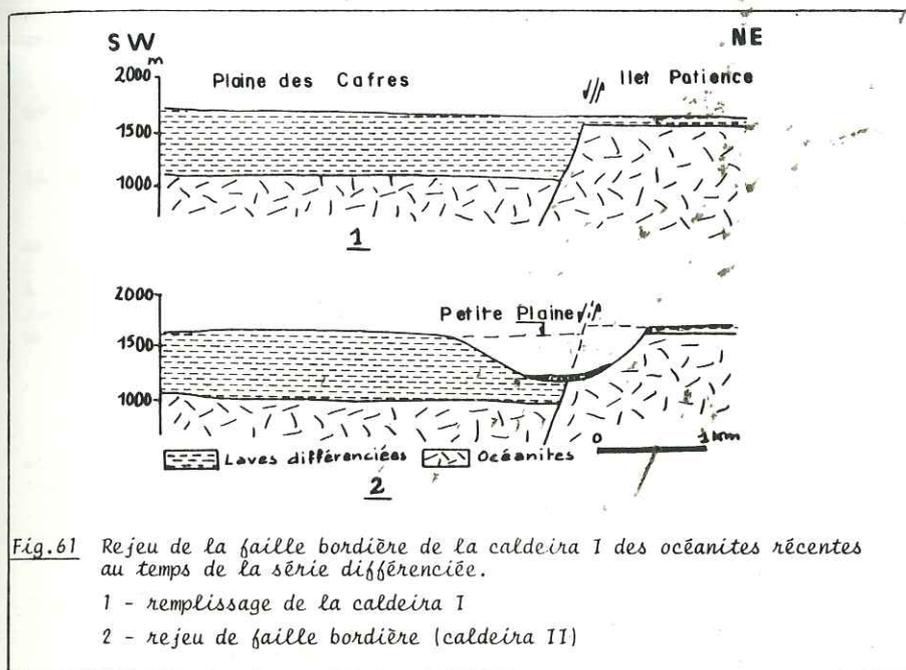


Fig. 61 Rejeu de la faille bordière de la caldeira I des océanites récentes au temps de la série différenciée.

- 1 - remplissage de la caldeira I
- 2 - rejeu de faille bordière (caldeira II)

A-6- LE COMPLEXE INTRUSIF

L'agencement spatial des filons permet de distinguer deux structures au sein de ce complexe :

- un double système *concentrique et radial* relativement bien développé dans les 3 cirques. Les dykes concentriques se présentent en *feuilletés coniques à pendage interne* ou *cone-sheets* soulignant les limites de la caldeira. Ces *cone-sheets*, montés le long de fractures en "tulipe", et les filons radiaux résulteraient d'un mouvement ascensionnel du magma sous-jacent (cf. deuxième, partie , Chapitre I, p. 144).

- un système linéaire NW-SE, parallèle au rift hawaïen de la période des océanites, est bien visible dans le cirque de Salazie entre la Roche Ecrite et le Piton d'Enchain. Ces intrusions présentent un *pendage externe* par rapport au centre de l'édifice volcanique (Fig. 58).

Deux venues magmatiques bien distinctes ont emprunté ces systèmes de fracturation :

- Les dolérites hydrothermalisées sont toujours les premières à se mettre en place.

- Les laves différenciées.

Toutes ces intrusions se reconnaissent aisément sur le terrain à leur couleur claire et leur aspect massif exempt de toute fissure de retrait.

- Les syénites sont blanches et caractérisées par leur aspect grenu et l'épaisseur des filons toujours supérieure au décimètre.

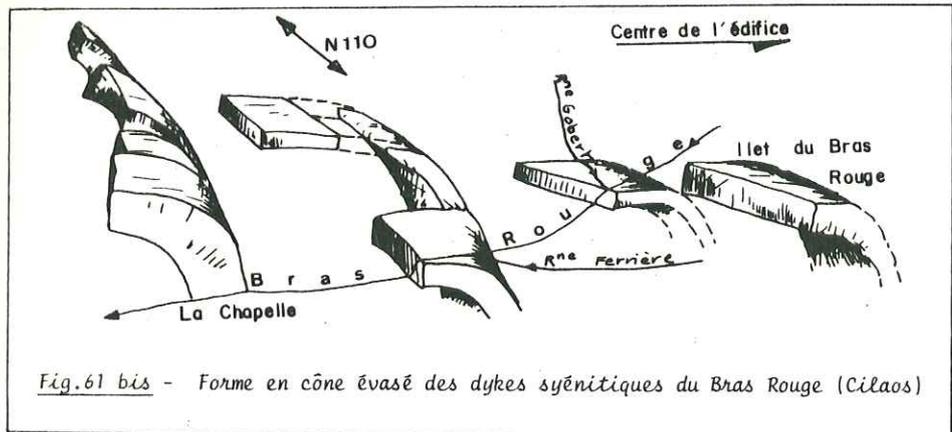
- Les hawaïtes et mugéarites possèdent la même couleur bleu-clair que leur équivalent en coulées.

- Les trachytes sont beige rosé clair et possèdent une certaine fluidité parfois soulignée par des amandes de calcite.

- Les basaltes hydrothermalisés se distinguent très difficilement des roches différenciées. Ils peuvent présenter une couleur bleu clair verdâtre (chlorite) les rapprochant des hawaïtes-mugéarites ou un faciès jaune beige clair à patine grumeleuse, les confondant avec les trachytes. Cependant ils ne présentent jamais de texture fluidale et sont souvent mouchetés de bulles rondes millimétriques de calcite.

A-6-1- LE CONE-SHEET

Très incomplet dans Salazie, il est bien développé dans Cilaos et Mafate. Placé le long des failles bordières courbes, il est constitué d'un réseau de filons, à pendage de 60 à 70 degrés, se relayant depuis le Bras Rouge (Cilaos) jusqu'à l'Ouest de Marla (Mafate) en passant par le col du Taïbit (Fig.58). Les intrusions syénitiques du Bras Rouge (au niveau de la Chapelle) d'épaisseur pluridécamétrique possèdent une géométrie particulière. En effet, au lieu d'adopter la forme classique en bol des cone-sheets, ces énormes dykes se recourbent en sill vers le SW adoptant ainsi une forme en cône évasé (Fig. 61Bj).



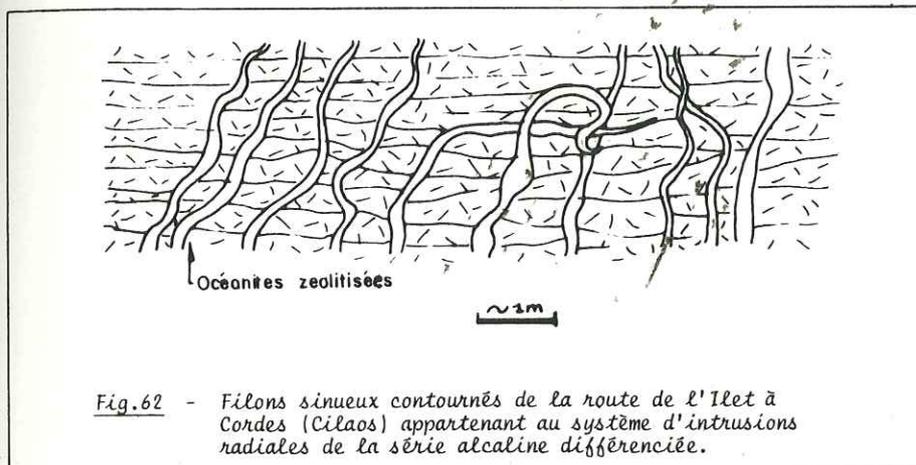
Cet agencement spatial peut s'expliquer par le modèle mécanique proposé dans la deuxième partie de ce mémoire (Chapitre I, p.146).

D'autres intrusions à pendage interne ont emprunté les fractures

du Morne de Fourche et du Piton Bémale. Le dyke ayant alimenté le dôme-coulée trachytique de Belouve ainsi que l'armature intrusive semi-circulaire du Piton d'Enchain se greffent sur cette structure en cone-sheet.

A-6-2- LE SYSTEME RADIAL

Bien développé et régulier dans les cirques de Cilaos et Mafate, il est très oblitéré par les filons NW-SE dans le cirque de Salazie (fig.58) Toutes les intrusions convergent vers l'appareil principal Gros Morne - Piton des Neiges. Ce sont des filons subverticaux montant souvent *très haut en altitude* (jusqu'à 2000 m). Le réseau le plus dense se situe sur les flancs du Bras Rouge où la direction d'intrusion est N 30. Leur épaisseur est souvent faible (exception faite des dykes syénitiques) et leur forme est sinueuse comme le réseau très contourné de l'Ilet à Cordes (Cilaos) et de la rivière située à l'Ouest de Marla (Mafate) (Fig. 62).



Les sills engendrés par ce double système conique et radial sont relativement peu développés et toujours isolés.

A-6-3- LE SYSTEME LINEAIRE A PENDAGE EXTERNE

Exclusivement développé dans le cirque de Salazie, il est constitué d'un réseau de dykes de directions variant entre N 110 et N 160, (Fig. 58), toujours pentés NE, et s'incurvant en sills jointifs vers le SW. La forme générale est celle de coupoles aplanies (Fig.63). L'uniformité et même la monotonie de ces intrusions horizontales, leur longueur ainsi que leur épaisseur appréciable (50 cm à 1 m) les distinguent des sills précédemment décrits (cone-sheet et système radial).

Ces filons recoupent les parties internes du volcan à une altitude moyenne de 900 m, reprenant les surfaces de décollement des anciennes subsidences au sein des brèches primitives.

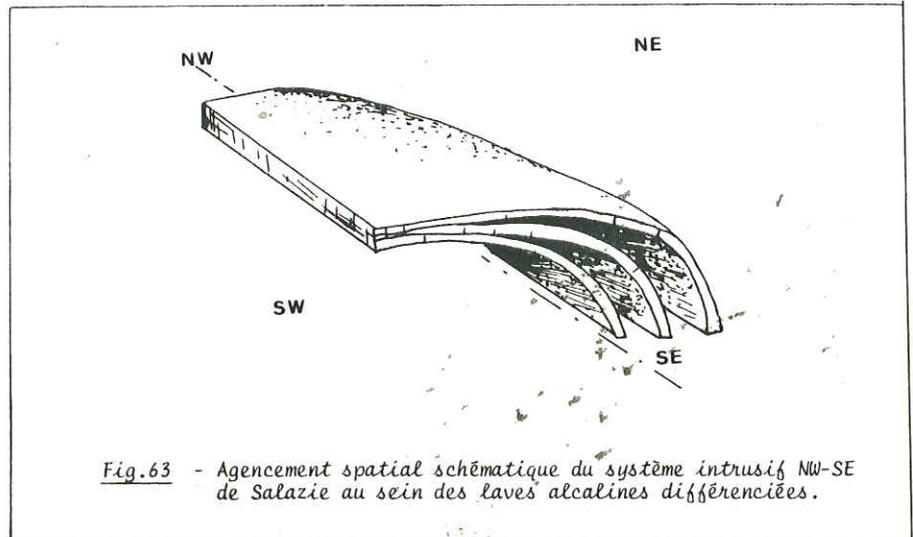


Fig.63 - Agencement spatial schématique du système intrusif NW-SE de Salazie au sein des laves alcalines différenciées.

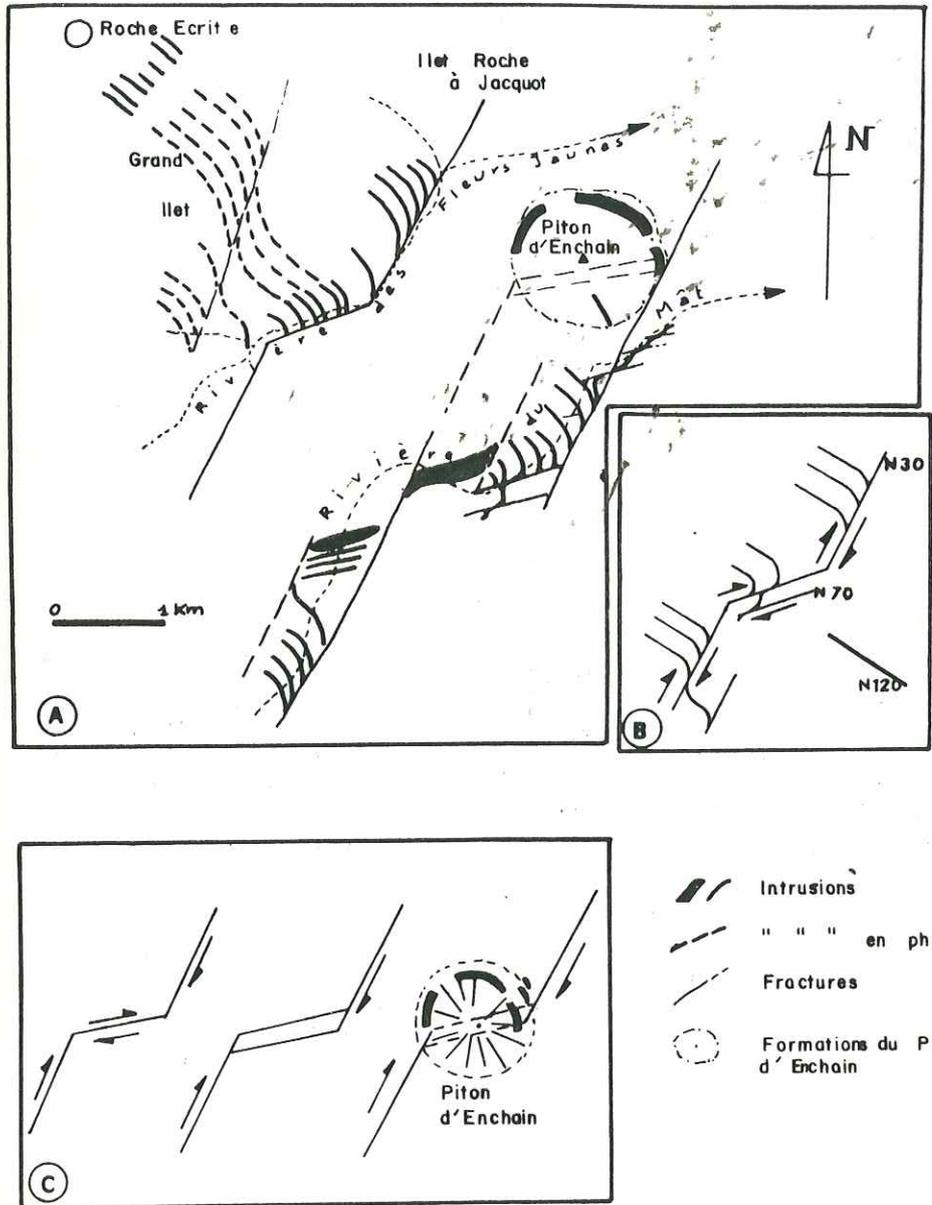
Grand Ilet est découpé par un essaim de dykes recourbés en sills que l'on suit bien dans la rivière Fleurs Jaunes et au niveau de l'Ilet de la Roche à Jacquot (Fig.58). L'empilement de sills trachytiques du croisement de la route de Grand Ilet de la rivière Fleurs Jaunes, mentionné sur la carte géologique (BILLARD 1975), appartient à ce système. Sur la photo aérienne, ce réseau présente une triple courbure qui résulterait d'une fracturation N 30 en surimposition, contemporaine ou postérieure aux venues magmatiques.

Le modèle cinématique correspondant est un mouvement décrochant dextre le long de cette zone N 30 (Fig.64). Sur le terrain ces orientations correspondent à ces monticules de formations détritiques recouvertes de végétation, vraisemblablement armés de dykes dont on retrouve quelques témoins par endroits. Ce réseau n'est pas radial par rapport à l'appareil principal. En effet, sa *direction générale* N 130 suppose que les intrusions ont emprunté la rift zone principale du temps des océanites et qui a guidé l'évolution de l'île. Sur cette fracturation en extension s'est installé le cratère de la Roche Ecrite dont le témoin du conduit d'alimentation est un culot conique formant un relief ressortant bien dans le paysage. Les difficultés d'accès du Bras de Ste Suzanne (Mafate) ne permettent malheureusement pas de prolonger plus au N.W. les investigations sur ce système intrusif.

Par contre vers le SE, la rivière du Mât recoupe ces structures. En plan, les intrusions présentent également une torsion visible sur une ou plusieurs dizaines de mètres (la largeur de la rivière) et qui peut s'expliquer dans le schéma d'une zone de cisaillement dextre N 30 (Fig.64), la même qui a fonctionné au temps des brèches primitives. Cette zone de faiblesse, qui ne se suit bien qu'en photo aérienne, est jalonnée de fractures d'extension de type T, N 70, en relais, empruntées par des intrusions telles les deux dykes de syénite de la rivière du Mât, d'épaisseur décamétrique, dont l'un au moins présente une amorce de forme sigmoïde indiquant un déplacement dextre (Fig.64).

Le mouvement, de part et d'autre de ces fractures N 70 de type T, est également dextre comme le prouve deux affleurements de la rivière du Mât situés, l'un sous la passerelle et l'autre plus en amont. (Fig.65).

Fig. 64
A - Les intrusions N 120 du cirque de Salazie perturbées par un système décrochant dextre N 30 associé à N 70
B - Modèle cinématique du décrochement dextre N 30
C - Hypothèse de mise en place du Piton d'Enchain sur un système de fissures d'extension (inspirée d'un schéma de BONIN et LAMEYRE, 1978)



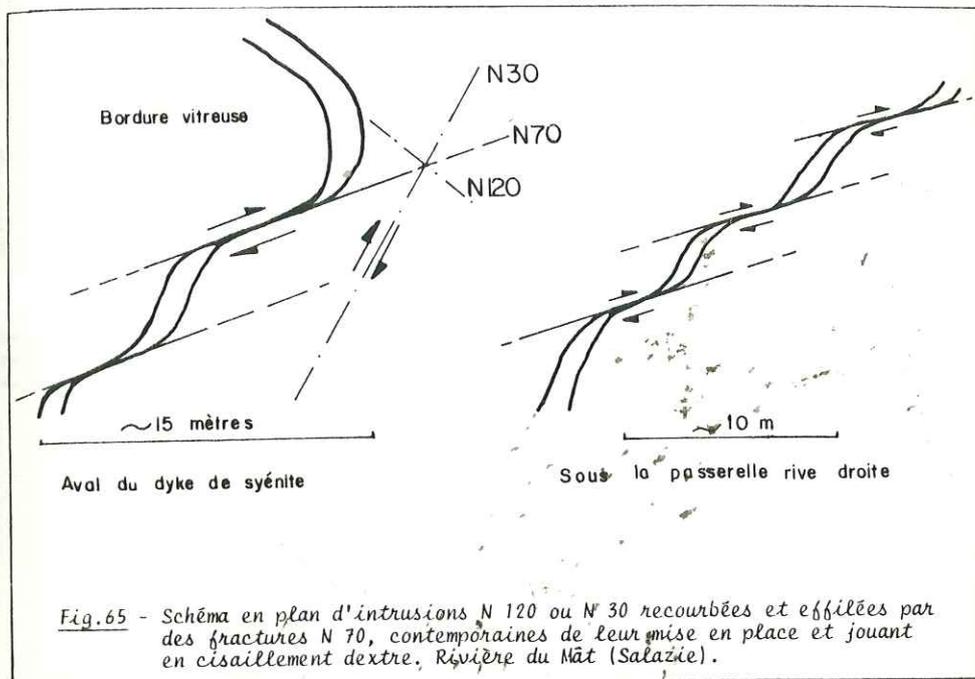


Fig.65 - Schéma en plan d'intrusions N 120 ou N 30 recourbées et effilées par des fractures N 70, contemporaines de leur mise en place et jouant en cisaillement dextre, Rivière du Mât (Salazie).

L'effilement des intrusions magmatiques, à bordures vitreuses ininterrompues, au contact de la fracture indique que le cisaillement est indubitablement contemporain de la mise en place des intrusions N 120.

En conclusion, les fractures N 120, très actives au temps des océanites du bouclier primitif (rift hawaïen), fonctionnent très modérément durant la période des laves alcalines différenciées, l'activité du rift s'est déplacé vers la Fournaise. Cette zone d'ouverture qui résulte d'effondrements, ou subsidences en cloches, (pour les mêmes raisons exposées dans le chapitre I : géométrie, épaisseur des filons, niveau de mise en place etc...), est oblitérée par un système cisailant dextre N 30 accompagné de fissures d'extension N 70 à déplacement dextre également.

Ainsi, la position du Piton d'Enchain n'est pas quelconque et se place à la croisée des deux structures; il peut résulter de l'ouverture d'une fracture d'extension selon un schéma déjà proposé par BONIN et LAMEYRE (1978) pour expliquer la genèse de structures annulaires en régions anorogéniques de diverses parties du globe (Mauritanie, Kerguelen, Californie du Sud etc...). Mais le Piton d'Enchain marque également la limite de la caldeira II. Sa position pourrait résulter de la superposition de plusieurs structures complexes.

A-7- LES FILONS DOLERITIQUES HYDROTHERMALISES A FACIES PREHNITE-PUMPELLYITE

Ce type de roche semble avoir échappé, jusqu'à présent aux investigations des pétrographes ayant travaillé sur le Piton des Neiges et ceci sans doute pour plusieurs raisons :

- le système filonien qui découpe le massif n'a jamais fait l'objet d'une étude pétrographique systématique approfondie comme ce fût le cas pour les coulées.
- l'association minérale qu'il présente n'est pas développée de la même

manière dans tous les filons doléritiques hydrothermalisés ayant emprunté les fractures concentriques et radiales de la période des laves différenciées.

- Enfin, sur le terrain il est très difficile de distinguer ces roches des trachytes ou comendites, diminuant ainsi la probabilité de les échantillonner.

J.KORNPROBST (comm.orale, 1978) fût le premier à signaler la présence de prehnite et de pumpellyite au sein du massif de gabbro lité de la rivière du Mât qu'il interprétait par ailleurs comme un fragment de croûte océanique en raison des faciès de cet ensemble basique assez voisins de ceux des complexes ophiolitiques (STEEN, 1972 - JUTEAU, 1974 - LIOU, 1979). La découverte des mêmes faciès dans les roches intrudant l'appareil volcanique oblige à reconsidérer l'origine de l'altération de ces gabbros, qui d'après les données structurales, se seraient refroidis dans une vaste poche créée lors d'un phénomène de subsidence en cloche au sein du volcan océanique primitif (Chapitre I, p. 54).

A-7-1- PETROGRAPHIE

Sur la vingtaine d'échantillons en provenance des trois cirques, diverses observations peuvent être faites :

- Ils possèdent tous une *structure doléritique interstale* (Fig.66A).

- Les feldspaths sont des *labradors* parfois albitisés.

- Dans les échantillons où l'altération est la plus poussée, tous les pyroxènes et olivines sont remplacés par la *calcite* qui constitue ainsi le minéral le plus abondant, remplissant également les bulles rondes de la roche.

- La mésostase est, un verre entièrement altéré (Fig.66 A).

. soit en *chorites* comme dans les dykes métriques bleu-clair, N 30, de la route de l'Ilet à Cordes près du pont du Bras Rouge (Cilaos).

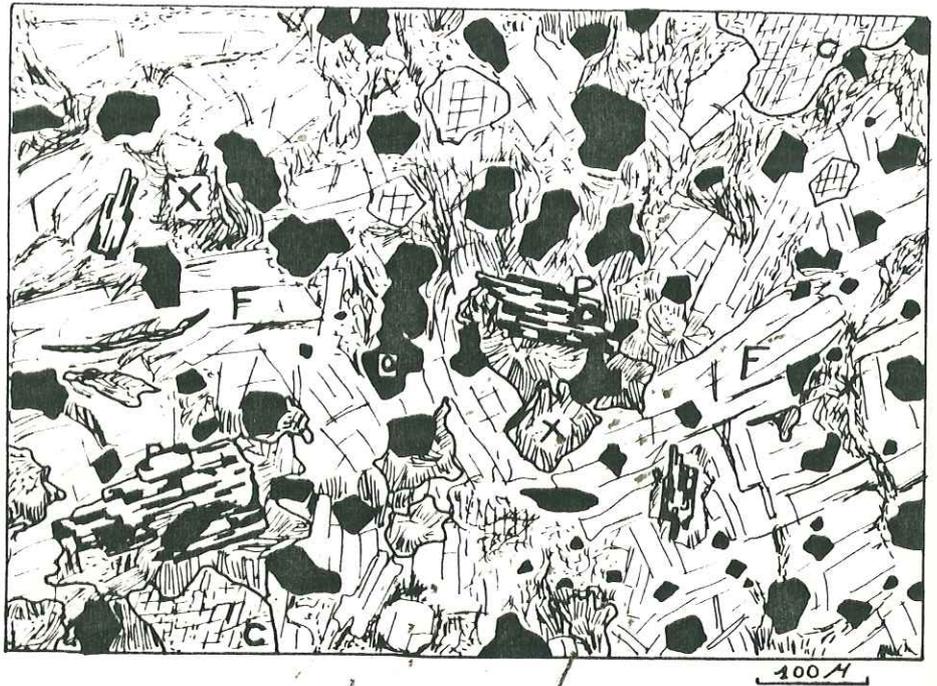
. soit en *oxychlorites* sous forme d'agrégats fibro-radiés jaune-brun ou ocres.

. la mésostase présente également quelques plages de *palagonite* en agrégats sans structure, de couleur jaune-rouille et non pléochroïques ainsi qu'une abondance d'aiguilles ou bâtonnets d'*apatite* et de *zéolites* que l'on peut difficilement distinguer les unes des autres.

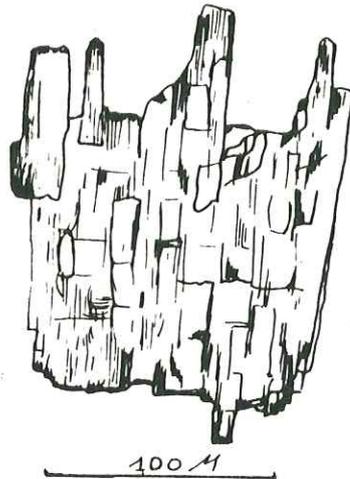
- La *pumpellyite* (Aluminosilicate hydraté de Ca (+ Mg,Fe), observée aussi bien dans les passées altérées des gabbros que dans quelques dolérites, se présente en cristaux automorphes rectangulaires (30 à 100 μ) bleu-vert d'eau, légèrement pléochroïques, dispersés en abondance dans la mésostase ou dans les feldspaths (Fig. 66). Les clivages nets à 90° délimitent des petits tonnelets caractéristiques. La biréfringence du minéral est faible, polarisant dans les jaune-clair-orangé du 1er ordre ou gris du 1er ordre; il pourrait s'agir alors de *ferro-pumpellyite*.

- La *prehnite* (Aluminosilicate hydraté de Ca) est visible dans les passées altérées du gabbro lité de la rivière du Mât ainsi que dans quelques dolérites filoniennes où elle est alors abondante et présente un habitus en noeud papillon.

- L'*actinote* (Silicate hydraté de Ca (+Mg,Fe) n'a été observée que dans un échantillon de dolérite où elle est peu abondante et en paragenèse avec le *quartz*.



A - MICROSCOPIE : F : Labradors ; X : Chlorite ou oxychlorite ; P : Pumpellyite ; C : Calcite en pseudomorphose des pyroxènes ; O : Minéraux opaques



B - DETAIL D'UNE PUMPELLYTE :

Remarquer le clivage en pelure d'oignon

Fig.66 - LES DOLERITES HYDROTHERMALISEES

- La biotite est rare, en petites paillettes.

- Les épidotes n'existent pas à l'état microscopique mais tapissent de paillettes vertes les bulles des filons ou coulées du secteur amont du Bras Rouge (situé au NE de la Chapelle, c'est-à-dire à l'intérieur de la caldeira II).

- Les grenats, très abondants dans les passées altérées du gabbro lité (chloritisées), ils représentent le 3ème constituant de la roche après l'olivine et la chlorite.

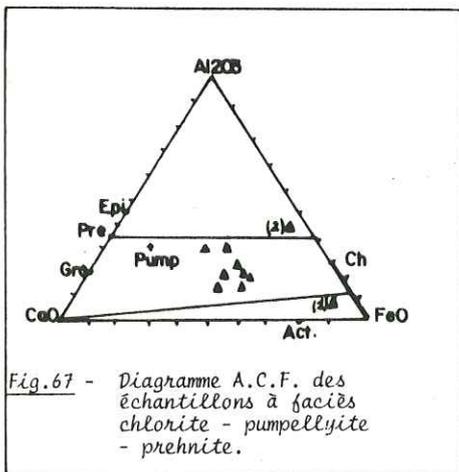
En section les cristaux sont plus ou moins arrondis (ϕ moyen de 100 μ) et possèdent un aspect chagriné. Ils sont épigénisés par la chlorite. Leur nature n'est pas déterminée.

- A l'affleurement, la pyrite, en petits cubes millimétriques est assez fréquente dans les dykes, notamment ceux de la route de l'Ilet à Cordes.

Le massif de gabbro lité de la rivière du Mât semble avoir été le siège d'une altération secondaire intense au niveau de fissures hydrothermales : chlorite - prehnite - pumpellyite - grenat - biotite. Les autres parties du gabbro sont saines.

La paragenèse observée dans les dykes est plus variée : calcite - chlorite - oxychlorite - palagonite - zéolite - pumpellyite - prehnite - actinote - biotite - épidote - pyrite.

10 échantillons provenant de ces intrusions et du massif de gabbro (col. pers. VATIN PERIGNON) et comportant les paragenèses minérales décrites précédemment, ont été analysés* et sur les points caractéristiques des roches, reportés sur le diagramme A.C.F. (Fig.67).



La plupart des points se regroupent au centre du domaine chlorite-prehnite-calcite, à l'exception de (1) qui correspond à un lit féminique du gabbro de la rivière du Mât riche en pyroxène et olivine serpentinisée, et de (2) qui est une dolérite très altérée, composée presque exclusivement d'oxychlorite. D'après SEKI (1973), SCHIFFMAN et LIOU (1975) la stabilité de la pumpellyite varie considérablement dans un environnement où le rapport PH_2O/P total est faible ou dans celui où la phase fluide contient une faible proportion molaire de CO_2 . De plus elle varie également en fonction des composants additionnels tels que FeO et Fe_2O_3 . Il en est de même pour la prehnite. Ces minéraux ne se forment que dans un environnement à faible μ_{CO_2} . Cela expliquerait de façon satisfaisante la présence sporadique de la prehnite et de la pumpellyite dans les filons doléritiques.

*Analyse : F. KELLER, lab. de chimie de G.VIVIER, Institut Dolomieu, Grenoble 1977.

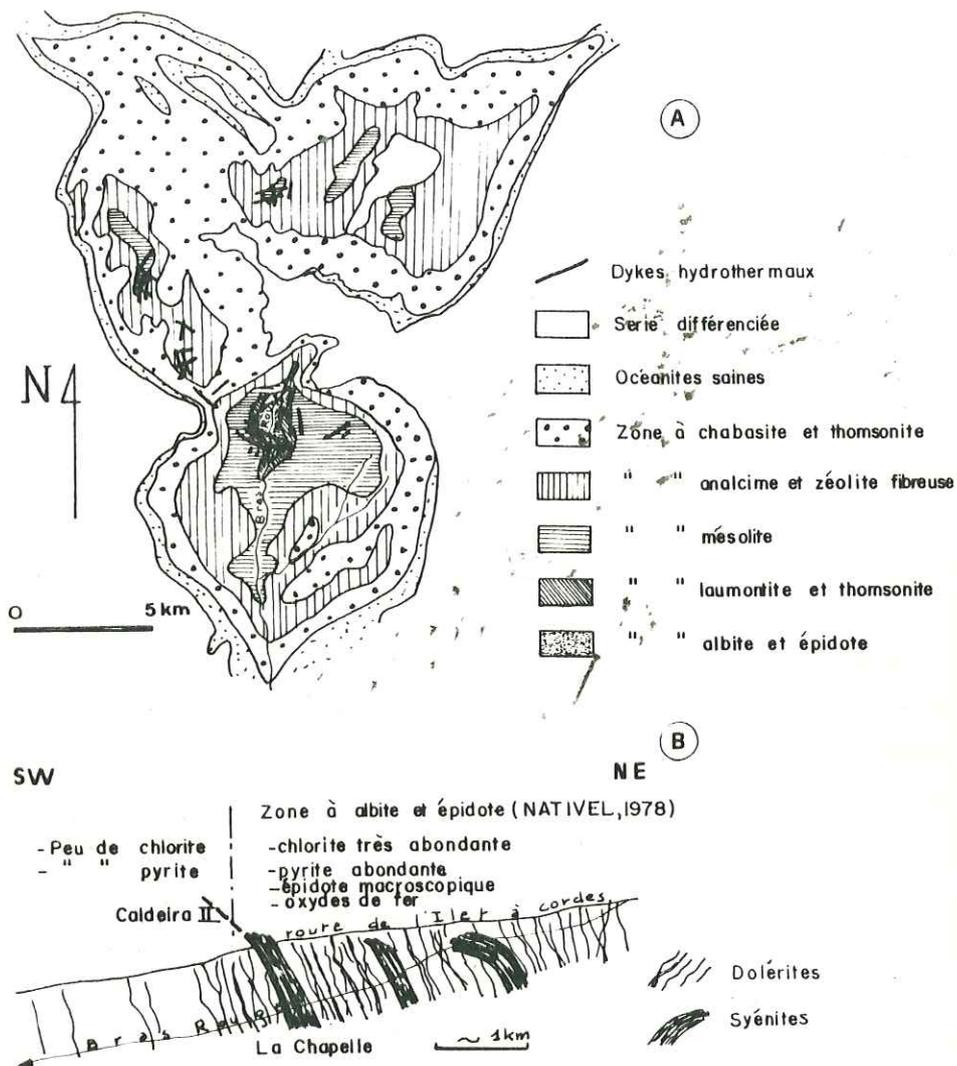


Fig.68 - SYSTEME FILONNIEN ET ALTERATION HYDROTHERMALE

A - Zonéographie comparée de l'altération à faciès zéolite des océanites (NATIVEL, 1978) et du complexe intrusif des dolérites hydrothermalisées.

B - Coupe du secteur amont du Bras Rouge montrant les relations entre minéralisations visibles à l'œil nu et structures.

A-7-2- HYDROTHERMALISME ET STRUCTURES : LES PRESSIONS AU SEIN DU VOLCAN

La chloritisation des minéraux ferromagnésiens et l'hydratation constante des verres doléritiques (oxychlorites, palagonite, zéolites) dont les roches tirent leur couleur bleu-clair uni ou beige clair, sont l'indice d'une transformation des paragenèses magmatiques par des fluides hydrothermaux le long des fissures et des filons. Cette altération hydrothermale correspond au faciès prehnite-pumpellyite, c'est-à-dire à des conditions relativement faibles de métamorphisme (selon WINCKLER, 1970) avec un rôle prépondérant des fluides et un apport métallique faible (pyrite). L'assemblage de haute T équivalent à la composition de la pumpellyite consiste en clinozoïsite + grossulaire + chlorite + quartz + H₂O. Les conditions de stabilité de la pumpellyite données par la courbe d'équilibre P fluide - T (SCHIFFMAN et LIOU, 1975 - HINRICHSEN et SHÜRMANN, 1969 b et 1972, NITSCH, 1971 a - LIOU, 1971 b) indique que :

- la limite supérieure s'établit à environ 390°C/ 8 kb, 370°C/5 kb et 325 °C/2kb P fluide.

- et la limite inférieure se situe à environ 260°C/5 k et 250 °/ 7 kb et que l'une et l'autre sont peu influencées par la pression, mais que la proportion molaire de CO₂ doit se situer entre $X_{CO_2} < 0,2$ pour 1 kb et $< 0,15$ pour 2 kb (GLASSEY, 1974).

Cette pression, variant entre 2 et 8 kb, ne peut certes pas provenir d'une charge lithostatique sus-jacente qui correspondrait alors à une épaisseur de terrain comprise entre 7 et 25 km. En effet, les filons doléritiques traversant la partie superficielle du volcan se trouvent à 1200 m maximum de la surface actuelle; donc l'épaisseur des formations devait être nettement inférieure à cette valeur au moment de leur mise en place. En effet, d'après mes observations de terrain, ces intrusions doléritiques sont antérieures aux venues trachytiques et se placent incontestablement entre les océanites du bouclier primitif et les basaltes alcalins différenciés. Elles témoigneraient ainsi des premiers mouvements d'extension lors de la reprise de l'activité volcanique après la période de calme éruptif de 80 000 ans séparant les océanites des séries alcalines. L'activité de CO₂ nécessaire à l'apparition de la prehnite - pumpellyite, est donc à rechercher dans l'activité des gaz sous pression au sein de l'édifice volcanique.

Les premiers mouvements développent un système de fissures concentriques et radiales fermées en surface dans lesquelles s'injectent des filons de dolérite, hydrothermalisés ensuite sous l'effet de la P fluides. Dans un deuxième temps, sous l'effet d'un bombement du massif, les fissures s'ouvrent permettant aux laves alcalines de s'épancher en surface: les gaz s'échappent, l'activité de CO₂ diminue et la pression de fluides au sein de la pile volcanique également; si bien que les conditions ne sont plus requises pour développer les paragenèses de ce métamorphisme.

Une deuxième remarque importante concerne le lien possible entre cette activité hydrothermale HP et la zéolitisation du massif (cf. présentation et chapitres I et II), ces deux phénomènes se plaçant chronologiquement entre les océanites du bouclier primitif et la série alcaline différenciée. De plus, le système filonien doléritique est le mieux développé dans la région de très forte altération à faciès zéolitique (NATIVEL, 1978), centrée sur le secteur amont du Bras Rouge (Fig. 68A).

Les observations de terrain réalisables sur les flancs de ce cours d'eau sont à ce point de vue significatives (Fig. 68B). L'intrusion syénitique de la Chapelle, jalonnant le bord externe de la caldeira II, semblerait marquer la limite entre une zone à forte altération au centre de la structure, et une zone à faible altération à l'extérieur.

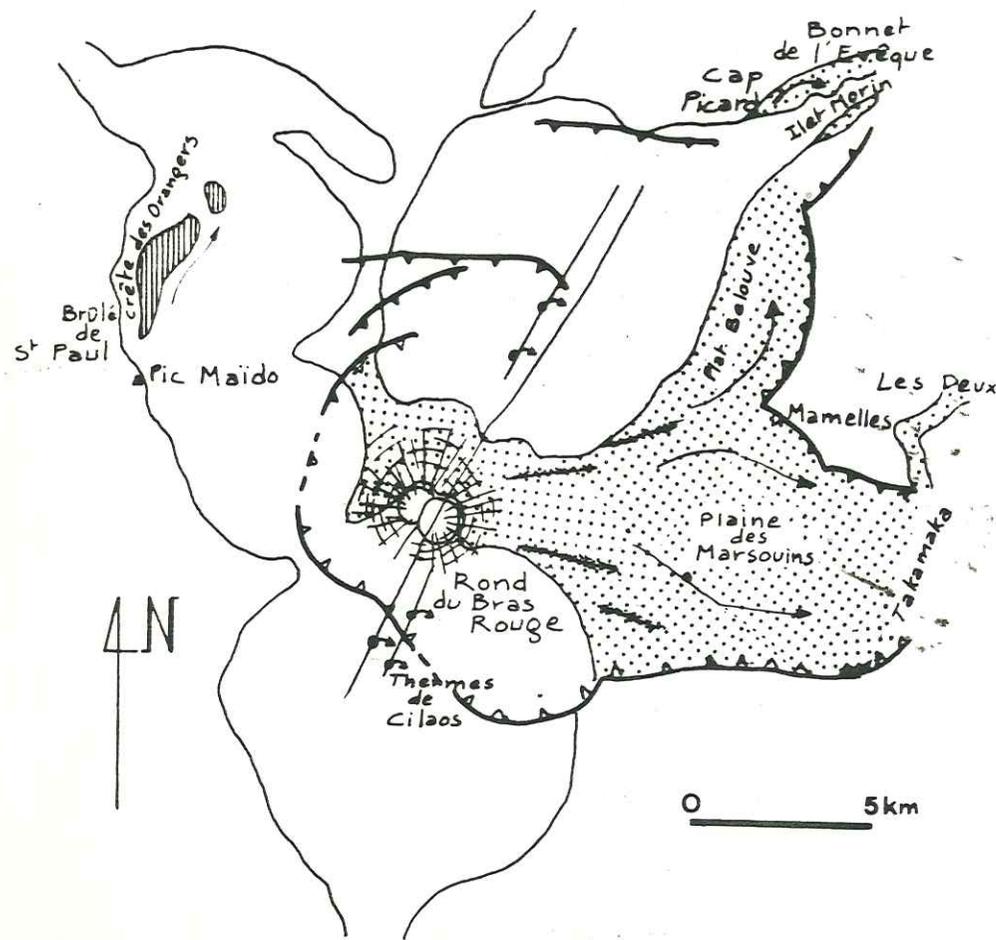


Fig.69 - DEUXIEME PERIODE DES LAVES ALCALINES DIFFERENCIEES (benmoréites) - COMPLEMENT DE LA CALDEIRA II.

-  Remplissage de la caldeira II
-  Pyroclastites
-  Dykes
-  Fractures
-  Caldeira
-  Fissures éruptives
-  Sources thermominérales

Zéolitisation et hydrothermalisation à faciès prehnite - pumpellyite semblent donc liées dans le temps et dans l'espace. Mais les conditions de stabilité des zéolites, la laumontite notamment, sont à P et T plus faibles que pour la pumpellyite et oscillent entre :

- 210-345°C/1-6 kb pour la limite supérieure (THOMPSON, 1970 a - LIOU, 1971 a).

- 170-185°C/2-5 kb pour la limite inférieure (LIOU 1971c).

Un schéma cohérent, expliquant la présence de ces deux métamorphismes serait alors le suivant :

- 1 - Les océanites traversées par des filons de même nature.
- 2 - Calme éruptif (80 000 ans) :
- 3 - Reprise de l'activité avec dolérites filoniennes. Ce système de fractures fermées permet une P fluides (2-8 kb) et une CO_2 telles que la formation de prehnite et pumpellyite est possible.
- 4 - Les fractures s'ouvrent à la suite du bombement du massif permettant aux gaz et aux fluides de s'échapper en surface; la pression baisse. Apparition du faciès zéolite.
- 5 - Le massif se rompt entièrement fixant passage aux séries différenciées non hydrothermalisées.

Pétrographiquement les filons doléritiques hydrothermalisés sont proches des océanites, alors que structuralement ils font partie du système de fractures coniques et radiales développé dans la série alcaline différenciée. Ces dolérites seraient donc issues d'un magma profond dans la croûte océanique et les laves acides en filons seraient issues, elles, d'un petit corps magmatique superficiel (Cf. Chapitre I - 2ème partie).

B - LA DEUXIÈME PÉRIODE DES LAVES DIFFÉRENCIÉES

Elle correspond au remplissage de la caldeira II. Le volume des laves émises est très faible; celles-ci sont venues combler les dépressions du plateau de Belouve et de la plaine des Marsouins et se sont échappées par les vallées de Takamaka ou la sortie de Salazie (Cap Picard, Ilet Morin, Bonnet d'Evêque) (Fig.69). Le centre d'activité principal se situe au niveau du sommet actuel. Deux cratères importants ont dû fonctionner à l'aplomb du Rond du Bras Rouge vers lesquels converge un système très dense de fissures et dykes radiaux accompagnés également d'intrusions concentriques à pendage interne très fort de 80°. La plaine des Marsouins est hérissée de cônes aux formes fraîches témoignant d'une activité secondaire importante (carte h.t.). A l'extérieur même de la caldeira II la fissure éruptive des Deux Mamelles (Fig 69 et carte h.t.) est le seul témoin d'une activité peu développée. Les laves émises sont essentiellement des benmoréites de couleur gris-clair, légèrement porphyriques ainsi que quelques hawaïtes et mugéarites terminales (NATIVEL 1978).

Les formations pyroclastiques de la crête des Orangers (Mafate - Fig.69) dateraient de cette période. Elles reposent, en effet, dans le fond d'une paléovallée creusée dans près de 1000 m de formations volcaniques, et sont donc bien postérieures aux brèches du Brûlé de St Paul (Fig.11- Chapitre 1, p. 35). Leur matrice cendreuse, indurée, englobe des éléments centimétriques à métriques d'hawaïte-mugéarite et benmoréite et les lits sont entrecoupés de passées plus scoriacées rouges contenant parfois quelques bombes. Ces formations, bien canalisées et dont la pente des strates est visible par endroit, proviendraient d'un point de sortie situé entre le Pic-Maïdo et la Crête des Orangers (Fig.69).

L'âge des laves du Plateau de Belouve est compris entre 0,070 M.a. et 0,056 M.a. (Mc DOUGALL 1971, GILLOT in NATIVEL, 1978). La phase terminale du Piton des Neiges est très explosive, produisant des scories et bombes en fuseau à proximité du sommet.

Les sources thermominérales, derniers témoins de l'activité du volcan, s'alignent sur les fractures majeures, notamment sur la zone N 30 (Bras Rouge, thermes de Cilaos - Rivière du Mât).

CONCLUSION

Les laves alcalines différenciées des hawaïtes aux trachytes (0,350 à 0,050 M.a.), qui viennent coiffer le bouclier primitif ont un volume relativement important : 1/5 du massif. Leurs dynamismes s'expriment sous forme de coulées hawaïennes entrecoupées de nombreuses phases d'activité explosive dont la signification structurale est problématique : sont-elles liées aux anciennes zones d'extension du bouclier primitif ou bien proviennent-elles des failles bordières de la caldeira II ? Cette deuxième solution cadrerait mieux avec le contexte structural général. L'appareil principal, centré sur le Rond du Bras Rouge, est accompagné d'un autre cratère de réelle importance : le Piton d'Enchain.

La série alcaline différenciée du Piton des Neiges s'est mise en place au cours de deux périodes d'activité séparées par un événement structural majeur : une caldeira II datée de la fin des mugéarites (0,070 M.a.). L'existence de cette structure au sein de la série alcaline marque la différence primordiale entre les volcans hawaïens et réunionnais. Il s'agit d'une série d'effondrements circulaires abaissant la partie centrale du volcan par gradins successifs. Le pendage centripète des strates du Piton d'Enchain et du Nez de Boeuf s'interprète alors comme un rebroussement des couches du bloc effondré au contact des failles bordières mais ce schéma ne se généralise pas sur tout le pourtour de la structure. Cette dernière est soulignée, en partie, par un système d'intrusions coniques (les cones-cheets) accompagné de dykes à disposition radiaire. Deux venues magmatiques distinctes ont emprunté ce double réseau concentrique et radial :

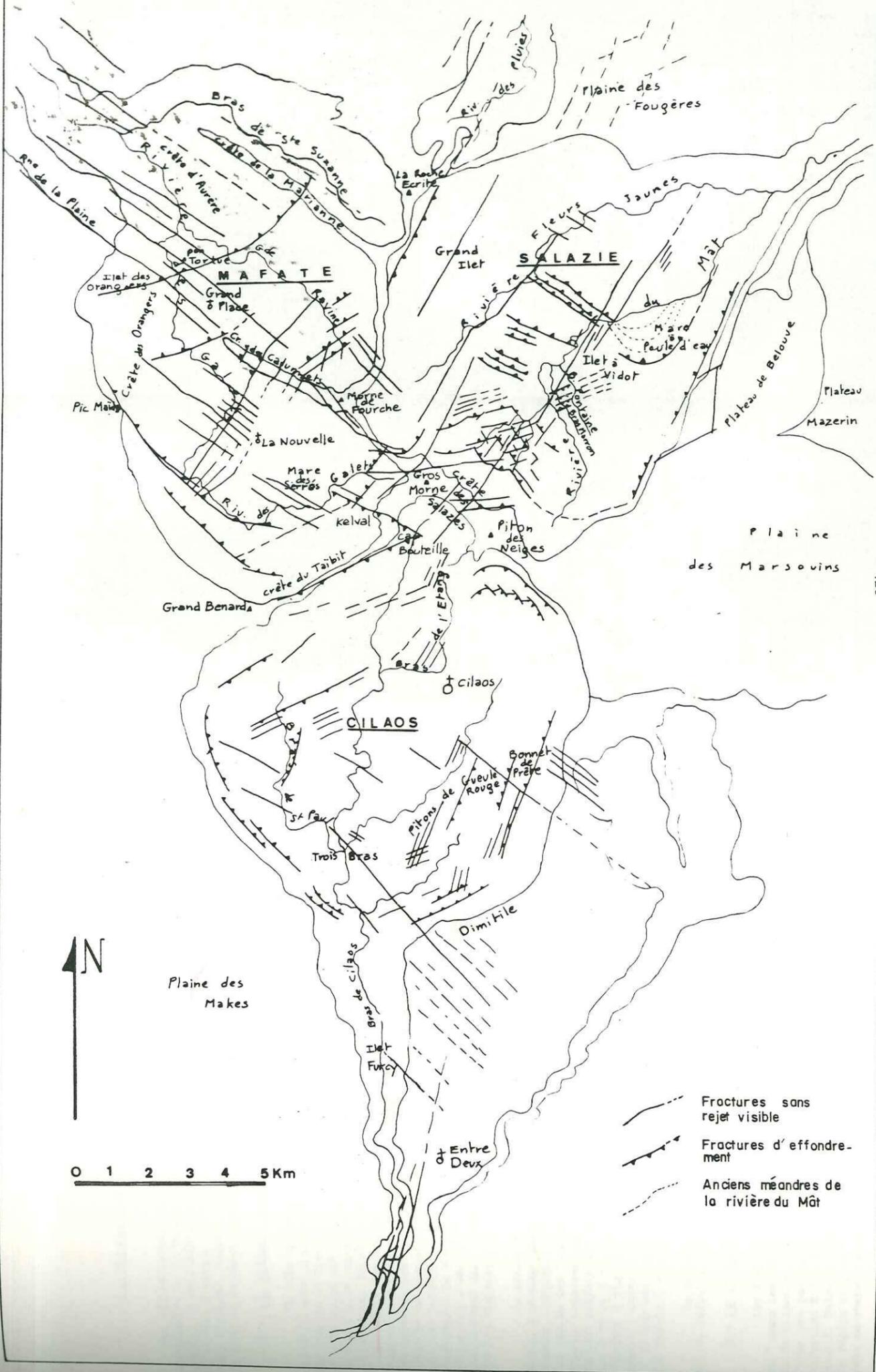
- des dolérites hydrothermalisées à faciès de métamorphisme de faible degré mais H.P. : prehnite, pumpellyite. Ces dolérites et les fluides minéralisateurs montés le long des fissures seraient le témoin de l'activité ultime de la chambre magmatique du bouclier d'océanites et de basaltes à olivine.

- des trachytes et comendites qui proviendraient d'une chambre superficielle.

La contemporanéité des montées basaltiques (dolérites) et des laves très différenciées (trachytes - comendites) à l'intérieur et sur le pourtour de la caldeira ne pourrait se produire que si les laves différenciées sont issues d'une chambre magmatique de faible volume, comme ce qui a été suggéré à Medicine Lake Highland (HEIKEN, 1978).

Durant cette période des laves alcalines, l'activité du rift N 120 est très réduite et s'est déplacée vers le S.E. donnant naissance au Piton de la Fournaise. Cependant, dans Salazie, un réseau dense de filons a emprunté cette zone d'extension; mais la direction des intrusions est perturbée par un système de failles combinées, N30 et N 70, décrochantes à coulissage dextre; il en résulte, en plan, une torsion des filons N 120, phénomène déjà observé au temps des intrusions dans les brèches primitives. Sur ce rift à activité réduite, se placent les appareils de la Roche Ecrite et du Piton d'Enchain. Ce dernier possède une position structurale fort complexe ; il se situe à la croisée des directions N 120 - N 30, il pourrait résulter de l'ouverture d'une fracture d'extension N 70, enfin il marque la limite de la Caldeira expliquant de façon satisfaisante la présence des brèches pyroclastiques et le basculement des couches (deuxième partie - chapitre I, p.100).

Fig.70 - TECTONIQUE TARDIVE - FORMATION DES CIRQUES



CHAPITRE IV

LA TECTONIQUE TARDIVE - LA FORMATION DES CIRQUES

Des effondrements tardifs importants, d'origine *tectonique non volcanique*, sont responsables de la formation des cirques. Ils résultent de la conjugaison de failles normales et antithétiques guidées par les trois directions principales de faiblesse du volcan, à savoir : N 120 - N 30 et N 70. Ces directions délimitent des compartiments abaissés, tassés : *les flets*. Dans les trois cirques cette tectonique tardive est mise en évidence par de nombreuses observations (Fig. 70 et carte h.t.).

A - LE CIRQUE DE MAFATE

De très nombreuses fractures de direction N 120 à N 130 découpent le cirque, se parallélisant aux crêtes principales (Calumets-Aurère-Marianne). Une de ces fractures limite le flanc S.W. du cirque entre le Pic Maïdo et le Grand Bénard. Au Pic Maïdo, le rejet est faible (10 m ou plus). Au Grand Bénard il n'est pas connu mais semblerait plus important. Toutes une série d'accidents N 125 affecte les flancs de la rivière des Galets entre la Nouvelle et la crête des Calumets. En photo aérienne, les failles se prolongent au SE (Mare des Serrés) et au NW (crête des Orangers et Ravine de la plaine à l'extérieur du cirque). Un réseau très dense de fractures hache littéralement la zone comprise entre la Crête des Calumets et la Crête d'Aurère et découpe la région de Grand Place et le Piton Tortue affectant *les anciennes terrasses alluviales perchées* à 500 m d'altitude. Ces observations *spectaculaires* peuvent être faites depuis le chemin tracé vers 800 m dans le flanc NW du cirque et longeant la canalisation d'eau reliant les Orangers à la sortie des Galets. Vers le SE ces accidents se poursuivent dans le Morne de Fourche, le Gros Morne et la crête des Salazes. Vers le NW les fractures sont à l'origine de l'exutoire du cirque.

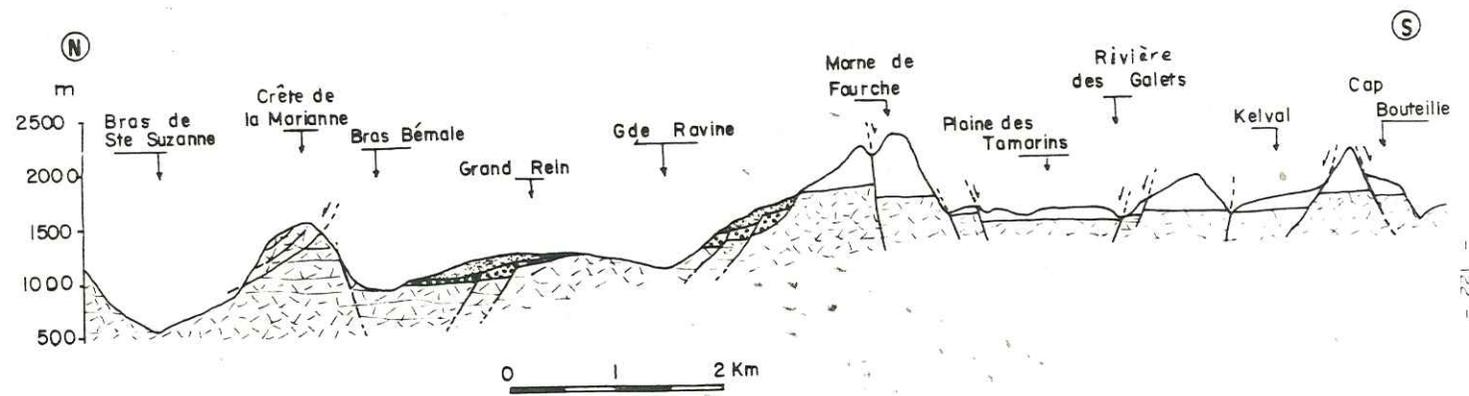
Le réseau N 30 est également bien développé sous forme de failles normales (toutes à pendage NW) abaissant le massif par gradins successifs vers le NW. Ces accidents, conjugués avec les fractures N 120, sont responsables de l'affaissement de la plaine des Tamarins (Fig. 71). Les crêtes des Calumets et du Grand Rein sont recoupées transversalement par des fractures NE-SW ayant joué à différentes époques, affectant *parfois des séries détritiques*. Un accident important, de direction ondulante entre N 70 et N 30, visible en photo aérienne traverse le Nord du Cirque dans toute sa largeur (Fig. 70). Sur le terrain il serait jalonné par la cascade de l'Ilet des Orangers (cette source n'est pas conforme au sens des couches qui plongent vers le NW) et par une cassure dans la crête de la Marianne visible depuis le sommet de la Roche Ecrite (Fig. 70 et 71).

La direction N 70, peu développée dans ce cirque, est soulignée par la crête du Taïbit vraisemblablement d'origine tectonique.

B - LE CIRQUE DE CILAOS

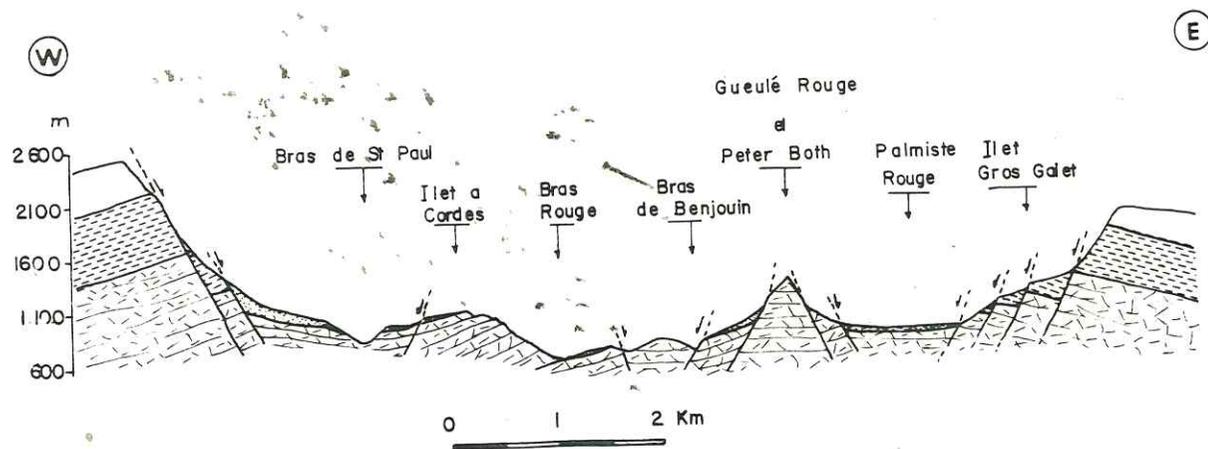
Les fractures N 120 à N 140 se manifestent par de véritables " coups de sabre " dans les séries détritiques. Quelques plans de faille sont mesurables sur la route de Cilaos et dans le secteur des Trois Bras. Ces cassures auraient déterminé la forme des parois SW et NE du cirque. En photo aérienne, des traits morphologiques de direction N 125 se retrouvent dans les pentes externes sud (Dimitile - Entre Deux) du massif. Malheureusement, les difficultés d'accès et la végétation très dense dans cette région ne permettent pas de déceler au sol la présence de fractures. Seul, un panneau de roche abaissé vers le sud, dans la rive gauche du Bras de Cilaos au niveau

Fig.71 - TECTONIQUE TARDIVE - COUPE DU CIRQUE DE MAFATE



- | | | | | | | | | | |
|---|-----------|----------------------|---|--|------------|--|----------|--|-----------------------------------|
| <table border="1" style="border-collapse: collapse; width: 20px; height: 20px;"> <tr><td style="text-align: center;">1</td><td style="background-color: #cccccc;"></td></tr> <tr><td style="text-align: center;">2</td><td style="background-color: #e0e0e0;"></td></tr> </table> | 1 | | 2 | | Détritique | | 1 récent | | 2 contemporain de la fracturation |
| 1 | | | | | | | | | |
| 2 | | | | | | | | | |
| <table border="1" style="border-collapse: collapse; width: 20px; height: 10px;"> <tr><td style="background-color: #ffffff;"></td></tr> </table> | | Séries différenciées | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| <table border="1" style="border-collapse: collapse; width: 20px; height: 10px;"> <tr><td style="background-image: linear-gradient(to right, #ccc 1px, transparent 1px); background-size: 4px 4px;"></td></tr> </table> | | Océanites | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| | Fractures | | | | | | | | |

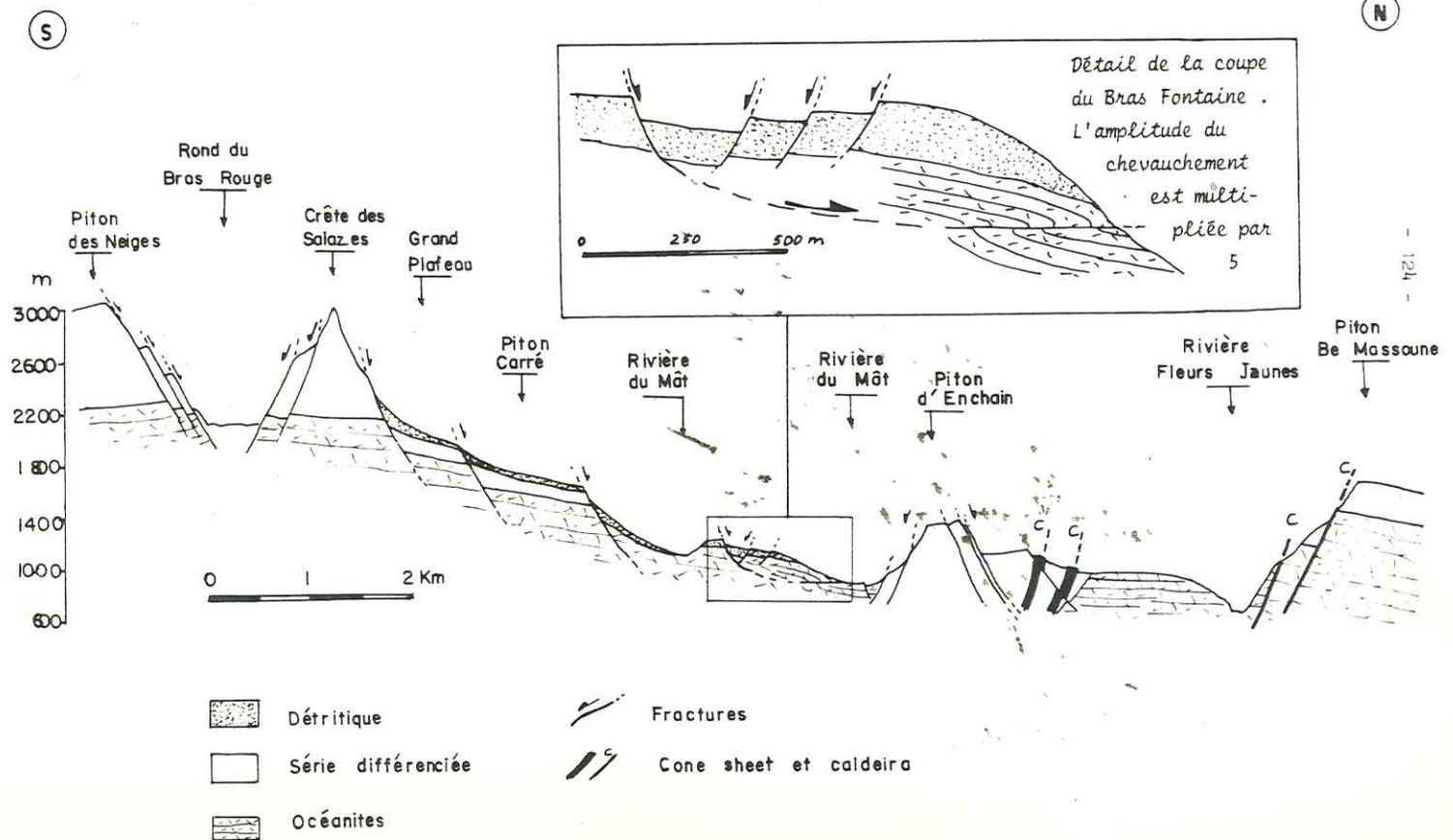
Fig.72 - TECTONIQUE TARDIVE - COUPE DU CIRQUE DE CILAOIS



-  Déritique
-  Séries différenciées
-  Océanites saines
-  " " zéolitisées
-  Fractures

Fig.74 - TECTONIQUE TARDIVE - COUPE DU CIRQUE DE SALAZIE

Réseau des failles normales et antithétiques ; c'est une seconde hypothèse pour expliquer le basculement des structures du Piton d'Enchain.



de l'Ilet Furcy, apporterait une signification structurale à ces directions bien visibles sur photos aériennes.

Les fractures N 30 sont responsables de l'abaissement des flancs des Pitons de Gueulé Rouge et du Bonnet de Prêtre. Quelques plans de failles affectant les *terrains en place ou détritiques*, sont visibles en différents points du cirque : les Trois Bras, Bras de l'Étang. A la pointe de l'Entre Deux, les formations pyroclastiques différenciées sont découpées par des accidents N 20 à N 40. Il est à noter que la grande faille passant à proximité du Bonnet de Prêtre, et notée N 180 sur la carte de BILLARD (1975), appartiendrait plutôt à ce système N 30.

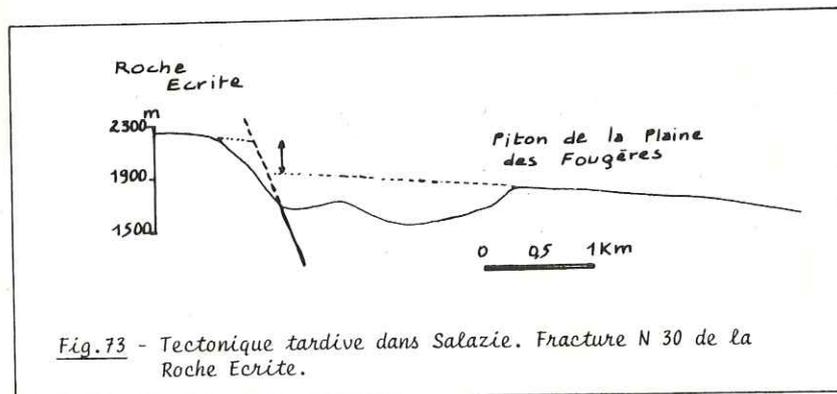
Le réseau N 70 est le mieux développé. Il est guidé par les intrusions anciennes et ressort de façon spectaculaire en photo aérienne. Des plans de failles ou des panneaux effondrés attestent de sa présence sur le terrain (secteur amont du Bras de St Paul).

Tous ces accidents délimitent, comme dans Mafate, des blocs basculés ou tassés : *les îlets*. Une coupe du cirque, effectuée depuis le relais de télévision de la plaine des Makes, montre l'agencement des différents panneaux ou des îlets les uns par rapport aux autres (Fig. 72).

C - LE CIRQUE DE SALAZIE

C'est dans Salazie que la tectonique tardive est la plus explicite et la plus spectaculaire. De longues fractures N 30, guidées par les structures anciennes, traversent le cirque de part en part. L'une d'elles, responsable de l'abaissement de Grand Ilet (Fig. 70), passe par la cheminée d'alimentation de la Roche Ecrite.

En effet, au Sud de ce culot affleurent des brèches primitives de remaniement, à blocs de basalte à olivine zéolitisé, et au Nord se trouvent des tufs soudés, clairs, à éléments de basalte leucocrate de la phase différenciée (carte h.t.) et indépendant de la dalle de la Roche Ecrite. Cet accident abaisse le Piton de la Plaine des Fougères de 300 m par rapport au plateau de la Roche Ecrite (Fig. 73).



Au pied des Salazes, la conjugaison des directions N 30 - N 70 et N 120 a déterminé une mosaïque de petits blocs abaissés par gradins successifs jusqu'au centre du cirque (Fig. 70 et 74). La crête située à l'ouest de l'Ilet à Vidot, entre le Bras Fontaine et le Bras Marron, présente un ensemble de panneaux basculés par le jeu de failles normales et antithétiques N 70. Le même mouvement serait responsable de la faille horizontale accompagnée de crochons, observée en rive droite de la rivière du Mât, 30 m en aval de la passerelle (Fig 74 et cartouche).

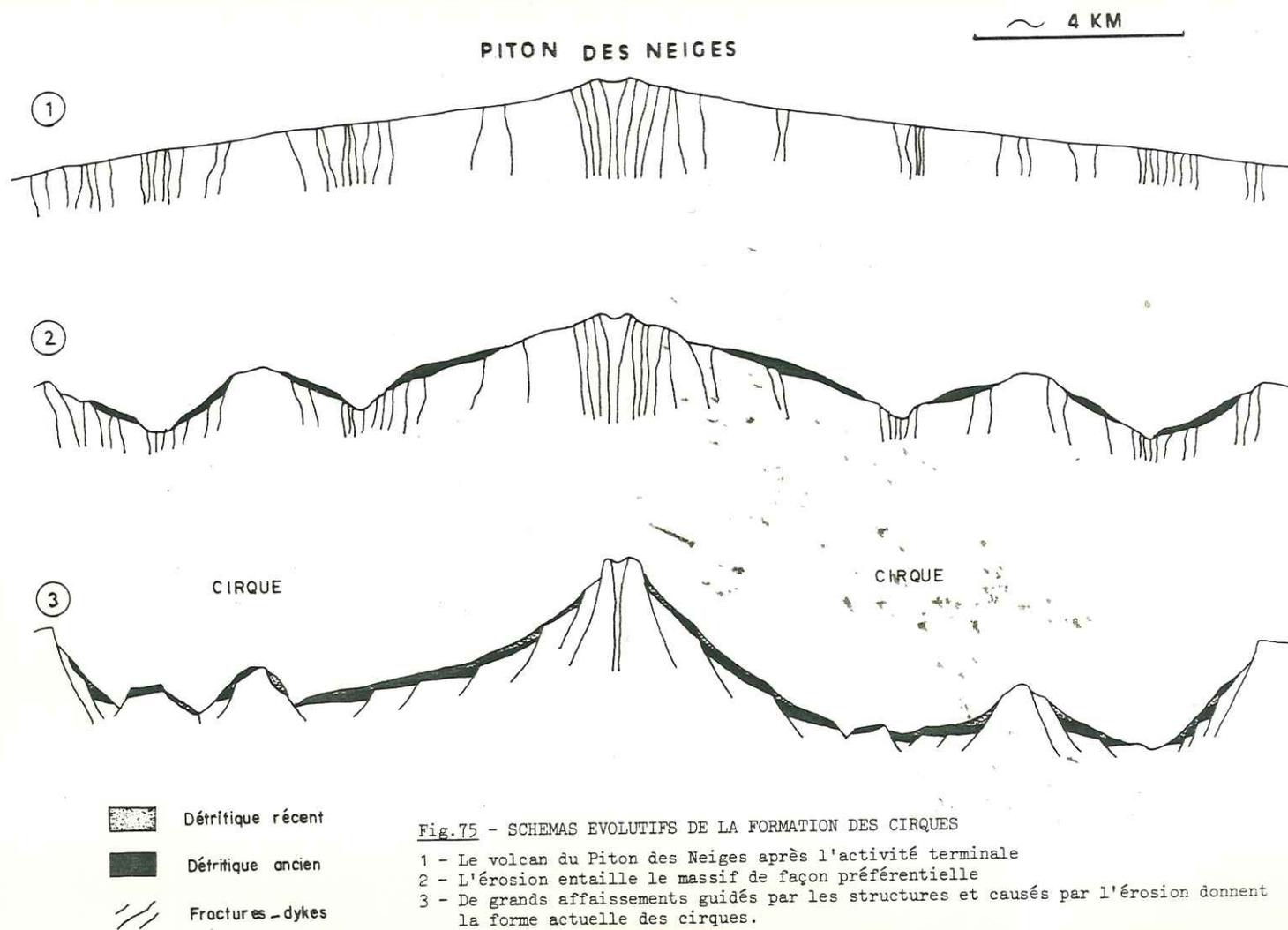


Fig. 75 - SCHEMAS EVOLUTIFS DE LA FORMATION DES CIRQUES

- 1 - Le volcan du Piton des Neiges après l'activité terminale
- 2 - L'érosion entaille le massif de façon préférentielle
- 3 - De grands affaissements guidés par les structures et causés par l'érosion donnent la forme actuelle des cirques.

Ce mini-chevauchement (décamétrique) affecte l'empilement de sills encaissant le massif de gabbro lité.

Un système de fractures N 120, toutes à pendage NE, découpe le Piton d'Enchain (Fig. 74). De très beaux plans de faille sont d'ailleurs visibles dans le fond des rivières du Mât et Fleurs Jaunes. Donc, dans un contexte d'effondrement général du cirque, il existerait là une deuxième hypothèse pour expliquer le basculement des couches du Piton d'Enchain (la première étant celle du rebord de caldeira Cf. Chapitre III p.100).

Les structures courbes de la Mare à Poule d'eau ne seraient pas toutes d'origine tectonique. La falaise externe limite très vraisemblablement un effondrement au sein des formations détritiques; les autres monticules en arc de cercle seraient les témoins d'anciens méandres de la rivière du Mât (Fig.70).

CONCLUSION

Pour mieux comprendre ces phénomènes d'affaissement, il est à noter trois faits importants :

- les fractures affectent aussi bien les roches en place que les formations détritiques.

- on ne peut pas envisager le tassement de tout l'édifice après vidange de la chambre magmatique. En effet, les laves terminales du Piton des Neiges (Post-caldeira II) sont trop faibles en volume pour permettre un nouvel effondrement.

- le massif n'est plus en régime d'extension, l'activité volcanique étant arrêtée.

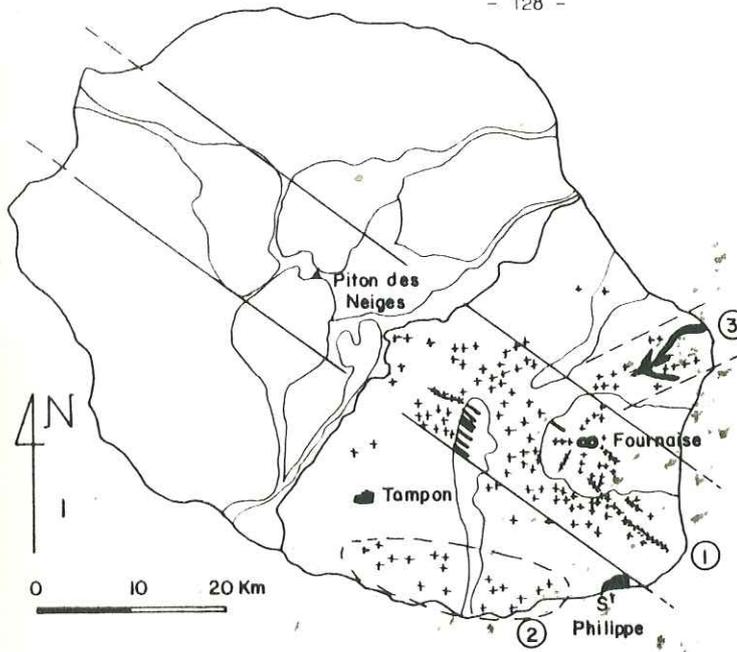
Ces trois observations conduisent à rechercher une origine morpho-tectonique aux cirques. Les effondrements sont guidés par les fractures et causés par l'érosion. Ce phénomène est résumé sur la figure 75 qui schématise la formation d'un cirque :

1 - Dans un premier temps existe un volcan éteint, criblé d'intrusions et de fractures qui découpent des blocs, stables à ce stade.

2 - L'érosion entaille le massif de façon préférentielle (guidée par les structures). Ce phénomène est d'ailleurs vérifié tout au long de l'histoire du Piton des Neiges. Les produits sont évacués par les exutoires naissant des 3 cirques.

3 - Par appel au vide, les blocs découpés dès l'origine s'effondrent et se tassent en direction des fonds ménagés par l'érosion.

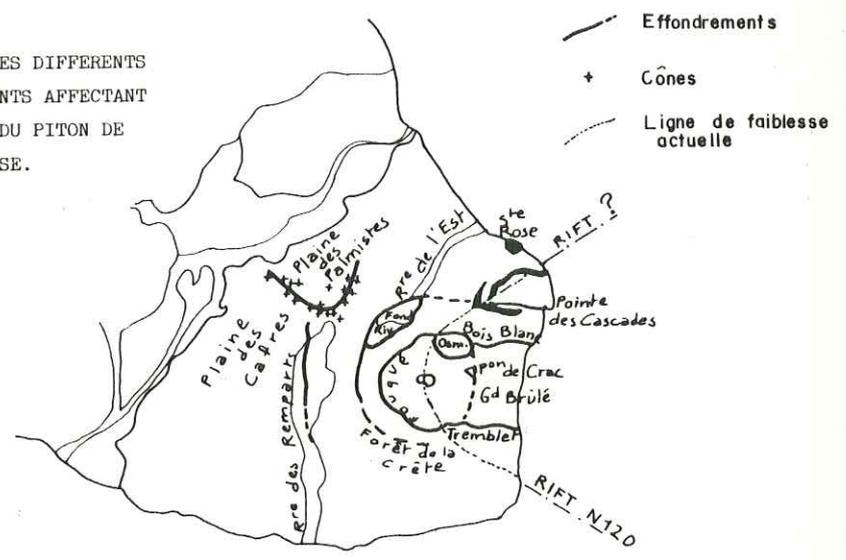
Ce schéma concilie donc les hypothèses sur une origine structurale ou érosive pour la formation des cirques.



- + Cônes adventifs
- Fissures éruptives
- Couléées d'Avril 1977
- /// Dykes
- ① Rift zone N120
- ② zone d'activité WNW-E
- ③ " " " NE-SW

Fig.76 - LES ZONES D'ACTIVITE MAJEURES DU MASSIF DU PITON DE LA FOURNAISE.

Fig.77 - LES DIFFERENTS EFFONDREMENTS AFFECTANT LE MASSIF DU PITON DE LA FOURNAISE.



- Effondrements
- + Cônes
- Ligne de faiblesse actuelle

CHAPITRE V

UN PETIT MOT SUR LE MASSIF DU PITON DE LA FOURNAISE

(Pour servir à la compréhension de l'homogénéité structurale de l'Ile de la Réunion)

Le volcan de la Fournaise a pris naissance au début de la période des laves alcalines différenciées dans le prolongement du rift N 120 (Chapitre III, p. 92). Mise à part une coupe effectuée en amont de la rivière des Remparts où les filons du premier massif de la Fournaise possèdent cette direction, ce volcan n'a fait l'objet d'aucune étude structurale de ma part lors de ce travail; néanmoins, à la suite d'un examen rapide du massif et en accord avec P. BACHELERY (comm. orale et thèse 3ème cycle à paraître) quelques constatations ressortent clairement .

A - UNE DIRECTION N 120 PRIVILÉGIÉE

L'examen des cartes géologiques de BUSSIERE (1965) ou de BILLARD (1975) fait apparaître clairement que la majeure partie de l'activité de ce massif, matérialisée par de nombreux cônes adventifs, s'est manifestée dans une zone allongée de direction N 120, pouvant ainsi témoigner de la migration de l'activité du rift du Piton des Neiges sous le massif de la Fournaise (Fig. 76 et carte h.t.).

Une deuxième zone, jalonnée de points de sortie, se détache nettement dans le Sud de l'île entre St Philippe et Le Tampon. Sa position et son origine sont énigmatiques.

Enfin il existerait une troisième zone de faiblesse orientée NE-SW entre le Rempart du Bois Blanc et le secteur de Ste Rose et actuellement toujours active puisqu'elle a fonctionné récemment (Avril 1977). Son comportement serait celui d'une " rift zone " (KIEFFER et al., 1977). Sur un profil magnétique au sol, LENAT et TRICOT (1979) détectent l'existence d'anomalies de grandes longueurs d'ondes au niveau de cette région, mais, les perturbations d'origine superficielle étant trop intenses, ils ne peuvent en donner aucune interprétation.

B - LES EFFONDREMENTS

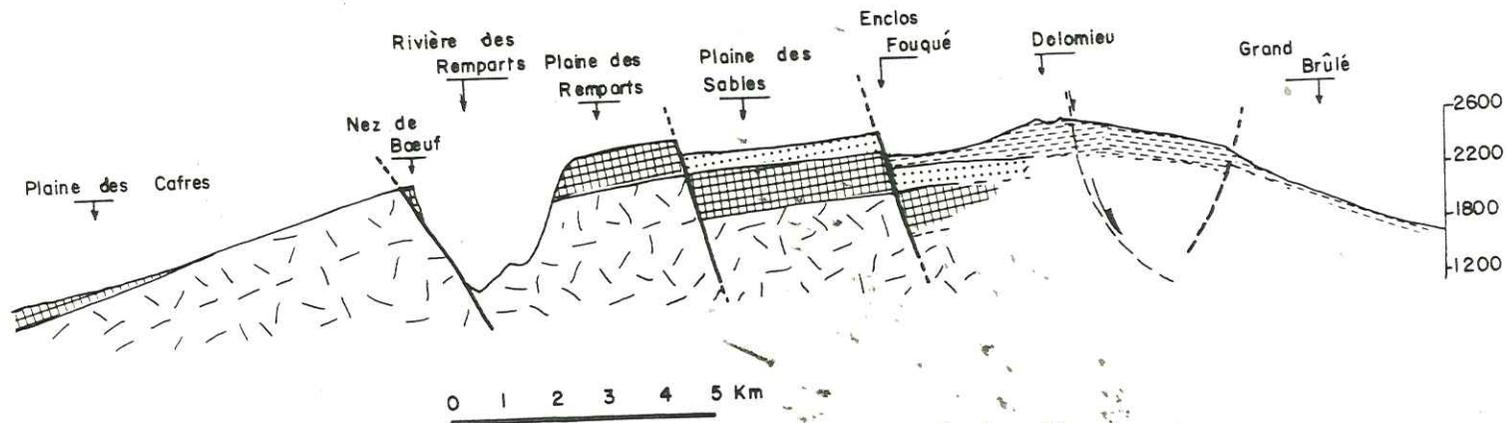
Des considérations morphologiques amènent à penser que 3 caldeiras se sont succédées au Piton de la Fournaise séparant ainsi 4 périodes d'activité, différentes de celles de BILLARD (1975) (Fig. 77, 78 et carte h.t.).

<u>BILLARD (1975)</u>	<u>BACHELERY et CHEVALLIER (entretiens oraux, 1979)</u>
. Phase V actuelle	. Phase IV Caldeira de l'Enclos Fouqué
. Phase IV (0,180 à 0,020 M.a.)	. Phase III Caldeira de la rivière de l'Est
	. Phase II Caldeira de la rivière des Remparts
. Phase III ₁ et III ₂	. Phase I

Fig.78 - LES PHASES D'ACTIVITE DU MASSIF DU PITON DE LA FOURNAISE (EN ACCORD AVEC P. BACHELERY)
 - COUPE INTERPRETATIVE -

NW

SE



-  Phase IV
-  " " III
-  " " II
-  " " I

 Effondrements
 Ligne de faiblesse actuelle

1 - Dans le secteur amont de la *rivière des Remparts* quelques fractures N 170 attestent la présence d'un accident majeur. Au Nord et au Sud les limites de cette structure se perdent.

2 - Le rempart de la *rivière de l'Est* et de la *plaine des Sables* se relie-rait à celui de la *Pointe des Cascades* et à la rupture de pente de la *Forêt de la Crête*. Cette caldeira est accompagnée d'un petit effondrement d'ordre mineur : le *Fond de la Rivière de l'Est*.

3 - La fin de la phase III (phase IV de BILLARD) est marquée par un nouvel effondrement du sommet du massif. La limite ouest de ce dernier correspond à l'*Enclos Pouqué* et cette limite est supposée passer par le *Piton de Crac*.

Etudiant l'éruption d'Avril 1977, KIEFFER et al. (1977) définissent une zone de faiblesse en arc de cercle en liaison avec une nouvelle caldeira et le déplacement de l'activité de la Fournaise d'Ouest en Est (différence de la migration le long du rift N 120). Ce déplacement s'expliquerait par le glissement vers la mer de la partie du volcan comprise entre les remparts de Bois Blanc et du Tremblet (VINCENT et KIEFFER, 1977) (Fig. 78). En fait, ce glissement, délimité par les " rifts zones " N 120 et NE-SW, n'est pas sans rappeler ceux qui affectent le flanc sud des rifts du Kilauea sur l'île d'Hawaï (MOORE et KRIVOY, 1964). Selon BACHELERY (comm.orale) ces glissements seraient à l'origine de la rupture de pente du Grand Brûlé. Le même phénomène se serait produit pour la dépression à fond plat de la *Plaine des Palmistes* placée sur le flanc NE du rift N 120. Les limites de cet effondrement sont d'ailleurs jalonnées de nombreux points de sortie (Fig. 77).

Cette approche très schématique des structures de la Fournaise montrerait que *l'activité du volcan est guidée par le rift N 120 et qu'il existe bien une homogénéité volcano-structurale pour l'île de la Réunion*. Sur la Fournaise actuelle deux systèmes de fracturation (N 120 et NE-SW) délimitent ce qui pourrait être une nouvelle caldeira fonctionnant à la manière d'un glissement vers la mer et donnant ainsi l'impression d'une migration du volcanisme vers l'Est (Fig. 79).

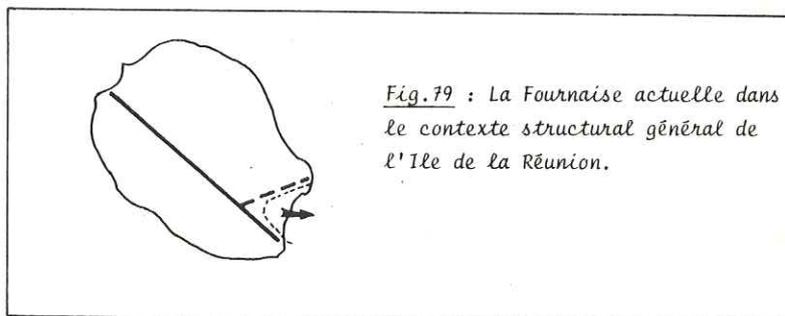
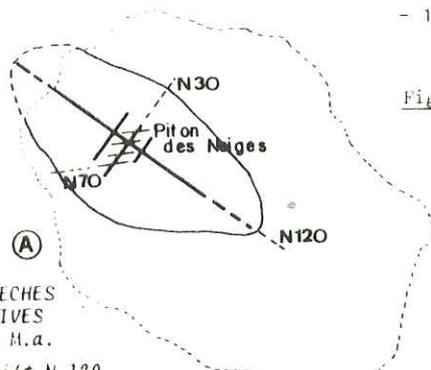
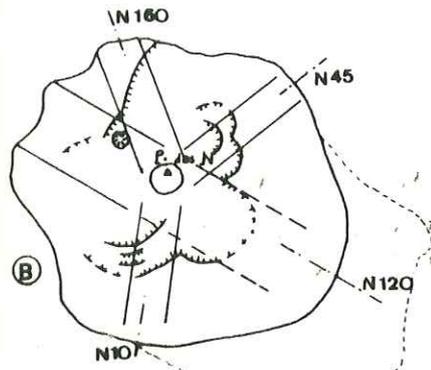


Fig. 80 - LES DIFFERENTS STADES STRUCTURAUX DE L'EDIFICATION DU PITON DES NEIGES



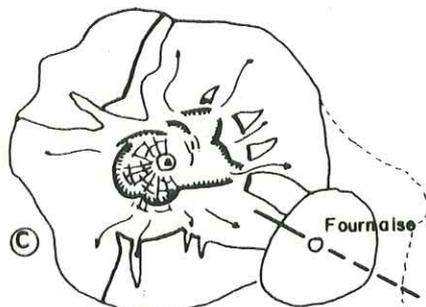
LES BRECHES PRIMITIVES
2,1 M.a.

- . le rift N 120
- . fractures N 30 et N 70 en décrochement dextre



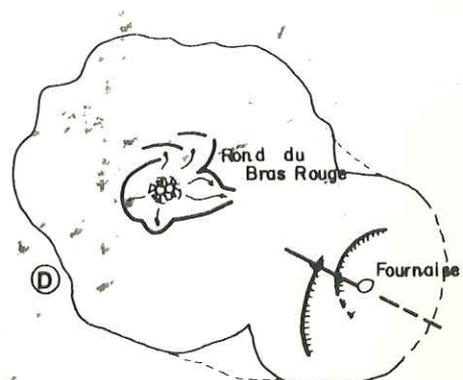
LE BOUCLIER PRIMITIF
2,1 - 0,430 M.a.

- . le gonflement : fissures radiales
- . l'affaissement : caldeira I polylobée
- . le rift N 120 est toujours actif



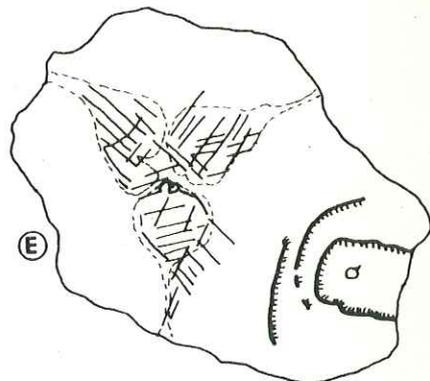
LA 1ère PERIODE DES LAVES DIFFERENCIEES
0,350 - 0,070 M.a.

- . Dykes concentriques et radiaux
- . La caldeira II
- . Migration de l'activité du rift sous la Fournaise



LA 2ème PERIODE DES LAVES DIFFERENCIEES
0,070 - 0,050 M.a.

- . remplissage de la caldeira II
- . petit système concentrique et radial



FORMATION DES CIRQUES
Morpho-tectonique

CONCLUSIONS SUR L'ÉVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

Le massif du Piton des Neiges a connu, au cours de son édification et depuis son émergence, des épisodes volcano-tectoniques très variés. Grâce à l'érosion intense du cœur du volcan, l'analyse des différents stades d'évolution est possible et en fait apparaît cinq (Fig. 80) dont quatre sont d'origine volcano-structurale, en relation étroite avec les différentes séries pétrographiques et le cinquième, d'origine morpho-tectonique correspond à la formation des cirques. De nombreuses conclusions peuvent être tirées de cette analyse :

1- La ligne structurale majeure du Piton des Neiges et de l'île de la Réunion est le *rift hawaïen N 120*. Il fonctionne intensément durant l'édification du bouclier primitif d'océanites. Au temps des basaltes alcalins différenciés son activité est très réduite et a migré vers le Piton de la Fournaise. Cette direction est accompagnée d'une *deuxième zone de faiblesse N 30*. A la croisée de ces deux directions se situe le Piton des Neiges. Des fissures d'extension N 70 se placent en échelon le long de N 30. Ce système de fractures N 30 et N 70 joue *encisaillement dextre* perturbant le réseau de filons N 120.

2- La série des brèches primitives, formée d'un empilement de coulées en tube, brèches pyroclastiques émises dans un milieu riche en eau, passées scoriacées rubéfiées aériennes et coulées boueuses, représente le *stade d'émergence de l'île* et correspond à une alternance d'émissions aériennes et phréatomagmatiques au contact de la nappe d'eau marine ou d'eau météorologique piégée au sein des coulées.

3- Mis à part le volcan terminal du Rond du Bras Rouge ayant émis les laves de natures benmoréitiques, trois systèmes extensifs ont accompagné les gonflements et affaissements du massif.

a) Les brèches primitives (antérieures à 2 M.a.). C'est au sein de cette série que l'agencement des directions N 120 - N 30 et N 70 est le plus spectaculaire. Ces fractures en coupole ou en cloche se sont formées lors d'*affaissements simples, ou subsidences en chaudron*, du massif et pouvant s'accompagner en surface d'un effondrement (extrémité Sud de la chaîne des Pitons de Gueulé Rouge) (Fig. 80 A).

b) Les océanites récentes (2,1 M.a à 0,430 M.a.) Le système distensif est formé *uniquement de fissures radiales* agencées en 4 zones : N 120 (le rift), N 160, N 45 et N 10 convergeant vers un appareil central. Aucun cone-sheet (ou fracture conique à pendage interne) n'accompagne le gonflement du bouclier primitif (Fig. 80). La caldeira qui couronne l'édifice (caldeira I), en fin d'activité, est une vaste structure (30 km), polylobée, très complexe de forme et dont les failles bordières n'ont pas joué avec la même amplitude. Le mécanisme de formation de cette caldeira est identique à celui des caldeiras sommitales hawaïennes (cf. 2ème partie - Chapitre I).

c) Les laves alcalines différenciées (0,350 M.a. - 0,050 M.a.). L'activité du rift est très réduite et uniquement matérialisée dans Salazie. Le système concentrique et radial est bien développé. La direction N 30, passant par le Piton des Neiges, est prépondérante et s'accompagne dans Salazie de fractures d'extension N 70. Ce système joue en cisaillement dextre, perturbant les dykes N 120. Les *cones-sheets*, dont les principaux témoins sont les dykes de syénite de Cilaos, jalonnent les bordures externe et interne de la caldeira II. Les failles bordières de cette dernière ont livré passage à différentes coulées pyroclastiques différenciées acides visibles au centre ou sur les flancs du volcan. Le mécanisme de formation de la caldeira II est fondamentalement différent de celui qui est à l'origine de la caldeira I du bouclier primitif d'océanites : dans le premier cas il s'agit d'une caldeira hawaïenne dans le 2ème cas d'une caldeira liée à un cone-sheet. Les laves qui ont

emprunté les cassures concentriques et radiales sont de deux natures :

1 - Les dolérites hydrothermalisées à prehnite - pumpellyite qui représenteraient les dernières venues d'une chambre magmatique profonde datant de la période des océanites.

2 - Les laves différenciées (hawaïtes - trachytes et syénites) sont les *deuxièmes venues* et proviendraient d'un réservoir superficiel très petit à l'origine d'un cone-sheet.

4 - Le Piton d'Enchain. C'est le deuxième appareil de réelle importance de la série alcaline après celui du Gros Morne - Piton des Neiges. Sa position structurale est hybride :

. Il est situé *en bordure de la caldeira II*. Les formations pyroclastiques de cet appareil proviendraient des failles bordières et le basculement des couches correspondrait à un rebroussement des bords du bloc effondré.

. Il est situé *à la croisée des fractures N 120 et N 30*. Il résulterait de l'ouverture d'une fracture d'extension N 70 associée à un cisaillement le long de N 30.

Le basculement de ses couches peut prendre place également à l'époque de la formation des cirques.

5 - L'origine des cirques est *morphotectonique* ; les flets sont des panneaux de roche basculés et tassés dont l'effondrement a été guidé par les fractures découpant le massif mais causé par l'érosion (Fig. 80 E).

Unique au monde, ce volcan intraplaque du domaine océanique dont on peut observer l'agencement interne est très riche d'enseignements; on peut même affirmer qu'il constitue une mine de données dans le domaine de l'analyse structurale et de la tectonique et qu'une grande partie demande encore à être exploitée. En effet, si le canevas de base est posé dans ce mémoire, il reste à faire néanmoins de nombreuses vérifications et à explorer les régions d'accès plus difficile qui, au cours de ces deux campagnes d'un total de cinq mois, n'ont pu être visitées. Ce travail demande des moyens logistiques plus importants que ceux dont nous disposons, tels que l'hélicoptère, afin d'observer de près toutes les parois des cirques riches en fractures, dykes, et contacts de toutes sortes qui souvent ont été cartographiés à la jumelle faute de pouvoir les approcher, et dont les détails nous échappent. Les lits des rivières, très encaissés, recoupés de cascades, aux accès scabreux et où il est dangereux de s'aventurer seul, ne permettent également que des observations discontinues.

C'est dans le cirque de Mafate que le plus gros travail reste à faire, notamment dans la rivière Sainte-Suzanne (secteur Nord). En effet, si Mafate est, pour ma part, le plus beau des trois cirques, il est aussi le plus vaste à parcourir, faute de routes, et le plus accidenté; deux cols à 2000 m (col du Taïbit, depuis Cilaos et Col de Fourche, depuis Salazie) permettent d'y accéder, avec (pour envisager un bon travail) l'équipement nécessaire pour y vivre et y travailler 15 jours. Sur place, même les intempéries ne permettent pas de rebrousser chemin, ni de changer de programme, et la présence d'un accompagnateur dans ces régions ne serait pas superflue. Je passe sous silence les vallées qui entaillent les flancs externes du massif : rivière St Denis, ravine des Patates à Durand, rivière des Pluies, rivière des Marsouins, rivière des Roches etc..., dont chacune demande une journée entière pour être remontée et bien plus pour y travailler.

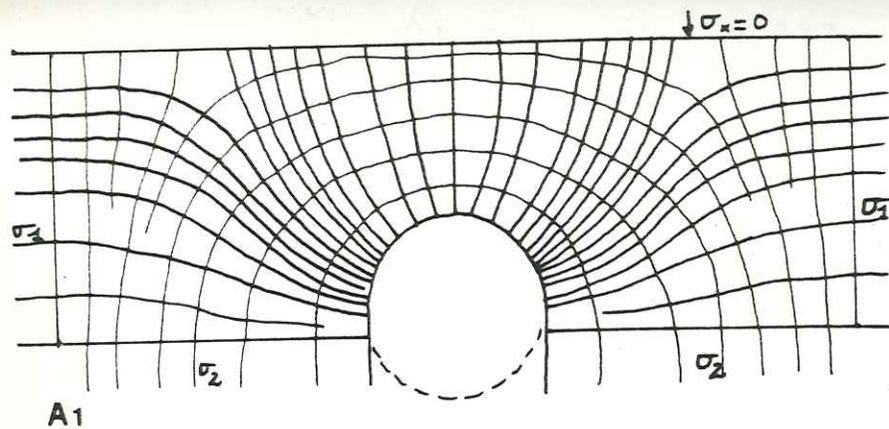
Ceci aboutit à ce qu'en plus d'une aide matérielle ou humaine, il faudrait surtout du temps pour explorer correctement le massif du Piton des Neiges et achever les observations commencées. C'est un vœu qu'il me plairait de voir exaucé.

DEUXIEME PARTIE

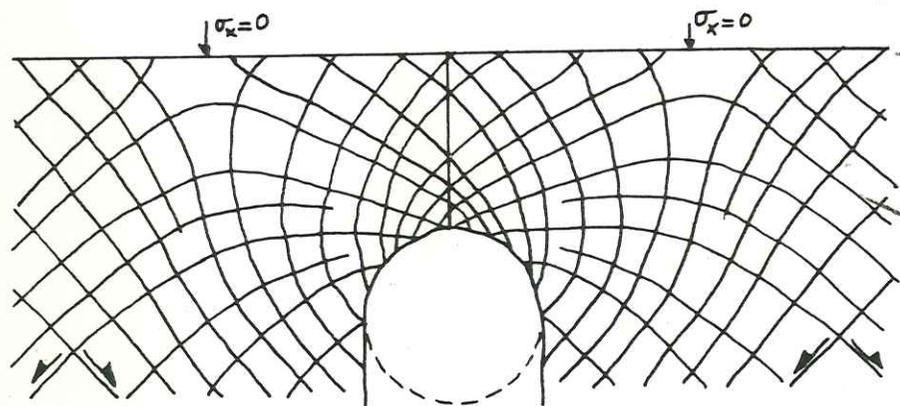
= : = : = : = : = : = : = : =

ESSAI D'INTERPRÉTATION MÉCANIQUE /
DES STRUCTURES DU PITON DES NEIGES :

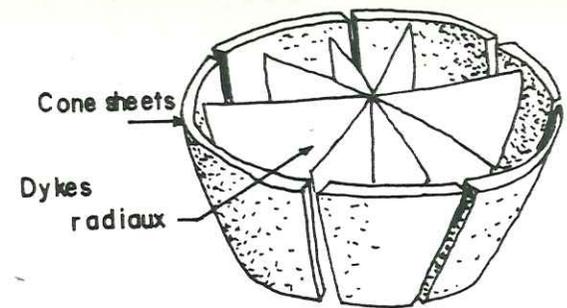
- LES CALDEIRAS
- LES RELATIONS AVEC L'OCÉAN INDIEN OCCIDENTAL



A1



A2



B

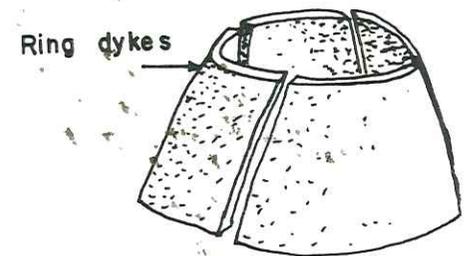


Fig.81 - MECANISME DE FORMATION DES FRACTURES CONCENTRIQUES ET RADIALES

A - Champ des contraintes autour d'une cavité circulaire (d'après ANDERSON in NEWALL et RAST, 1970) - A1 - Contraintes principales ; A2 - Contraintes de cisaillement.

B - Cone sheets, dykes radiaux et ring dykes.

A - LES DIFFÉRENTES HYPOTHÈSES CONCERNANT LA FORMATION DES CALDEIRAS ET DES SYSTÈMES INTRUSIFS ASSOCIÉS (BIBLIOGRAPHIE)

Il est généralement admis après les travaux d'ANDERSON (1936) que les fractures coniques à pendage interne, génératrices de cone sheets, affectant le toit d'un réservoir magmatique, sont des cassures d'extension formées par l'excès de pression du magma sous-jacent (fig.81). Le même mécanisme serait aussi responsable des cassures radiales. Par contre, les fractures circulaires à pendage externe génératrices, elles, de ring-dykes, seraient des cassures de cisaillement dues à la baisse de pression du magma.

Ces systèmes de fractures ont amené les auteurs à avancer deux hypothèses classiques pour la formation des caldeiras, dénommées par SMITH et al. (1961) en terme de (fig.82) :

- "Simple caldera", encore appelée de type "Glen Coe" ou de type "Hawaïen", bien que ce dernier terme soit injustement approprié.
- "Resurgent caldera" ou de type "Valles" (Nouveau Mexique).

A-1- LES CALDEIRAS SIMPLES ET LES RING-DYKES

La théorie classique de formation des caldeiras par simple effondrement fût proposée par CLOUGH et al. (1909) pour expliquer la genèse des ring-dykes de Glen Coe en Ecosse. L'effondrement d'un bloc central de forme cylindrique provoque l'ascension du magma le long des failles bordières verticales et s'exprime ou non en surface par l'apparition d'une caldeira ; ces auteurs définissent ainsi le phénomène de subsidence en chaudron (cauldron subsidence) (fig.83).

Sur le schéma de WILLIAMS (1941), les failles bordières du bloc central sont représentées en profondeur avec un pendage externe à l'image de celles définies mathématiquement par ANDERSON (1936) (fig.81). Sur l'exemple du Kilauea, il suggère que les caldeiras hawaïennes résulteraient de tels affaissements simples en raison de la baisse de pression du magma sous-jacent. En effet, l'effondrement de la partie sommitale des volcans hawaïens s'effectue toujours en fin d'activité du bouclier primitif basaltique. L'enfoncement du bloc central déplacerait un volume équivalent de magma passif, qui alimenterait les ring-dykes. Malheureusement, il n'existe pas de preuves confirmant un tel mécanisme dans les Iles Hawaï. Les dykes sont très peu nombreux le long des fractures limitant les caldeiras, du moins dans les parties dégagées par l'érosion. Les points de sortie y sont également rares, et apparaissent la plupart du temps sans relation structurale avec les failles bordières (Mc DONALD, 1965).

Des structures similaires, mais de moindre ampleur (300 à 600 m de diamètre), ont été décrites sur le Columbia Plateau près d'Odessa, U.S.A. (Mc KEE et STRADLING, 1970 - HODGES, 1978) et interprétées en terme de "sag flow out structures". Ces fractures annulaires à pendage externe résulteraient de l'affaissement de la croûte d'une grosse coulée refroidie en surface et encore

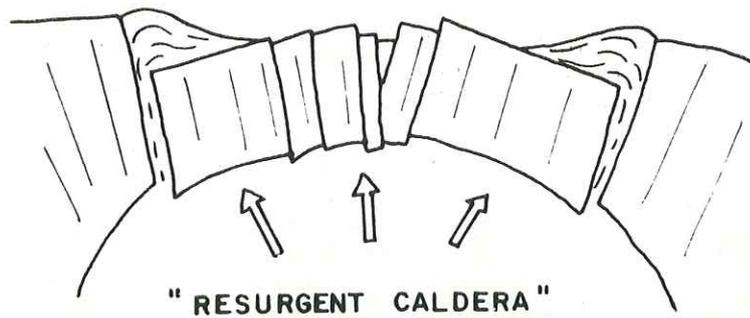
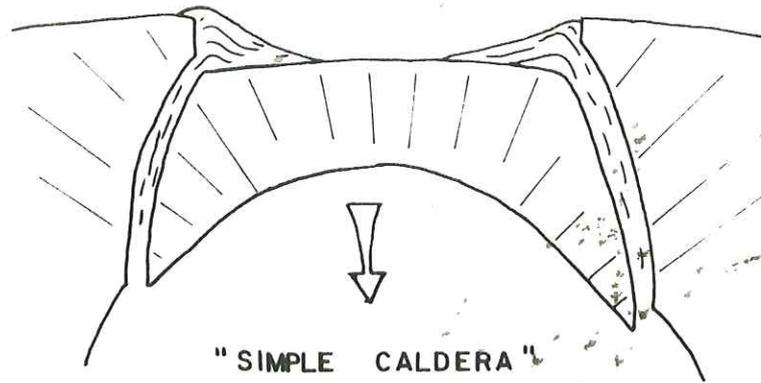


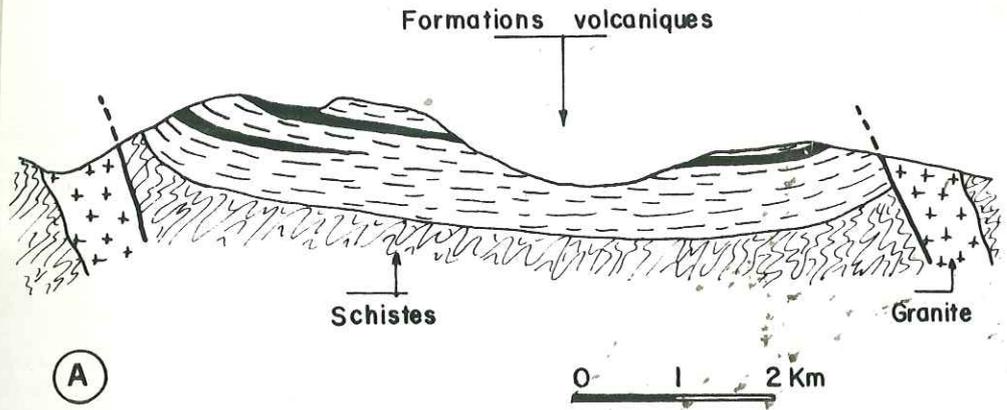
Fig.82 - LES DEUX TYPES DE CALDEIRAS D'APRES SMITH
et al. (1961).

"Simple caldera" : baisse de pression du magma - ring
dykes.

"Resurgent caldera" : magma sous pression - cone sheets.

SW

NE



(B)

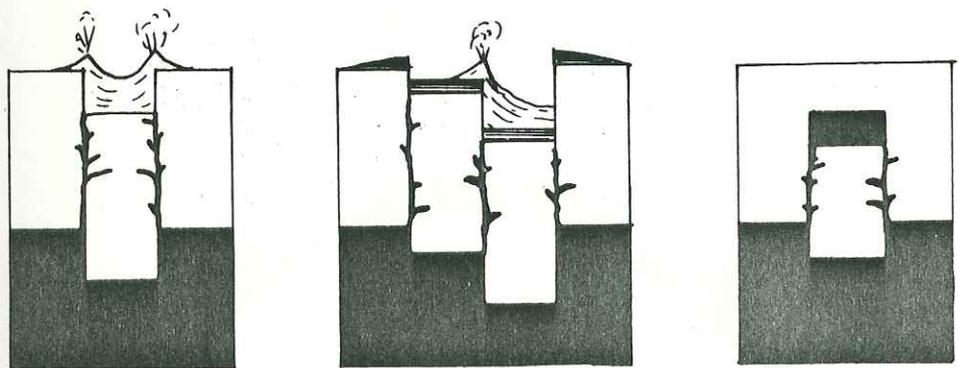


Fig.83 - LES RING DYKES DE GLEN COE (Ecosse) ET LEUR MODE DE MISE EN PLACE PAR SUBSIDENCE EN CHAUDRON (d'après CLOUGH et al., 1909).

A - Coupe schématique du complexe de Glen Coe

B - Schémas illustrant les phénomènes de subsidence en chaudron.

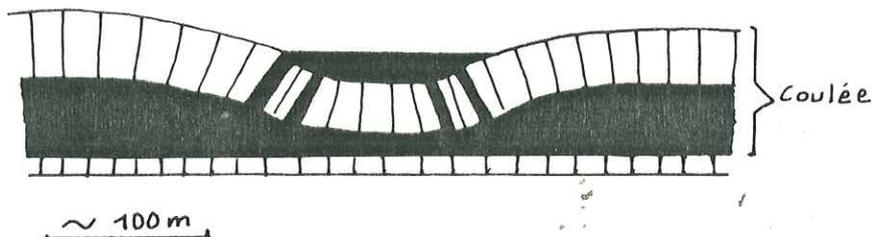


Fig.84 - "SAG FLOW OUT STRUCTURES" DU COLOMBIA PLATEAU, U.S.A. (d'après McKEE et STRADLING, 1970).

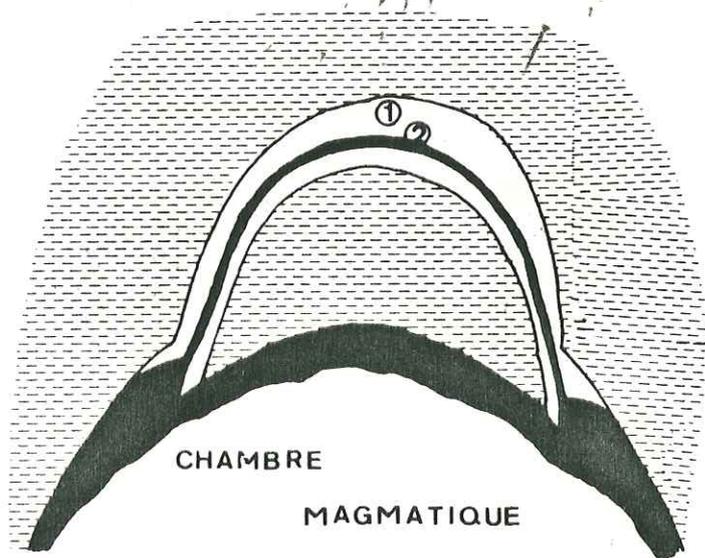


Fig.85 - SCHEMA ILLUSTRANT LA MISE EN PLACE DE "BELL JAR COMPLEXES". (D'après ROBERTS in NEWALL et RAST, 1970). Noter l'ordre des intrusions : les plus récentes sont les plus basses.

en fusion à l'intérieur (à l'image d'un lac ou d'un tunnel de lave). La lave passive sous-jacente est éjectée le long des cassures et remplit la dépression créée en surface (fig.84).

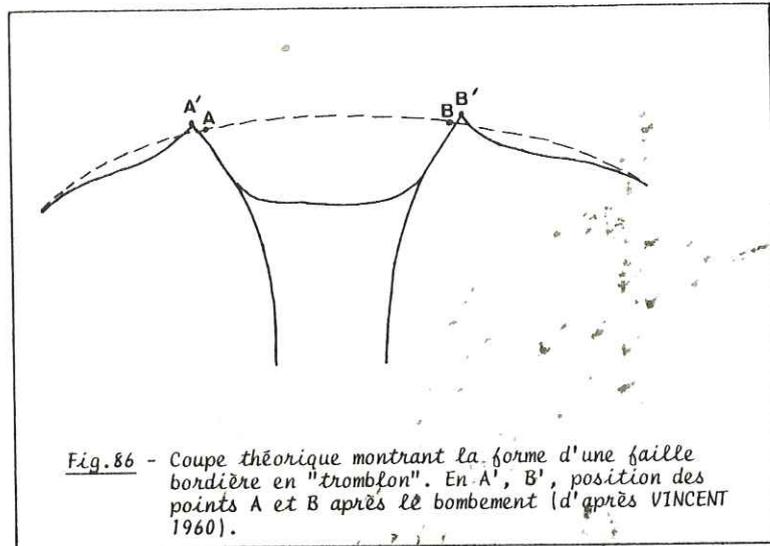
Dans le cas de "bell jar intrusion" (DUTOIT, 1920), ou intrusion en cloche, l'affaissement du bloc central, isolé et limité par une fracture en forme de dôme, est sans relation avec un effondrement de surface. Les exemples en sont les Mourne Mountains en Irlande du Nord (RICHEY, 1932), quelques granites jeunes du Nord Nigéria (JACOBSON et al., 1958) et les intrusions de Slafrudal dans le sud-est de l'Irlande (CARGILL et al., 1928). En général, l'ordre des intrusions est tel que l'enveloppe externe est plus ancienne que l'enveloppe interne, et qu'il s'effectue ainsi une migration vers le bas des surfaces de décollement (ROBERTS in NEWALL et RAST, 1970, p. 322; MAROT et ZIMINE, 1976) (fig.85).

A-2- LES CALDEIRAS LIMITEES PAR DES FAILLES BORDIERES A PENDAGE INTERNE
("RESURGENT CALDERAS") - LES CONE SHEETS

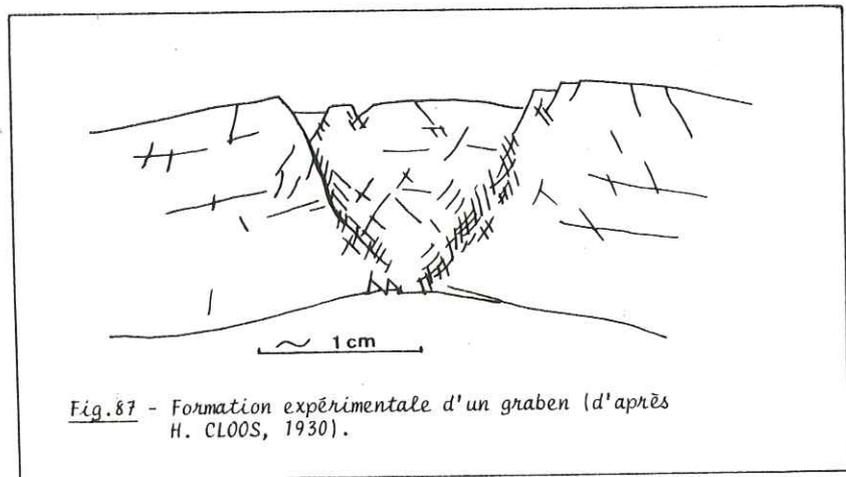
Cette deuxième hypothèse rend compte d'autres faits d'observations. En effet, les failles bordières encerclant de nombreuses caldeiras possèdent souvent un pendage vertical ou interne, dirigé vers le centre de l'édifice. Ce sont les cassures d'extension en "tulipe" définies mathématiquement par ANDERSON (1936). Les intrusions empruntant ces fractures sont représentées par les cone sheets et résulteraient du gonflement et de la montée du bloc central sous la poussée magmatique. D'un autre côté, ces accidents limitent un bloc central effondré : la caldeira. *Cela implique que les deux structures, cone sheets et caldeira, bien que paradoxales du point de vue mécanique, sont génétiquement liées et appartiennent au même phénomène tectonique.*

Dans le même ordre d'idée, REYNOLDS (1956) interprète le rebroussement des couches laviques affaissées, au contact des failles bordières, par une diminution du diamètre de la caldeira en profondeur. Ce phénomène s'observe notamment dans le complexe de Glen Coe interprété comme un affaissement simple (fig.83 A). Dans l'archipel hawaïen, STEARN (1940) décrit de tels rebroussements dans les laves remplissant la caldeira de Koolau. VINCENT (1960) propose pour les caldeiras basalto-andésitiques du Tibesti une faille bordière conique dans la partie supérieure mais passant rapidement à la verticale en profondeur, limitant ainsi un cylindre. A cette forme de cone éversé vers le haut, il donne le nom de cone sheet en "tromblon" (fig.86).

La question est de savoir comment un mouvement positif générateur de fractures en "tulipe" peut paradoxalement amener à un affaissement, et comment régler le problème du volume de matière remplacée par le bloc effondré. Dans une étude du problème, REYNOLDS (1956) montre que les brèches et tufs associés à de nombreux ring complex (en particulier ceux d'Ecosse) seraient le témoin d'une activité gazeuse intense le long des failles bordières ; elle parle encore de "système fluidifié". Dans cette hypothèse, le matériel bréchiifié résulterait de l'érosion des parois des fractures, rendant compte de l'élargissement de ces dernières et permettant au bloc central, ainsi délimité, de s'affaisser.



Sur un essai d'interprétation des caldeiras basalto-andésitiques du Tibesti, VINCENT (1960) fait remarquer que la formation d'une caldeira se place très bien dans un mouvement de bombement général qui ne nécessite aucune émission volcanique préliminaire, c'est-à-dire aucun départ de matière de la chambre sous-jacente. Il évoque pour cela l'expérience de H. CLOOS (1930) sur modèles réduits, au cours de laquelle un graben est obtenu dans un gâteau d'argile humide soulevé par un ballon que l'on gonfle (fig.87). Les caldeiras basalto-andésitiques du Tibesti



sont donc passées par deux stades de mise en place :

1 - Formation d'une "précaldeira" : le bombement initial développe un système de cassures en cone éversé en "tromblon". Cette extension permet à la zone sommitale de s'affaisser le long de fractures coniques, à l'image des grabens, sans faire intervenir d'éruption préliminaire le long de ces accidents.

2 - Dans une deuxième phase, le magma acide, riche en gaz, permet au processus de se poursuivre par réouverture des fissures circulaires définies lors du premier affaissement.

Dans l'archipel des Hawaï quelques dykes seulement, agencés en cone sheets, ont été dénombrés sur les îles d'Oahu et de Kauai. Sur la limite SW de la caldeira du Kilauea (île Hawaï), il existe quelques exemples d'éruptions placées sur des fractures concentriques. Pour cette raison, les caldeiras hawaïennes proviendraient de l'affaissement d'un bloc limité par des fractures coniques à pendage interne, provoquées par l'extension du sommet du volcan et le départ du magma sous-jacent par drainage le long des rifts (Mc DONALD, 1965).

B - LES STRUCTURES DU PITON DES NEIGES

Les structures affectant le Piton des Neiges et décrites précédemment sont diverses ; l'édification du massif appartient à quatre stades d'origine volcanotectonique alors que le cinquième, responsable de la formation des cirques, est morpho-tectonique (sans relation avec le volcanisme). Seuls les quatre premiers stades de construction du volcan sont intéressants pour cet essai d'interprétation mécanique :

- affaissements simples au sein des brèches primitives,
- la caldeira du bouclier primitif basaltique,
- caldeira et cone sheets de la série alcaline différenciée,
- le volcan du Rond du Bras Rouge.

B-1 - AFFAISSEMENTS SIMPLES AU SEIN DES BRECHES PRIMITIVES

Ces subsidences sont postérieures à l'activité du rift N 120, responsable de la mise en place de la série des brèches primitives. Les intrusions sont donc montées lors d'un régime de baisse de pression du magma sous-jacent, régime qui conditionne la formation des cassures en arches (ANDERSON, 1936). La forme en coupole des intrusions est en faveur pour une mise en place par subsidence en chaudron ou affaissement simple (cf. Chapitre I, première partie, p. 53). Toutefois, aucun dyke n'aurait débouché en surface, et l'ordre chronologique

dans lequel se sont produits les décollements n'est pas sans rappeler les "bell-jar complex" décrits par DU TOIT (1920), exception faite que, dans le cas du Piton des Neiges ces intrusions en cloche seraient accompagnées en surface d'un effondrement. (Il existe un seul témoin dans la chaîne des Pitons de Gueulé Rouge).

Ces observations suggèrent qu'au sein des brèches primitives, sous des conditions de baisse de pression du magma, des fractures en cloche sont développées au dessus d'une chambre magmatique close (sans émission à l'air libre). En surface, ce phénomène s'est exprimé par une dépression du massif à l'image d'un ballon que l'on dégonfle (fig.88) et se serait produit au cours d'une période que l'on peut estimer à 10 000 ans (cf. Chapitre I, Première partie, p. 55).

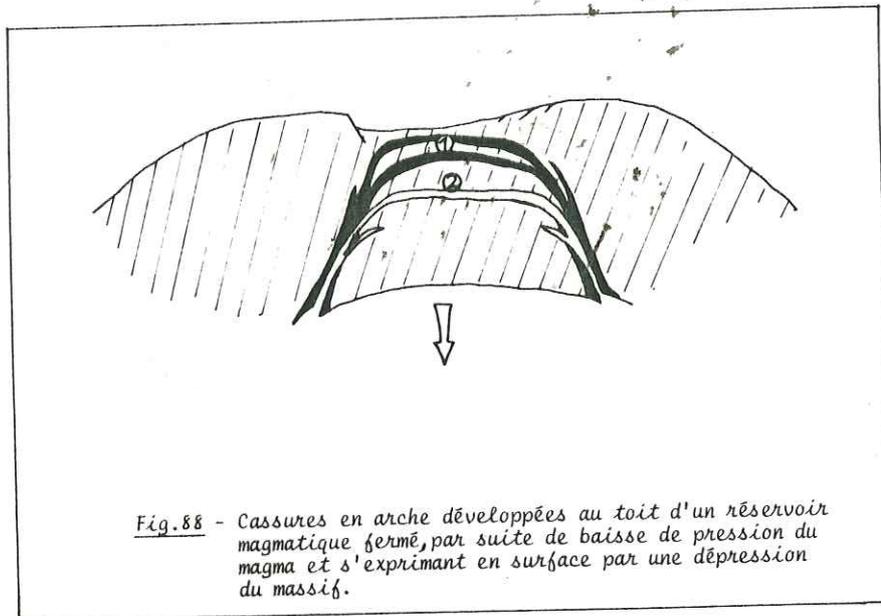


Fig.88 - Cassures en arche développées au toit d'un réservoir magmatique fermé, par suite de baisse de pression du magma et s'exprimant en surface par une dépression du massif.

Il faut souligner le rôle passif du magma qui s'infiltré le long des fractures par suite de l'effondrement du bloc central. Ce modèle rappelle celui de la genèse des ring complex du Columbia Plateau (p.142).

Le fait de n'avoir observé aucune structure circulaire pourrait signifier que la source magmatique n'était pas ponctuelle, telle un réservoir magmatique au coeur d'un édifice volcanique, mais qu'elle serait issue d'un rift ouvert dans la croûte océanique.

B-2- LA CALDEIRA DU BOUCLIER PRIMITIF (CALDEIRA I)

La période de gonflement et de construction du bouclier d'océanites récentes est liée à l'existence d'un rift majeur N 120 et trois rifts d'ordre secondaire convergeant vers un appareil central, situé à proximité de l'actuel sommet. La structure d'effondrement correspond à la fin de l'activité des océanites et prend place durant une période d'accalmie précédant la phase ultime de remplissage. Les failles bordières de cette caldeira, lorsqu'elles sont visibles en coupe, présentent un pendage interne proche de la verticale et n'ont jamais livré passage au magma; de ce fait, aucun système d'intrusions en cone-sheet n'a été observé au sein des océanites récentes. Sur ces trois points (rift majeur, effondrement post-océanites et failles bordières stériles), les caldeiras des boucliers hawaïens et réunionnais sont très semblables, mais il serait pourtant inexact d'en conclure qu'elles sont identiques.

La caldeira du bouclier primitif du Piton des Neiges possède un diamètre important (supérieur à 30 km) affectant plus de la moitié de la surface émergée du massif et une géométrie complexe. Le rejet des failles bordières, très important, varie de 100 à 600 m. Les caldeiras hawaïennes, circulaires et fermées, ont une taille plus modeste (Fig. 89) :

- Kilauea (île d'Hawaï) : 4,4 km sur 3 km - rejet maximum de 150 m.
- Mauna Loa (île d'Hawaï) : 4,5 km sur 2,6 km - rejet maximum de 180 m.
- Kauai : la plus grande avec un diamètre de 17 km.

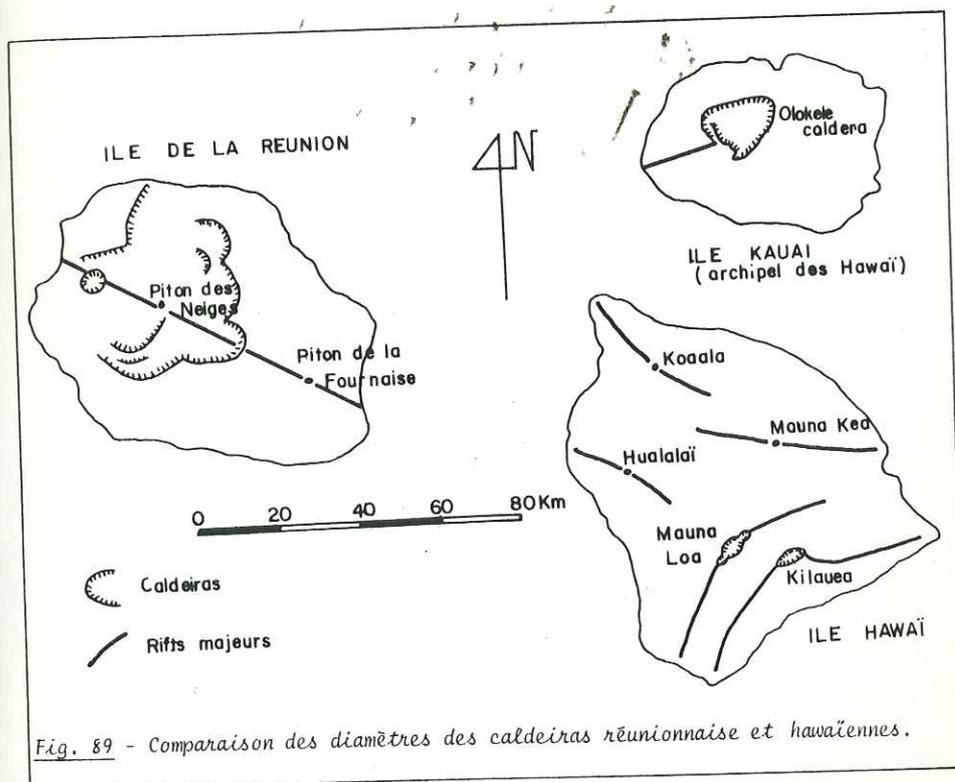
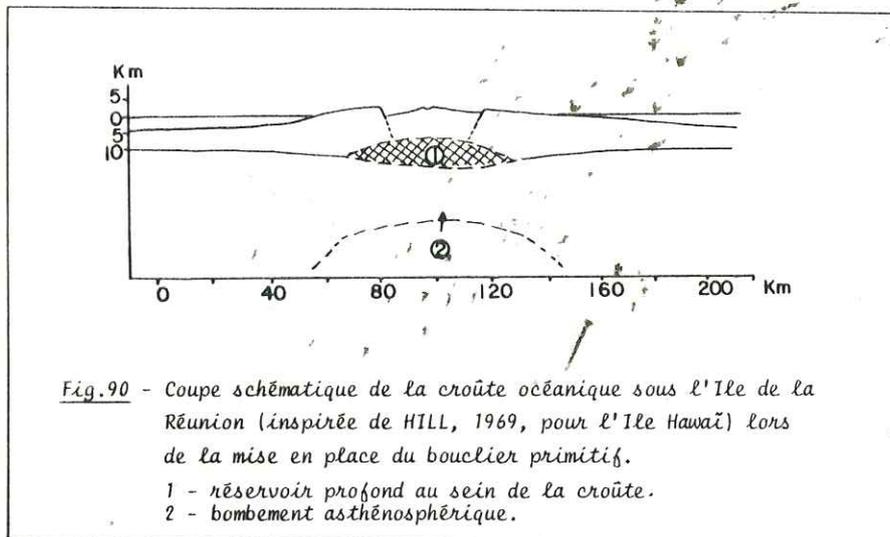


Fig. 89 - Comparaison des diamètres des caldeiras réunionnaises et hawaïennes.

Le système extensif en étoile, accompagnant le rift N 120, ne peut s'expliquer autrement que par *poingonnement d'une source magmatique "ponctuelle" sous-jacente*. Le diamètre d'une caldeira est-il lié à celui de la chambre magmatique ? Si oui, dans le cas du Piton des Neiges, il faut envisager l'existence d'un *réservoir profond, au sein de la croûte océanique* d'une largeur de plus de 30 km. En effet, un tel volume n'aurait pas sa place au sein de l'édifice volcanique lui-même, qui devait être un cône de 200 km de diamètre sur 6000 m de hauteur. En deuxième hypothèse, un *bombement asthénosphérique* a pu être à l'origine des structures développées au sein du bouclier d'océanites. En prenant pour modèle l'île Hawaï (HILL, 1969), la croûte océanique sous l'île de la Réunion aurait une épaisseur variant de 7 à 15 km et aurait donc pu contenir un réservoir profond (Fig. 90).



*Fig. 90 - Coupe schématique de la croûte océanique sous l'île de la Réunion (inspirée de HILL, 1969, pour l'île Hawaï) lors de la mise en place du bouclier primitif.
1 - réservoir profond au sein de la croûte.
2 - bombement asthénosphérique.*

Une autre question se pose au sujet de la forme, *en profondeur*, des failles limitant cet effondrement; il peut s'agir :

- + des fractures à pendage interne. Bien qu'en surface les accidents possèdent un pendage interne, quelques observations vont à l'encontre de cette hypothèse :
 - . aucun système en cone-sheets (ou filons en tulipe) ne jalonne les bords de la caldeira.
 - . il n'y a pas trace, durant la période des océanites récentes, d'émissions de pyroclastites (brèches ou tufs) permettant au bloc central de s'enfoncer.
 - . sur les bords du bloc effondré, les bancs laviques n'ont pas subi de rebroussements comme ceux décrits dans diverses caldeiras.

+ d'une caldeira simple dont les failles bordières ont un pendage externe. Une seule observation appuie cette hypothèse et concerne les intrusions N 70, pentées sud, disposées en échelon le long de la limite sud de la caldeira (Bois de Nèfle - paroi sud du cirque de Cilaos).

En fait, fractures normales (pendage interne) et antithétiques (pendage externe) peuvent très bien coexister dans une structure d'effondrement.

La coupe du flanc SW du cirque de Cilaos est à ce point de vue significative et n'est pas sans rappeler les structures en grabens obtenues expérimentalement par CLOOS (1930) (Fig.91), ce modèle ayant l'avantage de ne nécessiter aucune émission volcanique préliminaire ramonant les parois des failles bordières.

En résumé, le bombement du bouclier primitif du Piton des Neiges, dû à la pression du magma dans un réservoir profond (croûte océanique), développe un système de fractures radiales accompagnant le rift principal. La zone sommitale du volcan (30 km) subit un étirement latéral et s'enfoncé le long de fractures coniques normales accompagnées de failles antithétiques et de fissures d'extension en échelon. Ce modèle de caldeira, à l'image de la formation d'un graben, ne nécessite aucune émission volcanique le long des failles bordières et rappelle ainsi le stade initial ou "précaldeira" des boucliers basalto-andésitiques du Tibesti (VINCENT, 1960).

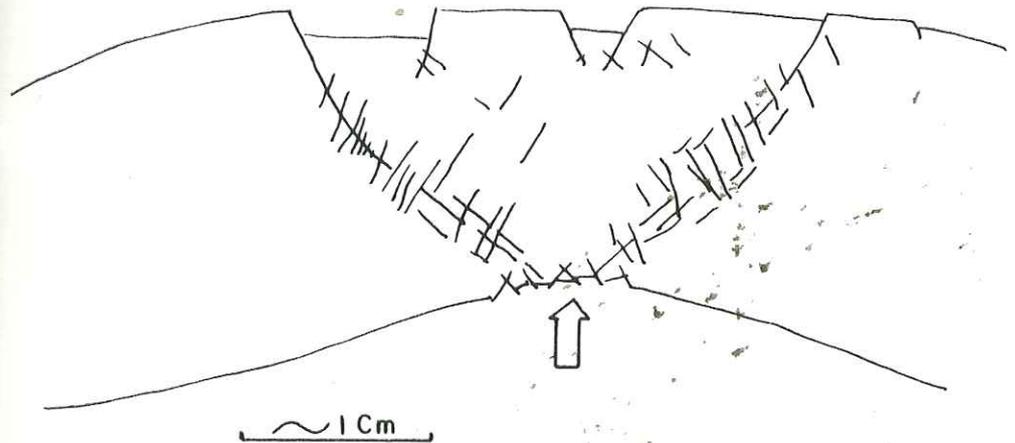
B-3- CALDEIRA II ET CONE-SHEETS DE LA SERIE ALCALINE DIFFERENCIEE

Le Piton des Neiges se différencie des volcans hawaïens par le volume plus important des laves alcalines différenciées comblant la caldeira I du bouclier primitif, mais surtout par l'existence d'une *deuxième caldeira* liée à l'émission de cette série. De nombreuses particularités caractérisent cette caldeira II :

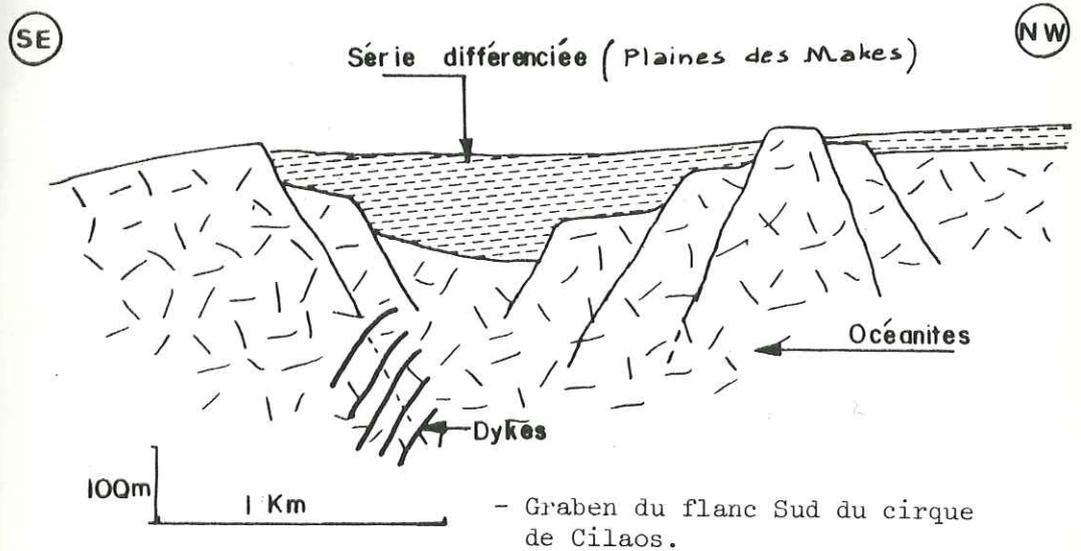
- Ses limites sont en partie soulignées par un système d'intrusions concentriques à pendage interne : les *cone-sheets*, accompagné d'un essaim de dykes radiaux, tous deux témoignant du gonflement du massif. La nature des laves (syénites, trachytes et dolérites hydrothermalisées à faciès préhnite - pumpellyite) ayant emprunté ces fissures atteste la présence de *deux sources magmatiques distinctes*. Cette structure circulaire et fermée possède un diamètre moyen de 13 km, mais sa bordure Est ne correspond pas à celle du cone-sheet. La fissure par laquelle est sorti le dôme-coulée de Belouve est située à l'intérieur de la structure et ne possède aucun rejet vertical (Fig. 92 B). La forme en "trompette" des intrusions syénitiques est assez caractéristique et l'idée de VINCENT (1960) sur les cassures en "tromblon" (Fig.86) limitant les caldeiras basalto-andésitiques du Tibesti peut s'appliquer à leur cas (Fig. 92).

- Au contact des failles bordières du col du Taïbit, les strates du bloc effondré possèdent un pendage centripète qui témoignerait ainsi de leur rebroussement lors de l'affaissement (Fig. 92 A). Les structures à pendage interne de 30° du Piton d'Enchain peuvent également être interprétées de cette façon (VINCENT, comm. Orale, 1978) (la deuxième hypothèse attribuant le basculement des couches à un phénomène morpho-tectonique datant de la formation des cirques; cf. Chapitre IV, 1ère partie).

- Durant la période des laves différenciées, l'activité du Piton des Neiges est surtout de type effusif mais de nombreuses formations pyroclastiques acides, déposées sur les flancs et au cœur du massif, sont le témoin de *manifestations explosives intenses*. A l'exception des tufs de St Gilles qui se sont mis en place indubitablement le long de fissures parallèles au rift N 120 et qui sont peut-être anté-caldeira, ces brèches pyroclastiques acides n'ont pas de points de sortie bien définis. Sont-elles issues d'un système de cassures radiales ou concentriques liées à la caldeira? Les brèches hétérogènes du Nez de Boeuf et du Piton d'Enchain représentent vraisemblablement le résultat d'un *ramonage ou débouillage* le long des failles bordières. La richesse en gaz du magma acide occasionne l'érosion, donc l'élargissement des fractures circulaires et de ce fait, l'enfoncement du bloc central. Les pyroclastites ignimbricitiques du Plateau Wickers se placent très bien dans ce schéma structural et ainsi se trouverait confirmée l'idée de REYNOLDS (1956) selon laquelle la formation des caldeiras des laves acides est liée à une activité gazeuse intense le long des failles bordières, exprimée en surface par des ignimbrites. Dans cette hypothèse, deux systèmes de fractures sont à envisager pour expliquer la montée des pyroclastites du Plateau Wickers :



- Graben expérimental de H. CLOOS, (1930).



- Graben du flanc Sud du cirque de Cilaos.

Fig.91 - COMPARAISON ENTRE LE GRABEN OBTENU EXPERIMENTALEMENT PAR H. CLOOS (1930) ET LA CALDEIRA DU BOUCLIER PRIMITIF DU PITON DES NEIGES AU NIVEAU DU FLANC SUD DU CIRQUE DE CILAOS.

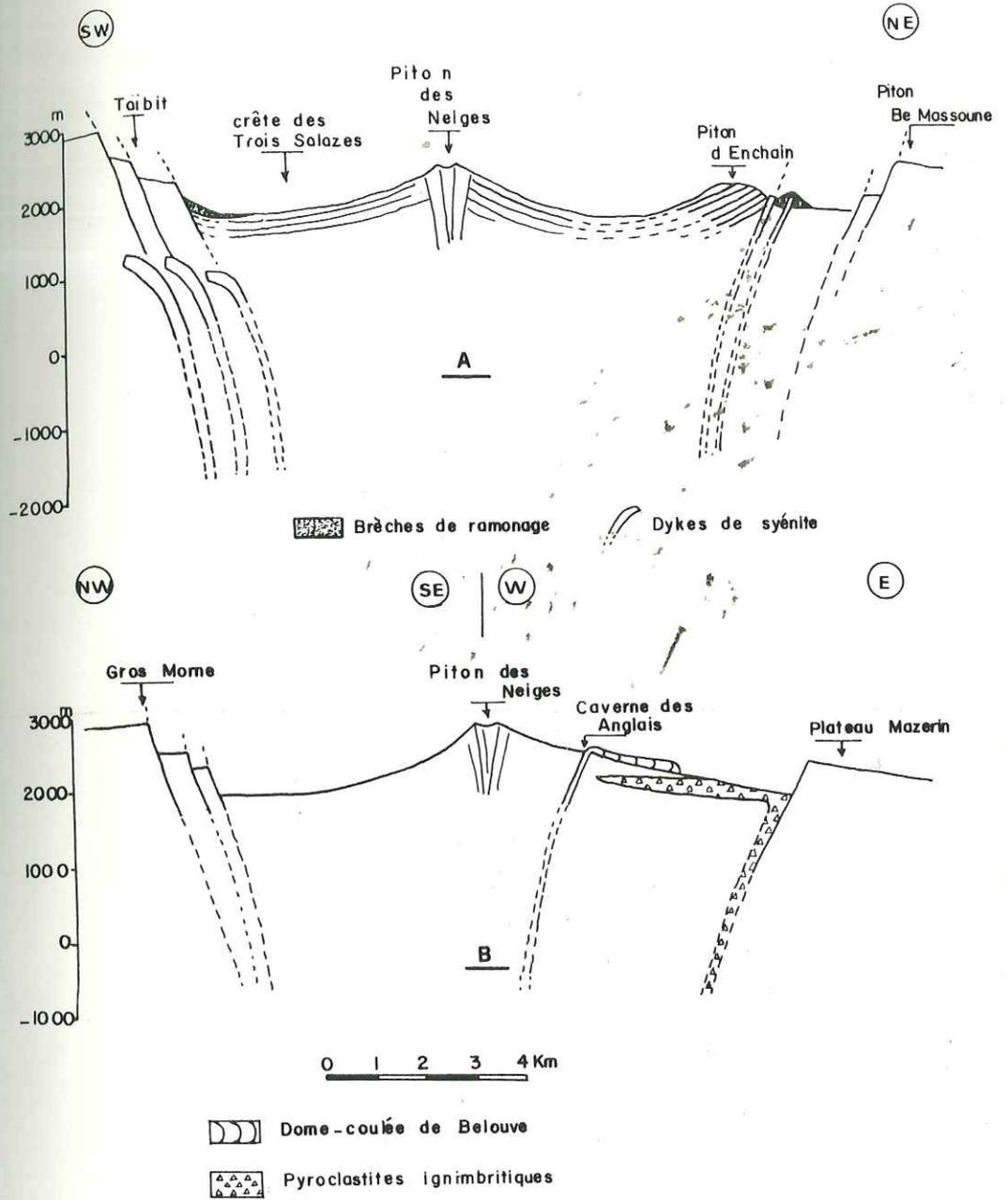


Fig.92 - INTERPRETATION MECANIQUE DES STRUCTURES OBSERVEES DE LA CALDEIRA II (Séries alcalines différenciées) - Coupes.

+ le long de la limite Est du cone-sheet (dyke de la Caverne des Anglais). Malheureusement, ce sont les seules failles bordières qui n'ont pas joué en effondrement; les lèvres des fractures sont restées scellées par les intrusions.

+ le long de la limite Est de la caldeira. C'est l'origine la plus plausible car elle expliquerait de façon satisfaisante l'effondrement du bloc Plateau de Belouve - Plaine des Marsouins (Fig. 92 B); de plus, BILLARD (1975) signale de telles pyroclastites en intercoulee et sur une épaisseur de 20m en amont de la rivière des Marsouins dans la région de Takamaka (carte h.t.).

En conclusion, la caldeira II des séries alcalines diffère de la caldeira I du bouclier primitif de par son emplacement et son diamètre : 13 km pour le cone sheet et 18 km pour l'effondrement.

Cette caldeira II correspond au fonctionnement de deux réservoirs magmatiques: l'un, petit, et situé dans la partie superficielle de la croûte océanique (rappelle que l'édifice volcanique fait partie de la croûte océanique) est responsable de la montée d'hawaïtes, syénites, trachytes et comendites le long du cone-sheet; l'autre réservoir magmatique du bouclier primitif, situé à la base de la croûte océanique, continue de fonctionner au début de la période des laves alcalines et produit des liquides basaltiques proches des océanites, sous forme de dolérites hydrothermalisées empruntant le même système de fractures en cone-sheet. Les paragenèses minérales développées dans ces dolérites (prehnite-pumpellyite) indiqueraient une pression fluide relativement élevée (Chapitre III, § A-7-2, 1ère partie). Cette pression serait à rechercher dans les mouvements de gonflement du massif, précurseurs de la mise en place des laves alcalines, et développant un système de fractures fermées à la surface.

La caldeira est limitée par des fractures à pendage interne, et la forme en " tromblon " décrite par VINCENT (1960) au Tibesta peut leur être appliquée. La richesse en gaz du magma acide permet l'ouverture et l'élargissement des fractures circulaires, et de ce fait l'affaissement du bloc central dont les couches bordières ont subi, en quelques endroits, un rebroussement.

Ainsi, les mécanismes de formation des deux caldeiras du Piton des Neiges, celle du bouclier primitif et celle des séries alcalines différenciées, sont donc fondamentalement différents.

B-4- LE VOLCAN TERMINAL DU ROND DU BRAS ROUGE

Un petit système d'intrusions concentriques et radiales (4 km de diamètre) accompagne la phase ultime du gonflement du massif, responsable du remplissage de la caldeira II par des benmoréites essentiellement. Il est sans réelle importance pour cet essai d'interprétation mécanique.

C - CONCLUSION : EVOLUTION DE LA CROÛTE OCÉANIQUE AU DROIT DU PITON DES NEIGES

La structure de la croûte océanique, étudiée par sismique-réfraction au niveau de l'île Hawaï (HILL, 1969), est riche d'enseignement et peut servir, à défaut d'autres éléments de comparaison, de modèle pour l'île de la Réunion.

Le Moho, sous l'île Hawaï, se situe à une profondeur moyenne de 12 km en dessous du niveau de l'océan et s'abaisse de 2 à 3 km au droit des édifices volcaniques (Fi.93). La croûte océanique se compose de deux couches :

- La couche supérieure : correspond à l'empilement volcanique, où les ondes P croissent de 1,8 - 3,3 km/s en surface à 5,1 - 6,0 km/s en profondeur.

- La couche inférieure : (6,3 à 7,5 km/s.). Elle se subdivise en trois structures géologiques possibles :

- . La croûte océanique originelle.
- . Un réseau dense d'intrusions associées au rift.

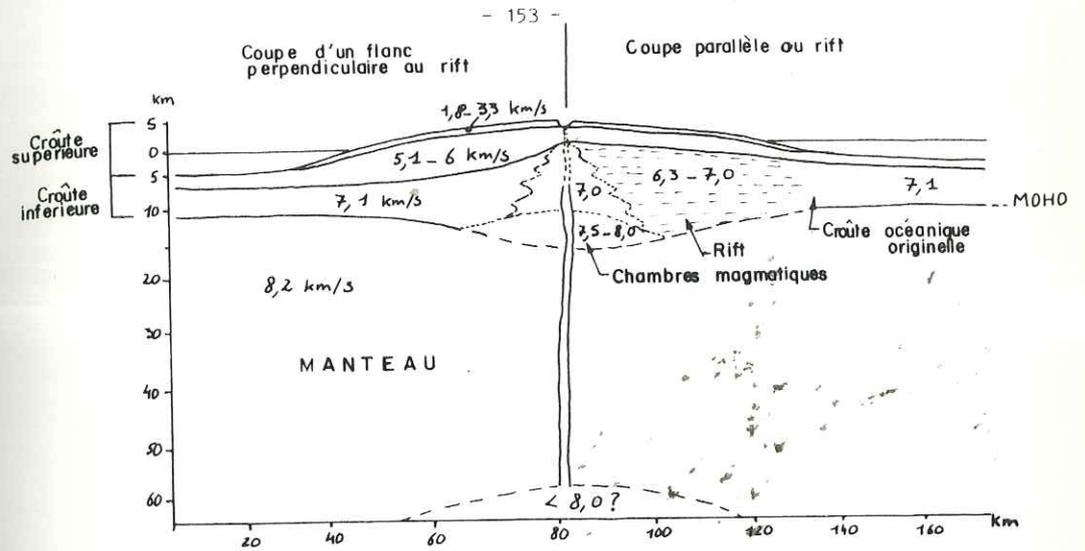


Fig.93 - COUPE GEOPHYSIQUE SCHEMATIQUE MONTRANT LA STRUCTURE DE LA CROUTE OCEANIQUE SOUS L'ILE HAWAÏ (d'après HILL, 1969).

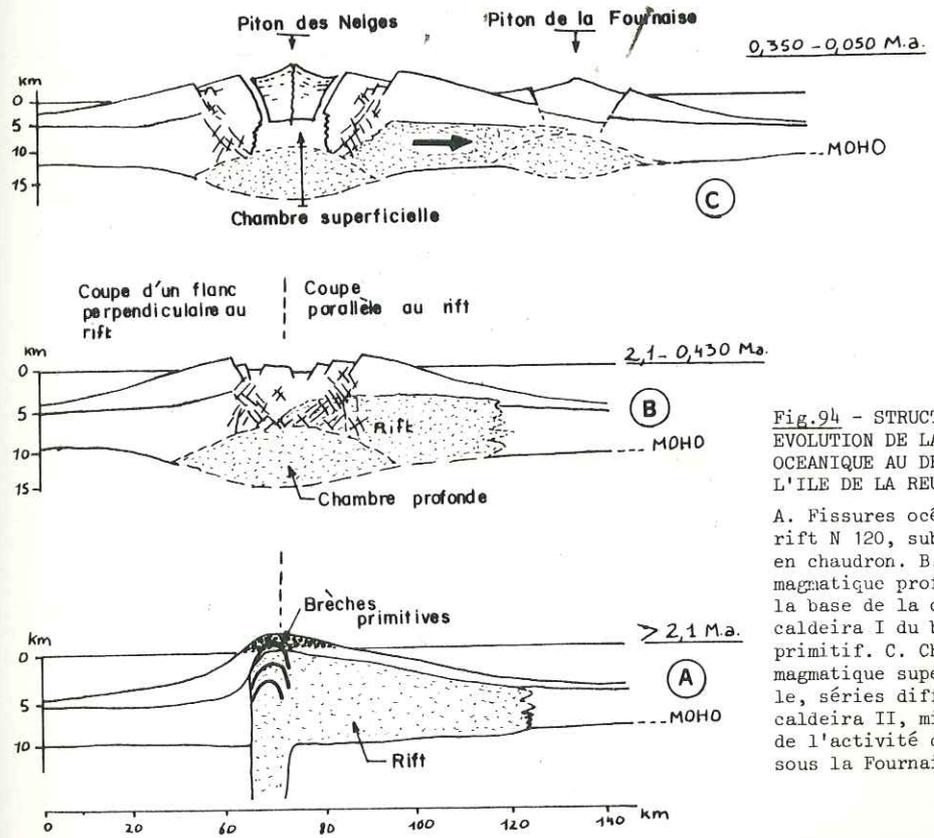


Fig.94 - STRUCTURE ET EVOLUTION DE LA CROUTE OCEANIQUE AU DROIT DE L'ILE DE LA REUNION.

A. Fissures océaniques, rift N 120, subsidences en chaudron. B. Chambre magmatique profonde à la base de la croûte, caldeira I du bouclier primitif. C. Chambre magmatique superficielle, séries différenciées caldeira II, migration de l'activité du rift sous la Fournaise.

. Une superposition de chambres magmatiques remplies de roches ultramafiques et associées au cratère central.

Cette coupe géophysique peut s'appliquer au Piton des Neiges et l'histoire de la zone interne de ce massif peut se résumer en trois épisodes majeurs.

1 - Ouverture d'un rift N 120 dans la croûte océanique (Fig. 94 A) responsable de l'édification de la partie immergée du volcan. Il fonctionne également durant la période des brèches primitive, c'est-à-dire au moment de son émer-sion. En fin d'activité, et alors que le volcan est déjà à 1500 m au dessus de la mer, la baisse de pression du magma sous-jacent provoque des effondrements simples en cloche, scellés par des filons en coupoles.

2 - Etablissement d'un bouclier primitif. Le rift est toujours actif mais une chambre magmatique très large se forme en profondeur, vraisemblablement à la base de la croûte océanique (Fig. 94 B). Le magma sous pression fait bomber l'édifice volcanique qui se fissure selon un système radial. La partie sommitale du bouclier subit une extension et s'effondre en grabens successifs. Les failles bordières à pendage interne de cette caldeira I ne s'ouvrent pas, et restent stériles (pas de cone-sheet, ni d'émissions de pyroclastites); néanmoins, des dykes à pendage externe se disposent en échelon, sur un plan vertical, le long de ces fractures.

3 - Des laves alcalines remplissent la caldeira I et coiffent le bouclier primitif. Elles proviennent d'un réservoir qui a migré plus haut dans la croûte océanique et dans lequel s'effectue une différenciation (Fig. 94 C). La poussée du magma sous-jacent développe un système de fractures radiales et concentriques empruntées d'abord par des dykes de dolérites hydrothermalisées (faciès prehnite-pumpellyite, donc P fluide relativement élevée), qui représenteraient le dernier liquide expulsé de la chambre crustale profonde, puis par des dykes de syénites, trachytes provenant du réservoir situé plus haut. La caldeira II serait limitée par des failles à pendage interne en surface mais passant à la verticale en profondeur.

Après une période de calme, des laves différenciées (benmoréites essentiellement), issues d'une chambre assez haute, remplissent la caldeira II et cette activité centrale faible s'accompagne d'un système d'intrusions radiales et concentriques très petit (4 km) au niveau de l'actuel sommet.

Le volcan du Piton des Neiges s'éteint vers 0,050 M.a.. L'activité a déjà migré vers le SE, le long du rift N 120 où une nouvelle chambre magmatique s'est formée, donnant naissance à la Fournaise (vers 0,350 M.a.).

Cette disposition des réservoirs magmatiques dans la croûte océanique, sous l'Ile de la Réunion, est en accord avec les conclusions de NATIVEL (1978) pour lequel la série différenciée résulte d'une cristallisation fractionnée sous forte pression d' H_2O (3 à 5 Kb) dans un ou plusieurs réservoirs s'échelonnant entre 17 et 10 km de profondeur (15 à 8 km sous le niveau de l'océan). De même, l'abondance des olivines de la majorité des laves rejetées par le volcan du Piton de la Fournaise serait due à une accumulation gravitaire dans des réservoirs superficiels (5 km ?).

CHAPITRE I I

LE RIFT N 120 ET DIRECTIONS ASSOCIEES RELATION AVEC LES STRUCTURES DU BASSIN DES MASCAREIGNES

Le volcanisme intraplaque est, depuis une dizaine d'années, le pôle d'intérêt de nombreux chercheurs qui, par la géophysique, la pétrographie, la géochimie et la géochronologie, s'appliquent à définir son origine et sa place dans le cadre de la tectonique des plaques. Or, les structures d'un volcan sont rarement prises en considération pour replacer l'activité volcanique dans un contexte régional.

L'île de la Réunion et l'Océan Indien semblent être un bon terrain d'étude pour définir les liens pouvant exister entre des structures aériennes plurimétriques à plurikilométriques et des structures océaniques de l'ordre de la centaine de kilomètres.

Mais, auparavant, il est nécessaire de faire le point sur les structures et l'âge de l'Océan Indien Occidental.

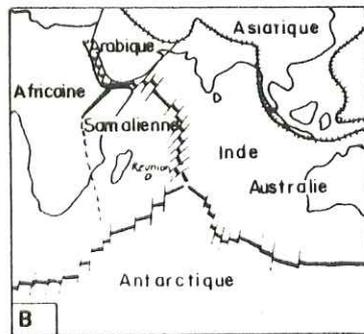
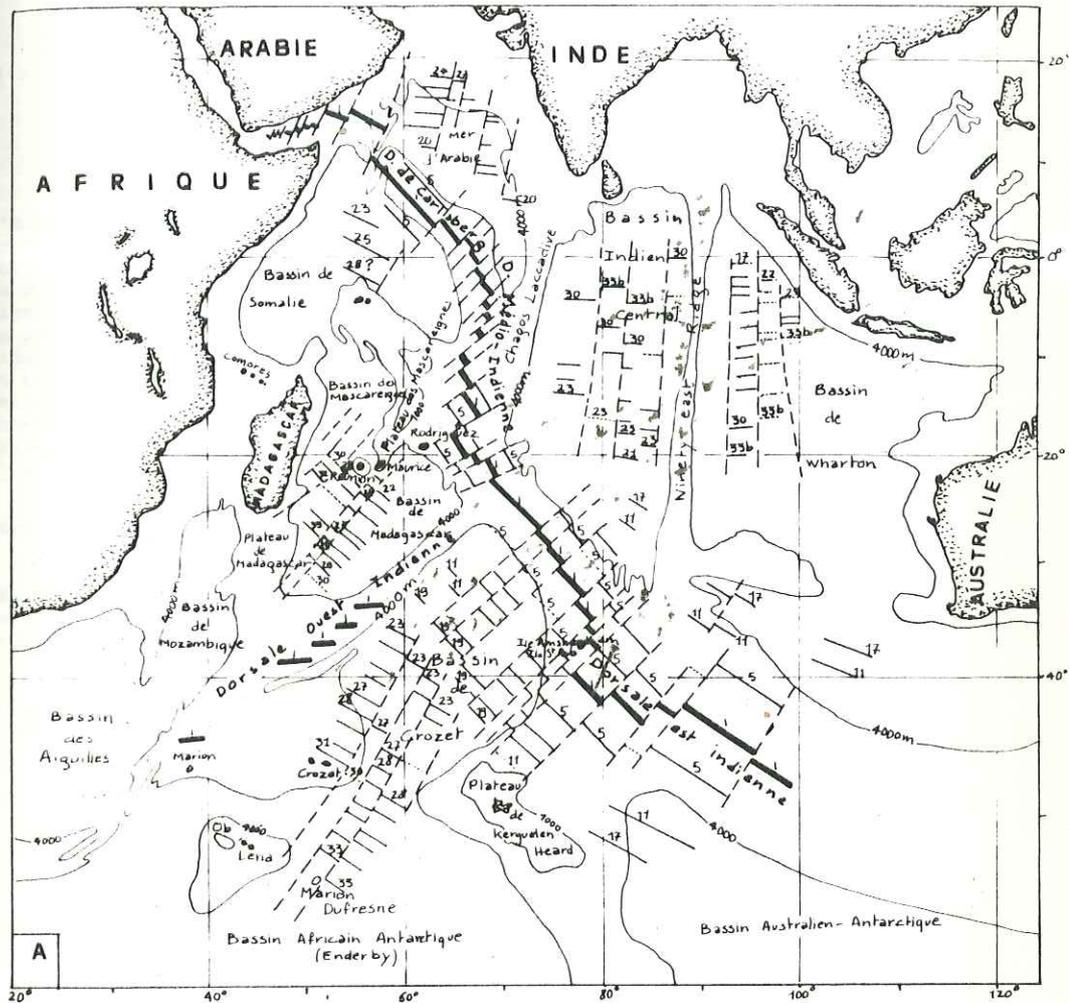


Fig.95 - STRUCTURES DE L'OCEAN INDIEN

A - ZONES DE FRACTURES ET LINEATIONS MAGNETIQUES (d'après SCHLICH, 1975).

B - LIMITES ENTRE LES PLAQUES (d'après LE PICHON et al., 1973).

—|— dorsales et failles transformantes
 - - - - - plaques convergentes.

A - LES STRUCTURES DE L'Océan Indien Occidental (BIBLIOGRAPHIE)

INTRODUCTION

L'Océan Indien est bordé par quatre grands continents : l'Afrique, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique, réunis au Jurassique en un seul et même continent : le Gondwana, et maintenant séparés par un système complexe de dorsales sismiquement actives (SYKES, 1970 b) : Sheba, Carlsberg et Médio-Indienne subdivisée au niveau du point triple de Rodriguez en deux branches Est et Ouest. Ces rides délimitent ainsi trois plaques majeures : Afrique, Inde-Australie et Antarctique (fig. 95B). La présence de plateaux et rides asismiques à des profondeurs de 1 000 m (Ninetyeast Ridge, Chagos-Laccadive, Seychelles - Mascareignes, Madagascar, Mozambique, Crozet et Kerguelen-Heard) complique considérablement la structure de cet Océan. Tous ces reliefs délimitent des bassins profonds (supérieurs à 4 000 m) : Mer d'Arabie, de Somalie, Indien-Central, Mascareignes, Madagascar, Mozambique, Aiguilles et enfin Crozet prolongé au Sud par celui d'Enderby ou bassin Africain-Antarctique (fig. 95A).

Ce chapitre résume les travaux des nombreux auteurs qui ont dépouillé les structures de l'Océan Indien Occidental limité à l'Est par la Ninety-east Ridge.

C'est aux travaux des auteurs anglosaxons (FISHER, SCLATER, MCKENZIE, HEIRTZLER) et français (LE PICHON) que l'on doit la connaissance des structures des dorsales de Carlsberg, Médio-Indienne et du bassin Indien Central. En 1965, HEEZEN et THARP publient la carte physiographique de l'Océan Indien.

La partie australe de cet océan fait l'objet depuis 1967 d'un programme de recherche français développé à l'origine par SCHLICH et PATRIAT. Deux navires, le Gallieni (1966 à 1972) et le Marion Dufresne (1973 à 1978) ont sillonné cette large zone de l'Océan Indien comprise entre les Seychelles et les monts sous-marins de l'Ob, de la Lena et du Marion Dufresne, et limitée à l'Est par la longitude des îles Amsterdam et Saint Paul (80° Est).

A-1- LE BASSIN DE MOZAMBIQUE

Les campagnes du Marion Dufresne (1973 à 1976) ont reconnu la structure et l'âge de ce bassin profond d'environ 5 000 m.

SEGOUFIN (1978, 1979) identifie la séquence complète des anomalies magnétiques depuis le Jurassique Supérieur (150 M.a.), anomalies les plus anciennes reconnues dans l'Océan Indien Occidental, jusqu'au Crétacé Supérieur (85 M.a.).

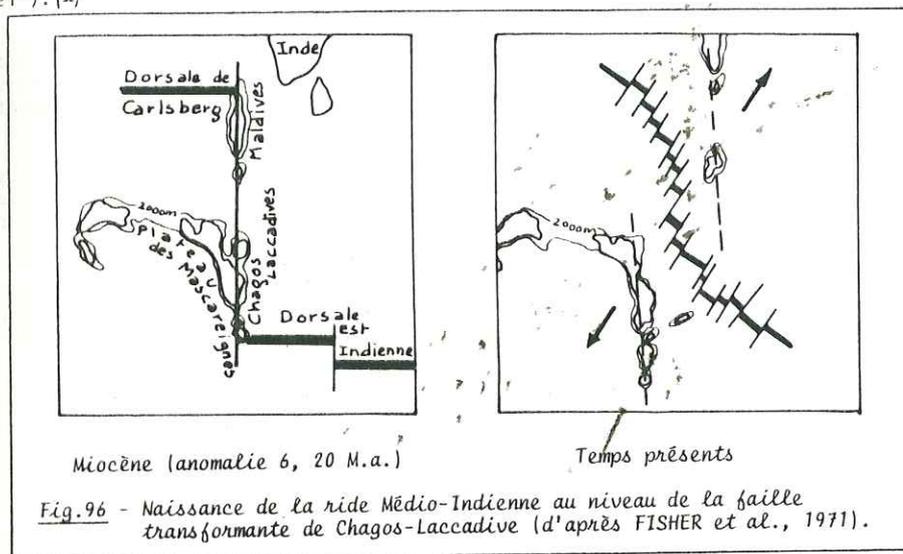
Les linéations magnétiques crétacées (150 à 105 M.a.) possèdent une direction N 86° et sont associées à une zone de fractures importante N 176°. Ces anomalies pourraient correspondre à la rupture initiale du continent du Gondwana.

Signalons qu'aucun schéma précis n'est établi pour le moment.

A-2- LA DORSALE MEDIO-INDIENNE

Les principales directions structurales associées à cette ride, située entre les latitudes 10° S et 21° S, ont été déterminées par FISHER et al. (1971).

L'anomalie 5 (10 M.a.) est la plus ancienne (fig.95). Cette structure *très jeune* a pris naissance au Miocène sur l'ancienne faille transformante de Chagos-Laccadive à la faveur d'un changement de direction de l'expansion, séparant ainsi le plateau des Mascareignes de la ride asismique de Chagos-Laccadive (fig.96). Les auteurs FISHER et al., (1971), estiment le taux de demi-expansion de cette dorsale entre 1,8 cm/an (entre les latitudes 10° et 20°) et 2,3 cm/an (entre les latitudes 20° et 21°). (*)



A-3- LA DORSALE DE CARLSBERG

CANN et VINE (1960), LE PICHON et HEIRTZLER (1968) dégagent les principaux traits structuraux de cette dorsale. Il existe deux directions d'anomalies magnétiques associées à la ride (fig.95) :

- Une direction actuelle N 130° jusqu'à l'anomalie 5 ; au delà de cette dernière la séquence semble être interrompue. Les auteurs calculent un taux de demi-expansion de 1,2 à 1,3 cm/an. (*)

- Dans les bassins d'Arabie et de Somalie, Mc KENZIE et SCLATER (1971) identifient la séquence complète des anomalies magnétiques du Paléocène (23 à 27). Leur direction est N 120 dans le bassin de Somalie, nord-ouest dans celui d'Arabie. Le taux de demi-expansion est estimé à 6,5 cm/an. (*)

Mc KENZIE et SCLATER (1971) admettent un *ralentissement ou un arrêt de l'expansion* entre l'anomalie 23 (58 M.a.) et 5 (10 M.a.).

(*) Echelle chronologique des inversions du champ magnétique terrestre de HEIRTZLER et al. (1968).

A-4- LA DORSALE OUEST-INDIENNE

Elle est caractérisée par un relief accentué dont les altitudes varient de - 1 000 m à - 6 000 m et un axe topographique jalonné de nombreux séismes (SYKES, 1970 b). Les campagnes du Gallieni 2, 3 et 4 (1968/69 - 1969/70 - 1971) ont traversé à maintes reprises les structures de cette dorsale et les bassins océaniques adjacents. Ainsi SCHLICH et PATRIAT (1971) mettent en évidence des anomalies magnétiques axiales qui n'avaient pas été observées auparavant, ce qui avait conduit certains auteurs à parler de "dorsale éteinte" (VINE, 1966) ou bien de grandes failles transformantes reliant la dorsale Est-Indienne à la dorsale Atlantique (LE PICHON et HEIRTZLER, 1968).

Certains profils permettent de mettre en évidence des anomalies à forte amplitude offrant une certaine similitude entre elles et correspondant à l'axe topographique de la dorsale. Elles sont identifiables aux anomalies magnétiques axiales caractéristiques des dorsales lentes.

La dorsale Ouest-Indienne serait constituée d'un ensemble de tronçons grossièrement orientés Est-Ouest, décalés en échelons par des failles transformantes approximativement Nord-Sud (fig.95). Sur les flancs de la dorsale, SCHLICH et PATRIAT (1971) retrouvent les anomalies symétriques, mais difficilement identifiables. De part son *taux de demi-expansion très faible, de 0,6 à 0,9 cm/an*, son rôle dans l'évolution de l'Océan Indien est minime. L'âge de cette dorsale n'est pas établi, cependant il est probable que son activité remonte au Crétacé Supérieur (anomalie 30) (SCHLICH, comm. orale).

A-5- LA DORSALE EST-INDIENNE

Les campagnes du Gallieni (1966 à 1972) et du Marion Dufresne (1973 à 1975) ont exploré à plusieurs reprises la partie de cette dorsale qui s'étend des Iles Mascareignes vers les Iles Saint Paul et Amsterdam ainsi que le bassin de Crozet.

SCHLICH et PATRIAT (1971) localisent sur plusieurs profils l'anomalie axiale. L'axe de cette dorsale est décalé par des failles transformantes grossièrement orientées nord est - sud ouest (fig.95). Au contact du Plateau Kerguelen ils reconnaissent les anomalies 10 et 11 correspondant à des fonds océaniques créés il y a 35 M.a. Dans le bassin de Crozet, SCHLICH (1975) reconnaît la séquence complète des anomalies magnétiques depuis l'anomalie axiale jusqu'à l'anomalie 33 et détermine plusieurs phases d'expansion distinctes (*) associées à des changements de direction :

33 - 31	N 126°	4 cm/an
30 - 23	N 118°	8 à 9 cm/an
22 - 17	N 135°	4 cm/an
17 - 5	N 135°	2,5 cm/an
5 - 1	N 135°	3,4 cm/an

(*) Nouvelle échelle chronologique des inversions du champ magnétique terrestre (SCHLICH, 1975, 1979).

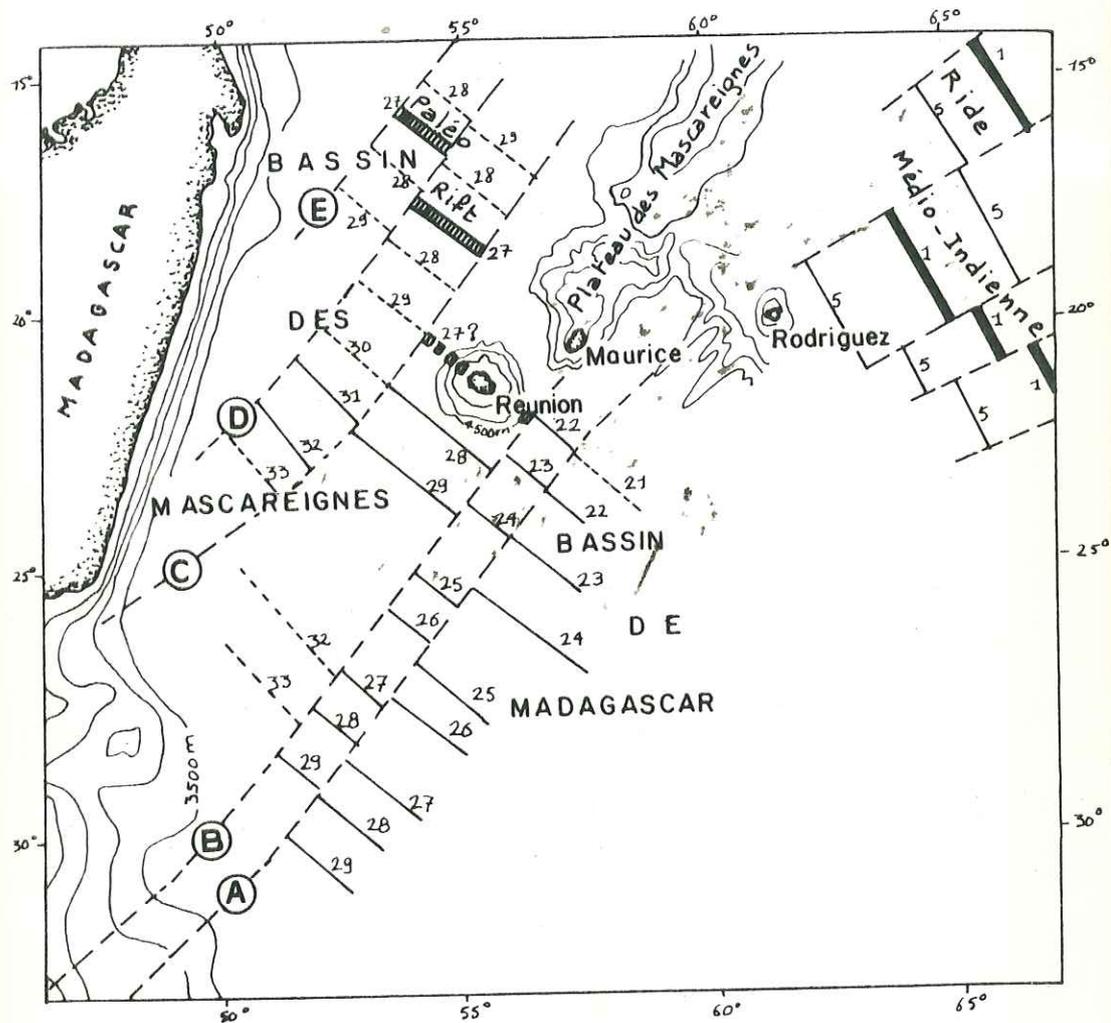


Fig.97 - ZONES DE FRACTURES ET LINEATIONS MAGNETIQUES DANS LES BASSINS DE MADAGASCAR ET DES MASCAREIGNES. (D'après SCHLICH, 1975 - PATRIAT et SCHLICH, 1979 et FISHER et al., 1971 POUR LA RIDE MEDIO-INDIENNE).

La position des anomalies 27, 28 et 29 entre les zones de fractures C-D et D-E est approximative.

Dans le bassin Indien Central, la séquence complète des anomalies magnétiques du Crétacé à l'actuel a pu être identifiée par Mc KENZIE et SCLATER (1971). Ils calculent pour les anomalies du Crétacé (33 à 30) un taux de demi-expansion de 5,6 cm/an et pour celles du Paléocène (30 à 23) de 8 cm/an. Ces taux élevés expliqueraient la migration rapide de l'Inde vers le Nord et sa collision avec l'Asie, il y a 40 M.a.

Il est à noter que le bassin Indien Central est limité géographiquement à l'est par la Ninety-east Ridge. Dans leur schéma d'évolution de l'Océan Indien, Mc KENZIE et SCLATER (1971) interprétaient cette structure comme une ancienne faille transformante ayant joué lors de la dérive de l'Inde vers le Nord. En fait, la véritable limite (qui est une ancienne limite de plaque) entre les bassins Indien Central et de Wharton correspondrait à une faille transformante située, plus à l'est de la ride (SCLATER et FISHER, 1974). A la suite des travaux de géochimie et géochronologie sur des échantillons prélevés le long de la ride, DUNCAN (1978) considère cette structure comme la conséquence de la migration de la plaque Indienne au dessus d'un "hot spot", situé au niveau de l'île de Heard.

A-6- LES BASSINS DES MASCAREIGNES ET DE MADAGASCAR*

A la suite des campagnes océanographiques du Gallieni (1966 à 1972), du Glomar Challenger (1972) et du Marion Dufresne (1973), SCHLICH (1975) esquisse un premier schéma structural de ces bassins (fig.97). Il distingue quatre zones de fractures majeures A, B, C, D ; l'accident C correspondait alors à la limite proposée entre les bassins de Madagascar et des Mascareignes. Les fractures A, B et C semblent pénétrer profondément dans le plateau malgache où elles sont marquées par la topographie et reconnues par la sismique réflexion. Les directions structurales du plateau diffèrent totalement de celles de la carte physiographique de HEEZEN et THARP (1965), qui suggèrent de grands accidents parallèles à la côte orientale de l'île de Madagascar. Il est à remarquer, de plus, le contraste remarquable entre le relief doux du bord oriental du plateau malgache et celui nettement plus accentué de la côte est de Madagascar. A la suite de ces observations, il semble probable que le plateau malgache ne peut pas être interprété comme un simple prolongement de l'île de Madagascar.

Dans le bassin de Madagascar, SCHLICH (1975) reconnaît la séquence complète des anomalies magnétiques du Crétacé Supérieur (30 à 27) et du Paléocène (26 à 21) ; elles apparaissent clairement entre la branche ouest de la dorsale et la zone de fractures A, et entre les deux zones de failles A et B. Entre B et C, C et D, l'auteur ne reconnaît alors que les anomalies du Crétacé Supérieur (33 à 28).

Dans le bassin de Madagascar, ces anomalies sont associées à trois phases distinctes d'expansion (*), d'ailleurs synchrones de celles observées dans le bassin de Crozet :

- Anomalies 33 à 31	N 138°	4 cm/an
- Anomalies 30 à 23	N 127°	7 cm/an
- Anomalies 22 à 21	N 135°	4 cm/an

(*) Nouvelle échelle chronologique des inversions du champ magnétique terrestre (SCHLICH, 1975, 1979).

Les campagnes du Marion Dufresne (1975, 1976, 1977 et 1978) ont apporté des éléments nouveaux quant à la compréhension de la structure de ces bassins. La limite géophysique entre les bassins de Madagascar et des Mascareignes ne doit plus être assimilée à la zone de fracture C, mais à la zone B (SCHLICH, comm. orale, 1979). En effet, le symétrique du bassin de Crozet correspond au bassin Indien Central. Le bassin de Madagascar, nouvellement défini, aurait son symétrique également dans le bassin Indien Central, à l'est de la ride aismique de Chagos-Laçcadive (fig.95). Ceci est confirmé par les faits suivants (SCHLICH, comm. orale, 1979) :

- le décalage des anomalies magnétiques de part et d'autre de la zone de fractures B atteint 700 km, alors que le décalage associé aux autres fractures apparaît beaucoup plus faible et ne dépasse guère 100 km.

- dans les trois bassins de Crozet, Indien Central et Madagascar, les différentes phases d'expansion et les changements de direction observés sont synchrones.

Dans le bassin des Mascareignes, limité donc au sud par la zone de fractures B et auquel appartient désormais l'île de la Réunion, PATRIAT et SCHLICH (1979) mettent en évidence l'existence d'une dorsale fossile datée par l'anomalie 27 (Paléocène Inférieur : 60 M.a.) et identifient les linéations magnétiques dans le secteur NE du bassin (fig.97). La présence de cet ancien centre d'expansion est clairement démontré entre les zones de fractures C et D ainsi que dans le bloc D-E nouvellement défini. La topographie du socle au nord-ouest de l'île de la Réunion marque clairement l'axe de cette dorsale fossile. L'extension de ces structures vers le nord n'est pas établie. Nous voyons que dans ces conditions l'île de la Réunion, située entre les zones B et C, se placerait à l'aplomb de l'anomalie 27, c'est-à-dire du paléorift. Malheureusement, cette anomalie ainsi que les symétriques 28 et 29, situées dans cette hypothèse au nord-est de l'île, n'ont pas encore été reconnues.

Finalement, la formation du bassin des Mascareignes débute au Crétacé Supérieur (anomalie 34) séparant symétriquement l'île de Madagascar du groupe Seychelles - Plateau des Mascareignes. L'activité de la dorsale s'arrête au Paléocène Inférieur (60 M.a. - Anomalie 27) et se reporte au nord des Seychelles.

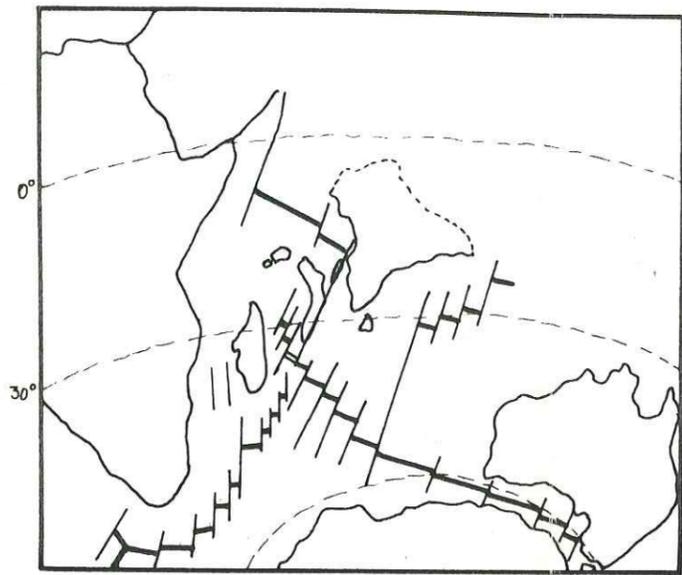
A-7- CONCLUSION : EVOLUTION DE L'OCEAN INDIEN OCCIDENTAL

* Jurassique Sup. - Crétacé Inf. (150 M.a. - 100 M.a.) An. M0 à M2?

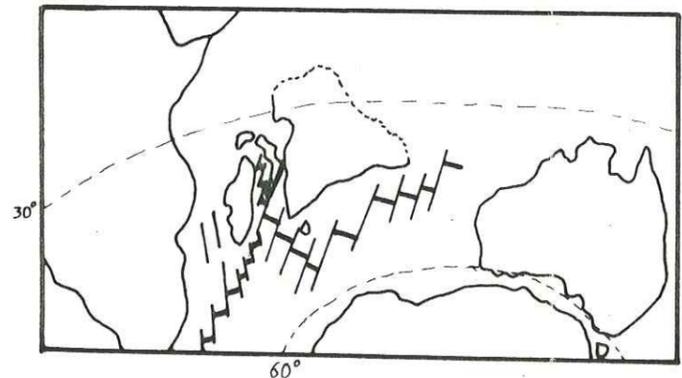
L'Afrique se sépare de l'Amérique du Sud, donnant naissance à l'Atlantique. C'est sans doute à cette époque que les premiers mouvements décrochants ont séparé la partie est du continent de Gondwana (Antarctique plus Australie) de l'Afrique et de l'Inde. Au Jurassique Supérieur, une ride a pris naissance dans le bassin de Mozambique, responsable probablement de la séparation de Madagascar et de l'Afrique (fig.98 A).

* Crétacé Sup. (80 - 65 M.a.) An. 34 à 31

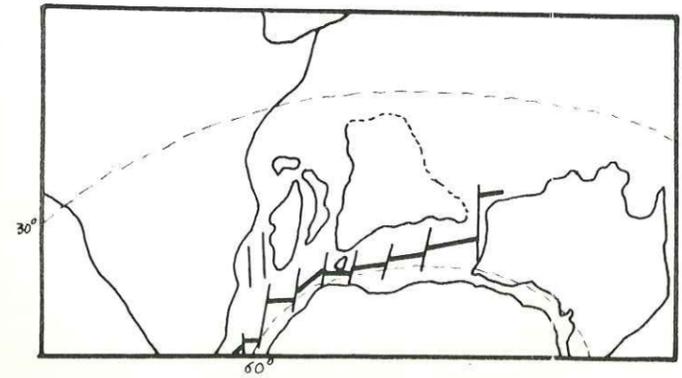
C'est à cette époque que naissent la dorsale Est-Indienne, séparant symétriquement le bassin de Crozet-Madagascar du bassin Indien Central, et la dorsale du bassin de Wharton.



(C)
 PALEOCENE 60 M.a.
 Extinction du rift
 du bassin des
 Mascareignes



(B)
 CRETACE SUPERIEUR
 80 M.a.
 Ouverture du bassin des
 Mascareignes



(A)
 CRETACE INFÉRIEUR
 120 M.a.

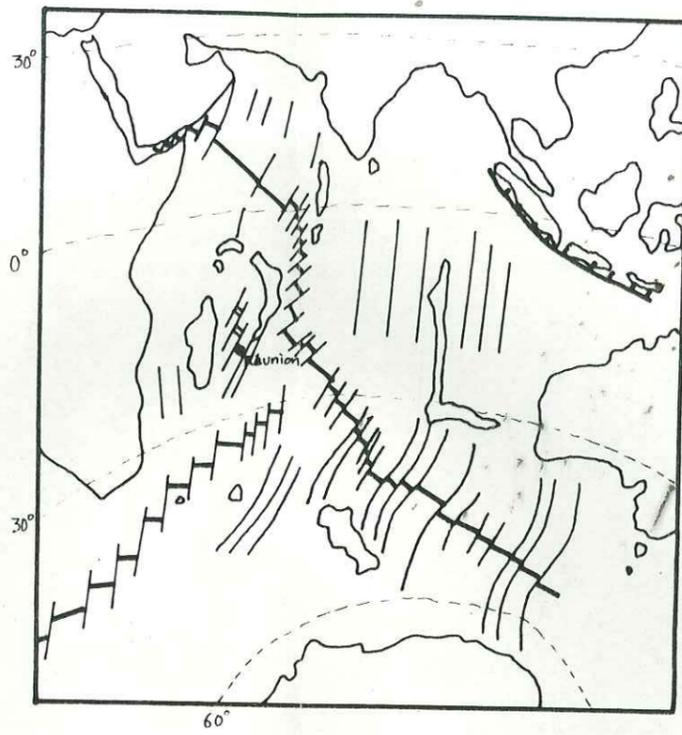
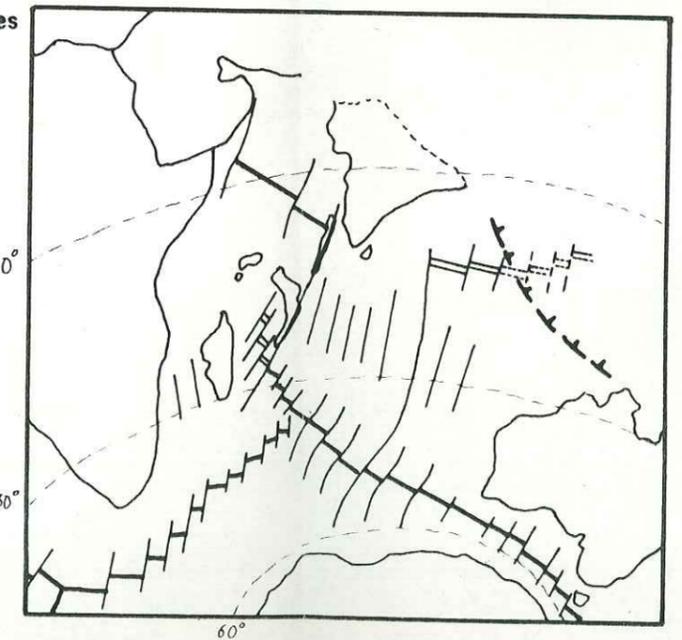


Fig.98 - EVOLUTION
 SCHEMATIQUE DEPUIS
 LE CRETACE INFE-
 RIEUR. D'après les
 travaux de FISHER
 et al., 1971 -
 MCKENZIE et SCLATER
 1971 - SCLATER et
 FISHER, 1974 -
 SCHLICH, 1975 -
 PATRIAT et SCHLICH,
 1979 - SEGOUFIN,
 1979 - SIMPSON, 1979
 BARRON et al., 1979.

(E)
 10 M.a. - actuel



(D)
 EOCENE 40 M.a.
 Subduction des
 îles de la Sonde

porté
 La
 plus
 Cen-
 lement
 ve
) :
 ne
 res
 les
 syn-
 frac-
 Alie
 dans
 est
 struc-
 le de
 lie 27,
 riques
 été
 acé
 Aléocène
 ntique.
 paré
 ue et
 ique

L'Inde se sépare donc du bloc Antarctique - Australie et de l'Afrique, et commence sa migration vers le Nord.

Le bassin des Mascareignes s'ouvre également au Crétacé (An. 34) séparant Madagascar du Plateau des Mascareignes. La ride de Chagos-Laccadive fonctionne comme une faille transformante (fig. 98 B).

Le taux de demi-expansion correspondant à cette période est de 4 cm/an.

* Crétacé terminal - Paléocène - Eocène Inférieur (65 - 52 M.a.) - An. 30 à 23

Au Crétacé terminal (An. 30) se produit un changement de direction de l'expansion du fond océanique.

L'entrée en activité de la dorsale Ouest-Indienne, et par là même l'existence du point triple de Rodriguez, remonterait à cette période.

Le taux de demi-expansion associé à la ride Est-Indienne passe à 8 cm/an (selon la nouvelle échelle des inversions du champ magnétique terrestre proposée par SCHLICH, 1975, SCHLICH et al., 1979).

L'activité de la dorsale du bassin des Mascareignes s'arrête vers 60 M.a. (An. 27). Le centre d'expansion se reporte au nord des Seychelles et correspond à la dorsale de Carlsberg qui commence à fonctionner à l'anomalie 27 avec un taux de demi-expansion de 6,5 cm/an (ancienne échelle de HEIRTZLER, 1968).

A la fin de cette période, dans le prolongement de la dorsale Est-Indienne, une ride prend naissance séparant les continents Antarctique et Australien (fig. 98 C).

* Eocène Supérieur - Miocène (50 - 10 M.a.) - An. 22 à 6

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 (nouvelle échelle de SCHLICH, 1975, SCHLICH et al., 1979).

Entre 50 et 40 M.a., l'Inde entre en collision avec le continent asiatique (fig. 98 D).

* Pliocène (10 M.a.) à l'actuel - An. 5 à 1

Lors d'un nouveau changement de direction dans l'expansion (An. 5) intéressant les dorsales de Carlsberg et Médio-Indienne, cette dernière prend naissance au niveau de la faille de Chagos-Laccadive. Les taux de demi-expansion étant respectivement de 1,3 cm/an et 1,8 cm/an (ancienne échelle de HEIRTZLER, 1968) (fig. 98 E).

L'activité de la partie émergée du volcan de la Réunion (le Piton des Neiges) situé à l'aplomb d'une éventuelle paléoride (60 M.a.) du bassin des Mascareignes remonte à cette dernière période de l'évolution de l'Océan Indien Occidental (> 2,1 M.a., Mc DOUGALL, 1971).

B - L'ILE DE LA RÉUNION DANS LE BASSIN DES MASCAREIGNES - RELATIONS STRUCTURALES

Le rift "Hawaïen" N 120, ligne structurale majeure du Piton des Neiges et de l'île de la Réunion, a intensément fonctionné durant la période des océanites ($> 2,1$ M.a. - $0,430$ M.a.) (1ère partie, chapitres I et II). Lors de la mise en place des séries alcalines différenciées ($0,350 - 0,050$ M.a.) son activité est très réduite mais décelable cependant dans le cirque de Salazie, celle-ci ayant migré sous le Piton de la Fournaise, tel qu'il est montré fig.80 (cf. 1ère partie).

Ce rift N 120 est perturbé par une zone de fracturation N 30 passant par le Piton des Neiges et le long de laquelle s'échelonnent des accidents N 70. Cette zone se singularise aussi par une *serpentinisation importante* des filons d'océanite traversant la série des brèches primitives, témoignant vraisemblablement de frictions intenses (cf. 1ère partie, chapitre I, p. 49). Le modèle cinématique est un décrochement dextre responsable de la torsion des dykes N 120 (fig.99).

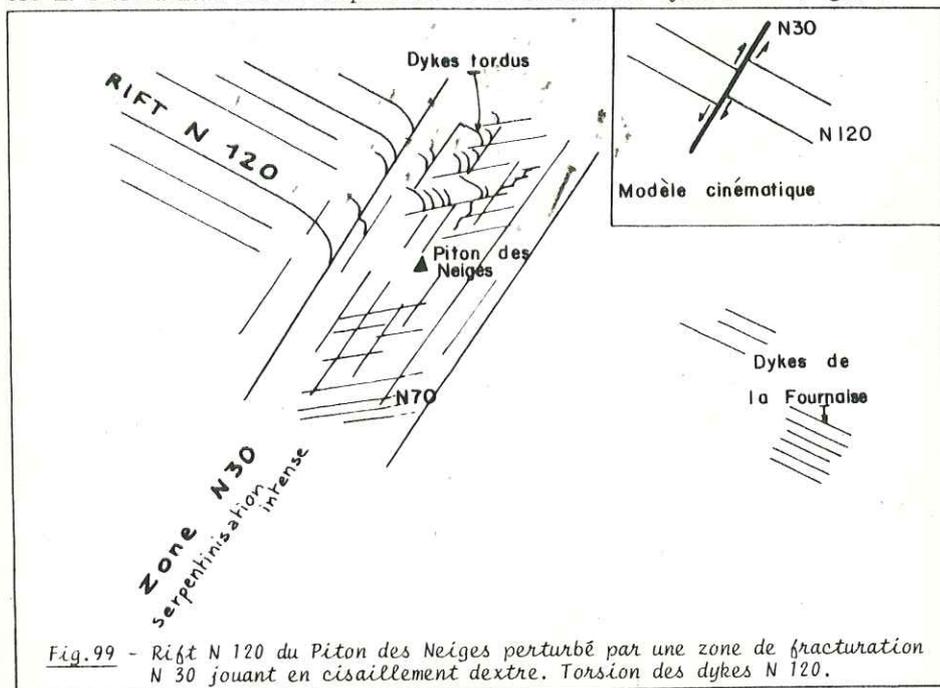


Fig.99 - Rift N 120 du Piton des Neiges perturbé par une zone de fracturation N 30 jouant en cisaillement dextre. Torsion des dykes N 120.

L'histoire du Piton des Neiges se résume donc essentiellement au fonctionnement d'un rift N 120 accompagné d'une zone de fractures N 30 jouant en cisaillement dextre, sur lesquelles se greffent des systèmes concentriques et radiaires liés à la présence de chambres magmatiques au sein de la croûte océanique (cf. 2ème partie, chapitre I).

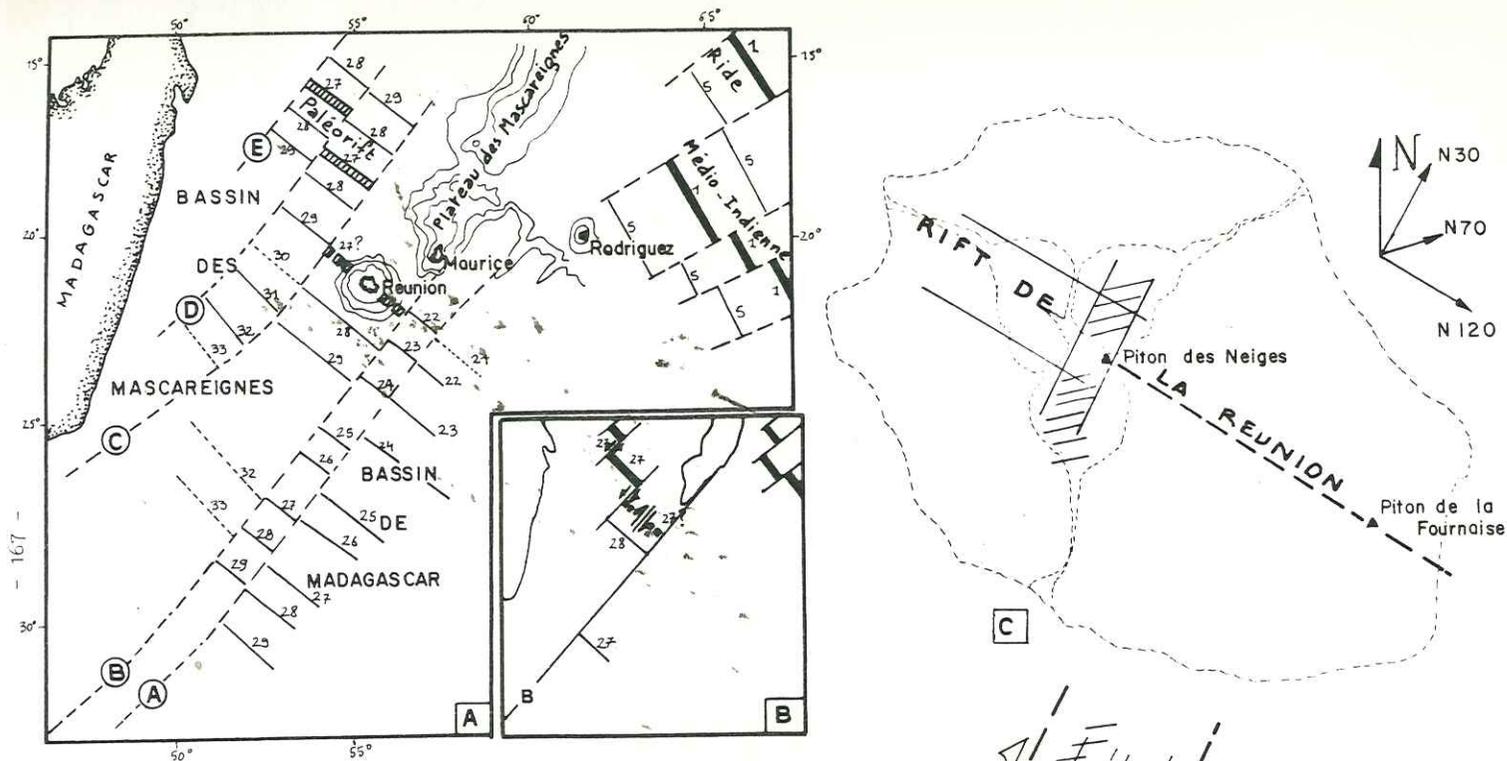


Fig.100 - PARALLELISME ENTRE LES STRUCTURES OCEANIQUES ET AERIENNES.

- A - Structures et anomalies magnétiques des bassins des Mascareignes et de Madagascar (d'après SCHLICH, 1975 - PATRIAT et SCHLICH, 1979 - FISHER et al., 1971).
- B - Interprétation cinématique des structures océaniques
- C - Directions structurales de la Réunion
- D - Modèle cinématique des structures de la Réunion.

Ce schéma rappelle celui des rides médio-océaniques découpées par les failles transformantes.

En vérité, il existe un parallélisme certain entre les structures aériennes récentes du Piton des Neiges, datées de $>2,1$ M.a. (~ 3 M.a.) à 0,050 M.a., et les structures anciennes (60 M.a.) du plancher océanique du bassin des Mascareignes (fig. 100) :

- Le rift N 120 se parallélise à la direction des linéations magnétiques (N 127) reconnues entre les zones des fractures B et C du bassin des Mascareignes. Il se situerait à l'aplomb du paléorift éteint il y a 60 M.a. (anomalie 27).

- Les fractures N 30 se parallélisent avec celles des failles transformantes du bassin des Mascareignes. Cependant, il faut souligner que le modèle cinématique en décrochement dextre de cette zone N 30 n'est pas compatible avec le mouvement senestre que possédaient les failles transformantes lorsque la dorsale du bassin des Mascareignes fonctionnait (fig. 100 B et D).

En résumé, l'île de la Réunion pourrait être située sur un paléorift océanique éteint il y a 60 M.a. (SCHLICH, comm. orale) et possédant les mêmes directions structurales N 120 et N 30. Cependant, une contradiction est certaine : le volcanisme de la partie émergée du Piton des Neiges est jeune (les laves aériennes sont datées entre 2,1 et 0,05 M.a., Mc DOUGALL, 1971), et celui du Piton de la Fournaise est actuel. Il faut donc en conclure que le paléorift de la Réunion, formant très probablement le soubassement de l'île, s'est réactivé il y a un peu plus de 2 M.a. Mais, le parallélisme des structures aériennes et océaniques étant établi, l'origine de l'île rentre dans le domaine des hypothèses qui concluront ce travail.

C O N C L U S I O N

= : = : = : = : = :

LES HYPOTHÈSES QUANT À L'ORIGINE DE L'ÎLE DE LA RÉUNION

A - LE VOLCANISME INTRAPLAQUE ; SON ORIGINE (BIBLIOGRAPHIE)

Le volcanisme intraplaque, exprimé le long de chaînes d'îles ou dans des grabens continentaux, est particulièrement important et fait l'objet depuis ces dernières années de nombreuses études qui ont donné lieu à diverses hypothèses concernant son origine dans le cadre de la tectonique des plaques.

A1 - PANACHES MANTELLIQUES ET POINTS CHAUDS

L'hypothèse la plus largement admise est celle du panache mantellique, vaste mouvement de convection thermique sous les plaques lithosphériques, les perçant à la manière d'un chalumeau et s'exprimant en surface par une activité volcanique. Ces lieux d'anomalies thermiques sont appelés "points chauds" ou "hot spots".

+ panache mantellique (mantle plume) : définition géologique et géophysique, serait à l'origine du volcanisme.

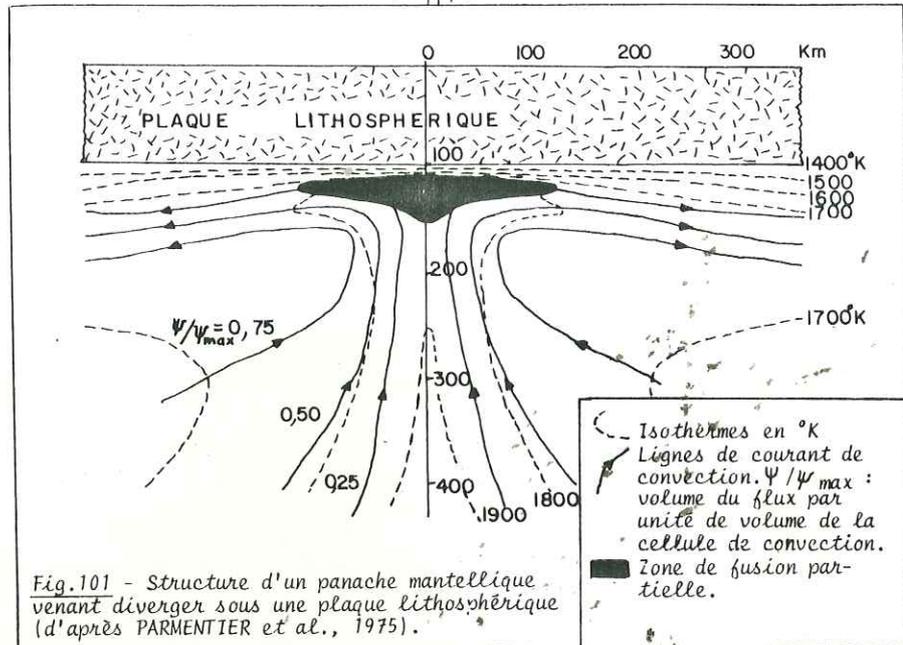
+ point chaud (hot spot) : expression superficielle du panache ; lieu géographique intraplaque plus chaud que son environnement et où il y a ou il y a eu une activité volcanique.

La première théorie concernant cette hypothèse fût proposée par WILSON (1963) qui suggère que les chaînes d'îles volcaniques d'Hawaï et Touamotou puissent résulter d'une anomalie de fusion dans le manteau supérieur. Ces alignements représenteraient la trace du déplacement de la lithosphère au dessus d'une zone de fusion asthénosphérique.

MORGAN (1971) reprenant et développant cette théorie, considère 20 panaches thermiques primordiaux fixes sous la lithosphère et note, en 1972 (a), que la direction et la vitesse de propagation du volcanisme des chaînes d'îles du Pacifique (Hawaï-Empereur, Touamotou, Austral-Marshall, Monts du Golfe d'Alaska) sont compatibles avec le mouvement de la plaque Pacifique au dessus de quatre points chauds fixes. Le matériel primaire mantellique, monté à la faveur de ces panaches, serait chimiquement différent de celui des rides et expliquerait les variations de composition entre les basaltes des îles volcaniques et ceux des rides médio-océaniques.

Utilisant des résultats géophysiques et géochimiques MORGAN (1972 a - 1972 b) estime la taille et la vitesse d'ascension de ces panaches ; ceux-ci, de forme cylindrique, auraient un diamètre grossier de 150 km et une vitesse ascensionnelle de 2 m/an. Les contraintes développées par ces panaches suffiraient pour percer et écarter les plaques lithosphériques et seraient donc à l'origine de la dérive des continents ; l'argumentation en faveur de cette hypothèse est que de nombreux hot spots sont situés près d'une ride et que leur activité débute avec la séparation des continents.

Des calculs numériques sur la structure de ces panaches cylindriques ont été effectués par PARMENTIER et al. (1975) et GOGUEL (1975). Un tel panache mantellique superficiel peut être obtenu si le flux convectif est confiné dans le manteau supérieur et si la chaleur vient primitivement du manteau inférieur (fig. 101).



Dans un essai de recensement mondial, BURKE et WILSON (1976) proposent 122 hot spots répartis à la surface de la terre et dont l'activité s'étend de l'époque actuelle à 10 M.a. 53 hot spots se situent en domaine océanique dont 15 sur une ride et 9 près d'une ride, les 69 autres se placent en domaine continental (fig.102).

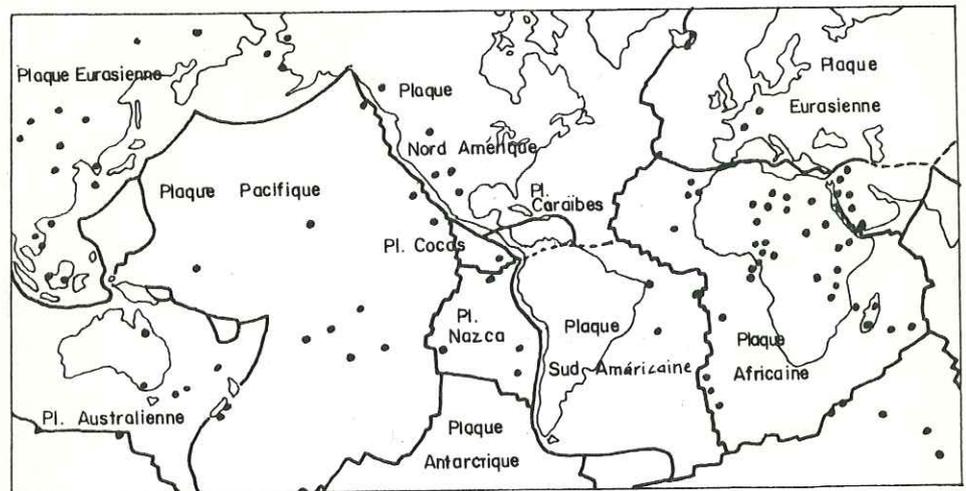


Fig.102 Répartition mondiale des hot spots (d'après BURKE et WILSON, 1976). Les 9 hot spots de l'Antarctique ainsi que celui de l'Arctique ne sont pas notés.

Certains auteurs ont mis en évidence l'existence de flux canalisés au sein de l'asthénosphère se propageant le long des rides médio-océaniques ou depuis un hot spot vers une ride (SCHILLING et NOE-NYGAARD, 1974 ; VOGT et JOHNSON, 1975). Les panaches thermiques représenteraient donc des "sources" de nouvelle asthénosphère qui se vidangerait au niveau des rides médio-océaniques, se transformant en lithosphère.

Reprenant cette idée, MORGAN (1978) propose un second type de hot spot formé à l'intersection d'un "chenal asthénosphérique" et d'une ride donnant naissance à une île volcanique au matériel géochimiquement primaire. En tenant compte du mouvement absolu de la plaque lithosphérique au dessus d'un hot spot fixe, il examine deux cas où des îles ont pu apparaître par ce processus. Ainsi, les îles Marchena, Pinta Wolf et Darwin, alignées sur une droite, se seraient formées à l'extrémité d'un tel chenal reliant le hot spot des Galapagos à la ride océanique qui sépare les plaques de Nazca et Cocos (Pacifique Est). Il transpose ce modèle dans l'Océan Indien et explique ainsi la formation de la ride de Rodriguez à l'extrémité Est d'un chenal reliant le hot spot de la Réunion à la ride Médio-Indienne. La disposition géographique des îles de St Paul et Amsterdam (tout près de la ride Est-Indienne) suggérerait un processus similaire ; elle représenterait l'extrémité nord d'un chenal reliant le hot spot de Kerguelen à la ride Est-Indienne.

La théorie du hot spot ne se conçoit bien en fait que si les panaches thermiques du manteau se déplacent légèrement les uns par rapport aux autres. Un certain nombre d'études (MOLNAR et ATWATER, 1973 ; BURKE et al., 1973 ; MOLNAR et FRANCHETEAU, 1975) concluent que si les chaînes d'îles volcaniques se sont formées au dessus de hot spots, ces derniers doivent posséder un déplacement relatif de 1 à 2 cm par an.

Il faut noter également que pour certains auteurs (WRIGHT, 1975 et GREEN, 1975) la mise en évidence des panaches par sismique est pour le moins ambiguë et nécessite de plus amples vérifications sur la signification des anomalies de propagation élevées des ondes P sous les îles Hawaï.

A2 - ANCRÉS DE GRAVITÉ

SHAW et JACKSON (1973) proposent que l'activité volcanique de l'extrémité des chaînes hawaïennes, de Touamotou et Austral ne résulte pas d'un panache mantellique, dont la position serait en fait aléatoire, mais soit plutôt la conséquence d'une fusion de l'asthénosphère causée par le cisaillement de la plaque lithosphérique susjacente en mouvement. Une telle fusion débute et un résidu dense se forme et s'enfonce. Ce courant de densité forme une "ancre de gravité" (gravitational anchor) qui stabilise l'anomalie de fusion et provoque l'alimentation continue de matériel en fusion, source de basaltes en surface (fig.103).

Les résultats gravimétriques et bathymétriques ainsi que les mesures théoriques de flux de chaleur et celles des anomalies des ondes sismiques dans le manteau profond seraient en accord avec cette hypothèse. Malheureusement, cette théorie repose sur une estimation très critiquable de la densité du résidu et du matériel initial et induit ainsi une grande incertitude (OXBURGH et TURCOTTE, 1976 ; OXBURGH et PARMENTIER, 1978).

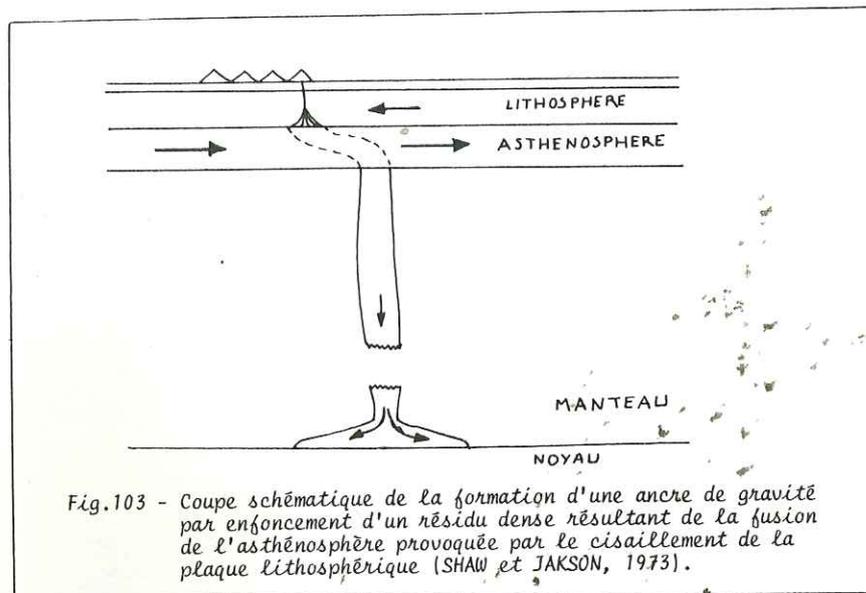


Fig.103 - Coupe schématique de la formation d'une ancre de gravité par enfouissement d'un résidu dense résultant de la fusion de l'asthénosphère provoquée par le cisaillement de la plaque lithosphérique (SHAW et JAKSON, 1973).

A3 - CASSURES LITHOSPHERIQUES

Bien qu'une partie du volcanisme intraplaque puisse être attribuée à des mouvements de convection thermique dans le manteau, il est difficile de tout expliquer par le biais de ce processus ; notamment de nombreux exemples de volcanisme intraplaque sont en relation évidente avec une tectonique d'extension : le rift Est Africain, graben du Rhin, Basin and Range Province et Snake River Plaine dans l'Ouest des Etats-Unis.

BETZ et HESS (1941) proposent de voir dans les îles hawaïennes le résultat d'une activité magmatique le long d'une fracture se propageant au fond de l'Océan Pacifique. Reprenant cette idée, TURCOTTE et OXBURGH (1973, 1976 et 1978) analysent la géométrie des fractures lithosphériques et l'origine des contraintes mises en jeu pour leur création.

Les cassures affectant la lithosphère sous tension ne ressembleraient pas à celles développées dans une éprouvette de roche en laboratoire. Selon ces auteurs (TURCOTTE et OXBURGH, 1973 et 1978), une plaque lithosphérique casserait de façon plastique le long d'une zone possédant un angle de 35° avec la perpendiculaire à la contrainte de tension, en accord avec le critère de fracturation donné par BIJLAARD (1935) (fig.104).

La direction de la chaîne hawaïenne forme un angle de 35° avec une hypothétique contrainte de tension grossièrement perpendiculaire à la direction de migration du plancher océanique (fig.105). Les volcans hawaïens se placeraient donc sur des fractures en échelon se propageant le long d'une zone de rupture plastique au sein de la plaque Pacifique.

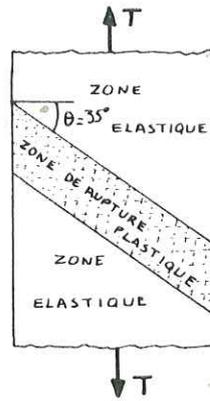


Fig.104 Rupture plastique au sein d'une plaque lithosphérique sous tension (d'après TURCOTTE et OXBURGH, 1978)

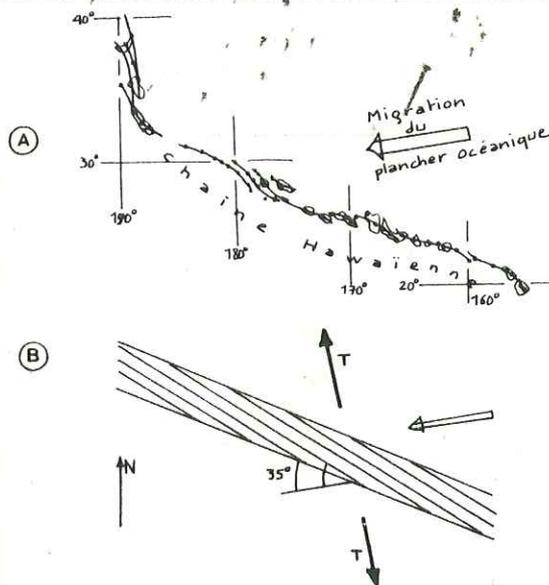


Fig.105

- A - Structure de la chaîne hawaïenne. Les volcans semblent s'aligner le long de fractures en échelons (JACKSON et al., 1972 in TURCOTTE et OXBURGH, 1973)
- B - Modèle de rupture plastique de la plaque Pacifique pour expliquer la formation des îles Hawaïennes (TURCOTTE et OXBURGH, 1973).

Les études de mécanisme au foyer sur le tremblement de terre du 27 juin 1962 à Hawaï donnent une direction de contrainte de tension en accord avec celle envisagée dans cette hypothèse de cassure lithosphérique de la plaque Pacifique (TURCOTTE et OXBURGH, 1978).

Pour ces auteurs (TURCOTTE et OXBURGH, 1976), deux sortes de contraintes de tension seraient à l'origine des déchirures de la lithosphère que constituent les failles transformantes et les fractures en échelon des chaînes volcaniques :

- les contraintes thermiques dues au refroidissement de la lithosphère .
- les contraintes dues au changement d'incurvation de la plaque migrant à la surface du globe.

Si des failles transformantes peuvent avoir des origines mécaniques différentes, leur localisation à la surface du globe ne semble pas être aléatoire. SYKES (1978) fait un inventaire des enregistrements d'activité sismique durant ces 100 dernières années (certains même remontent à 300 ans) au sein des aires continentales. Il cite ainsi un grand nombre d'exemples de *fractures océaniques importantes situées dans le prolongement d'anciennes zones tectoniques continentales* : failles préexistantes, zones de suture, aulacogènes, ceintures orogéniques ou autres limites tectoniques majeures. Ces anciens traits structuraux semblent avoir guidé la position de nombreuses failles transformantes datant de la dernière ouverture océanique. Dans beaucoup de régions le magmatisme alcalin (roches ignées, volcanisme, ring dykes) le long de ces zones tectoniques préexistantes, débute au stade du "rifting" initial et continue parfois durant 100 M.a. La concentration des tremblements de terre des aires continentales dans le prolongement des failles transformantes majeures serait attribuée à la réactivation d'anciennes zones de faiblesse créées lors de la séparation des continents.

Certains auteurs ont envisagé l'hypothèse des *hot spots mobiles* pour expliquer la durée (100 M.a.) et le manque de progression nette dans le temps et dans l'espace du magmatisme de plusieurs ceintures de roches alcalines. Pour SYKES (1978), il semble plus raisonnable de considérer les alignements volcaniques en domaine océanique ou continental, et notamment ceux de la marge ouest du continent africain (Canaries, Cap Vert, Golfe de Guinée - Monts Cameroun), comme des *traits passifs de la tectonique des plaques* et dont l'existence serait due à des zones de faiblesse majeures du placher océanique (failles transformantes) ou à des failles préexistantes affectant les marges continentales (fig. 106) (fondamentalement différent de la théorie des hot spots de MORGAN (1972 a) qui seraient la manifestation en surface de *tectonique active* à l'origine de la dérive des continents).

Dans le même ordre d'idée et se basant sur des études de géochronologie et pétrochimie des volcans des Iles de l'Est et Sala y Gomez (près de la dorsale Est du Pacifique), CLARK et DYMOND (1977) écartent l'idée du hot spot pour expliquer l'origine de la ride de Sala y Gomez. Il semblerait plutôt que cette dernière se soit formée le long d'une faille transformante, sismiquement active, apparue lors de la réorientation de l'axe d'expansion de la dorsale.

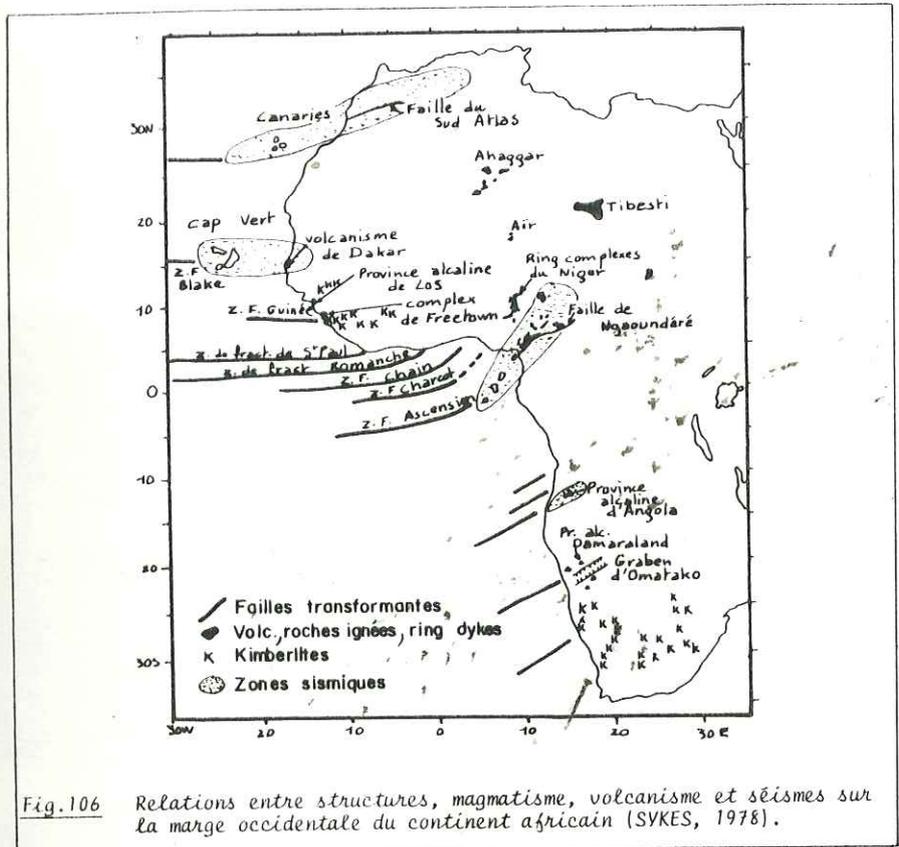


Fig.106 Relations entre structures, magmatisme, volcanisme et séismes sur la marge occidentale du continent africain (SYKES, 1978).

Ainsi, à la vue de toutes ces théories, il semble donc intéressant d'avancer une ou plusieurs hypothèses concernant l'origine de l'île de la Réunion.

B - LE CAS DE L'Océan Indien Occidental - L'ÎLE DE LA RÉUNION : PALEORIFT REACTIVE ?

Les trois grands alignements volcaniques de l'Océan Indien Occidental (ride du 90° Est et Plateaux des Mascareignes et de Chagos-Laccadive) ont suscité quelques travaux de la part des défenseurs de la théorie du hot spot.

Se basant sur des données géochimiques, géochronologiques, ainsi que sur la géométrie et la tectonique des plaques, DUNCAN (1978) propose que la ride du 90° Est et le plateau aiséismique de Kerguelen représentent la trace de la migration de la plaque indienne au dessus du hot spot d'Heard. Il généralise ce schéma à l'Île de la Réunion qu'il considère comme un hot spot, lequel serait à l'origine de l'"édification" des plateaux des Mascareignes et Chagos-Laccadive ainsi que du volcanisme initial des Traps du Deccan datant de l'ouverture du Gondwana.

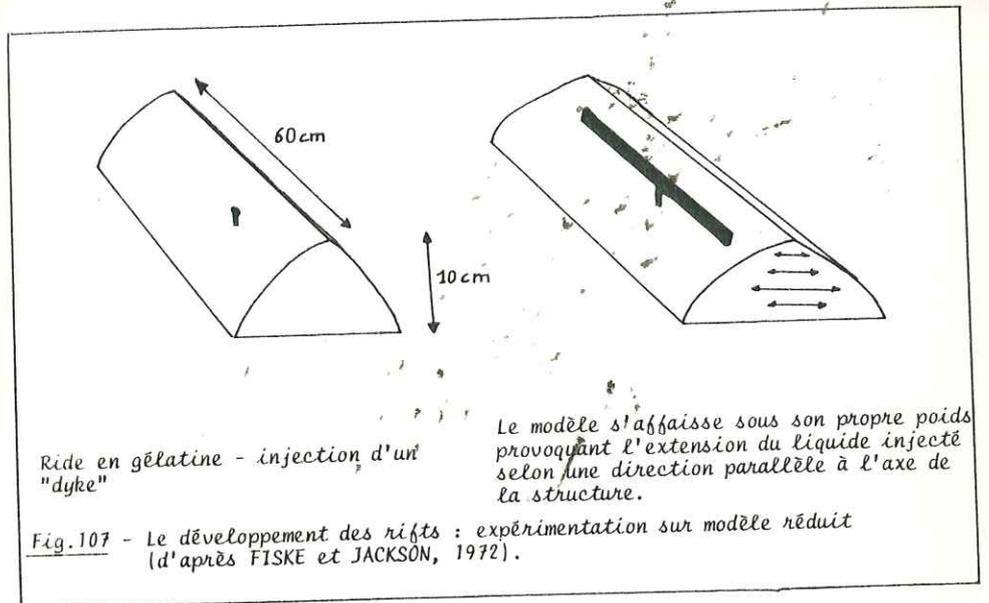
En restituant les positions des plaques indienne et africaine vers 38 M.a. et 21 M.a., MOLNAR et ATWATER (1973) et MOLNAR et FRANCHETEAU (1975) démontrent que si il existe deux hot spots, l'un au droit de la Réunion et l'autre au niveau de Kerguelen, responsables respectivement de la formation des rides aiséismiques de Chagos-Laccadive et du 90° Est, ceux-ci doivent obligatoirement se déplacer l'un par rapport à l'autre de 1 à 2 cm par an. Il faut reconnaître que cela diminue de beaucoup la validité de la théorie du hot spot. De plus, il est à noter que l'Île de la Réunion est un édifice volcanique *topographiquement isolé* du plateau des Mascareignes par un fond océanique plat, calme, situé vers - 4 000 m, ce qui laisserait supposer qu'il n'existe aucun lien entre ces deux structures.

La Réunion appartient au bassin des Mascareignes séparé de celui de Madagascar par une zone de fractures importante (Zone B, cf. fig. 100 p. 167). Ce simple fait met à défaut la théorie d'un flux de matière canalisé dans l'asthénosphère et reliant le hot spot de la Réunion à la ride Médio-Indienne (MORGAN, 1978).

Il est impossible de considérer les deux volcans du Piton des Neiges et de la Fournaise comme la conséquence de la migration de la plaque somalienne au dessus du hot spot de la Réunion. En effet, cette hypothèse est en total désaccord avec le mouvement de la plaque elle-même déterminé par FISHER et al. (1971) (cf. fig. 96 p. 158). De plus, le raisonnement qu'il est permis d'appliquer aux nombreuses îles composant l'immense chaîne de l'Empereur et des Hawaï n'est plus possible lorsqu'il s'agit uniquement de deux volcans mitoyens. *En fait, le Piton de la Fournaise correspond à la migration de l'activité volcanique le long du rift N 120.* Cette théorie peut s'appuyer sur les travaux des volcanologues ayant étudié les rifts des îles de l'Archipel Hawaïen. En effet, FISKE et JACKSON (1972) ont essayé de construire un modèle mécanique expliquant les orientations des divers axes d'extension de ces volcans et de faire ainsi la part de ce qui serait dû aux contraintes locales (le volcan : pression du magma sous-jacent) ou aux contraintes régionales (l'Océan Pacifique).

Les premiers rifts, ou axes d'extension, qui apparaissent au niveau de chaque île possèdent une direction grossièrement parallèle à celle du "trend" (allongement de l'archipel). Mais, pour expliquer les différentes orientations

des autres structures et le fait que certains rifts possèdent une longueur considérable (jusqu'à 120 km), les auteurs effectuent des comparaisons avec des essais en laboratoire sur modèles réduits (fig.107). Au coeur d'une maquette de gélatine ayant la forme d'une ride, est injecté un liquide coloré, matérialisant l'injection



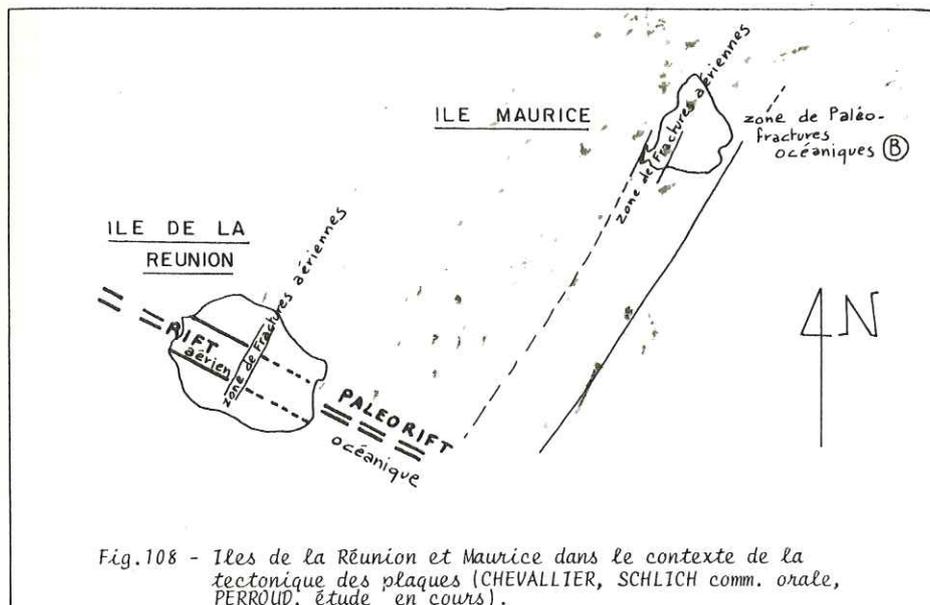
d'un dyke, qui, sous le propre poids du modèle, s'étend parallèlement au grand axe de la structure. En appliquant ce modèle à la Réunion, on explique l'extension du rift N 120 et la migration du volcanisme, mais pas le sens de cette migration.

En fait, la position de l'île de la Réunion ne semble pas aléatoire. Elle se situerait, en effet, sur un paléorift éteint il y a 60 M.a. dont les directions structurales se parallélisent à celles du volcan du Piton des Neiges, massif principal et constitutif de l'île (fig.100 p.167). Ainsi le modèle suivant peut être proposé :

- Le soubassement de l'île s'est probablement édifié depuis le Crétacé supérieur (80 M.a. - an 34) jusqu'au Paléocène (60 M.a. - an 27), date de l'extinction de la dorsale du bassin des Mascareignes (cf. p.162). L'importance de l'empilement volcanique à cette époque est bien sûr inconnu.

- Une période de calme de près de 60 M.a. s'instaure.

- Vers 3 M.a. (date approximative de l'émergence de l'île et de la série des brèches primitives, sous-jacentes aux océanites récentes datées à 2,1 M.a.) le paléorift est réactivé. Il pourrait se composer, en fait, de deux tronçons séparés par une zone de fractures à décrochement dextre. Mais, le décalage de cet axe N 120 n'est pas visible en raison de l'imperceptibilité du mouvement (~ 100 m) à l'échelle de la Réunion (fig.108). L'activité principale du rift se situe entre 3 M.a. et 0,430 M.a. (brèches primitives et océanites récentes du bouclier primitif). De 0,350 à 0,070 M.a., cette activité est faible et s'est reportée au droit du premier massif de la Fournaise. Cette hypothèse rejoindrait



donc celle de SYKES (1978) sur la réactivation des zones de faiblesse à la surface du globe, écartant ainsi la théorie du hot spot.

- Il faut souligner que dans cette hypothèse la Réunion et Maurice se placent dans le même contexte structural de la tectonique des plaques : La Réunion sur un paléorift et Maurice sur une paléofaille transformante (fig.108). La preuve du passage d'une telle fracture à Maurice ainsi que de l'existence d'un rift ayant fonctionné entre 3,5 et 1,70 M.a. est maintenant établie géologiquement (PERROUD, thèse à paraître) confirmant ainsi l'homogénéité des structures des îles du Bassin des Mascareignes.

- Notons que la Fournaise actuelle n'a pas sa place dans cette interprétation structurale puisque ce volcan n'est en rapport avec aucune zone de fractures océanique sismiquement active.

En conclusion, la théorie du hot spot n'est pas la seule à rendre compte du volcanisme intraplaque et de récents travaux tendent à démontrer qu'une origine tectonique (cassures lithosphériques) pourrait fort bien expliquer cette activité volcanique souvent alignée sur des zones de faiblesse de l'écorce terrestre. Ainsi, les Mascareignes apparaissent comme un très bon terrain pour juger la validité de ce modèle étant donné la position des îles de la Réunion et de Maurice et la connaissance des structures des bassins adjacents. Espérons que ces études dans l'Océan Indien Occidental ne s'arrêtent pas là et qu'une collaboration fructueuse entre géophysiciens et volcanologues s'instaure dans ce domaine avec l'aide du C.N.R.S. et des autorités locales.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON E.M., 1924. Dynamics of cone sheets and ring dikes, in BAILEY E.B. and others. The Tertiary and Post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. Geological Survey of Scotland Memor., 445 p.
- ANDERSON E.M., 1936. The dynamics of the formation of cone sheets, ring dikes and cauldron subsidence. Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 56, pp.128-157.
- ANDERSON E.M., 1938. The dynamics of sheet intrusion. Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 58, p. 242.
- BAILEY E.B. et al., 1924. The Tertiary and Post-Tertiary geological of Mull, Loch Aline and Oban, explanation of sheet. Mem. Geol. Surv., U.K. (Scotland).
- BARRON E.J., C.G.A. HARRISON et W.W. HAY, 1978. A revised reconstruction of the Southern Continents. E & S, vol. 59, n° 5, pp. 436-449.
- BARRON E.J., C.G.A. HARRISON et J.M. WHITMAN, 1979. Plate tectonic reconstruction 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 Newcastle, England. 1 p. + 7 planches.
- BETZ F.J. et H.H. HESS, 1942. The floor of the North Pacific Ocean. Geogr. Rev., 32, pp. 99-116.
- BILLARD G., 1975. Carte géologique de la France - La Réunion, en collaboration avec P.M. VINCENT. 4 feuilles 1/50 000. Notice BILLARD, 1ère édition. 40 p.
- BOCQUET J., 1974. Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse/doctorat. d'Etat. Grenoble.
- BOUDON G., 1979. Volcanologie et pétrologie des planèzes septentrionales du Cantal, Massif Central Français. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand.
- BONIN B. et LAMEYRE J., 1978. Réflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques anorogéniques. Bull. Soc. Géol. de France, 7ème série, t. XX, n° 1, pp. 45-59.
- BURKE K.C. et WILSON J.T., 1976. Hot spots on the earth's surface. Scien. Am. Vol. 235, pp. 46-57.
- BURKE K.C., W.S.F. KIDD et WILSON J.T., 1973. Relative and latitudinal motion of Atlantic hot spots. Nature London, vol. 245, pp. 133-137.
- BUSSIERE P., 1958. Etude géologique de l'île de la Réunion. Travaux du bureau géologique de Madagascar. N° 84, 64 p. + pl. + carte.
- BUSSIERE P., 1967. Carte géologique de la Réunion à l'échelle de 1/100 000. Notice explicative, 25 p.
- CAMUS G., 1975. La Chaîne des Puys (Massif Central Français). Etude structurale et volcanologique. Thèse d'Etat. Clermont-Ferrand. 320 p.
- CAMUS G. et G. KIEFFER, 1978. Importance du phréatomagmatisme dans le volcanisme des Coirons (Ardèche, France). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 286, série D, pp. 741-743.
- CANN J.R. et F.J. VINE, 1966. An area on the crest of the Carlsberg Ridge. Roy. Soc. London Phil. Trans., A, v. 259, pp. 198-217.
- CARGILL H.K., L. HAWKES et J.A. LEDBOER, 1928. The major intrusions of Southeastern Iceland. Q. J. Geol. Soc. London, 84, pp. 505-539.
- CHEVALLIER L. et N. VATIN PERIGNON, 1979. Les épisodes volcaniques liés aux différentes phases tectoniques du massif du Piton des Neiges - Ile de la Réunion - Océan Indien. 7ème réunion Ann. Sc. Terre, Lyon, 23-25 Avril 1979.

- CLARK J.G. et J. DYMOND, 1977. Geochronology and Petrochemistry of Easter and Sala y Gomez islands : implications for the origin of the Sala y Gomez ridge. *Journal of Volcanology and Geoth. Res.*, vol. 2, n° 1, pp. 29-48.
- CLOOS E., 1955. Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66, pp. 241-256.
- CLOOS H., 1930. Zur experimentellen tektonik I - II. *Naturwiss.*, 18, n° 34, pp. 741-747.
- CLOUGH C.T., H.B. MAUFE et E.B. BAILEY, 1909. The cauldron subsidence of Glencoe and the associated igneous phenomena. *Geol. Soc. London Quart. J.*, 65, pp. 611-674.
- DEFOS du RAU J., 1959. Le relief de l'Ile de la Réunion. Thèse de l'Institut de Géographie. Faculté des lettres de Bordeaux. 319 p.
- DENAYER M.E., 1963. Les hyaloclastites de la rive nord du lac Kivu (Congo). *Bull. Volcan.*, t. XXV, pp. 201-215.
- DUCROT M., 1960. Le volcan actif de l'Ile de la Réunion. Surveillance et étude de l'activité. Possibilités d'utilisation de l'énergie émise. *Bull. Volcan.*, Série II, 23, pp. 109-120.
- DUNCAN R.A., 1978. Geochronology of basalts from the Ninety east ridge and continental dispersion in the Eastern Indian Ocean. *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 4, pp. 283-305.
- DUTOIT A.L., 1920. The Karroo dolerites of South Africa : a study in hypabyssal injection. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 23, 1.
- FISHER R.V., 1960. Classification of volcanic breccias. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 71, pp. 973-982.
- FISHER R.L., G.L. JOHNSON et B.C. HEEZEN, 1967. Mascarene Plateau, Western Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.* vol. 78, pp. 1247-1266.
- FISHER R.L., J.G. SCLATER et P.P. Mc KENZIE, 1971. Evolution of the Central Indian ridge, Western Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 82, pp. 553-562.
- FISKE R.S. et E.D. JACKSON, 1972. Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts : the effect of regional structure and gravitational stresses. *Roy. Soc. (London) Proc.*, vol. 329, pp. 299-326.
- GEOLOGICAL - GEOPHYSICAL ATLAS of the Indian Ocean, 1975. Publié par Academy of Sciences of the U.R.S.S., Moscou.
- GIROD M., 1978. Les roches volcaniques. *Pétrologie et cadre structural*. Doin Edit.
- GLASSLEY W., 1974. A model for phase equilibria in prehnite - pumpellyite facies. *Contr. Min. and Petro.*, vol 43, n° 4, pp. 317-332.
- GOGUEL J., 1975. La géothermie. Doin Edit. 171 p.
- GREEN A.G., 1975. On the postulated Hawaiian plume with emphasis on the limitations of seismic arrays for detecting deep mantle structure. *Journ. Geoph. Res.*, vol. 80, n° 29, pp. 4028-4036.
- HAVETTE A. et P. NATIVEL, 1977. Apport de l'analyse ionique à l'étude minéralogique d'une ignimbrite à chimisme de benmoréite du cirque de Salazie (Ile de la Réunion). *Bull. Soc. Fr. Mine. Cristal.*, 100, pp. 20-27.
- HEEZEN B.C. et M. THARP, 1965. Physiographic diagram of the Indian Ocean (with descriptive sheet). *New-York Geol. Soc. Am.*

- HEIKEN G., 1978. Plinian type eruptions in the Medicine lake highland, California, and the nature of the underlying magma. *Journ. Volc. Geotherm. Res.*, 4, pp. 375-402.
- HESS H.H., 1960. Stillwater igneous complex, Montana : a quantitative mineralogical study. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 80, 230 p.
- HILL D.P., 1969. Crustal structure of the Island of Hawai from seismic refraction measurements. *Seismol. Soc. Am. Bull.*, vol. 59, pp. 101-130.
- HINRICHSSEN T. et K. SCHÜRMAN, 1969 b. Untersuchungen zur stabilität von pumpellyit. *N. Jb. Miner. Mh.*, pp. 441-445.
- HINRICHSSEN T. et K. SCHÜRMAN, 1972. Mineral reactions in burial metamorphism. *N. Jb. Miner. Mh.*, pp. 35-48.
- HOODGES C.A., 1978. Basaltic ring structures of the Columbia Plateau. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 89, pp. 1281-1289.
- JACOBSON R.R.E., W.N. Mc LEOD et R. BLACK, 1958. Ring complexes in the younger granite province of Northern Nigeria. *Mem. Geol. Soc. London*, 1, 1.
- JUTEAU T., 1974. Les ophiolites des nappes d'Antalaya (Taurides Occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Thèse Doct. d'Etat. Nancy I.
- KIEFFER G., 1976. Les anciennes caldeiras de l'Etna (Sicile). 4ème Réunion. *Ann. Scien. Terre. Paris*, 13-16 Avril 1976.
- KIEFFER G., 1977. Données nouvelles sur l'origine de la Vallée del Bove et sa place dans l'histoire volcanologique de l'Etna. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 285, série D, pp. 1391-1394.
- KIEFFER G., 1978. Le phréatomagmatisme dans les éruptions de l'Etna. 6ème Réunion. *Ann. Sc. Terre, Orsay*, 25-27 Avril 1978.
- KIEFFER G., B. TRICOT et P.M. VINCENT, 1977. Une éruption inhabituelle (Avril 1977) du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Ses enseignements volcanologiques et structuraux. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 285, pp. 957-960.
- LAUX S.J., 1976. The evolution of the early volcanic rocks of Reunion. Thèse PhD - Université d'Edinburgh.
- LAUX S.J. et P. NATIVEL, 1975. Metamorphism in volcanic rocks of Reunion in pétrologie I, 2ème édition, Edit. Dunod, 717 p.
- LENAT J.F. et B. TRICOT, 1979. Premières mesures de prospection magnétique à la Réunion (Océan Indien). Interprétation et perspectives. Note de l'Institut et Observatoire de Physique du Globe du Puy de Dôme, n° 46.
- LEPICHON X. et J.R. HEIRTZLER, 1968. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea floor spreading. *J. Geoph. Res.* vol. 73, pp. 2101-2117.
- LIOU J.G., 1971 a. P.T. Stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite, and related minerals in the système $Ca Al_2 Si_2 O_8 - SiO_2 - H_2O$. *J. Petrol.*, 12, pp. 379-411.
- LIOU J.G., 1971 b. Synthesis and stability relations of prehnite, $Ca_2 Al_2 Si_3 O_{10} (OH)_2$. *Am. Min.*, 56, pp. 507-531.
- LUDDEN J., 1978. Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island. *Journ. volc. Geoth. Res.*, 4, pp. 171-198.
- Mc DONALD G.A., 1945. Ring structures at Mauna kea, Hawai. *Am. J. Sci.*, 243, pp. 210-217.
- Mc DONALD G.A., 1949. Hawaiian petrographic province. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 60, pp. 1541-1596.
- Mc DONALD G.A., 1956. The structure of Hawaiian volcanoes. *Kon. Nederl. Geol. Mijnb. Genootsch. Geol. Ser.*, 16, pp. 274-295

- Mc DONALD G.A., 1965. Hawaiian calderas. *Pacif. Sc.*, 19, pp. 320-334.
- Mc DONALD G.A., 1972. *Volcanoes*. Prentice Hall, Inc., 510 p.
- Mc DOUGALL I., 1971. The geochronology and evolution of the younger volcanic island of Reunion, Indian Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, pp. 261-288.
- Mc DOUGALL I. et W. COMPSTON, 1965. Strontium isotopic composition and potassium rubidium ratios in some rocks from Reunion and Rodriguez, Indian Ocean. *Nature*, 207, pp. 252-253.
- Mc KEE B. et D. STRADLING, 1970. The sag glowout : a newly described volcanic structure. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 81, pp. 2035-2044.
- Mc KENZIE D.P. et J.G. SCLATER, 1971. The evolution of the Indian Ocean since the late cretaceous. *Roy. Astron. Soc. Geophys.*, vol. 25, pp. 437-528.
- MAROT A. et S. ZIMINE, 1976. Les complexes annulaires de syénites et granites alcalins dans la péninsule Rallier du Baty. Iles Kerguelen (T.A.A.F.). Thèse de 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris, Labo. de pétrographie.
- MOLNAR P. et T. ATWATER, 1973. Relative motion of hot spots in the mantle. *Nature London*, vol. 246, pp. 288-291.
- MOLNAR P. et J. FRANCHETEAU, 1975. The relative motion of "hot spots" in the Atlantic and Indian Ocean during the Cenozoic. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 43, pp. 763-774.
- MOORE J.G., 1970. Relationship between subsidence and volcano load, Hawaii. *Bull. volcano.*, vol. 34, pp. 562-576.
- MOORE J.G. et R.S. FISKE, 1969. Volcanic substructure inferred from dredge samples and ocean-bottom photographs, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 80, pp. 1191-1202.
- MOORE J.G. et H.L. KRIVOY, 1964. The 1962 flank kilauea volcano and structure of the east rift. *Journ. Geoph. Res.*, vol. 69, pp. 2033-2045.
- 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. Petro. Geol. Bull.*, vol. 56, n° 2, pp. 203-213.
- MORGAN W.J., 1973. Plate motions and deep mantle convection plume, in 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. Geophys. Res.*, vol. 83, pp. 5355-5360.
- NATIVEL P., 1972 (b). Zonation des zéolites du cirque de Salazie (Ile de la Réunion). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 7, t. XIV, pp. 173-178.
- NATIVEL P., 1976 (a). Trachytes quartzifères et comendites à la Réunion. Aspects pétrologiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVIII, n° 5, pp. 1357-1364.
- 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.

- NEWALL G. et N. RAST, 1970. Mechanism of igneous intrusion. Proceed. of a symposium of the same name held in Liverpool University. 9, 10, 11 Jan. 1969. Under the auspices of Liverpool Geological Soc. Gallery Press, Liverpool. 380 p.
- NOGOLE-SADATE M.A.A., 1978. Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran. Conséquences des résultats de l'analyse structurale de la région de Qom. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble, France.
- OXBURGH E.R. et E.M. PARMENTIER, 1978. Thermal processes in the formation of continental lithosphere. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 288, pp. 415-429.
- PARMENTIER E.M., D.L. TURCOTTE et K.E. TORRANCE, 1975. Numerical experiments on the structure of mantle plumes. J. Geoph. Res., vol. 80, n° 32, pp. 4417-4424.
- PATRIAT P. et R. SCHLICH, 1979. Dorsale fossile dans le bassin des Mascareignes. 7^{ème} Réunion. Ann. Sc. Terre. Lyon, 23-25 Avril 1979.
- PEACOCK M.A., 1926. The volcano-glacial palagonite formation of Iceland. Geol. Mag. London, t. 63, pp. 385-399.
- ROBERT J.P., 1976. Les décrochements, fracturation et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs subalpins Dauphinois. Thèse de 3^{ème} cycle. Université de Grenoble, France.
- REYNOLDS D.L., 1956. Calderas and ring complexes. Kon. Nederl. Geol. Mijnb. Genootsch, Gedenkboek Brouwer, pp. 355-379.
- RICHEY J.E., 1932. The tertiary ring structures in Britain. Trans. Geol. Soc. Glasg., 19, 42.
- RIVALS P. 1950. Histoire géologique de l'île de la Réunion. Thèse Toulouse.
- SCHIFFMAN P. et J.G. LIOU, 1975. Synthesis and stability relations of Mg-pumpellyite. Second international symposium of water rock interaction. Strasbourg, Août 1975.
- SCHILLING J.G. et A. NOE-NYGAARD, 1974. Faeroe Iceland plume : rare earth evidence. Earth planet. Sci. Lett., 24, pp. 1-14.
- SCHLICH R., 1973. Quand les géophysiciens explorent l'Océan Indien. La Recherche, n° 40, pp. 1100-1104.
- SCHLICH R., 1975. Structure et âge de l'Océan Indien Occidental. Mem. hors série n° 6 de la Soc. Géol. Fr. 102 p.
- SCHLICH R., 1975. Campagne océanographique dans l'Océan Indien Occidental. Le courrier du C.N.R.S., n° 17, (Juillet 1975).
- SCHLICH R., 1977. Rapport d'activité scientifique du Labo. de géophysique marine de l'Institut de physique du globe de Paris, pour la période 1967 à 1977. Inédit.
- SCHLICH R., C. MULLER et J. SIGAL, 1979. Le Maestrichtien du site 239 (D.S.D.P. Océan Indien) dans son cadre régional et son incidence sur l'échelle chronologique des inversions du champ magnétique terrestre. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XXI, n° 1, pp. 57-63.
- SCHLICH R. et P. PATRIAT, 1971 (a). Mise en évidence d'anomalies magnétiques axiales sur la branche ouest de la dorsale médio-indienne. C.R. Acad. Sc., Paris, 272, pp. 700-703.
- SCHLICH R. et P. PATRIAT, 1971 (b). Anomalies magnétiques de la branche est de la dorsale médio-indienne entre les Iles Amsterdam et Kerguelen. C.R. Acad. Sc., Paris, vol. 272, pp. 773-776.
- SCIATER J.G. et R.L. FISHER, 1974. Evolution of the East Central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyest ridge. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 85, pp. 683-702.

- SCLATER J.G. et C.G.A. HARRISON, 1971. Elevation of the mid-ocean ridge and elevation of the Southwest Indian Ocean ridge. *Nature*, vol. 230, pp. 175-177.
- SEGOUFIN J., 1978. Anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin de Mozambique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, série D, pp. 109-112.
- SEGOUFIN J., 1979. Structure et âge du bassin de Mozambique. 7ème Réunion. *Ann. Sci. Terre*, Lyon, 23-25 Avril 1979.
- SEKI Y., 1973. Metamorphic facies for propylitic alteration. *J. Geol. Soc. Japan*, 79, 12, pp. 771-788.
- SERVICE METEOROLOGIQUE de la Réunion, 1976. *Annuaire statistique de la Réunion. Climatologie.*
- SHAW H.R. et E.D. JACKSON, 1973. Linear island chains in the Pacific : result of thermal plumes or gravitational anchors. *J. Geoph. Res.*, vol. 78, n° 35, pp. 8634-8652.
- SHMINCKE H.V., 1967. Cone sheet swarm, resurgence of Tejada caldera, and the early geologic history of Gran Canaria. *Bull. Volcan.*, 31, pp. 153-
- SIMPSON E.S.W., J.G. SCLATER, B. PARSONS, I. NORTON et L. MEINKE, 1979. Mesozoic magnetic lineations in the Mozambique Basin. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, vol. 43, n° 2, pp. 260-264.
- SMITH R.L., R.A. BATLEY et C.S. ROSS, 1961. Structural evolution of the Valles caldera, New Mexico, and its bearing on the emplacement of ring dikes. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 424-D, pp. 145-149.
- STEARNS H.T., 1966. *Geology of the state of Hawaii*. Pacific books, Publishers Palo Alto, Calif., 266 p.
- SYKES L.R., 1970 b. Seismicity of the Indian Ocean and a possible nascent island arc between Ceylon and Australia. *J. Geoph. Res.*, vol. 75, n° 26, pp. 5041-5055.
- SYKES L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. of Geoph. Space. Phy.*, vol. 16, n° 4, pp. 621-688.
- SYKES L.R. et M.L. SBAR, 1973. Intraplate earthquakes, lithospheric stresses and the driving of mechanism of plate tectonics. *Nature*, vol. 245, pp. 298-302.
- TARLING D.H., 1971. Gondwanaland, palaeomagnetism and continental drift. *Nature*, vol. 229, pp. 17-21.
- THOMPSON A.B., 1970 (a). Laumontite equilibria and the zeolite facies. *Am. J. Sci.*, 269, pp. 267-275.
- TURCOTTE D.L. et E.R. OXBURGH, 1973. Mid-plate tectonics. *Nature*, vol. 244, pp. 337-339.
- TURCOTTE D.L. et E.R. OXBURGH, 1976. Stress accumulation in the lithosphere. *Tectonophysics*, 35, pp. 183-199.
- TURCOTTE D.L. et E.R. OXBURGH, 1978. Intraplate volcanism. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 288 A, n° 1355, pp. 561-579.
- UPTON B.G.J. et W.J. WADSWORTH, 1965. *Geology of Reunion Island, Indian Ocean*. *Nature*, London, vol. 207, pp. 151-154.
- UPTON B.G.J. et W.J. WADSWORTH, 1966. The basalts of Reunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volc.*, 29, pp. 7-24.
- UPTON B.G.J. et W.J. WADSWORTH, 1967. A complex basalt-mugearite sill in Piton des Neiges volcano, Reunion. *Am. Miner.*, 52, pp. 1475-1492.

- UPTON B.G.J. et W.J. WADSWORTH, 1969. Early volcanic rocks of Reunion and their tectonic significance. *Bull. volc.*, 33, pp. 1246-1268.
- UPTON B.G.J. et W.J. WADSWORTH, 1970. Intra-volcanic intrusions of Reunion. *Geol. J.* (special issue), 2, pp. 141-156.
- UPTON B.G.J. et W.J. WADSWORTH, 1972 (a). Aspect of magmatic evolution on Reunion Island. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A* 271, pp. 105-130.
- UPTON B.G.J. et W.J. WADSWORTH, 1972 (b). Peridotitic and gabbroic rocks associated with shield-forming lavas of Reunion. *Contr. Miner. Petro.*, 35, pp. 139-158.
- VIALON P., M. RUHLAND et J. GROLIER, 1976. *Eléments de tectonique analytique*. Masson et Cie Edit.
- VINCENT P.M., 1960. Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti Occidental et Central (Sahara du Tchad). Thèse doct. d'Etat, Paris et mémoires du B.R.G.M., n° 23, 307 p.
- VINCENT P.M. et G. BILLARD, 1973. Découverte de nouvelles formations volcaniques sous-marines à la Réunion (Océan Indien). Conséquences structurales. 1ère réun. *Ann. Sc. Terre*, p. 414.
- VINCENT P.M. et G. KIEFFER, 1978. Hypothèses sur la structure et l'évolution du Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion) après les éruptions de 1977. 6ème Réunion. *Ann. Sci. Terre, Orsay*, 25-27 Avril 1978, p. 407.
- VINE F.J., 1966. Spreading of the ocean floor : new evidence. *Science*, vol. 154, pp. 1405-1415.
- VOGT P.R. et G.L. JOHNSON, 1975. Transform faults and longitudinal flow below the mid-oceanic ridge. *J. Geoph. Res.*, vol. 80, pp. 1399-1428.
- WAGER L.R., 1968. Rhythmic and cryptic layering in mafic and ultramafic plutons. in "Basalts", Hess et Polderwaard Edit., vol. 2, pp. 573-622.
- WILLIAMS H., 1941. Calderas and their origin. *Univ. Calif., Dept. Geol. Sc. Bull.*, 25, pp. 329-346.
- WILSONS J.T., 1963. A possible origin of the hawaiian islands. *Canadian Journ. Phy.*, vol. 41, pp. 863-870.
- WINKLER H.G.F., 1965. *La génèse des roches métamorphiques*. 1ère édit. révisée. Traduct. J.P. Von Eller et M. Wolf. Ophrys Edit.
- WINKLER H.G.F., 1975. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 4ème édit. Springer-Verlag - New York - Heidelberg - Berlin.
- WRIGHT C., 1975. Comment on "seismic evidence of a core boundary source for the Hawaiian linear volcanic chain" by E.R. Kanasewich et al. *J. Geoph. Res.*, vol. 80, n° 14, pp. 1915-1919.
- ZURCHER et MARGOLLE, 1886. *Volcans et tremblements de terre*. Bibliothèque des Merveilles. 5ème édit., Hachette et Cie Edit., Paris, 311 p.



- M Sables et galets de plage.
- Fz Alluvions récentes.
- Fy Alluvions anciennes.
- Glissement de terrain.
- Formations détritiques.

FORMATIONS DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

- Série alcaline différenciée (0,35 à 0,05 MA)
- Laves post-caldeira 2.
 - Pyroclastites post-caldeira 2.
 - Brèche de démantèlement de la caldeira 2.
 - Basaltes à feldspath pyroxène et olivine.
 - Mugéarites.
 - Hawaïtes.
 - Dalle soudée de la Roche Ecrite.
 - Dome-coulée.
 - Brèches hétérogènes de ramonage.
 - Pyroclastites acides.
 - Pyroclastites ignimbritiques.
- Laves anté-caldeira 2.

- Océanites récentes du bouclier primitif (2,1 à 0,430 MA)
- Activité ultime (0,60 - 0,43 MA)
 - Laves antécaldeira 1.
 - Volcan central.
 - Pyroclastites du Cap La Houssaye.

- Série des "brèches primitives" ou océanites anciennes (> 2,1 MA)
- Produits de remaniement
 - Produits volcaniques
 - Substratum relatif : laves pahoehoe
 - Brèches de pente
 - coulées boueuses
 - Brèches litées
 - Pyroclastites
 - Laves Pahoehoe
 - Tufs scoriacés

Pill. Pillow-lavas du Cap La Houssaye

FORMATIONS DU MASSIF DU PITON DE LA FOURNAISE (océanites)

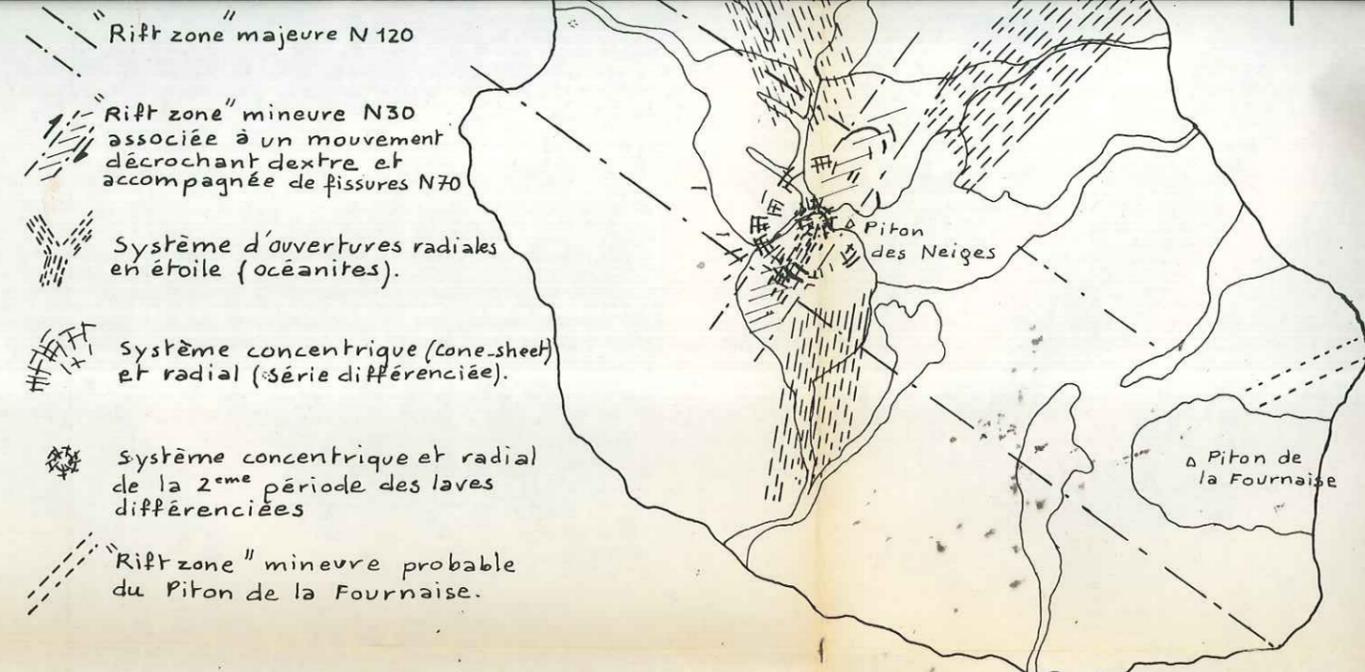
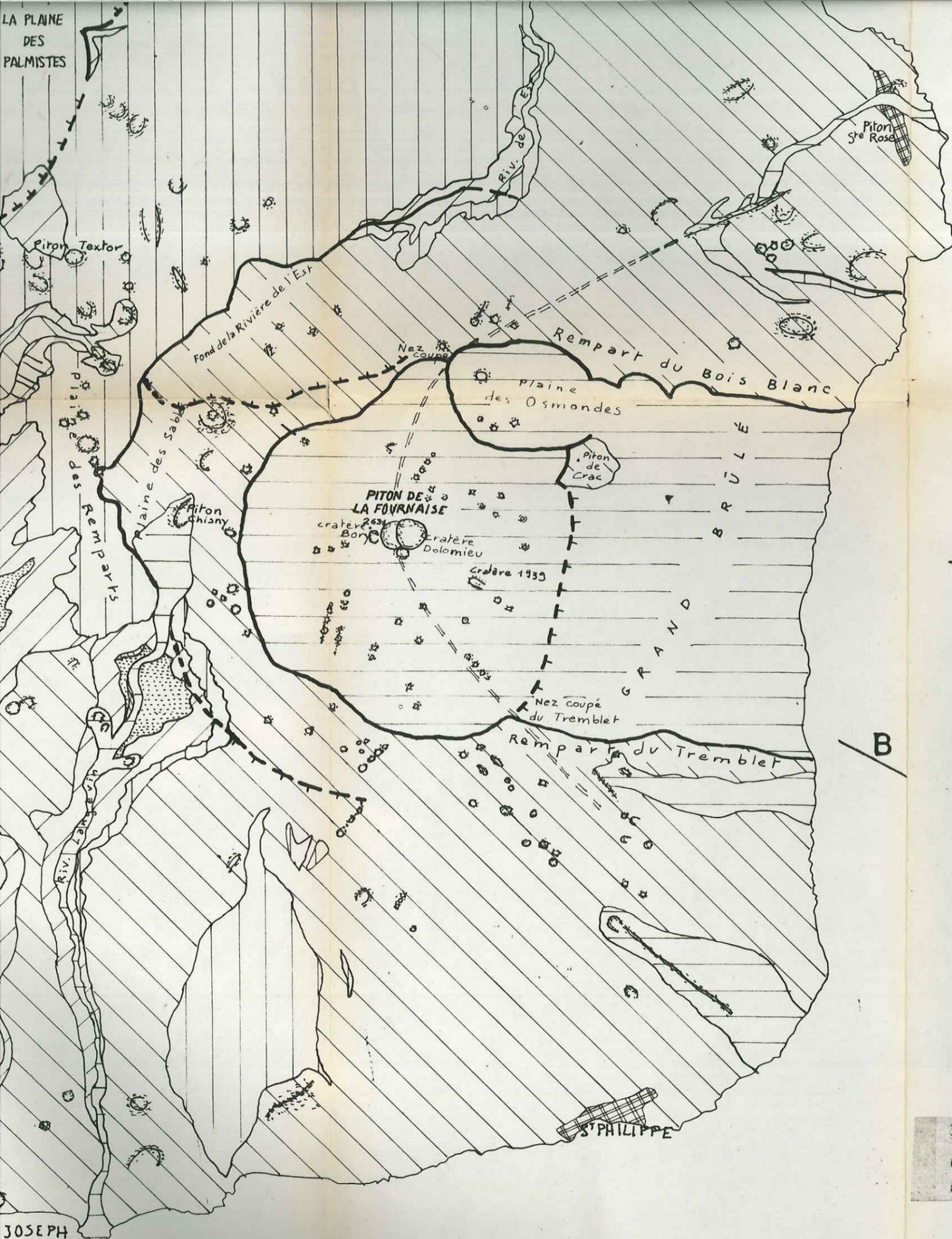
- Phase IV.
- Phase III.
- Phase II.
- Phase I (< 0,350 MA).

- Caldeira 2 Série différenciée.
- Caldeira 1 Océanites.
- Caldeira 1 réactivée en 2.
- Effondrement Brèches primitives.
- Caldeiras du Piton de la Fournaise.
- Rupture de pente.
- Fractures

- Dyke de syénite décamétrique.
- "Rifts hawaïens" du Cap La Houssaye.
- Ligne de faiblesse actuelle - Fournaise
- Fissures éruptives.

- Cratères
- Culot de cheminée
- pente des couches et valeur en degrés.

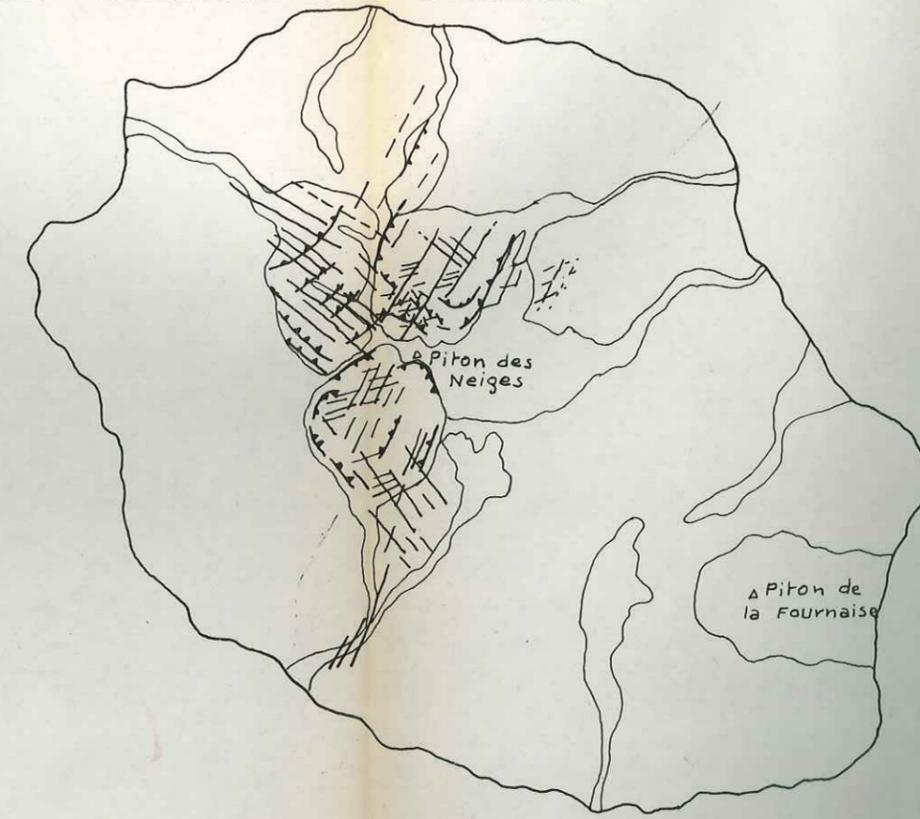




- "Rift zone" majeure N120
- "Rift zone" mineure N30 associée à un mouvement décrochant dextre et accompagnée de fissures N70
- Système d'ouvertures radiales en étoile (océanites).
- Système concentrique (cone-sheet) et radial (série différenciée).
- Système concentrique et radial de la 2^{ème} période des laves différenciées
- "Rift zone" mineure probable du Piton de la Fournaise.

TECTONIQUE TARDIVE — FORMATION DES CIRQUES

- Effondrements
- Fractures sans rejet visible.



Le lever des formations volcaniques s'inspire de la carte géologique au 1/50.000^o de G.BILLARD publiée en collaboration avec P.M.VINCENT (1975).