

50 377  
1991  
201

50 377  
1991  
201

Nouveau Régime  
N° d'ordre: 8512004D

Exclue du prêt

Année: 1991

Thèse

présentée

à l'Université des Sciences  
et Techniques de Lille

pour obtenir le titre  
de Docteur en Géographie physique  
option Géomorphologie

par Abdoul Anziz ben YOUSOUF

---

---

---

MORPHOGENESE ET MODELE DANS UN MILIEU INSULAIRE TROPICAL:  
L'EXEMPLE DE MAYOTTE (avec carte morphologique à 1/25.000).

---

---

---

Soutenue le 24 Octobre 1991 devant la commission d'examen:

- Monsieur : A.GUILCHER président rapporteur, professeur émérite  
à l'université de Bretagne occidentale.  
Madame : Y.BATTIAU-QUENEY directeur de recherche, professeur à  
l'U.S.T.L.  
Mlle : A.REFFAY rapporteur, professeur à l'université de  
Limoges  
Monsieur : J.SOMME, professeur à l'U.S.T.L.



## D E D I C A C E

Je dédie ce travail à tous mes ancêtres: WAGNOBENI et descendants de WALI; à tous ceux qui ont perdu ce qui leur fut cher dans l'intention de réaliser une initiative quelconque au cours de leur vie; à tous ceux qui, comme moi, ont sacrifié corps et biens pour arriver à satisfaire un désir moral, une passion de découvrir une vérité dans l'existence de notre espèce; à ceux qui furent condamnés par leurs semblables, leurs familles pour avoir aimé leur terre natale et cherché à la servir; à ceux qu'on a montrés du doigt, qui ont été marginalisés par la force de l'ignorance et de l'intolérance; ceux dont l'honneur est bafoué par la victoire de l'obscurantisme et qui furent contraints de quitter leur "terre promise".

Je dédie ma thèse au Tout Puissant, aux "Esprits vivants" de tous ceux dont j'ai foulé leur tombe à la recherche du moindre indice, aux "Esprits vivants" de cette île, qui, de grè ou de force m'ont permis de perturber leur paisible repos dans le but égoïste de trouver ce qui "ne sera utile que pour ma personne".

Je n'oublie pas d'introduire dans ma dédicace, ceux qui à une époque, ont chanté "Mounguou rivé zaourindra" (Seigneur, trouvez nous des préoccupations!), qui ont prié Dieu qu'il leur donne les moyens de découvrir certains secrets de leur milieu; qui ont rêvé voir un jour un des leurs percer le mystère du monde fini pour les faire entrer dans celui de l'infini.

Mais ces hommages sont tout particulièrement destinés à ceux qui m'ont aidé à réaliser un rêve d'enfance et qui malheureusement ne sont plus de ce monde pour savourer une seconde de ma victoire ainsi qu'aux ancêtres de la discipline concernée, que Dieu accorde Salut à leur âme.

\*

\* \*

## R E M E R C I E M E N T S

J'adresse mes sincères remerciements à mon Directeur de thèse, Madame BATTIAU-QUENEY, qui dès ma deuxième année universitaire, a voulu et su me guider dans les démarches à suivre pour arriver à réaliser un rêve d'enfance qui fut celui de chercher à savoir expliquer l'évolution du milieu dans lequel je vivais. Ses conseils ainsi que ceux d'autres professeurs de l'U.F.R de Géographie de l'Université des Sciences et Techniques de Lille m'ont permis de faire un pas dans une discipline qui jusque là était méconnue de mes compatriotes. En m'aidant à affronter mes difficultés financières et le plus souvent morales, mon Maître n'a fait que rendre service à une collectivité dont les Siens lui seront toujours reconnaissants.

Je remercie le laboratoire de Géomorphologie; tous ses membres ont participé à ma réussite d'une manière plus ou moins indirecte. Eloigné du terrain concerné, notre laboratoire a su exploiter avec conscience le peu d'échantillons que j'arrivais à lui faire parvenir de Mayotte.

Mes remerciements vont aussi à Messieurs :

-J.TERRY Maître Assistant à l'U.F.R des sciences de la Terre à l'U.S.T.L

-N.FEDOROFF Professeur à l'Institut National d'Agronomie de Grignon

-P.VINCENT du département de Géologie et Minéralogie à l'université de Clermont II.

-J.NOUGIER Conseiller scientifique à l'Ambassade de France en Israël.

Ces Professeurs m'ont reçu et conseillé pour interpréter les résultats de mes recherches en Géologie et Pédologie, ainsi que pour un complément bibliographique sur Mayotte.

Remerciements:

A ma soeur Zalihati, son aide financière m'a grandement encouragé et m'a permis de garder le moral jusqu'au bout.

A Monsieur E.AUPHAN pour ses conseils en Cartographie.

A Monsieur Moustoifa RADJAB Ajoint Maire de la commune de Acoua (1984-89), pour sa largesse d'esprit jusqu'à m'accorder une voiture et un chauffeur pour le levé du secteur NW de la grande île.

A Monsieur Saïndou HOUMADI originaire de LABATTOIR (PAMANDZI KELE), Instituteur Directeur de l'Ecole Primaire Publique de DAPANI (été 1987) pour sa confiance en m'octroyant nourriture et salle de classe pour loger en sécurité mon petit groupe.

A ce groupe de jeunes: MM -Ali SALMIM ABDALLAH de PAMANDZI (élève)

-Hamadi ASSOUMANI de POROANI (Agent de Police)

-Mohamed YOUNOUSSA dit BAO de TSIMKOURA (ouvrier).

-Nidhoimi SELEMANI de CHIRONGUI (S/P).

-Soibaha MADI BOINA DE LABATTOIR

(employé de SOGEA)

-Vitta MADI de CHIRONGUI.

(Instituteur).

Ces jeunes, que Dieu les bénisse, ont contribué à la réalisation de mes travaux de terrain en me guidant, en transportant mon matériel (camping), en me logeant, en me nourrissant parfois et

en cas de force majeure en mobilisant leurs connaissances pour me faire bénéficier d'un moyen de transport gratuit.

Je ne peux oublier d'adresser mes remerciements au bon nombre de Mahoraises et de Mahorais qui sans comprendre le but exact de mes "balades" m'ont proposé leurs services afin de me faciliter la tâche.

A tous, j'adresse mes remerciements

\*

\*       \*

## TABLE DES MATIERES

Dédicace	2
Remerciements	4
Introduction - Choix du terrain, but à atteindre, méthode et moyens sur place à Mayotte.	7

## PREMIERE PARTIE

## PRESENTATION GENERALE DE L'ILE MAYOTTE

CHAPITRE PREMIER.	-Situation géographique de l'île Mayotte	18
CHAPITRE 2	. <u>-Les grandes unités du relief</u>	20
	I). -Une richesse dans la topographie de la "Grande-Terre"	20
	A). -Le complexe de Dziani bolé - Hachiroungou	20
	B). -Le "centre"	24
	C). -Le M'tsapéré	30
	D). -Le "Grand-sud"	40
	II). -Les îles éparses	57
	III). -Présentation du lagon	58
CHAPITRE 3	. <u>-Le climat mahorais</u>	
	A). -Deux vents, deux saisons	65
	B). -Les précipitations	74
	C). -Les températures	76
CHAPITRE 4	. <u>-Les grands traits de la géologie de Mayotte</u>	
	I). -Le volcanisme mahorais dans son contexte régional	
	A). -Les hypothèses avancées	80
	B). -Pétrographie des enclaves d'Ajouan et leur interprétation	83
	II). -Le volcanisme mahorais à l'échelle de Mayotte	
	A). -Le Choungui	88
	B). -Les Acoua	91
	C). -Le M'tsapéré	92
CHAPITRE 5	. <u>-Sols et végétation</u>	
	A). -Les sols	95
	B). -La végétation	111
CHAPITRE 6	. <u>-Hydrologie</u>	
	A). -Hydrologie insulaire	119
	B). -Hydrologie marine	121

## DEUXIEME PARTIE

## LA GEOMORPHOLOGIE REGIONALE

CHAPITRE PREMIER.	<u>-La "Petite-Terre"</u>	
	A). -Morphologie structurale	122
	B). -La morphogenèse et les formes dérivées	138
	C). -Typologie des formes	140
CHAPITRE 2	. <u>-Un Sud "en voie de desertification"</u>	
	A). -Les formes originelles	146
	B). -La morphogenèse et les formes dérivées	150
	C). -Les dépôts de pente	160

Chapitre 3	. <u>-Analyse morphologique régionale du Nord et du centre de la "Grande-Terre"</u>	
	-Généralités	163
	A). -La région orientale	164
	B). -Le centre	169
	C). -La région Nord-Ouest	178
CHAPITRE 4	. <u>-Morphologie littorale</u>	
	A). -Généralités	183
	B). -Les formations littorales	187

### TROISIEME PARTIE

#### LES PROBLEMES GEOMORPHOLOGIQUES

CHAPITRE PREMIER.	. <u>-La tectonique</u>	
	A). -Généralités	197
	B). -Analyse des principaux accidents	198
CHAPITRE 2	. <u>-Les variations du niveau marin</u>	
	A). -Les indices	208
	B). -L'évolution du littoral mahorais au Quaternaire récent	223
CHAPITRE 3	. <u>-Les modifications climatiques</u>	
	Les arguments en faveur de changement climatique	
	A). -Pédologiques	228
	B). -Morphologiques	232
Conclusion générale		244
Illustrations (Photos):		248bis
Résumé		265
Summary		266
Légende de la carte géomorphologique hors texte		267
Photocopie de la carte géomorphologique hors texte		271
Bibliographie:		
-	sur Mayotte	272
-	régionale	274
-	générale	279
Table des illustrations	.- Figures:	290
	.- Photos:	293



## I N T R O D U C T I O N

Mon choix d'étude de l'île Mayotte n'a pas été fait au niveau du troisième cycle. En fait, mes travaux de thèse représentent un élargissement et en même temps l'aboutissement de recherches entamées depuis ma maîtrise, le fil conducteur étant le terrain. Depuis mon très jeune âge, j'ai toujours été curieux et de ce fait, je cherchais à chaque sortie à la campagne avec mes camarades d'école coranique, à trouver non pas une explication comme je suis en train de le faire aujourd'hui, mais du moins une origine à plusieurs éléments du milieu(1) où nous vivions. L'envie de découvrir la vérité sur le lac Dziani, endroit le plus fréquenté par notre école, hantait mon esprit comme pas mal de légendes issues de ce lieu. Tout au long de ma scolarité, je n'ai pu avancer qu'en faisant à chaque leçon, une comparaison avec mon milieu d'origine.

Une fois entré dans le cursus universitaire, mes yeux se sont ouverts à la fin de ma première année et j'ai donc découvert le travail qui m'attendait. En parlant d'un élargissement de mes recherches, je pense à l'intitulé du sujet "MORPHOGENESE ET MODELE DANS UN MILIEU INSULAIRE TROPICAL: L'EXEMPLE DE MAYOTTE". Il s'agit là d'une étude qui couvre la totalité de l'"archipel" mahorais.

---

(1) La "Petite-Terre" mahoraise étant constituée de roches assez variées avec des faciès allant des basaltes à olivine aux éolocinérithes (poussières volcaniques déposées par le vent).

Par contre le terme aboutissement n'est exact que dans la partie cartographique, un complément que j'ai voulu apporter aux résultats de mes recherches pour ne pas laisser l'impression de faire de la Géographie littéraire(1), or toute la "Petite-Terre" est déjà cartographiée au 1/10.000° dans le cadre de mon mémoire de D.E.A.

De là j'ai constaté que ce terrain à structure complexe n'a fait l'objet d'études qu'à une époque très récente. A Mayotte, la colonie ayant été plutôt militaire, le territoire n'a été étudié sérieusement qu'à partir de l'indépendance des Comores en 1976. Auparavant, une seule étude géomorphologique était réalisée sur Mayotte: en 1965 "LES RECIFS CORALLIENS ET LE LAGON DE L'ILE MAYOTTE" par A. Guilcher et al (O.R.S.T.O.M 1965). Il s'agit d'une étude belle et bien géomorphologique mais partielle du fait qu'elle ne touche pas l'île: elle est limitée à la grande barrière et au lagon. Beaucoup d'autres études ont vu le jour depuis mais orientées vers d'autres disciplines. Hormis l'étude géologique de J. De Saint Ours (1958), une thèse sur les "ETUDES GEOLOGIQUES DE L'EXTREME NORD DE MADAGASCAR ET L'ARCHIPEL DES COMORES", tout date des années soixante dix à nos jours. Dans le domaine de la Géologie, un pas de géant a été réalisé mais il est rare qu'une étude porte sur la seule île de Mayotte. Les groupes de recherches s'intéressent en général à l'ensemble de l'archipel des Comores.

---

(1) Beaucoup de Mahorais plus âgés ou même de mon âge ne croient pas à la Géographie "applicable" et ignorent de ce fait l'utilité de la Géomorphologie.

Les plus importantes études sur ce dernier pouvant concerner Mayotte sont celles de J.Nougier (1979) sur les Mascaraignes et les Comores "VOLCANISME ET STRUCTURE", travaux réalisés dans le cadre d'une mission de la R.C.P 413. EN 1985, dans un autre cadre, les mêmes auteurs ont présenté un rapport sur "LA VOLCANOLOGIE, LA GEOCHRONOLOGIE ET L'ENVIRONNEMENT GEODYNAMIQUE DES COMORES". Les autres travaux ne sont pas évidemment à négliger mais il nous fournissent plutôt des renseignements sur l'ensemble régional du canal de Mozambique et le bassin des Comores: A.Hajash et R.Armstrong ont fait paraître en 1972 "LE MAGNETISME ET L'EVIDENCE RADIOMETRIQUE POUR LES AGES DES ILES COMORES"; C.M.Emerick et R.A.Ducan "L'AGE PROGRESSIF DU VOLCANISME AUX COMORES ET LEURS IMPLICATIONS DANS LA TECTONIQUE DE LA PLAQUE DE SOMALIE" (1982). Pour en finir avec les généralités sur la région, l'interprétation des enclaves de roches détritiques dans les volcans d'Anjouan par L.Montaggioni et Nougier, associée à l'étude de la sismicité et le magnétisme du canal de Mozambique par Segoufin et Recq en 1980, nous éloignent de l'idée d'un volcanisme d'origine point chaud comme nous l'avaient proposé C.M.Emerick et R.A.Ducan quelques années auparavant.

A l'échelle de Mayotte, les recherches sont allées dans le même sens: la géologie prime avant tout, avec les articles sur le "VOLCANISME ET STRUCTURE DE L'ILE MAYOTTE" (Nougier et al 1979), ou l'étude du "RAPPORT ENTRE TECTONIQUE ET PROCESSUS HYDRODYNAMIQUE A PARTIR D'INVESTIGATIONS AUDIOMAGNETOTELLURIQUES ( Nougier et al 1985 ).

Le résultat de tous ces travaux géologiques sur l'île Mayotte est une synthèse faite par L.Stieltjes sous la forme d'une carte géologique de l'île au 1/50.000°, la seule acceptée et utilisée sur le territoire.

La décennie quatre vingt est pour Mayotte, celle de la prise de conscience sur l'Environnement. La Collectivité Territoriale associée à l'Etat, a lancé des études sur la "MORPHOPEDOLOGIE ET UNE PROPOSITION D'AFFECTATION DES SOLS" (carte au 1/50.000° éditée chez LATRILLE en 1981), sur l'étude du lagon : sa sédimentation et sa flore. Ces différents travaux ont été réalisés dans le cadre de deux programmes:

-le premier, celui de l'étude des conséquences des apports terrigènes des cours d'eau de l'île, sur la sédimentation littorale et l'équilibre du milieu corallien de Mayotte, ce fut le programme dit C.O.R.D.E.T 1985 du Ministère de la Recherche Scientifique et du Ministère des D.O.M - T.O.M

-le deuxième est un suivi de la dégradation de l'écosystème corallien, mené par le C.N.R.S et le Ministère de l'Environnement.

Parmi ces études faites sur Mayotte depuis la décennie cinquante, une seule présentait une approche Géomorphologique, celui de l'O.R.S.T.O.M en 1965 mais malheureusement il ne concernait que la barrière et le lagon.

Par suite de cette insuffisance bibliographique, il m'a fallu chercher ailleurs: d'abord, dans des ouvrages généraux sur le volcanisme, les processus morphogéniques dans les milieux tropicaux (avec des difficultés pour trouver des cas analogues), l'évolution climatique des milieux africains (en particulier sur la façade ori

-entale du continent). Ensuite j'ai orienté mes recherches vers les îles tropicales (Madagascar, la Réunion, la Guadeloupe, La Martinique, Nlle Calédonie...etc) et des régions volcaniques bien connues comme le Massif Central ou l'Italie. Une bibliographie spécialisée sur les principes et les méthodes en Géomorphologie s'est avérée nécessaire vu l'éloignement du terrain d'étude.

But à atteindre:

Lever la carte géomorphologique de la "Grande-Terre" et étudier la morphogenèse ainsi que les modelés propres à ce milieu. Il est à préciser que les levés cartographiques furent réalisés dans un contexte assez particulier: celui d'utiliser la géographie physique pour orienter l'exploitation et la mise en valeur d'un milieu fragile dans une voie plus rationnelle, de façon à réduire, voire à éviter les catastrophes naturelles tout en facilitant les travaux des services de l'Équipement. Tel était mon objectif.

La méthode:

Vu l'éloignement du terrain, la complexité de sa structure géologique, l'absence de conseils sur le terrain et étant donné les objectifs que je m'étais fixés, il m'est apparu nécessaire d'utiliser les méthodes propres à plusieurs disciplines: la géologie, la pédologie et la cartographie géomorphologique.

Dans un premier temps j'ai exploité une méthode cartographique en essayant d'utiliser les pratiques acquises pendant les divers stages de Géomorphologie durant ma formation universitaire à Lille I: dans les Alpes, dans les régions de Nyons et Laragne en Mai 1982 et 1983 avec Messieurs les Professeurs Lhenaff et Gueremy des universités de Lille I et Reims; au PAYS DE GALLES pour lever la

carte géomorphologique de la vallée du CWM MYNACH, du 25 Avril au 2 Mai 1984, sous la direction de Madame Battiau Professeur à Lille I. Ces pratiques, toutes semblables, furent complétées par les conseils donnés par J. Tricart dans ses "PRINCIPES ET METHODES DE LA GEOMORPHOLOGIE", mon livre de chevet durant tout mon troisième cycle.

Ces méthodes cartographiques ont été transformées et adaptées aux conditions de travail propres à Mayotte; mais dans cette adaptation on retrouve les phases essentielles du levé cartographique en Géomorphologie. La phase préparatoire n'était que routine du fait que dans le cadre de mon mémoire de maîtrise j'avais déjà rassemblé les éléments nécessaires : carte topographique au 1/25.000°(1), carte géologique(2), couverture de l'île entière en photographie aérienne ainsi que toute la bibliographie sur Mayotte et la région des Comores. La phase de reconnaissance fut réalisée sur une durée de six mois, en 1983-84, dans le cadre de mes études sur la "PRESENTATION GEOMORPHOLOGIQUE DE L'ILE MAYOTTE" et la "CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE DETAILLEE DE LA PETITE-TERRE", mais par mesure de précaution, je m'efforçais avant de lever un secteur, de consacrer une journée entière pour reprendre contact avec le terrain. L'éloignement de mon terrain d'études ainsi que mes moyens de transport limités, ont fait qu'à

---

(1). N'existe pas pour l'île Mayotte, j'ai dû agrandir celle au 1/50.000°.

(2). Photocopie de la maquette obtenue par Monsieur L. Stieltjes, auteur de la carte ( B.R.G.M de l'île de la Réunion ).

l'échantillonnage, je devais sélectionner les échantillons que je jugeais les plus importants en tenant compte de la chronologie et des datations déjà existantes. Toujours au sujet de l'adaptation de la méthode, je tiens à préciser que mes synthèses provisoires étaient quotidiennes mais une synthèse finale s'imposait une fois de retour en France, après les recherches bibliographiques et l'analyse des échantillons.

Pour lever ma carte, aucun problème matériel ne se posait; seule la végétation handicapait mes démarches. Ainsi donc je commençais toujours par le sommet le plus élevé pour mieux distinguer les reliefs et délimiter les secteurs à lever. Après avoir choisi une région (suivant les moyens de déplacement du jour), je dressais ma minute en changeant d'échelle en direction de la mer. Le déplacement se complétait d'une série de photographies que je réalisais et que j'exploitais par la suite avec la bibliographie.

La mise au propre de la minute ressemble peu à celle de J. TRICART et celle du C.N.R.S-R.C.P 77 (légende pour la carte géomorphologique de la France au 1/50.000°). Cette originalité émane de la structure volcanique de l'ensemble de l'île. On ne peut, même avec des intensités différentes, utiliser une couleur unique pour le volcanisme. J'ai donc utilisé des couleurs sans valeur particulière sur le terrain, une fois les études de laboratoire finies, j'ai dû les adapter suivant la chronologie et les processus morphogéniques. La mise au net ainsi que l'élaboration de la maquette, comme pour les phases précédentes, ne se sont faites qu'après un complément bibliographique et une analyse des échantillons, une fois en métropole.

Un contrôle de tous les résultats obtenus semblait nécessaire après la réalisation de la synthèse finale mais faute de finances, j'ai dû me limiter à ce que je venais d'obtenir et projeter de poursuivre cette tâche à mon retour à Mayotte.

Nous venons de constater que l'étude géomorphologique de l'île Mayotte ne peut se faire sans l'ouverture vers d'autres disciplines. Mon manque d'expérience sur le terrain m'obligeait à chaque sortie, à compléter mes résultats par une bibliographie orientée et une analyse au laboratoire de plusieurs échantillons. Ainsi j'ai employé une deuxième méthode pour définir le matériel rocheux rencontré lors des levés cartographiques.

Elle consiste d'abord à reconnaître les minéraux constituant les différents matériaux volcaniques de l'île. Il a fallu pour cela fabriquer une trentaine de lames minces, travail confié à l'atelier de lames minces à l'U.F.R des Sciences de la Terre de l'U.S.T.L. L'observation de ces lames minces s'est faite à notre laboratoire avec un microscope polarisant de marque "NACHET NS 222" et à l'U.F.R des sciences de la Terre sous la bienveillance de Monsieur J. Terry.

Des études en granulométrie ont suivi, intéressantes pour reconnaître la nature du matériel fluviatile. Selon les échantillons présentés, le laboratoire a utilisé soit l'analyse des particules à la pipette de Robinson pour aboutir aux pourcentages de sables, argiles et limons contenus dans l'échantillon, soit l'analyse au bain - marie Ririère afin de vérifier les hypothèses de terrain sur l'origine d'un dépôt et la dynamique de sa mise en place. Pour certains échantillons, une simple observation à la loupe binoculaire "NACHET A 160" a suffi pour identifier les minéraux et leur état d'évolution.



Toutes ces méthodes n'auraient pas de valeur si elles n'étaient complétées par la Pédologie qui dans le contexte de Mayotte a renforcé certaines hypothèses. Ici, l'orientation des démarches fut faite par Monsieur N. Fedoroff, Professeur à l'I.N.A de Grignon, de la prise des échantillons à l'interprétation des lames minces. Ces dernières furent élaborées à l'I.N.A au nombre de 13, réparties en trois séries:

- une série de cinq prélevée en altitude au pied du mont Choungui;
- une deuxième série, de trois, est prise en moyenne altitude (ici entre 250 et 300m) aux contacts coulées de laves récentes -"socle" (ici volcanique) et anciens dépôts de pente -"socle";

- la dernière est prélevée au bas du versant Nord du linéament principal du secteur Sud. L'analyse a été faite dans le cadre de la recherche d'indices de changement climatique. De ce fait, la détermination des minéraux des roches ainsi que leur évolution dans le milieu se sont avérées nécessaires. Pour cela nous avons fait usage du matériel à notre possession c'est à dire :

- un rétroprojecteur pour une vision générale de chaque lame,

- une loupe binoculaire "NACHET A 157 NS 52 zoom 2453",

- un microscope polarisant "LEITZ WETZLA ORTHOLUX",

- l'ouvrage de M. Roubault et al sur "LA DETERMINATION DES MINERAUX DES ROCHES AU MICROSCOPE POLARISANT", 1963.

- et pour finir l'ouvrage de N. FEDOROFF et al sur la description des lames minces en pédologie, 1985.

Le résultat: une mise en évidence d'une forte altération caractérisée par la mobilité du Fer sous des formes minéralogiques variées (ilménite et parfois en nodules provenant d'anciens sols remaniés et déposés), des sols tronqués et une forte activité de

l'érosion pouvant être mise en rapport avec un éventuel changement climatique.

Les moyens: sur place à MAYOTTE

Ils sont assez limités pour la réalisation d'un tel projet:

-absence de laboratoire spécialisé dans les sciences de la Terre.Celui qui existe et dont les portes m'étaient ouvertes en 1983,n'est équipé que d'une manière archaïque (par exemple le tamisage se fait à la main) pouvant entraîner pas mal d'erreurs dans l'analyse des échantillons;

-aucune bibliothèque digne de ce nom d'où la nécessité de transporter avec moi et par avion documents et manuels pouvant me servir sur le terrain.Le coût du transport étant élevé,je me contentais du minimum et un énorme déphasage entre travaux de terrain et ceux du laboratoire a accompagné mes démarches durant quatre années de recherches.A cela s'ajoute le fait qu'à défaut de budget,je me retrouvais seul chaque année,l'avancement se faisait au pas après entretien avec mon Directeur à mon retour en France.

Mais ce qui a surtout tenu une part importante dans mon étude,au point de réduire le terrain à sa partie "continentale" (j'aurais souhaité développer de même l'étude morphologique du lagon) fut le manque de techniques modernes de recherche: impossibilité de faire un échantillonnage dans le lagon,de faire des carottages ou même de dater le moindre galet enclavé dans les cendres.Tout devait se faire en métropole à un coût inabordable pour un étudiant.Mes travaux de recherches ont donc été limités à:

-une analyse approfondie sur place de tout ce qui était à ma portée c'est à dire les affleurements rocheux,les coupes,le couvert végétal et surtout les formes du relief.Les processus quant à eux,je n'ai pu les étudier qu'à travers les éléments déjà

évoqués, des constatations faites sur l'évolution des versants entre deux saisons sèches ( mes déplacements n'avaient lieu que l'été ) et de ma connaissance du terrain complétée par des enquêtes menées auprès de la population. Certes en saison des pluies certains processus apparaissent mieux mais les plus importants laissent des traces qu'on peut observer en saison sèche.

-l'usage de la photo-interprétation (sur deux séries de l'I.G.N 1950 et 1969).

-l'étude des échantillons aux laboratoires de Lille I et Clermont II pour la Granulométrie et la Pétrographie, de l'I.N.A de Grignon et du département de Géographie physique associé au C.N.R.S ( La 141 ) à Paris pour la Pédologie.

-à l'interprétation de photographies personnelles réalisées lors des levés.

-le tout coiffé d'une bibliographie orientée vers le volcanisme et ses milieux, les milieux tropicaux et vers la Géomorphologie en général.

\*

\* \*

## PREMIERE PARTIE : PRESENTATION GENERALE DE MAYOTTE.

## CHAPITRE 1 : SITUATION GEOGRAPHIQUE DE MAYOTTE.

Entre  $12^{\circ}45'$  et  $13^{\circ}5'$  de latitude Sud,  $40^{\circ}$  et  $40^{\circ}20'$  de longitude Est, Mayotte se situe dans l'océan Indien à l'entrée nord du canal de Mozambique, au NW de Madagascar, à 300 kilomètres de la côte malgache et à 400 kilomètres du continent africain (Fig.1).

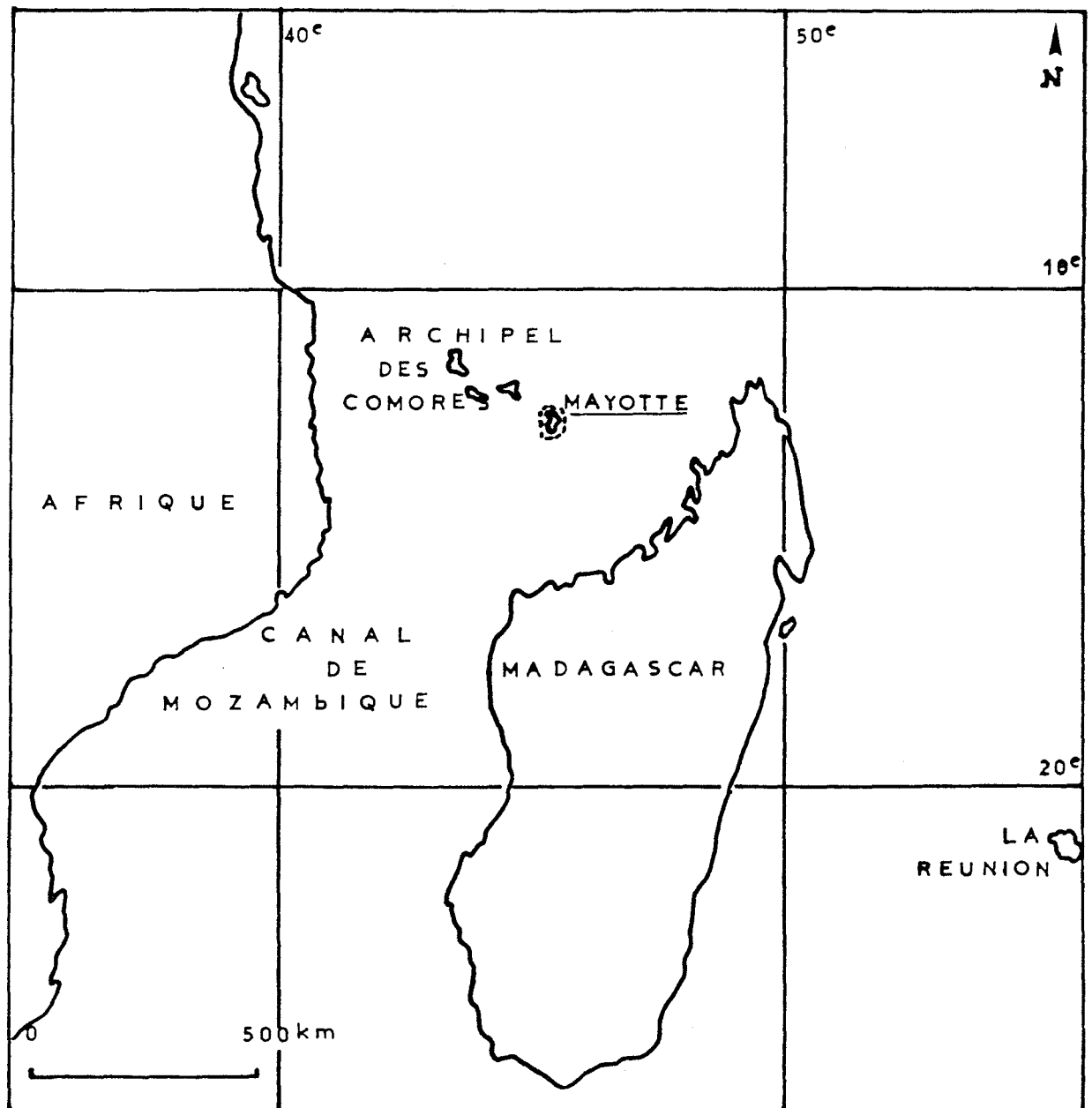


Fig.1: La situation de Mayotte dans l'Océan Indien.

Dans un contexte régional, elle se situe à la pointe d'un "V" que dessine la position des îles constituant à l'Ouest l'archipel des Comores et à l'Est celui des îles Glorieuses: un groupe de quelques îlots et atolls (Fig.2)

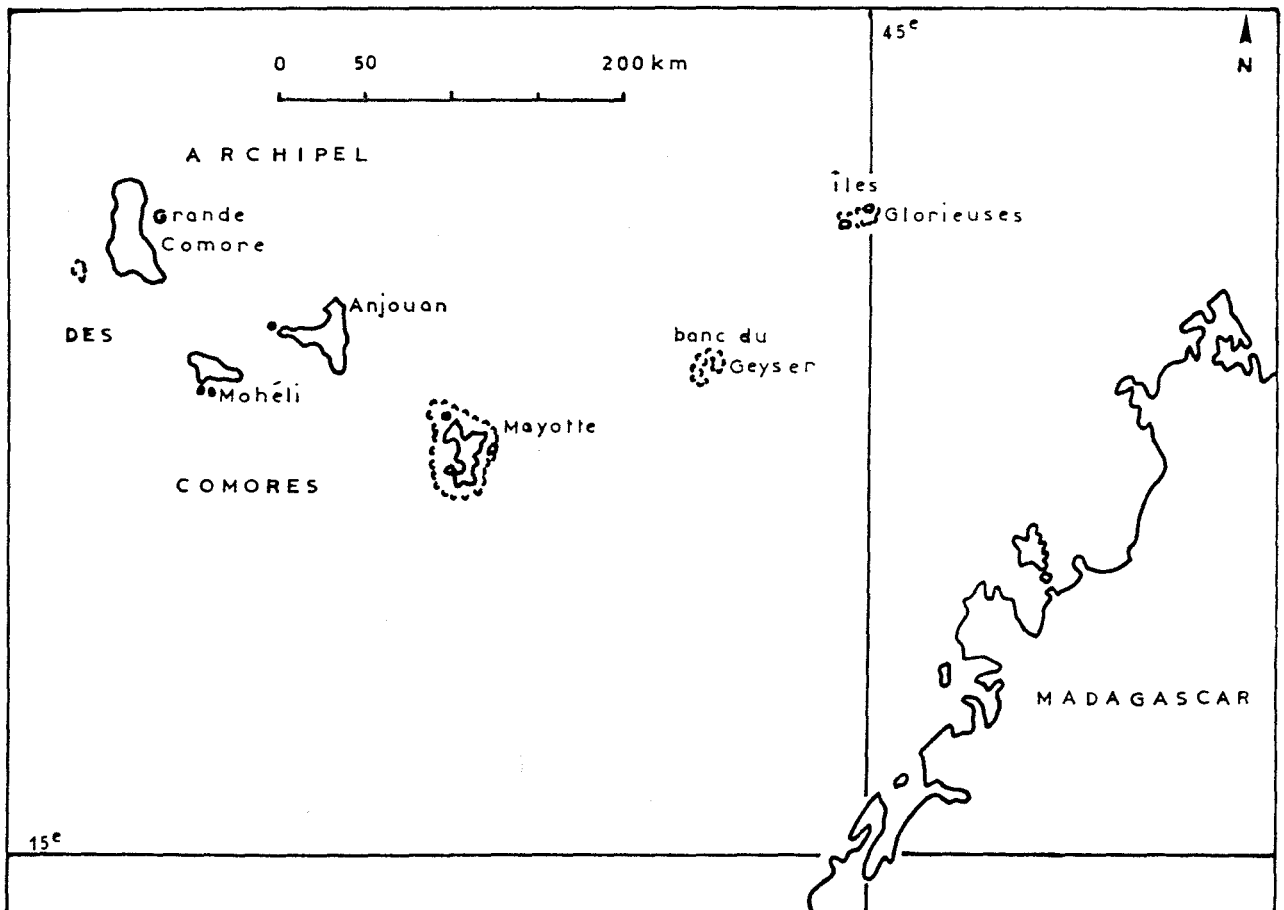


Fig 2: Situation de Mayotte dans l'archipel des Comores.

Donc une situation de transition entre deux ensembles géographiques distincts dans un secteur à climat tropical humide insulaire dominé par une mousson (Kachkazi) et des alizés (Koussi), mais surtout par la fréquence des dépressions tropicales ("Dharouba").

\*

\* \*

## CHAPITRE 2 : LES GRANDES UNITES DU RELIEF.

Des ensembles fort différents les uns des autres en "Grande" comme en "Petite-Terre", qui se présentent sous forme de massifs montagneux dont les points culminants sont les monts Choungui (594m) et le Bénara (660m), des dorsales de diverses orientations, des collines d'altitude variant entre 200 et 260m (entre 40 et 134m en "Petite-Terre") et des formes lourdes, des surfaces planes de taille plus ou moins importante ainsi que des reliefs circulaires fréquents dans l'Est de la grande île mais surtout en "Petite-Terre".

I): UNE RICHESSE DANS LA TOPOGRAPHIE DE LA "GRANDE-TERRE".

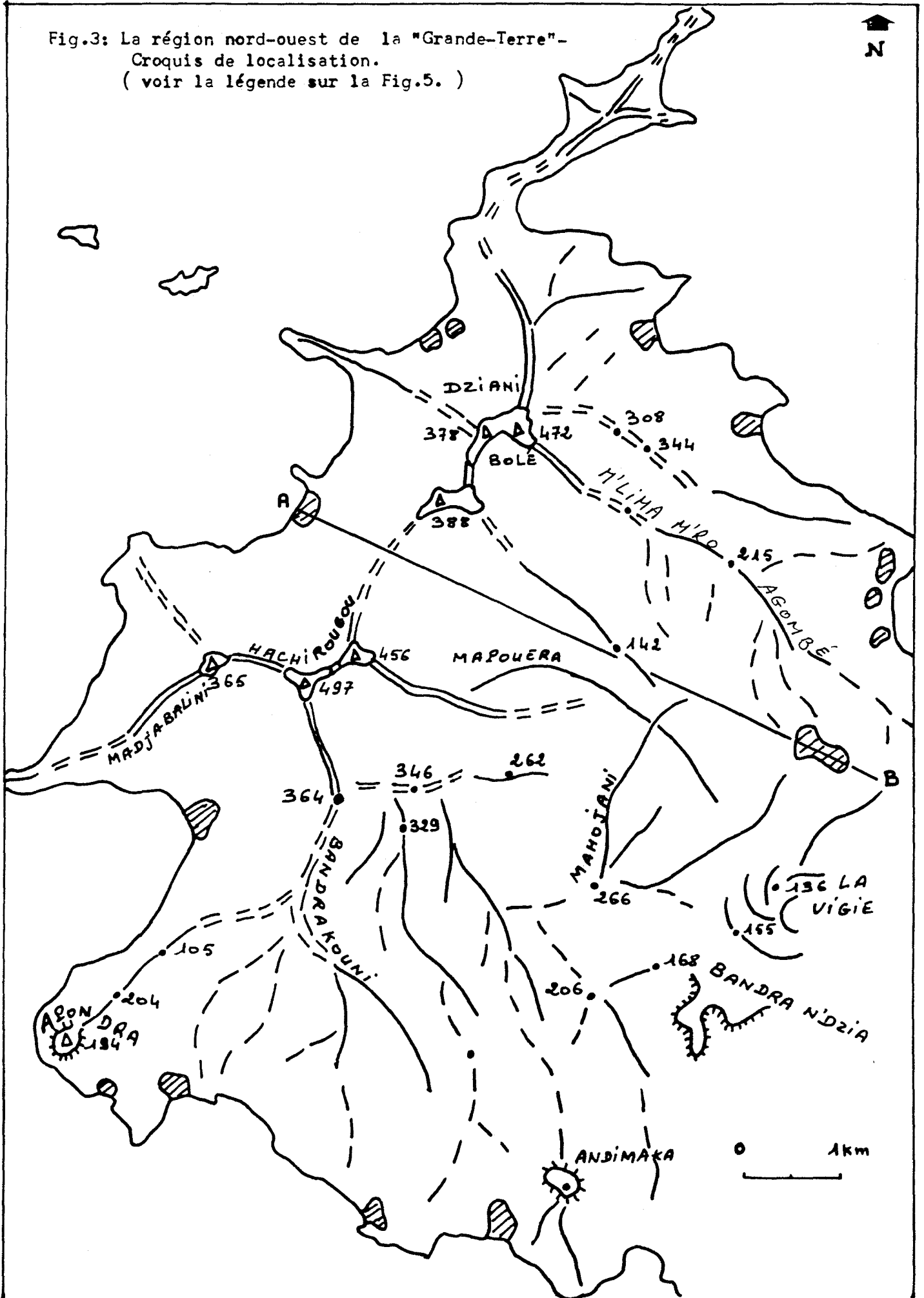
Du Nord au Sud de la grande île:

A): LE COMPLEXE DZIANI BOLE-HACHIROUNGOU (Fig.3):

Il s'agit d'une série de lignes de relief délimitant des amphithéâtres au NW. L'ensemble Dziani Bolé-Hachiroungou (49,5 km<sup>2</sup> environ) couvre les communes de M'Tsamboro, de Acoua et une bonne partie de celle de Dzoumogné et M'Tsangamouji, avec des sommets qui se distinguent des lignes de crêtes par leur altitude assez élevée atteignant en moyenne 458m, celle des premières se situant autour de 240m. Ce changement brusque d'altitude se marque dans le paysage par de fortes pentes donnant l'impression d'un relief montagneux malgré les faibles altitudes. L'originalité de cet ensemble repose:

a): sur la dissymétrie de ses versants: versant Ouest plus raide avec une pente qui avoisine 45° et versant Est à profil d'ensemble concave mais avec des irrégularités de détail et même plusieurs contre-pentes. ( Fig.4 )

Fig.3: La région nord-ouest de la "Grande-Terre"-  
 Croquis de localisation.  
 ( voir la légende sur la Fig.5. )



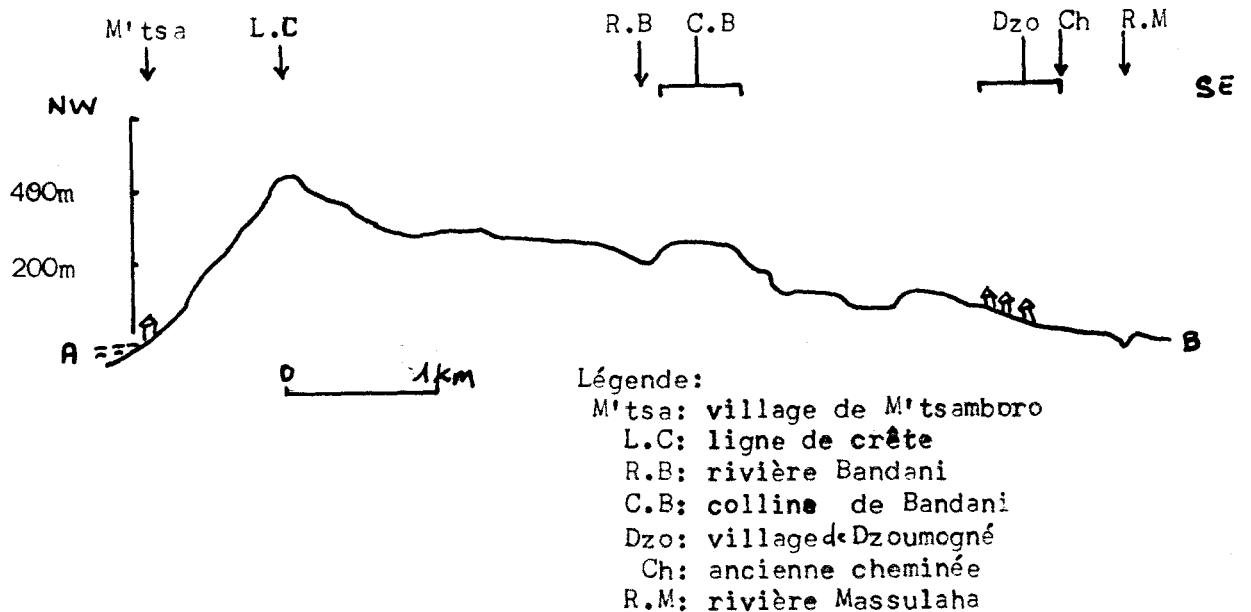


Fig.4: Coupe topographique entre les villages de Dzoumogné et M'Tsamboro. Tracé reporté sur le Fig.3.

b): sur l'orientation des "formes de second ordre": des éléments topographiques étirés dont la longueur varie entre 2 et 4 km, de faible altitude (par rapport à l'ensemble du territoire mahorais), entre 329 et 120m (décroissant de l'amont vers l'aval): le M'lima m'ro agnombé, M'lima mapouera, Méva rano, sont d'orientation NNW-SSE, E-W, N-S. Dans cet ensemble le Mahojani se distingue par :

- un sommet de 266m à un niveau où l'allure générale du système veut que l'altitude soit inférieure à 200m et évolue vers 100m
- une orientation SW-NE et W-E coupant par endroit des branches du Maéva rano et du Mapouera.



c): sur la présence d'amphithéâtres coïncidant avec les limites des bassins versants des principales rivières du secteur. Comme pour les reliefs linéaires, ces amphithéâtres sont hiérarchisés suivant leur taille et leur orientation.

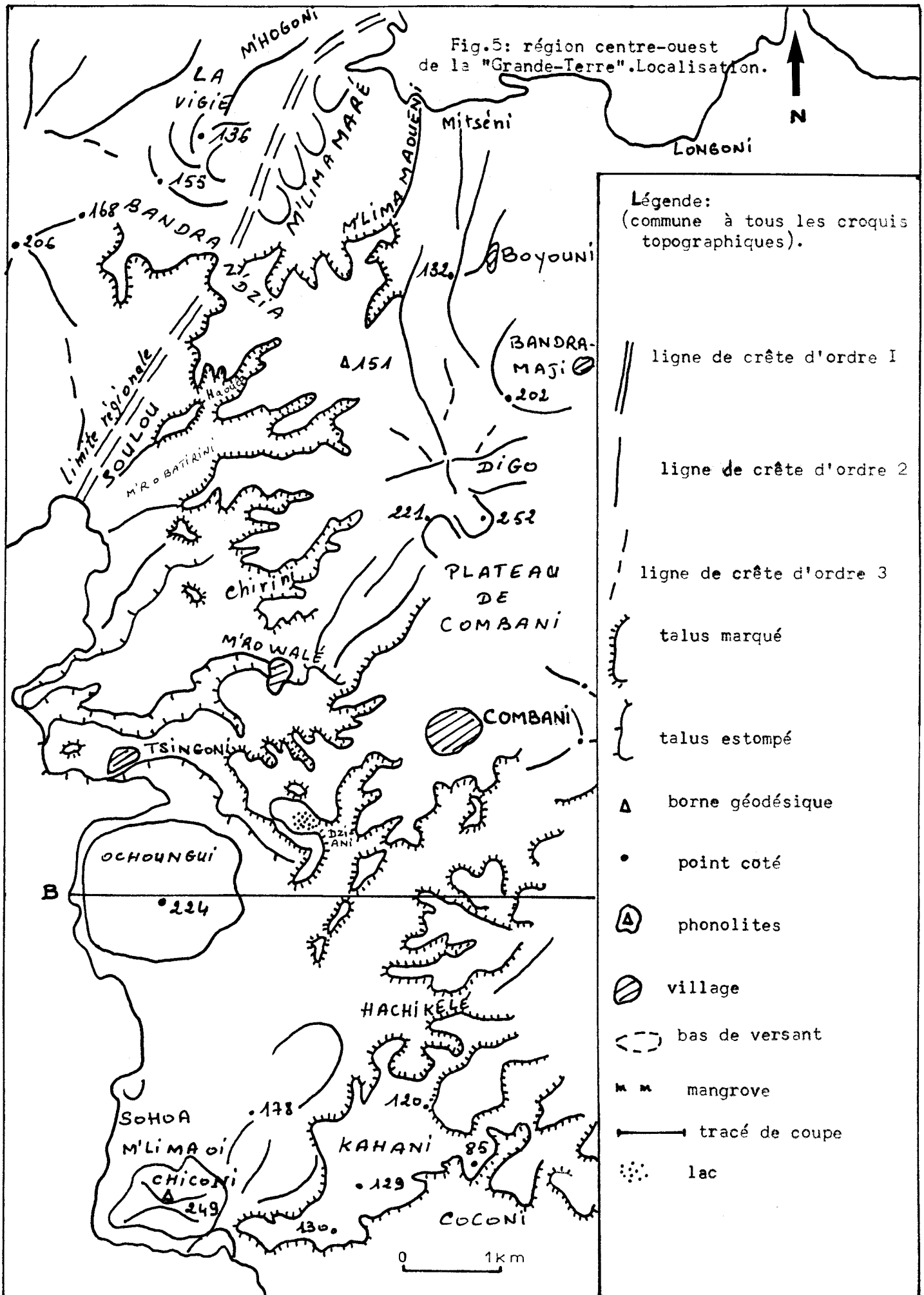
d): surtout sur l'existence de reliefs de taille mineure à forme circulaire (La Vigie, Andimaka, et Apondra) et d'une surface d'aspect plan (le Bandra n'dzia). Étudiés séparément, leurs profils nous donnent à La Vigie un mini système d'au moins trois reliefs circulaires emboîtés, de taille diminuant vers le centre. Ces trois reliefs présentent un versant interne concave et un versant externe convexe suffisamment visibles sur photographie aérienne. Au Nord de ce petit système, un point culmine à 136m; de là, part une forme allongée d'un kilomètre en direction Nord vers le hameau de La Vigie. A Bandra n'dzia, à la limite Sud du système de La Vigie, une surface apparaît parfaitement plane sur la photographie aérienne mais ne se voit que difficilement sur la carte topographique au 1/50.000°, où elle est disséquée par les affluents de la rivière Soulou, et parce qu'on est ici dans la zone de transition entre les formes linéaires originaires de Hachiroungou et les formes planes de la région du "Centre". Son altitude (160m) est voisine de celle du point coté 168m qui la prolonge vers le Nord Ouest mais son inclinaison vers le Sud l'individualise par rapport à l'ensemble du Nord Ouest. Quant à sa limite au contact avec le système de La Vigie, elle est très nette soulignée par une vallée profonde de 40m.

B):LE "CENTRE" ( Fig.5 ):

Ainsi donc le Bandra n'dzia fait la transition entre le complexe Dziani bolé-hachiroungou et la région dite du "centre"(il y a abus de langage, la région couvre une bonne partie de l'Ouest), une région à part entière au relief varié, aux formes plus ou moins nettes selon les secteurs d'où la nécessité d'employer au maximum la photographie aérienne. Cette région du centre est intermédiaire entre le système que nous venons de présenter et un autre plus à l'Est, celui du M'tsapéré qui se poursuit au sud par la cuvette de Kwalé. Ses limites:

- au Nord, une limite naturelle: la baie de Longoni
- au Nord Est, la vallée de la rivière Bandramaji-Bouyouni qui se jette dans la baie Longoni par Mitséni
- à l'Est la région se limite par la vallée de la rivière Ourovéni dans sa partie amont, incluant au SE l'élément de topographie plane de Hachikélé.
- la limite Sud quant à elle, est naturelle et anthropique en même temps. Naturelle par la baie et les collines de Chiconi ainsi que par les gorges de Hapandzo. Anthropique parce que dans sa partie Est, la limite se confond avec la R.N 2 (route nationale) jusqu'au carrefour avec le C.C.T1 (chemin de la collectivité territoriale).
- à l'Ouest c'est le lagon qui constitue la limite
- au NW, d'une part la rivière Soulou et d'autre part la vallée séparant le système de La Vigie du Bandra N'Dzia et le C.C.T2. A la rigueur on peut inclure le système de la Vigie dans le centre et dans ce cas la limite nord-ouest serait alors la

Fig.5: région centre-ouest de la "Grande-Terre". Localisation.



rivière Soulou (partie sud) et la rivière Mhogoni (partie nord).

Voici notre région délimitée mais il reste cependant à signaler qu'elle entre à deux reprises en contact avec les autres ensembles par un système de ligne de partage des eaux à Bandra n'dzia avec le Dziani Bolé, déjà présenté et une langue d'à peine un kilomètre de long et 400m de large aux sources des rivières Bandramaji-Ourovéni, avec le M'tsapéré.

Au sein de cet ensemble, le relief est assez diversifié; certains composants se distinguent nettement comme c'est le cas du plateau de Combani, des collines de l'Ochoungui et du M'Lima Combani; d'autres ont exigé des recherches avancées de terrain associées à d'autres méthodes. Grosso modo, trois types de reliefs apparaissent:

des plateaux d'importance variable, des collines circulaires ou en arc d'altitude et de taille diverses et enfin des formes étirées comme celles déjà vues à Dziani Bolé et présentes aussi dans d'autres régions.

Parmi les plateaux celui de Combani est le plus important: 3 km de long, 1,5 km dans sa partie la plus large et incliné du NE vers le SW et du N vers le S, de 146 à 100m; ce dispositif facilite la dissection du plateau dans sa partie Sud par des rivières pérennes ou saisonnières dont l'encaissement peut atteindre vingt mètres. Peuvent lui être associés, ceux de Tsingoni à l'Ouest et de Kahani au Sud.

-Le plateau de Tsingoni, presque le tiers de celui de Combani en superficie, se trouve séparé de celui-ci par une série de ravins racordés au Digo à l'Est et au Sud par la vallée du M'Rowalé

profonde de 40m, suite des précédents vers Tsingoni. Son altitude est inférieure à celle du plateau de Combani (60 à 80m), il est incliné de l'Est vers l'Ouest. Il se scinde en deux parties au niveau de Tsingoni où un talus de 20m l'accidente jusqu'au village de M'Rowalé. Ce talus a d'ailleurs guidé par endroit l'encaissement de la rivière M'Rowalé. Dans sa partie sud la pente s'incline du Nord Ouest vers le Sud Est.

-Le plateau de Kahani: entre les collines de Chiconi (à l'Ouest) et le bas du versant du bourrelet de Kwalé (à l'Est), le plateau de Kahani se singularise par sa faible altitude (100 à 120m), son inclinaison du Nord Ouest au Sud Est et surtout la présence de trois talus de faible dénivellation (de l'ordre de 5 à 10m) dont les directions convergent vers une zone affaissée dans la plaine de Coconi. Il est important de noter le fait que ces talus disparaissent au fur et à mesure qu'on s'éloigne de leur point de rencontre.

Bandra n'dzia ayant été précédemment présenté, le reste des plateaux ne sont que des reliques d'anciennes surfaces comparables à celle de Combani mais ayant connu une dissection fort avancée vu leur taille réduite. Peuvent être mentionnées dans cette catégorie:

- celle de la borne 151m au Sud du M'lima Maouèni, d'altitude moyenne entre 100 et 140m, elle semble se poursuivre jusqu'à la borne 132 (en bordure du C.C.T2) après la coupure de la vallée du Haouala,

- celle située entre la rivière Chirini, le mont Digo et la borne 142m.

Ces reliefs se ressemblent par leur altitude qui s'élève de 100 à 152m en direction du mont Digo. Il est évident que leurs

orientations différents ainsi que leur inclinaison; pour le premier l'inclinaison est du SE vers le NW et pour le second du NE vers le SW.

- et enfin celle de Hachikélé, au NE du plateau de Kahani. Une surface triangulaire limitée au Nord par une vallée de rivière temporaire coïncidant avec le bas de versant d'une forme linéaire très étroite. Au sud la limite est du même style avec un talus de 20m de dénivellation.

Il est remarquable que tous ces reliefs, à part Bandra n'dzia qui, dans sa partie amont, tend à s'élever vers le point coté 168m aux confins du Dziani bolé, connaissent des altitudes qui démarrent de 100m pour s'élever en direction d'un mont, le Digo pour les deux premiers et le M'lima Combani pour le dernier. A cet aspect s'ajoute la terminaison en forme allongée suffisamment marquée au M'lima Maouèni qui est une suite du premier élément présenté.

Le reste est un relief disséqué en ravins et interfluves qui témoignent du démantèlement du système qui avait comme centre le massif de Digo. Celui-ci appartient à la deuxième catégorie de reliefs caractéristiques de cette région centre, celles des collines. Le massif de Digo comporte trois sommets distincts: le premier culmine à 221m, le second à 252m à cinq cents mètres à l'Est et le troisième à la même altitude que le second est décalé vers le Nord. Donc trois collines distinctes dont la position dessine un triangle isocèle. A la pointe Nord du triangle, trois branches de forme allongée dont deux de direction NE-SW et l'autre NW-SE semblent témoigner d'un lien ancien avec Digo et la borne 252m, base du triangle, à une époque où les rivières de Chirini et Dziani n'avaient pas encore

attaqué l'ensemble. Dans ce secteur, une forme incurvée se dessine entre le mont Digo et la borne 252m, dont l'ouverture se fait par l'Ouest, source de la rivière Chirini. De la borne 252m on peut apercevoir le profil de cette forme: un versant Ouest concave et un versant Est convexe.

A un kilomètre au Nord Est du massif de Digo se trouve un relief de forme similaire c'est à dire en arc, mais de taille supérieure, pouvant atteindre un kilomètre de diamètre à son ouverture à Bandramaji, et sept cent cinquante mètres de large en moyenne. Il s'individualise par l'hydrographie qui, ici comme partout ailleurs à travers les deux îles, exploite la zone de contact entre deux éléments structuraux. Le profil des versants est identique: concave vers l'intérieur de l'arc et convexe vers l'extérieur. L'altitude est inférieure: le sommet culmine à 202m, l'arc s'ouvre vers le NE. L'imprécision de cette forme comme pour celle du massif de Digo, et l'accès rendu difficile par un couvert végétal dense, ont nécessité une étude photographique détaillée qui a révélé que pour ce deuxième ensemble (Bandramaji-Bouyouni), le profil externe présente deux contre-pentes assez nettes et même par endroit une troisième plus limitée. Ces contre-pentes marquent un dédoublement voire même un triplement du relief en question avec la particularité suivante: la taille de la forme diminue vers l'intérieur.

Ce dédoublement du relief n'est pas unique en son genre dans la région que nous étudions. Au Nord Ouest, encadré par le système de La Vigie, le Bandra n'dzia et le M'lima Maouèni, le M'lima Maré présente des formes identiques mais allongées, dont la taille cette fois-ci diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la côte.

Dans cette deuxième catégorie de reliefs, des formes circulaires lourdes ou creuses au SW de la région sont associées à d'autres reliefs de petite taille difficiles à délimiter et un peu confus. Il est question de l'Ochoungui: 1,5 km de diamètre, 224m d'altitude, une dissymétrie dans le profil des versants, convexe à l'Est tandis qu'une contre-pente accidentée le versant Ouest, vers 80m. Au Nord le profil devient concave. La topographie générale de la colline fait apparaître un aspect de déblaiement effectué au sommet par le Nord et qui a mis en valeur un monticule de 24m aux versants concaves.

A cette colline, on peut comparer celle du M'lima oi Chiconi à deux kilomètres au Sud. Ce M'lima oi Chiconi se particularise quant à lui par la concavité de ses versants, une concavité suffisamment marquée pour tracer deux lignes de crêtes qui se croisent à 245m, le sommet le plus élevé.

Entre ces deux ensembles, un chaos topographique laisse apparaître sur la photographie aérienne, trois édifices en arc. Un de très petite taille (500m de diamètre) au Nord du village de Sohoa et les deux autres à l'opposé, à la pointe Sud du plateau de Combani. Le plus important (1,5 km de diamètre) semble, toujours sur la photo aérienne, être du même genre que l'Ochoungui mais ouvert sur l'Ouest et d'altitude largement inférieure (40m). En avant de cette forme, vers le M'lima oi Chiconi, l'altitude remonte jusqu'au point coté 178m.

Les formes allongées: peu nombreuses dans le centre, elles ne se rencontrent qu'au bas des versants du massif de Digo. Elles sont moins développées en direction de l'Est où elles ne font que un kilomètre au plus avant de se confondre avec celles du M'tsapéré et de l'ensemble Bandramaji. Leur domaine est surtout



le Nord, l'Ouest et le Sud-Ouest du Digo. Ici elles peuvent atteindre facilement deux à trois kilomètres de long et toucher la mer (M'lima Maouéni, M'ro Batirini par exemple). Dans l'ensemble leur altitude baisse au fur et à mesure qu'on s'éloigne des monts du Digo.

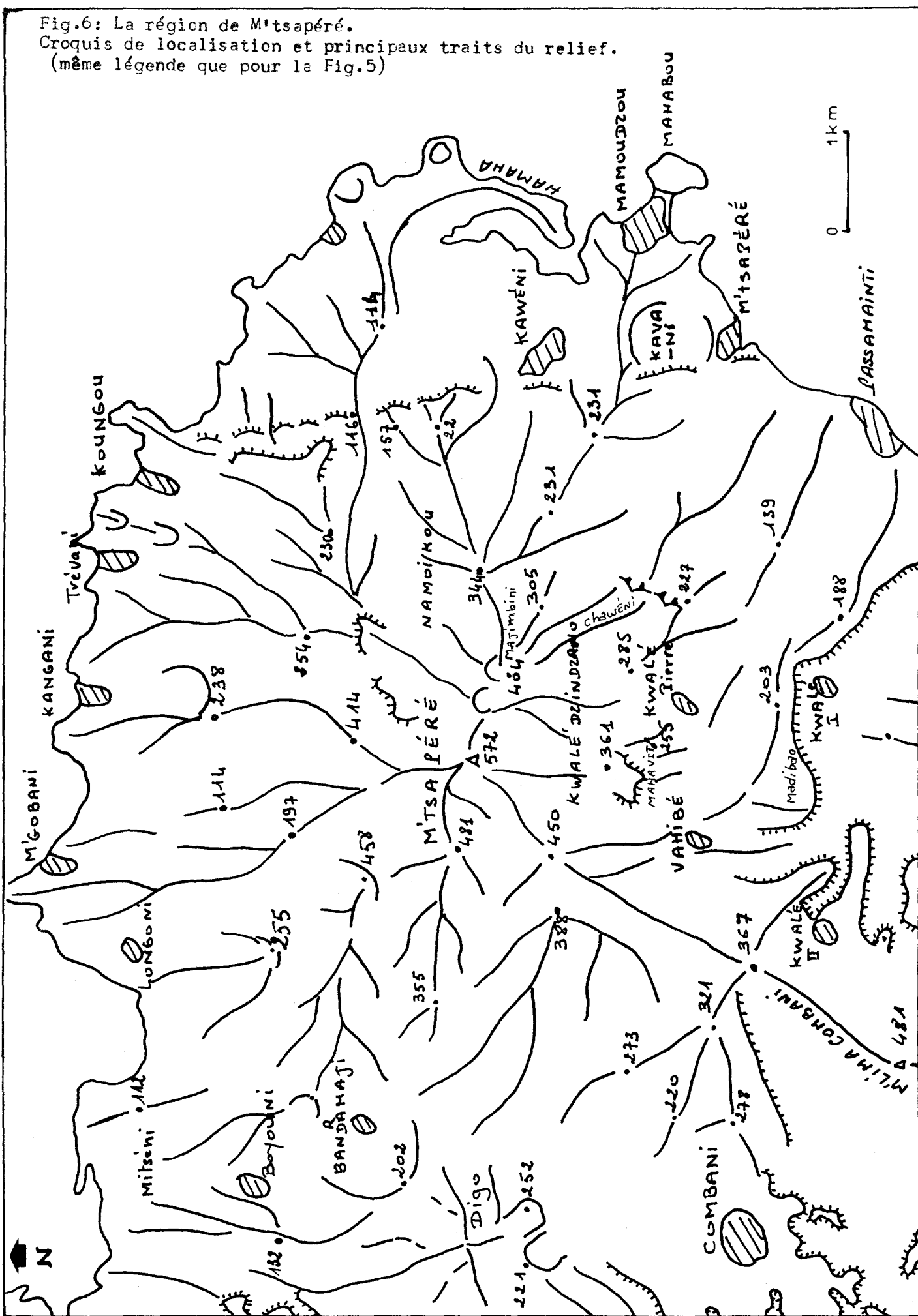
C) LE M'TSAPERÉ ( Fig.6 ):

Majestueux, le M'tsapéré couvre avec la cuvette de Kwalé environ la moitié de la partie Nord de la Grande Terre.

a): le M'tsapéré: une série de reliefs en longueur de taille diverses entre 500m sur 200m ( une languette au Nord de Kwalé Dzindzano ) et 4 km sur 500m ( le Chawéni ), qui se rencontrent à 400m d'altitude pour former trois lignes de crête principales fusionnant au sommet le plus élevé la borne 572m. Il est bien évident que ces reliefs linéaires présentent les mêmes aspects que ceux décrits précédemment. Les tentacules du M'tsapéré ont des versants concaves plus ou moins ravinés, avec une contre-pente vers 300 et 400m, altitude à laquelle naissent des tentacules de second ordre à partir de points culminants bien individualisés.

Au Nord et à l'Est du complexe de M'tsapéré (à Longoni, Kangani, Koungou et la pointe Est de la "Grande-Terre"), des édifices circulaires apparaissent nettement, à moitié rongés par les formes précédentes sauf à Longoni. Ce qui est tout à fait remarquable ici c'est la position de ces édifices par rapport au noyau du massif: au pourtour, de Longoni (zone de contact avec Bouyouni-Bandramaji au "centre") à M'tsapéré-ville en passant par Koungou et Mamoudzou la capitale de la Grande île. Un talus de direction NNW-SSE et de 90m de dénivellation vient les partager en deux groupes: ceux de

Fig.6: La région de M'itsapéré.  
 Croquis de localisation et principaux traits du relief.  
 (même légende que pour la Fig.5)



grande taille à l'Est (les cuvettes de Kawéni et de Kavani) et les moyens et petits édifices à l'Ouest. A la pointe Hamaha au NE de l'édifice de Kawéni et à la presqu'île de Mahabou à Mamoudzou, ces reliefs s'effacent pour céder la place à des collines de très petite taille, de l'ordre de 39 à 54m d'altitude à versants parfaitement convexes.

Une forme allongée d'importance majeure de par sa largeur (plus de 500m) vient s'emboîter au M'tsapéré par le NE, à l'Est du village de Mitséni et couper la baie de Longoni. De direction opposée au M'tsapéré (NW-SE), elle culmine à 112m et se limite au Nord par un talus abrupt de 60m orienté vers le Nord et de direction E-W et par un îlot ( l'île verte).

b): la cuvette de Kwalé :

Elle se raccorde au M'tsapéré par une ligne de crête passant au Nord du M'lima Combani, au point côté 367m au Sud du C.C.T3, reliant les côtes Est et Ouest.

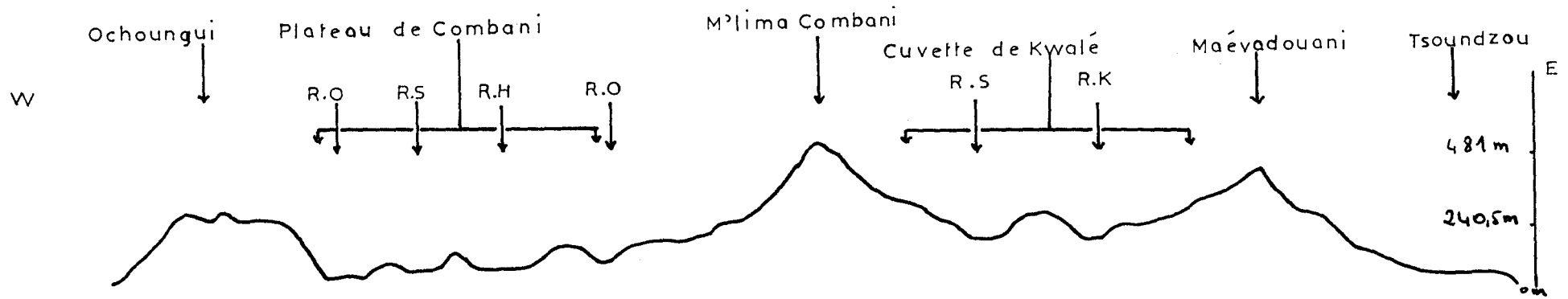
1): la ligne de crête et ses versants:.

Une ligne de crête orientée NE-SW à ses deux extrémités, elle change de direction à quatre reprises: au M'lima Combani, à Béjamoudou, au Nord Ouest de Songoro m'bili et au point côté 448m à Maévadouani. Curieusement ces endroits correspondent aux points culminants. Au Béjamoudou, une anomalie topographique intervient: une forme étirée, prenant appui sur la ligne de crête principale, s'allonge sur une distance d'un kilomètre en direction du Sud malgré sa courbure générale vers l'Est.

Profil des versants de cette ligne de crête: ( Fig.7)

Ce sont des versants raides presque symétriques, avec deux contre-pentes cependant sur le versant orienté vers la cuvette,

Fig.7: Coupe topographique d' Ochoungui à Tsoundzou



Légende

- R.S : Rivière Saisonnière
- R.O : " Ouyoyéni
- R.K : " Kwalé

parfois même dédoublé (au mont Combani), une seule sur l'externe mais plus marquée à Maévadouani.

Il reste pourtant à souligner qu'au Nord de la coupe, un talus affecte le versant externe de la ligne de crête et cela à partir de son point de rencontre avec le M'tsapéré. C'est un talus de regard Sud, de 40m de dénivellation et de direction ENE-WSW:

2): La dépression de Kwalé (1) ( Fig.8 ):

De forme circulaire, elle s'ouvre sur le Nord où elle est limitée par d'anciens tentacules du M'tsapéré. Les deux tiers de ses limites coïncide avec un bourrelet. En fait le terme de "cuvette" n'est pas le meilleur pour désigner cette unité topographique dont le fond est très irrégulier. Il s'agit d'une dépression accidentée de ravins en "V" en amont, drainés par des cours d'eau généralement saisonniers, alimentés pendant la saison des pluies, et de deux ondulations: à Kwalé II et à la source de la rivière Kwalé. Ces deux ondulations apparaissent sur la photo aérienne avec un sommet plat.

- la surface perchée de Kwalé II: ses rebords ont des profils concaves, l'altitude augmentant au fur et à mesure qu'on se rapproche du bourrelet. Plus large ici, sa taille diminue de moitié à l'aval. Elle se dédouble légèrement vers le nord et prend une direction W-E.

- la surface perchée de Béjamoudou: son altitude est supérieure à la précédente avec en moyenne 230 à 250m. Elle n'a pas la même

1. la région dite de Kwalé couvre en somme deux ensembles: le Sud du M'tsapéré et la dépression de Kwalé. Il s'agit ici de la dépression uniquement.

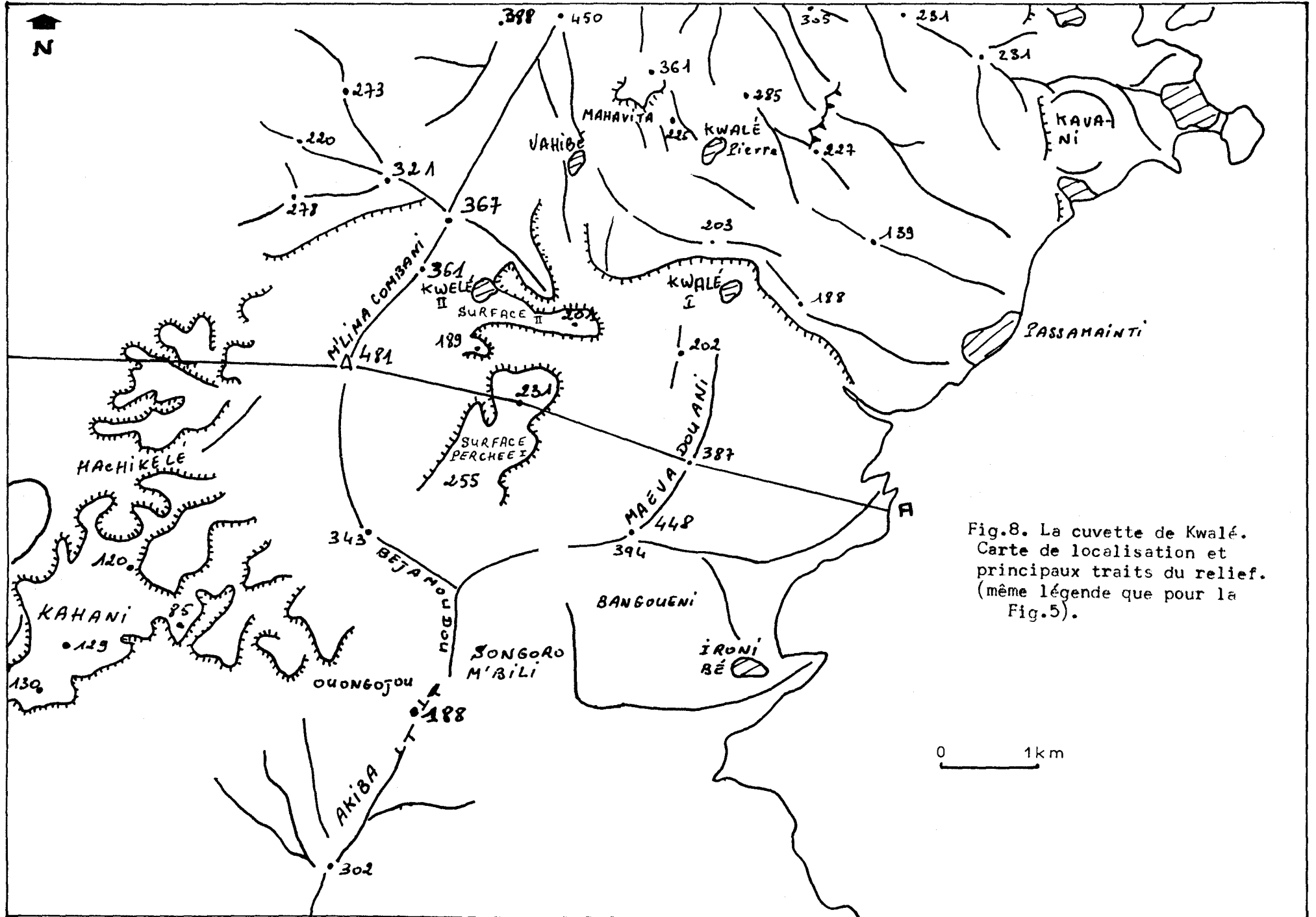
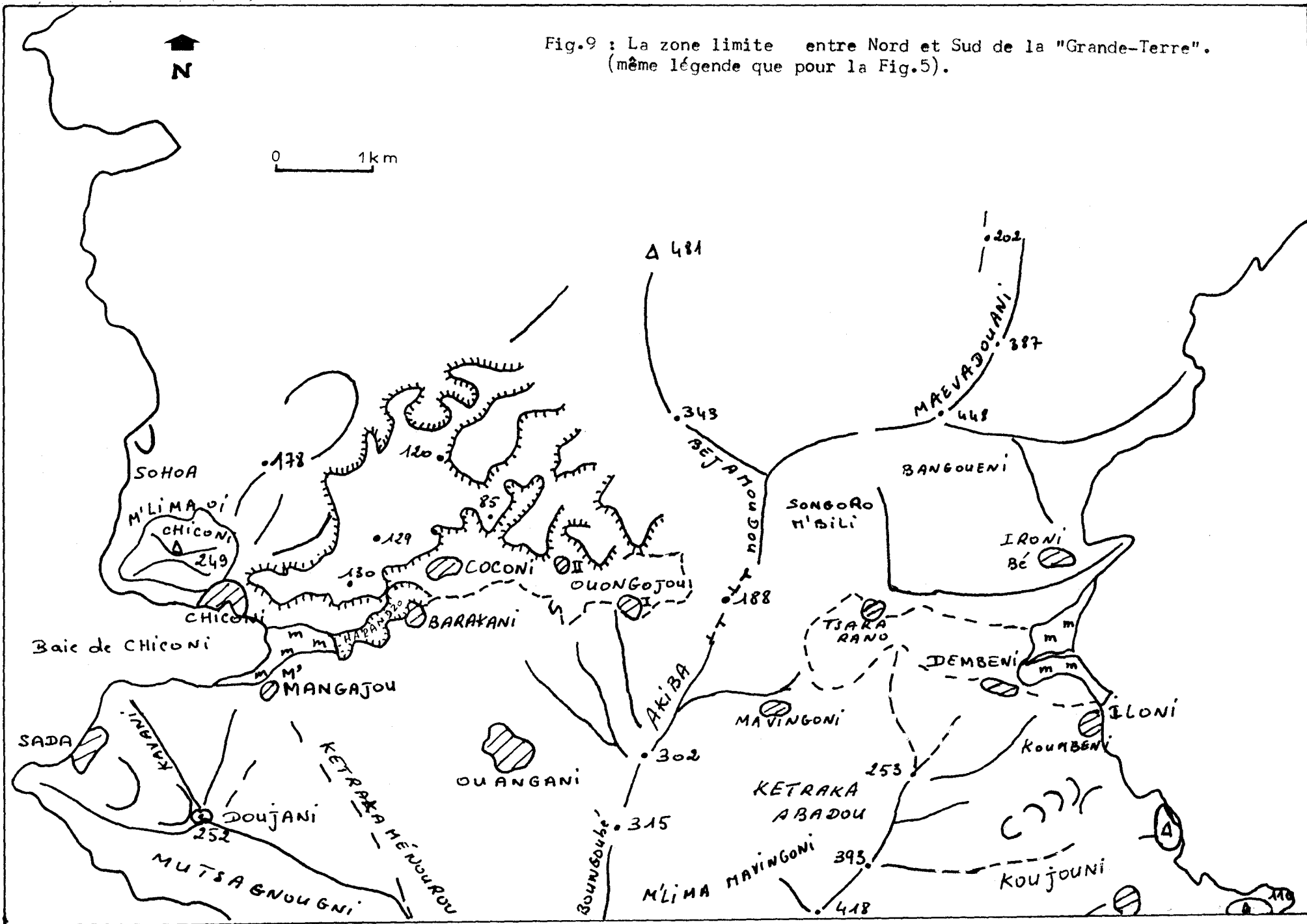


Fig.8. La cuvette de Kwale.  
 Carte de localisation et  
 principaux traits du relief.  
 (même légende que pour la  
 Fig.5).

Fig.9 : La zone limite entre Nord et Sud de la "Grande-Terre".  
 (même légende que pour la Fig.5).



allure : ses rebords ont des profils concavo-convexes, sa largeur est la même de l'amont à l'aval. Sa platitude est presque parfaite et sa direction SW-NE croise celle de sa voisine de Kwalé II.

D): LE GRAND SUD :

a): La limite entre Nord et Sud de la "Grande-Terre" ( Fig.9 ):

Avec un peu moins de la moitié de la superficie de le Grande Terre, le Sud se limite naturellement par deux grandes dépressions situées de part et d'autre du point coté 188 à Oungojou. A l'Est, la dépression de Dembéni, une plaine côtière encadrée par les bourrelet du Kwalé au Nord et la dorsale de Bénara au Sud, avec deux niveaux bien distincts. A l'Ouest celle de Chiconi se terminant dans la baie de Chiconi. Le niveau inférieur de la plaine de Dembéni coïncide avec le coude que dessine le nouveau tracé de la R.N3 vers l'intérieur. Il est à l'altitude 0 m donc submersible par les marées hautes. De l'extrémité aval de l'estuaire de la rivière Dembéni, à la confluence de celle-ci avec ses affluents descendus des hauteurs de Béjamoudou, l'altitude augmente de quelques mètres (une dizaine environ), c'est le deuxième niveau. Ici la dépression se ferme par un goulet pour céder la place vers l'intérieur à un bassin de réception pour toutes les rivières temporaires descendues des secteurs de Mavingoni (bas de versant septentrional du Bénara) et de Songoro M'bili (hauteurs de Béjamoudou). La limite interne de ce bassin supérieur de la dépression de Dembéni correspond exactement au point coté 188m à Ouongojou, lieu de rencontre de deux lignes de crête estompées: celle de Songoro M'bili (présentée comme une anomalie dans l'étude des rebords de la cuvette de Kwalé) et la



ligne de crête d'Akiba (partie aval du Boungoubé rattaché à Séhémou ).

Une remarque mérite cependant d'être faite sur la limite Nord de cette dépression qui est finalement la plus importante de l'île Mayotte. De Tsara rano (goulet) à la côte Est, cette limite ne correspond pas exactement au pied des bourrelets périphériques de la cuvette de Kwalé mais à une ligne de crête secondaire de faible altitude, avoisinant les cinquante mètres. Entre cette ligne de crête peu marquée et le versant Bangouèni, une vallée de 20m de profondeur collecte les eaux en provenance des bordures de la cuvette de Kwalé pour les drainer vers l'Est par la rivière saisonnière de Ironi bé. Il s'agit d'un relief bien distinct qui ne se rattache au complexe de Kwalé qu'au niveau du goulet et cela sur une distance de 250m.

A l'Ouest de la ligne de partage des eaux, la topographie se complique et la dépression n'apparaît qu'à peine. Elle présente deux niveaux qui communiquent entre eux par des "gorges" à Hapandzo. Le niveau supérieur est constitué de deux mini-bassins de réception, ceux de Ouongojou et de Coconi, rassemblant les eaux des rebords externes de la cuvette de Kwalé et du versant Nord du Bénara.

Remarque: le bassin versant du Coconi est quasi inexistant au Sud de la R.N2 où au-delà d'une ligne de partage des eaux secondaire située vers 120m, on passe au bassin versant de la rivière de OUANGANI. Sa limite Nord est indéfinie dans la topographie car elle correspond aux ondulations du plateau de Kahani (de l'ordre de quelques mètres).

A l'Ouest, la rivière Coconi traverse les gorges de Hapandzo avant de partager la même embouchure que la rivière de

Ouangani. A la même altitude que Dembéni, on trouve ici un estuaire d'importance mineure et surtout une baie: la baie de Chiconi, limitée au Nord par les collines de Chiconi et au Sud par le versant du Bénara dont la terminaison se fait entre les villages M'mangajou et Sada.

b): La dorsale de Bénara ( Fig.10 ):

Il s'agit d'un ensemble de lignes de crêtes traversant l'île de l'Est (pointe Domognombé) au village de Sada à l'Ouest. Dans le profil de la dorsale, une dissymétrie oppose les versants Nord et Sud. Pour mieux la saisir suivons la coupe topographique de M'tsangachehi (Sud) - Hapandzo (Nord) passant par Tchaourimbo culminant à 514m. ( Fig.11 ).

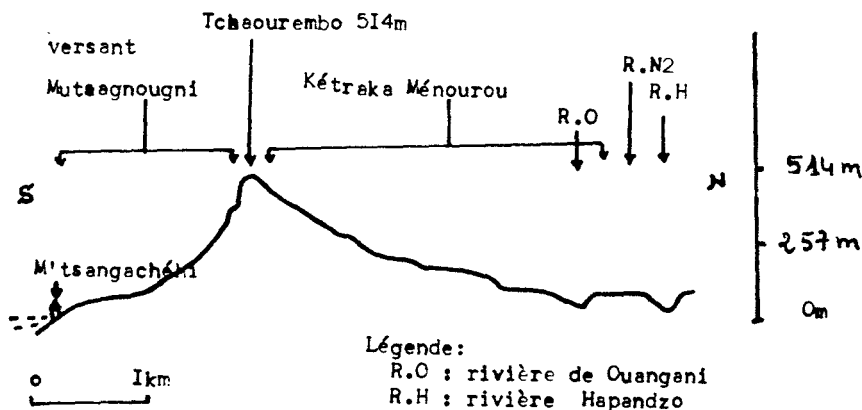
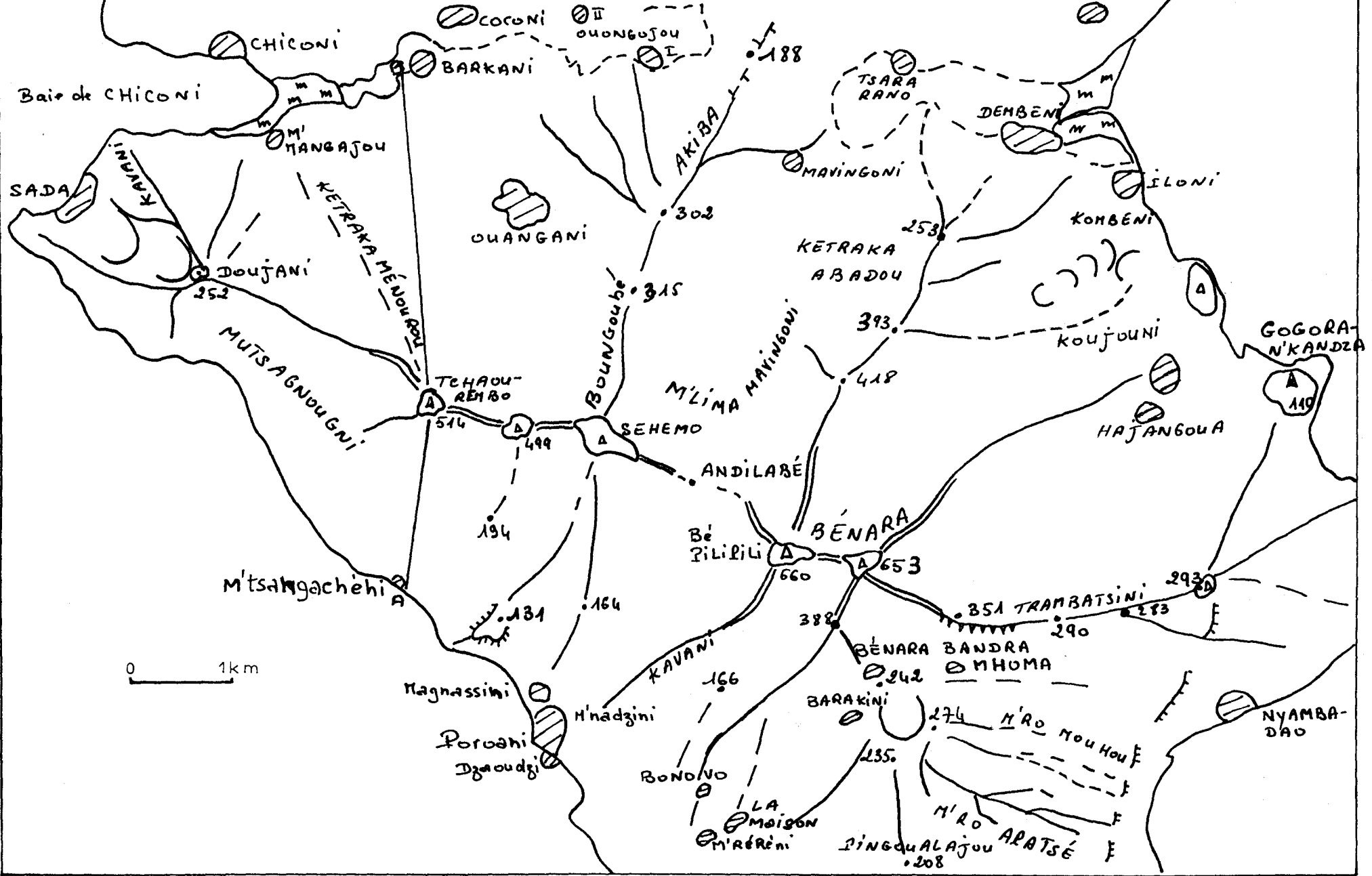


Fig 11: Coupe topographique de la dorsale de Bénara.

La pente du versants Sud "Mutsagnougni" est proche des soixante degrés en amont, avant de se réduire sensiblement en contrebas, à 100m d'altitude, au niveau d'un bourrelet. Sur le versant Nord "Kétraka ménourou", la pente est moins forte de l'ordre de 45° entre 200m depuis le sommet de la ligne de crête jusqu'à 200m d'altitude. A ce niveau une faible contre-pente intervient, à la faveur de l'encaissement de la rivière de Ouangani ( 80m ); vers Hapandzo l'altitude revient à 100m. L'opposition N-S des

Fig.10: Croquis de la dorsale de Bénara (même légende que pour la Fig.5).



0 1km

versants du Bénara se retrouve aussi dans la répartition des linéaments secondaires. Au Sud, on a que des linéaments d'ordre III, c'est à dire des interfluves à forme large et lourde vers 160m. Quant au versant Nord et particulièrement dans la partie Est, les linéaments d'ordre II se sont développés entre 400 et 100m: le Mavingoni par exemple, entrecoupé à 393m à Ketraka abadou et qui se poursuit jusqu'à 180m.

Donc sur le versant Sud du Bénara, les linéaments sont peu développés et ne présentent pas de ligne de crête très nette; les plus importants ne mesurent que 1,5 km sur 250m en moyenne. Mis à part son profil dissymétrique nord-sud, la dorsale de Bénara présente aussi une opposition Ouest-Est: à l'Est, c'est le Bénara proprement dit, tandis qu'à l'Ouest, la dorsale peut être baptisée Séhémou-Tchaourimbo, du nom de ses deux points culminants. Ces deux ensembles se rejoignent à Andilabé où l'altitude s'abaisse à 346m ( Bénara à l'Est 660m, Séhémou à l'Ouest 578m ). De part et d'autre du seuil d'Andilabé, à l'Est comme à l'Ouest, les caractéristiques topographiques sont les mêmes:

-à l'Est, le Bénara présente une série de linéaments de divers ordres et de différentes directions. Les ordres se répartissent selon l'altitude: le premier, entre 600 et 400m, au coeur du système, présente un relief en lame presque verticale avec deux sommets à 660m et 653m. Le second ordre très développé dans cette partie du Bénara, correspond à des reliefs dont la longueur moyenne se situe entre 2,5 et 4 km et la largeur toujours autour de 500m. Son altitude décroît au fur et à mesure qu'on s'éloigne du premier ordre. Le troisième ordre n'existe pas ou peu sur la branche Trambatsini, entre 20 et 100m.

Quelques formes circulaires en creux ou en relief viennent compléter le paysage d'une façon très discrète. Mais ici comme dans l'ensemble Tchaourimbo-Séhémou, ces formes se localisent en bordure du complexe: Gogora N'kandza par exemple, une colline de 110m d'altitude aux versants dissymétriques, NE convexes, SW concave. Un peu plus au Nord, au-delà de la plaine de Hajangoua on retrouve le même type de relief, de taille réduite à 500m/250m, mais cette fois-ci de forme ovale. Toujours vers le Nord, entre l'édifice précédent et le village de Iloni, une série de reliefs circulaires en creux est discernable sur la photo aérienne mais peu visible sur le terrain. Il est important de signaler que cette succession de petits reliefs circulaires à Iloni coïncide avec la coupure de la ligne de crête Mavingoni-Kombéni à Kétraka Abadou et avec une corniche de 750m de longueur en amont du versant Bandra Mhoma.

-En récapitulant, le Bénara oriental réunit tous les types de reliefs déjà rencontrés au Nord de la "Grande-Terre" mais avec une importance particulière des lignes de crête de premier ordre dont l'altitude peut atteindre 660m. Elles n'occupent que le coeur du système. Les formes allongées constituant l'ordre II des lignes de crête sont très développées au Nord et peuvent atteindre 4 km de longueur. Le troisième ordre quasi-absent ne se rencontre qu'au SW sous forme de crêtes très atténuées, lourdes, plus larges et moins développées: comme exemple, on ne peut citer que le Kavani (vers la région de Poroani) et un autre au Nord de Bonovo. Quelques édifices circulaires de faible taille complètent le tout.

-A l'Ouest, le Séhémou-Tchaourimbo: ici les formes d'ordre I sont encore plus rares. Ce sont les lignes de crête passant à

Séhémou en direction du Nord, et à Tchaourimbo; leur longueur ne dépasse pas 1 km. Comme pour le Bénara oriental, les deux points culminants s'individualisent nettement. Le second ordre se résume à la ligne de crête principale de Tchaourimbo à Doujani et Akiba où une dorsale naît à 302m. L'ordre III, au Nord de Poroani, se limite à deux formes allongées au bas du versant Sud Séhémou, d'1,5 km de long chacune. A Magnassini une forme comparable par sa faible altitude sert de contrefort à une vallée dont la tête se situe à Andilabé; l'encaissement de cette vallée est de plus en plus important vers l'aval.

-Le contact Bénara-dorsale de Chirongui: deux lignes de crêtes d'altitudes différentes se croisent au point 388, au NW du village de Bénara. Sur le terrain on distingue une dépression circulaire mal délimitée au centre de laquelle se trouve un amas de blocs de couleur grisâtre, énormes, pouvant atteindre 10m de hauteur, disposés autour d'une colline de même nature de 50m de haut environ. Cette dépression se trouve à plus de 200m d'altitude; elle est entourée de trois sommets (243m, 235m et 274m). De cette dépression naissent plusieurs formes étirées en direction de l'Est.

c): La dorsale de Chirongui ( Fig.12 ):

Elle décrit une courbe de 7 km de long et 1,5 km de large en moyenne, entre le complexe de Bénara et l'ensemble des linéaments de l'extrême Sud. Nous allons la limiter au Sud à sa rencontre avec le linéament du Choungui Kélé, c'est à dire au point côté 219m au M'lima Chirongui. Son profil est accidenté par des lignes de crête secondaires: à M'lima Mramadoudou en direction de Rassi ya Bambo et à Satra Gory (vrai nom du M'lima gory ) vers M'tsatroudrou-Mougneuré. Entre les rivières Apatsé

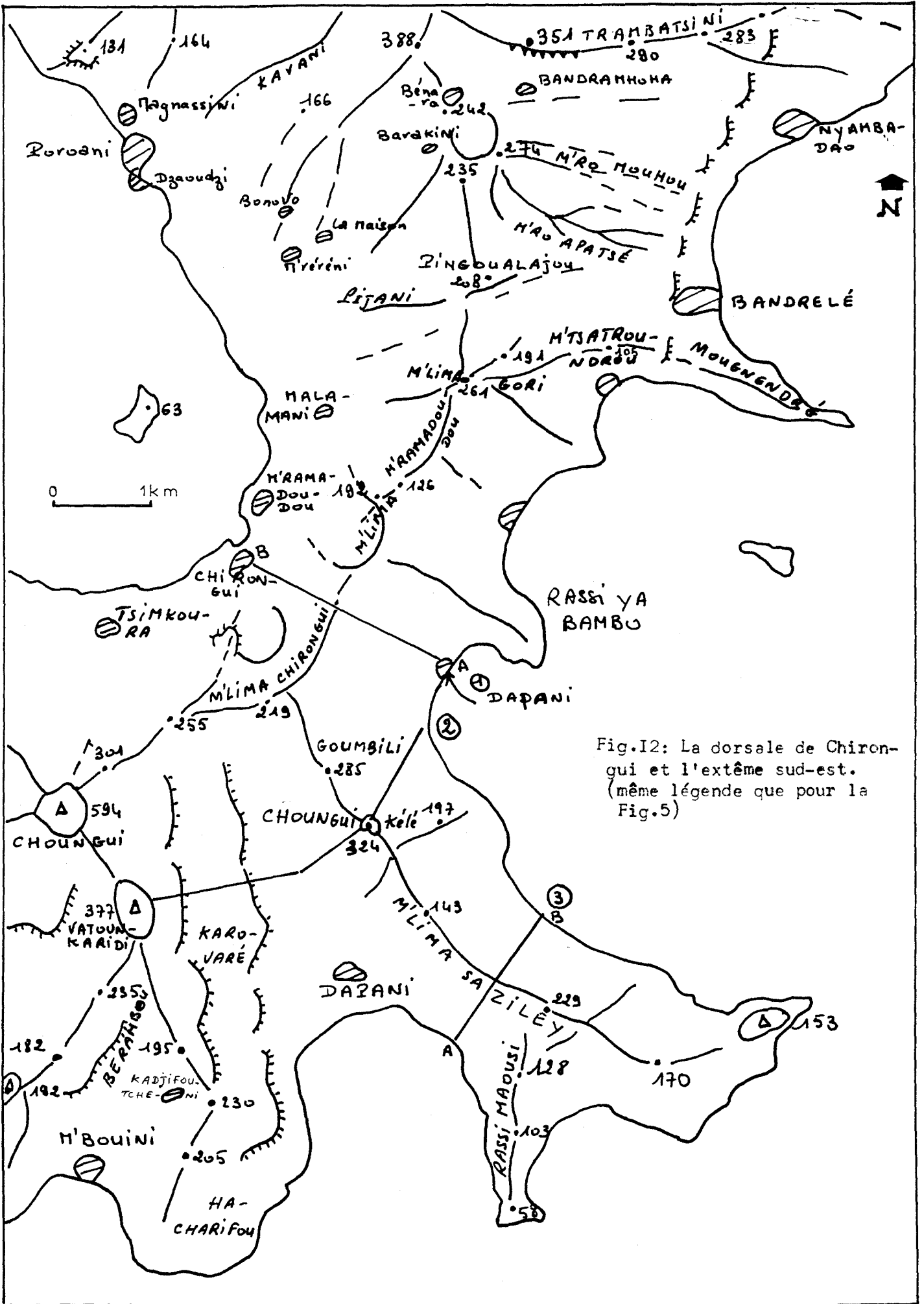


Fig.12: La dorsale de Chirongui et l'extême sud-est. (même légende que pour la Fig.5)

et Mouhou, sur le versant NE de la dorsale, dans un cadre de 8km<sup>2</sup>, un réseau de ravins parallèles caractérise l'hydrographie. Dans ce secteur Nord de la dorsale, de M'lima Gory à Bénara, les accidents sont assez particuliers: déjà à Satra Gory, la ligne de crête principale est décalée obliquement par une ligne de crête secondaire culminant à 261m et 191m orientée NE-SW. A Pingoilajou le même phénomène se produit ainsi qu'à Barakani mais la direction est différente au premier lieu dit (E-W). Dans la partie Sud, la courbure de Mramadoudou attire notre attention par la dissymétrie de ses versants (concave à l'W, convexe à l'E) et son altitude (192m) (en suivant la ligne de crête de Rassi ya Bambo) (Fig.13).

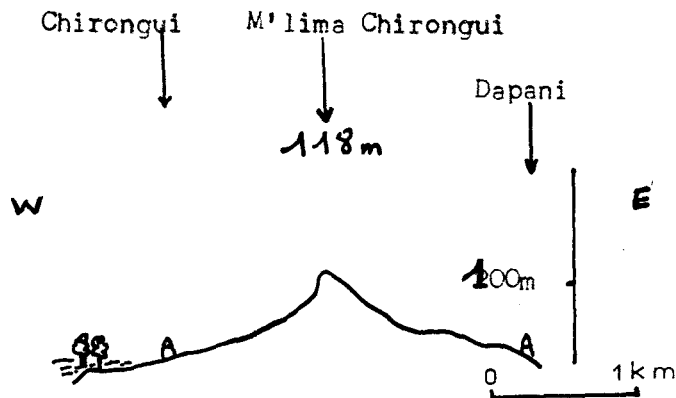


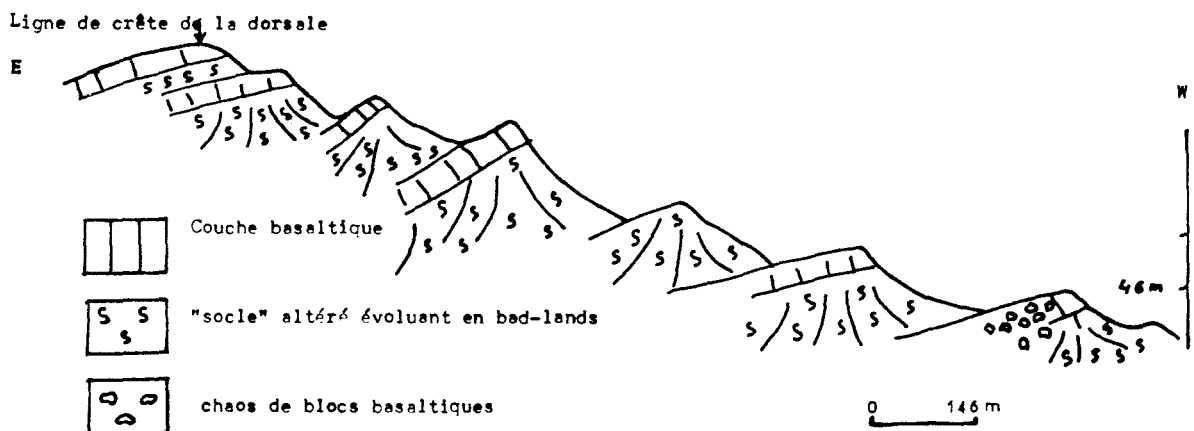
Fig.13. Coupe topographique Ouest-Est de la dorsale de Chirongui.

Sur ce profil topographique, la dorsale présente une nette dissymétrie Ouest-Est, avec un versant Ouest concave au-dessus de 180m d'altitude. A la différence du versant Sud de la dorsale de Bénara, il n'y a pas ici de pente moyenne supérieure à 30° en raison de la faiblesse de l'altitude. Le versant Est offre une pente supérieure à celle du versant Ouest, au dessus d'un replat situé vers 40m. En contrebas, la pente se renforce à nouveau à 20m au dessus du niveau de la mer. A l'Est comme à l'Ouest de la dorsale de Chirongui, on distingue des surfaces planes inclinées



suisant la pente du versant et qui sont entaillés par des ravins; ce phénomène s'observe entre 40 et 100m d'altitude. Mais on ne peut terminer cette présentation de la dorsale sans évoquer un phénomène particulier observé sur son versant Ouest dans le secteur dit de Malamani: grâce au travail de terrain, j'ai pu discerner à cet endroit, une topographie en marches d'escalier difficilement repérable sur la carte au 1/50.000°. Le phénomène s'observe depuis le sommet de la dorsale jusqu'à 40m (Fig.14)

Fig.14: Coupe du versant occidental de la dorsale de Chirongui, dans le secteur de Malamani.



d): L'extrême Sud: Le secteur de Choungui-Bouèni (Fig.12 et 15).

Le relief de la région est à la fois vigoureux et largement échancré par des baies: le sommet le plus élevé est le fameux mont Choungui, point culminant de l'île après le Bénara, avec ses 594m. Ce secteur inclut aussi le M'lima oi Chirongui ainsi que le lieu dit Goumbili.

L'image la plus frappante dans le Sud de Mayotte reste l'alignement des points culminants jalonnant les lignes de crête, selon deux directions principales: la plus importante est NNW-SSE, l'autre étant orthogonale c'est à dire SSW-NNE. Les deux se croisent principalement au niveau du mont Choungui.

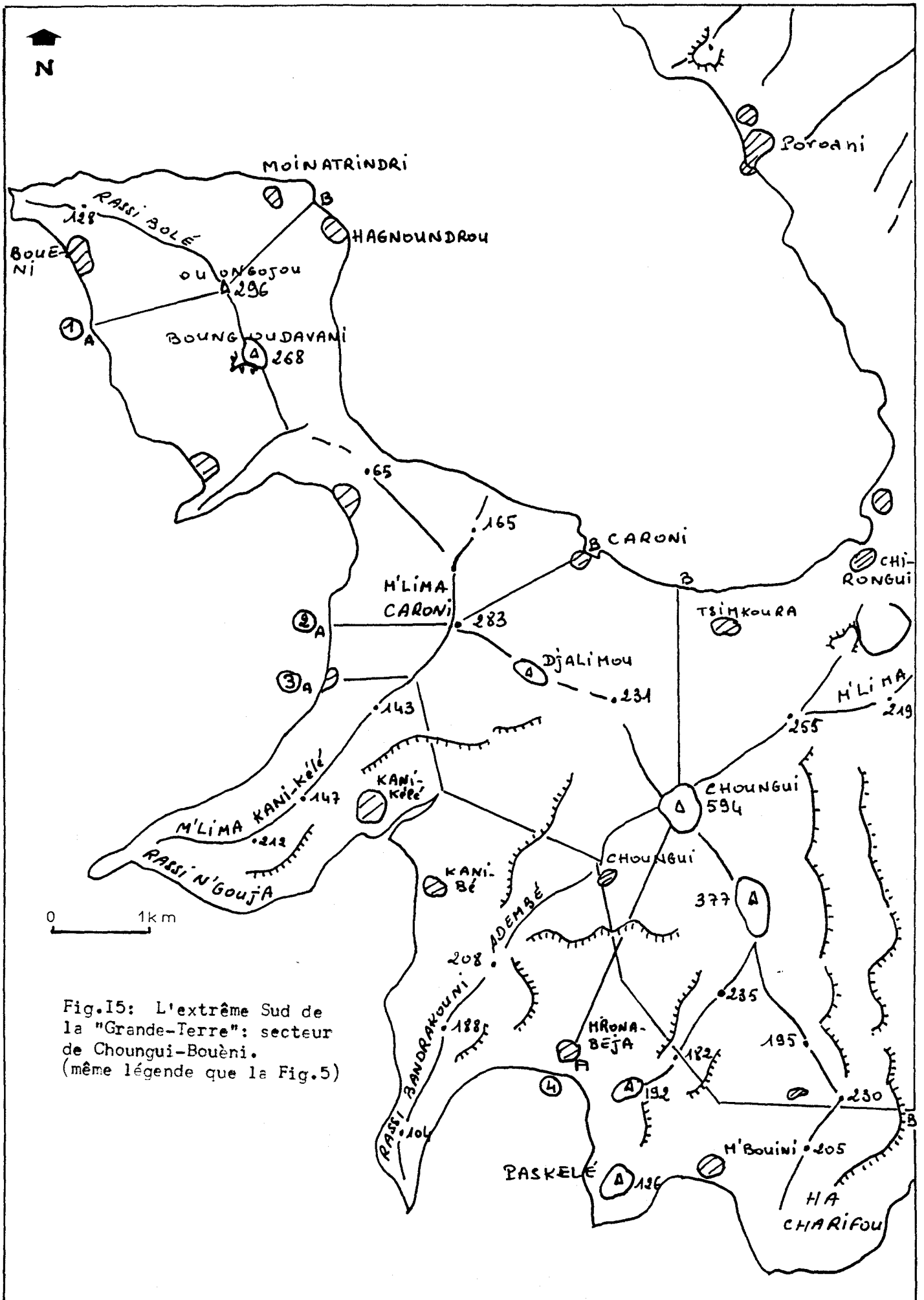


Fig.15: L'extrême Sud de la "Grande-Terre": secteur de Choungui-Bouèni. (même légende que la Fig.5)

1): les linéaments NNW-SSE:

Il s'agit d'un ensemble de six éléments de tailles différentes. Le plus important est la ligne de crête Rassi Bandrakouni-Adembé, longue de 7,5 km. Elle croise l'axe principal de la première série au mont Choungui et s'arrête au Sud du village de Choungui. Tout comme pour les autres, son altitude augmente vers le Choungui et diminue vers la mer. Cette altitude est moins élevée à l'Ouest qu'à l'Est (par rapport à l'axe du Choungui). A Adembé, ce linéament recoupe un talus mentionné sur le profil du versant Sud du Choungui ( Fig.20 ). Les autres linéaments sont faiblement marqués ( voir Fig.16 ) et s'estompent souvent au NE de la ligne de crête principale NW-SE passant au mont Choungui.

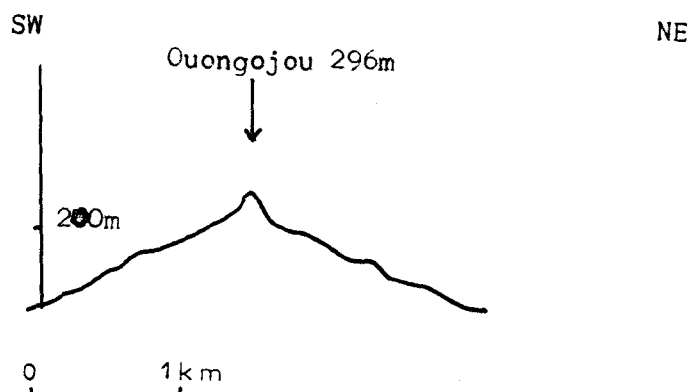


Fig.16. Coupe topographique n°1 du croquis de la fig 15.

L'étude détaillée de ces linéaments du Sud, permet de préciser leur équidistance: dans la première série, les deux lignes de crête sont espacées de 2,5km. Dans la deuxième série les choses sont plus complexes car cette distance varie de 2,5km à 1,5km. L'aspect des versants se résume le plus souvent à une concavité vers le haut et une convexité vers le bas.

Une remarque générale sur l'ensemble des linéaments: ils individualisent des sortes d'amphithéâtres dans les secteurs de Kani Kélé et M'ronabéja, cependant moins nets que dans le Nord de l'île, et avec parfois une tendance au dédoublement (Fig.17).

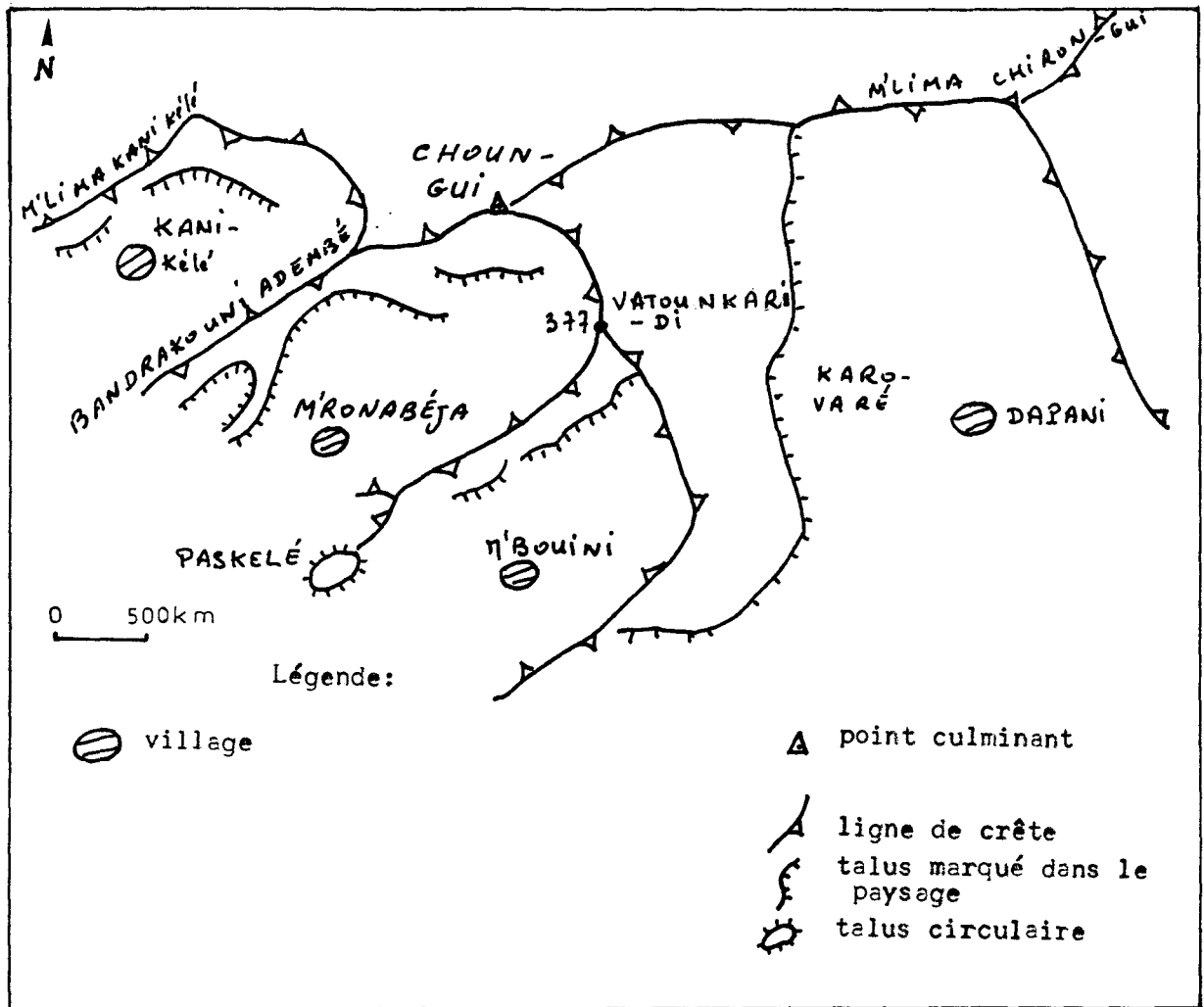


Fig.17. Croquis des amphithéâtres des secteurs de Kani Kélé et M'ronabéja.

L'analyse topographique détaillée donne trois amphithéâtres : à M'ronabéja, M'Bouini et Dapani. Des talus secondaires y

apparaissent au niveau du dédoublement et semblent être en rapport avec la fin brutale de certains linéaments de la 2° série à leur rencontre avec la 1°.

En conclusion de cette remarque, la zone Sud Chirongui (au gisement de kaolinite) correspond à une zone de rencontre d'ordre II des 2 séries de linéaments après celui du mont Choungui. Mais une particularité s'impose: à Chirongui le relief est de type circulaire ouvert et creux; cette forme est-elle originelle ?

2): les linéaments SSW-NNE:

2-1): la ligne de crête principale:

Cette direction dominante concerne la ligne de crête des lieux dits M'bouini (pointe Ha Charifou 205m), Rassi bolé (pointe Bouèni 128m) en passant par Vatoungkaridi (377m), Choungui (594m), Djalimou (268m), Bounougoudavani (268m) et Ouongojou (1) (296m). C'est une ligne de crête presque rectiligne de 10 km de long, en partant du point côté 230m à Kadjifoutcheni (à 1 km au Nord de Hacharifou), avec une légère incurvation vers l'Est de Vatoungkaridi à Djalimou. La même direction se retrouve à 2,5 km à l'Est, le long de la ligne de crête Choungui Kélé-M'lima Saziley ( Fig.12 ), parfaitement dessinée mais deux fois plus courte que la précédente et interrompue par deux coupures de faible importance mais notable tout de même à Rassi Maousi (dans la partie Ouest) et à Choungui Kélé (dans la partie Est). Elle est limitée à l'Ouest par le M'lima Chirongui, qui appartient à la dorsale de Chirongui.

Plusieurs coupes topographiques permettent de préciser le profil de la ligne de crête principale et font apparaître trois types de versants.

a) Coupe passant à Oungoujou (296m)(1) au NW ( Fig.18 )

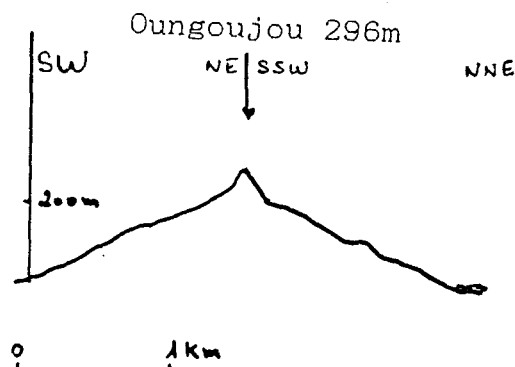


Fig.18: Coupe n°1 du croquis de la Fig 15.

Du côté Ouest ,la pente est presque constante de la côte jusqu'à 200m d'altitude, puis une concavité se marque et au dessus de 290m la pente est presque verticale (avec une corniche). Le versant oriental se décompose en 3 secteurs distincts: près du sommet une pente très raide entre 296 et 200m, puis un replat vers 200m et une pente à nouveau forte mais inférieure au haut du versant, interrompu par un petit palier.

---

1. à ne pas confondre avec le village du même nom qui se trouve dans la zone de contact entre les régions du Centre et de Bénara.

## b) Coupe passant par les lignes de crêtes SSW-NNE.

Fig.16: Coupe topographique n°3 du croquis de la Fig.15

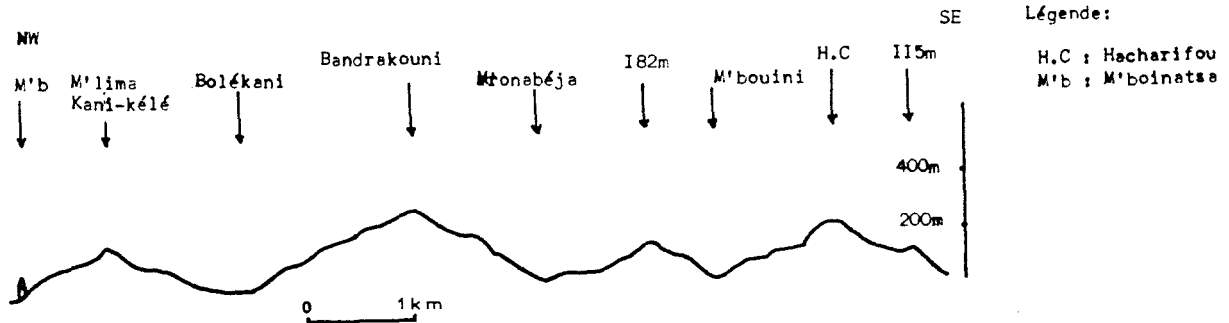


Fig.19: Coupe n°3 du croquis de la fig 15.

Le versant Ouest est concave avec une pente modérée jusqu'à 240m d'altitude où il présente un replat, puis plus forte, de l'ordre 80°, au-dessus. A l'Est le versant est du même type sans l'accentuation de la pente vers le sommet et avec la présence de 3 replats entre 40 et 120m, et 2 ruptures de pente à 90m et à 120m.

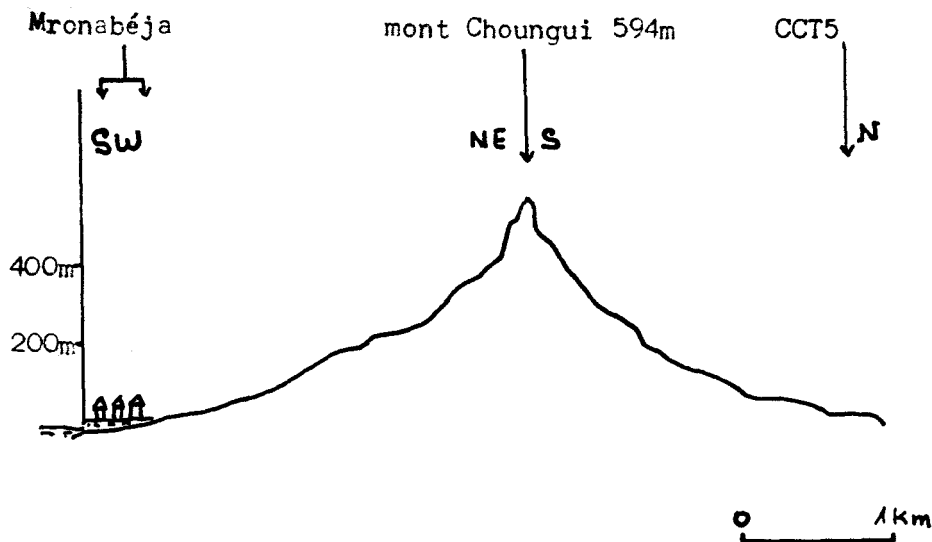


Fig.20. Coupe topographique du mont Choungui.

c) L'honorable Choungui quant à lui, se distingue comme il se doit, du reste. Son versant Sud se caractérise depuis le bas par un escarpement de 160m de dénivellation, un palier intermédiaire vers 200m d'altitude surmonté d'un talus d'une vingtaine de mètres en plus. A 240m d'altitude, la pente s'accroît pour atteindre environ  $45^\circ$  et au dessus de 400m d'altitude, elle est quasi verticale à part un étroit palier à 500m d'altitude. Le versant Nord est dominé par une corniche verticale jusqu'à 500m d'altitude. En contrebas, une concavité d'ensemble prend le relais jusqu'à la mer avec cependant un talus plus marqué d'une soixantaine de mètres à l'altitude 200m.

2-2): Pour la ligne de crête secondaire, située plus à l'Est, deux coupes montrent des profils proches ( Fig.21 ).

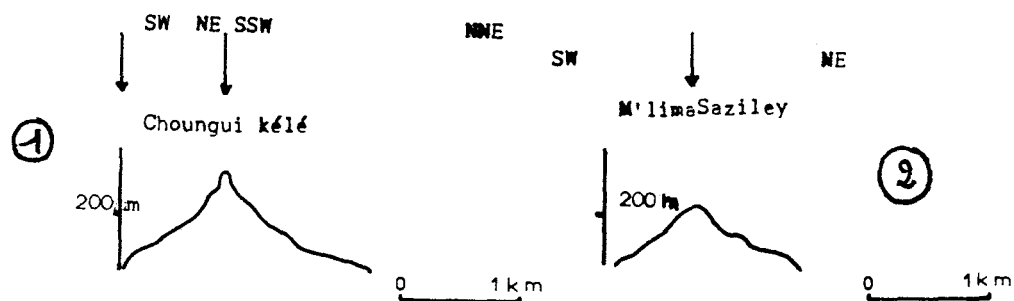


Fig.21. Coupes topographiques de la ligne de crête Choungui kélé-M'lima Saziley.

A Choungui Kélé le versant Ouest est concavoconvexe: concave vers le haut avec une tendance à la verticale au sommet et convexe vers le bas. Le versant Est est du même type avec une amorce de corniche au sommet, une concavité d'ensemble et un bombement à peine sensible entre 100 et 150m.

Au M'lima Saziley le profil est assez net: concave à l'ouest et à l'Est avec un mini replat vers 100m dominant un talus d'une vingtaine de mètres de dénivellation.



De ces différentes coupes, il ressort que les versants ont tous une concavité d'ensemble avec quelques particularités locales: des pentes qui tendent vers la verticale au sommet. Par endroit une convexité apparaît vers le bas mais sans qu'elle soit généralisée.

## II): LES ILES EPARSEES:

A commencer par la plus importante par sa superficie: la "Petite-Terre", 36 km<sup>2</sup> environ; elle repose sur la grande barrière à l'Est de Mayotte. Sa particularité réside dans l'absence de relief linéaire et de plateau. Ici on ne trouve que deux types de reliefs: des formes circulaires en creux de tailles diverses, emboîtés dans le complexe de la Vigie, et des collines à forme lourde de faible altitude entre 41 et 131m. Ce qu'on retient après un déplacement en "Petite-Terre", c'est la différenciation Est-Ouest de cette île: à l'Est dominant les formes circulaires et à l'Ouest les collines, par contre la dissymétrie des versants est de rigueur partout: les versants externes des formes circulaires sont convexes et les internes concaves. Pour les collines, la dissymétrie dépend de l'orientation: par exemple, la concavité concerne le versant Est à Maévantana, et le versant Sud du complexe de "la carrière". Une seule colline se distingue par la symétrie de ses versants, le mamelon du "Four à chaux", de forme ovale, aux versants convexes.

A Chissioi M'bouzi, par contre, aucun relief circulaire parfait n'est visible.

Non loin de là au SE, se trouvent deux îlots de forme étirée selon un axe Est-Ouest et d'altitude très faible: 3m à Chissioi Pinguoi le plus à l'Est et de 20 à 31m à Chissoi Pouhou le plus

à l'Ouest. Il est intéressant de mentionner la position de ces îlots par rapport à la dépression de Dembèni: ils se trouvent sur le même tracé que la baie de Chiconi et la dépression en question.

Toujours dans le secteur Est, mais plus au Sud, à Chissioi Bandrélé est un îlot au large de la dorsale de Chirongui; 67m d'altitude, de forme circulaire ouverte sur Nord et aux versants dissymétriques classiques.

Au NW se situent une série d'îlots dont le plus important est celui de M'Tsambo formant un rectangle de 1,75 km/1km. Son relief rappelle la forme d'une bobine ou plutôt un tracé en "H". Rencontre de trois lignes de crêtes dont deux parallèles de direction NE-SW et une autre direction NW-SE. Les pentes sont assez fortes avec des corniches en marches d'escalier par endroits sur des versants parfaitement concaves. Une multitude de minuscules îlots existe ici comme ailleurs dans le lagon mais on ne peut s'y attarder; il reste cependant à souligner l'existence de 2 îlots appelés les "Malandzamiya" entre Chissioi M'tsambo et la "Grande-Terre".

### III): PRESENTATION DU LAGON:

On ne peut travailler sur Mayotte sans évoquer d'une manière ou d'une autre son lagon: vaste d'environ 1000 km<sup>2</sup>, il se classe parmi les plus beaux et les plus grands du globe.

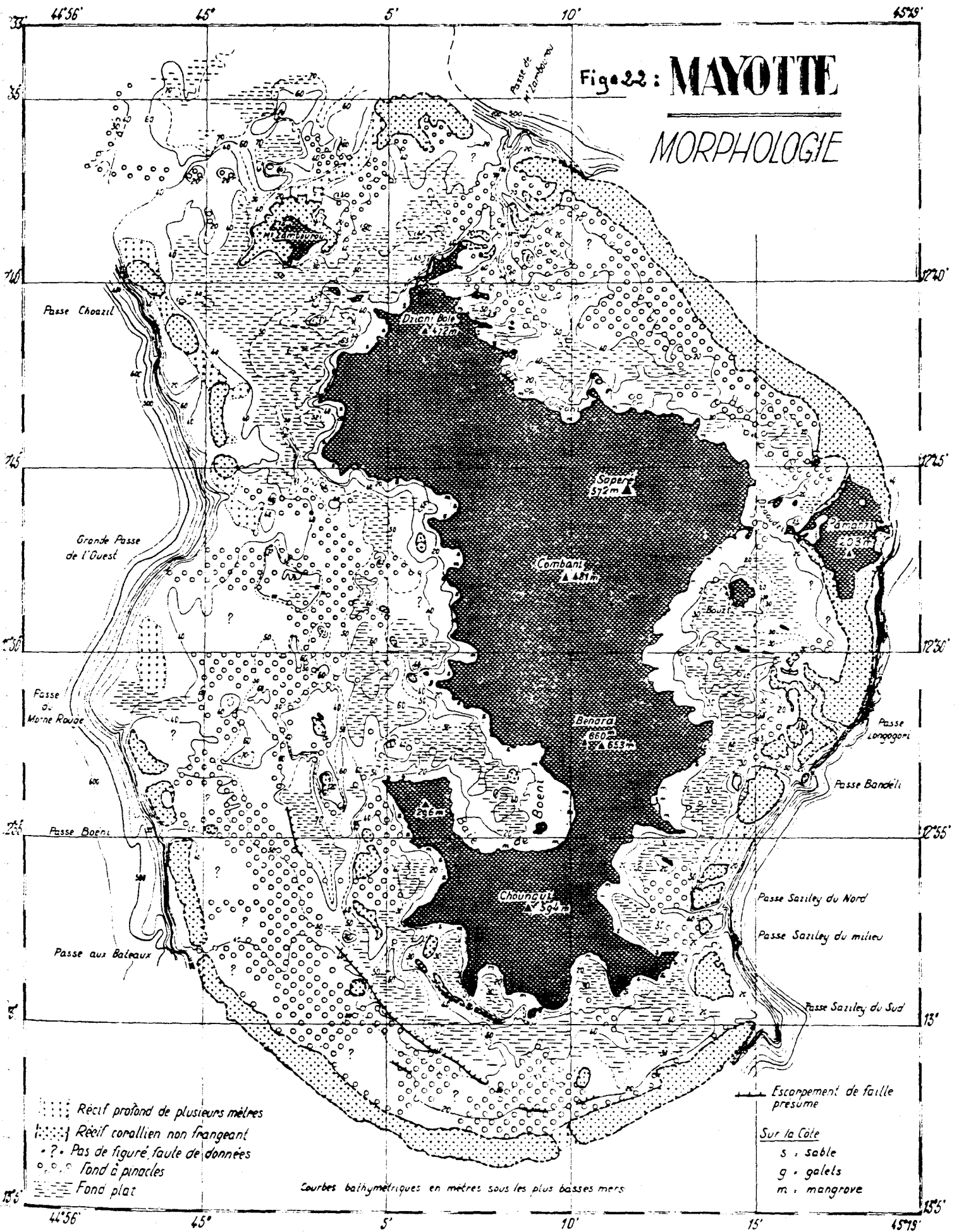
Comme il est dit dans l'introduction, je n'ai pas eu la possibilité de mener une sérieuse recherche dans le lagon, faute d'équipement. De ce fait la présentation topographique que je vais faire n'est qu'un résultat des travaux de A. Guilcher et al dans leur étude sur les récifs coralliens et le lagon de Mayotte (1965).

Cette étude présente deux types de formes pour le relief du lagon de Mayotte: des modelés à pinacles coralliens et des secteurs plats ( Fig.22 ). Les régions à pinacles sont d'après ces résultats, situées dans la partie externe du lagon du côté de la barrière et les plaines sous-marines dans la partie interne du côté de l'île. Il faut cependant préciser que cette répartition fait défaut dans le SSE, le N et le NW où les pinacles sont absents. Par ailleurs il est possible d'avoir par endroit la combinaison des deux types de modelé.

Pour compléter cette topographie sur le lagon de Mayotte, l'aspect de détail: un fond qui présente une pente générale vers l'île de manière que les parties les plus profondes coïncident avec des plaines sous-marines. Le phénomène est moins caractéristique à l'Est et au NW où le fond est presque horizontal. Trois formes apparaissent: un relief faillé, une forme de dépression immergées et un relief de vallées sous-marines (Fig.23).

#### Conclusion générale sur la présentation topographique de Mayotte.

Mayotte présente deux catégories de reliefs: des reliefs insulaires qui ont fait l'objet de notre étude et des reliefs sous-marins particuliers à Mayotte qui n'ont pas été analysés par nous faute de moyens. Pour cette deuxième catégorie, ont été utilisés les résultats de travaux antérieurs réalisés sur le lagon aboutissant à la distinction de 2 types de modelé: des plaines sous-marines et des zones à pinacles, avec dans le détail de l'analyse des dépressions et vallées immergées ainsi qu'un relief accidenté.



D'après Guilcher et al (O.R.S.T.O.M 1965).

En ce qui concerne la 1<sup>o</sup> catégorie, l'ensemble du relief est dominé par des formes étirées plus apparentes au NW et à l'Est, parsemé de formes circulaires creuses ou massives, bien individualisées. Au Centre et au Sud de la grande île, les formes allongées coïncident avec des dorsales ou parfois en dérivent et se distinguent avec difficultés. Des plateaux existent exclusivement dans le Centre et l'Ouest de l'île principale, associés à quelques formes étirées et surtout à des formes circulaires. Ces dernières se rencontrent surtout en "Petite-Terre" et en "Grande-Terre" à la périphérie du massif du M'tsapéré (à l'exception du Sud) et dans la région de contact entre le massif précédent et celui du NW. Au Sud, ces formes existent mais elles sont à peine visibles dans la topographie: on les décèle par divers procédés d'analyse, en particulier le long de la dorsale de Chirongui.

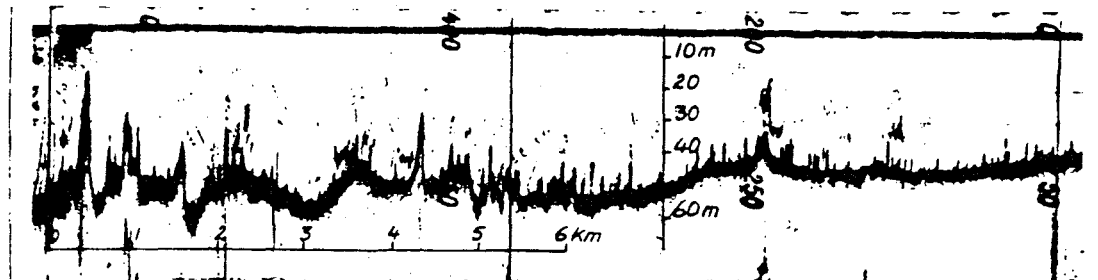
Les plaines à Mayotte se limitent à quelques dépressions côtières de tailles très réduites.

Mais ce qui ressort le plus dans cette analyse topographique de Mayotte est:

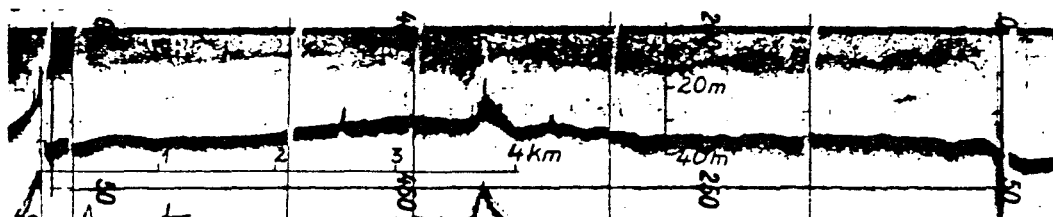
1<sup>o</sup>) La forte énergie du relief de l'île: des dénivellations de 400m sur moins d'1 km de distance ne sont pas exceptionnelles (voir les fig 4,6,11 par exemple). Celles de 100m à 150m sont tout à fait courantes. Il s'en suit forcément des pentes fortes soulignées à maintes reprises tout au long de cette étude. Ceci est un fait fondamental pour la morphogénèse.

2<sup>o</sup>) Mayotte est une île entièrement volcanique par l'origine de son matériel, mais le "relief volcanique" ne se lit pas partout dans le paysage, avec la même clarté. Dans cette analyse topographique, la "Petite-Terre" se distingue nettement par ses

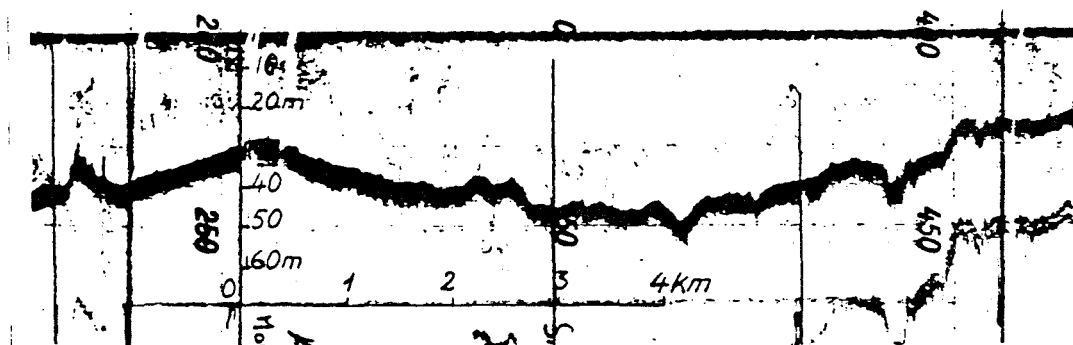
Fig.23: Sondages réalisés par l'O.R.S.T.O.M.(1965).



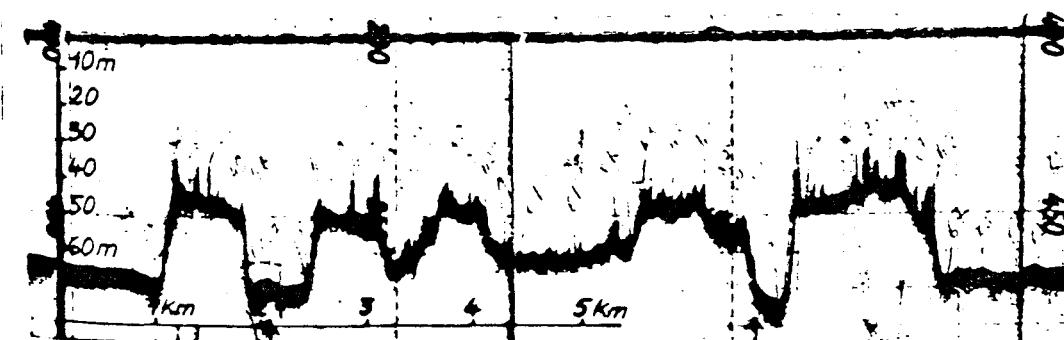
1. Bande de sondage dans le lagon Sud Ouest de Mayotte (forêt de corail dans la partie externe, proche de la barrière)



2. Bande de sondage dans le lagon Est de Mayotte (plaine de vase, un pinacle de 25m de hauteur).



3. Bande de sondage dans le lagon SSE de Mayotte (fond mollement ondulé, à fond hétérométrique de gravier, sable et vase).



4. Bande de sondage dans le lagon Ouest de Mayotte (topographie probablement karstique immergée)

formes volcaniques fraîches, comparables à celles de la chaîne des Puys dans le Massif Central. Au contraire, en "Grande-Terre" les formes volcaniques sont beaucoup moins évidentes ( sauf au Nord-Est ) et le relief doit autant, sinon plus à l'érosion et à la dissection, qu'au volcanisme lui même: en "Petite-Terre", il s'agit bien souvent de formes structurales originelles, alors qu'en "Grande-Terre" les agents d'érosion ont souvent eu le temps de s'attaquer au cadre structural né du volcanisme et de la tectonique, en donnant des formes dérivées.

\*

\*       \*

### CHAPITRE 3 : LE CLIMAT MAHORAIS:

#### UN CLIMAT TROPICAL CLASSIQUE AVEC UNE INFLUENCE MARITIME.

La documentation disponible sur le climat de Mayotte est assez limitée. En effet ce n'est que depuis son détachement politique de l'ensemble comorien que Mayotte a commencé à s'équiper en matériel de tout genre. Elle ne dispose d'observations météorologiques que depuis moins d'un siècle. Jusqu'à une époque très récente (1976) une seule station y existait; depuis cette date d'autres stations ont été installées. Cette première station était située à Dzaoudzi; en octobre 1954 elle fut transférée sur l'aérodrome de Pamandzi, dans le Sud de la "Petite-Terre". C'est la plus ancienne station et la mieux équipée de l'île; elle est la seule à nous fournir les données nécessaires pour une présentation des principaux paramètres climatiques: températures, précipitations, vent et humidité. Suivent celles de Mamoudzou et Coconi, qui nous donnent seulement les températures; les autres stations sont limitées à un simple pluviomètre. Au total existent 11 stations (en 1984) dont une seule possédant un poste de mesure du vent, à Pamandzi, équipée d'un anémographe et d'une girouette; les mesures se font sur un pylone à 10m du sol. Il est bon de souligner que la station de Pamandzi, la seule munie d'un poste de mesure du vent, est placée au niveau de la mer, mais au NE se dresse une colline de 203m à une distance de 1,5 km; l'influence de cette colline sur les mesures du vent venant du NE n'est certainement pas négligeable.



Nous présenterons les différents aspects des paramètres climatiques en insistant sur ceux qui intéressent directement les processus morphogéniques c'est à dire les précipitations, l'humidité et la fréquence des cyclones.

A) deux vents, deux saisons:

L'analyse détaillée de la répartition du vent dans le temps à l'échelle de la journée, voire même du mois, nous intéresse peu pour traiter notre sujet. Par contre il faut noter que Mayotte comme le reste des îles voisines (Comores et le Nord de la grande île malgache) est affectée par deux vents dominants correspondant aux deux saisons extrêmement distinctes dans l'année: le "Koussi" et le "Kachkazi". Le premier, un vent de SSE à SW souffle à partir du mois d'Avril, prenant sa source dans la partie Sud du canal de Mozambique en rapport avec le passage de perturbations au Sud de Madagascar. Et comme le canal ne présente aucun obstacle, ce vent de vitesse modérée engendre tout de même une très forte houle. Son orientation évolue d'Avril à Septembre entre les secteurs Sud-Sud-Ouest et Nord-Est. En référence au climat européen, il s'agit ici de l'Hiver austral puisque cet alizé coïncide avec les 6 mois de saison sèche. A noter que l'évolution climatique vécue en Europe ces dernières années est marquée à Mayotte par une prolongation de la saison sèche qui s'explique par un retard de la mousson et l'absence quasi totale de pluies en saison sèche. Il y eut une époque où le paysan mahorais attendait les pluies de Koussi (alizé) pour récolter ses "ambrevades" (espèce de pois) avant de fêter le nouvel an mahorais qui correspondait à la relance des travaux agricoles.

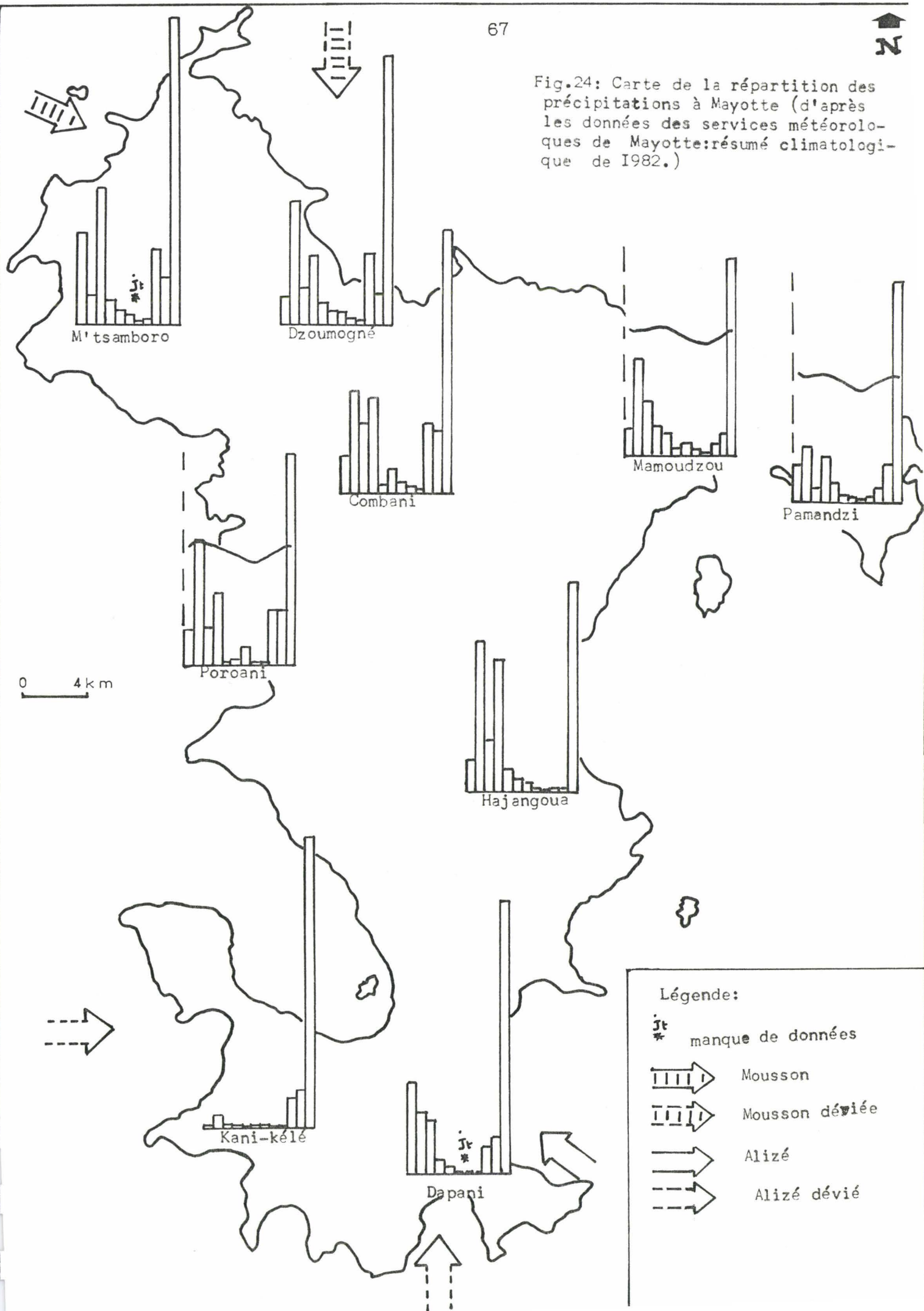
Le second, un vent de NNW à N, le "Kachkazi" entre de plus en plus dans la vie des mahorais. C'est une mousson de vitesse assez faible couvrant l'île toute entière durant l'été austral et c'est à Mayotte la saison des pluies. Elle dure "normalement" 6 mois, d'octobre à Mars mais comme il a été signalé ci-dessus, cette durée diminue: elle tend à se réduire à 4 mois et à se déplacer entre Janvier et Avril. De ce fait, les effets de ce changement climatique ne passent pas inaperçus à Mayotte. En saison sèche l'eau est rationnée et certaines cultures ne sont plus rentables. Des régions à deux récoltes de riz sont passées à une seule.

En fin de compte ces récentes difficultés sont venues accentuer une inégale répartition de la mousson, qui s'explique par la répartition des terres (l'île étant plus large au Nord qu'au Sud à cause de l'existence de la baie de Bouèni) et la disposition du relief: la dorsale de Bénara limite les effets de la mousson sur le Sud, qui ne reçoit de précipitations qu'en début de mousson, au moment où celle-ci souffle du NNW au SSE. Quand elle se stabilise (du N au S), la mousson déverse son humidité sur le flanc nord de la dorsale de Bénara ( Fig.24).

Hormis l'influence de ces deux masses d'air, les perturbations tropicales sont fréquentes à Mayotte pendant la saison des pluies. Elles sont causées par des dépressions qui font leur apparition au début de la saison des pluies et qui prennent naissance le plus souvent entre l'Equateur et 10°S dans la zone de basses pressions intertropicales au niveau de la ligne de convergence entre l'alizé austral de Sud-Est et l'alizé boréal de Nord-Est dévié.



Fig.24: Carte de la répartition des précipitations à Mayotte (d'après les données des services météorologiques de Mayotte: résumé climatologique de 1982.)



Elles se manifestent dans le climat mahorais par une accentuation des effets de la mousson (maxima plus élevés dans les précipitations par exemple). D'après une enquête réalisée auprès de certaines personnes à Mayotte, la fréquence des cyclones serait de trois pour une vie de 80 ans environ. Associée aux rares données fournies par les services de la Météorologie à Mayotte, l'enquête m'a permis de jouer à l'apprenti sorcier en 1983 et faire des prévisions sur les cyclones Kamisya et Félix grâce à la courbe que traçait la trajectoire des dépressions.

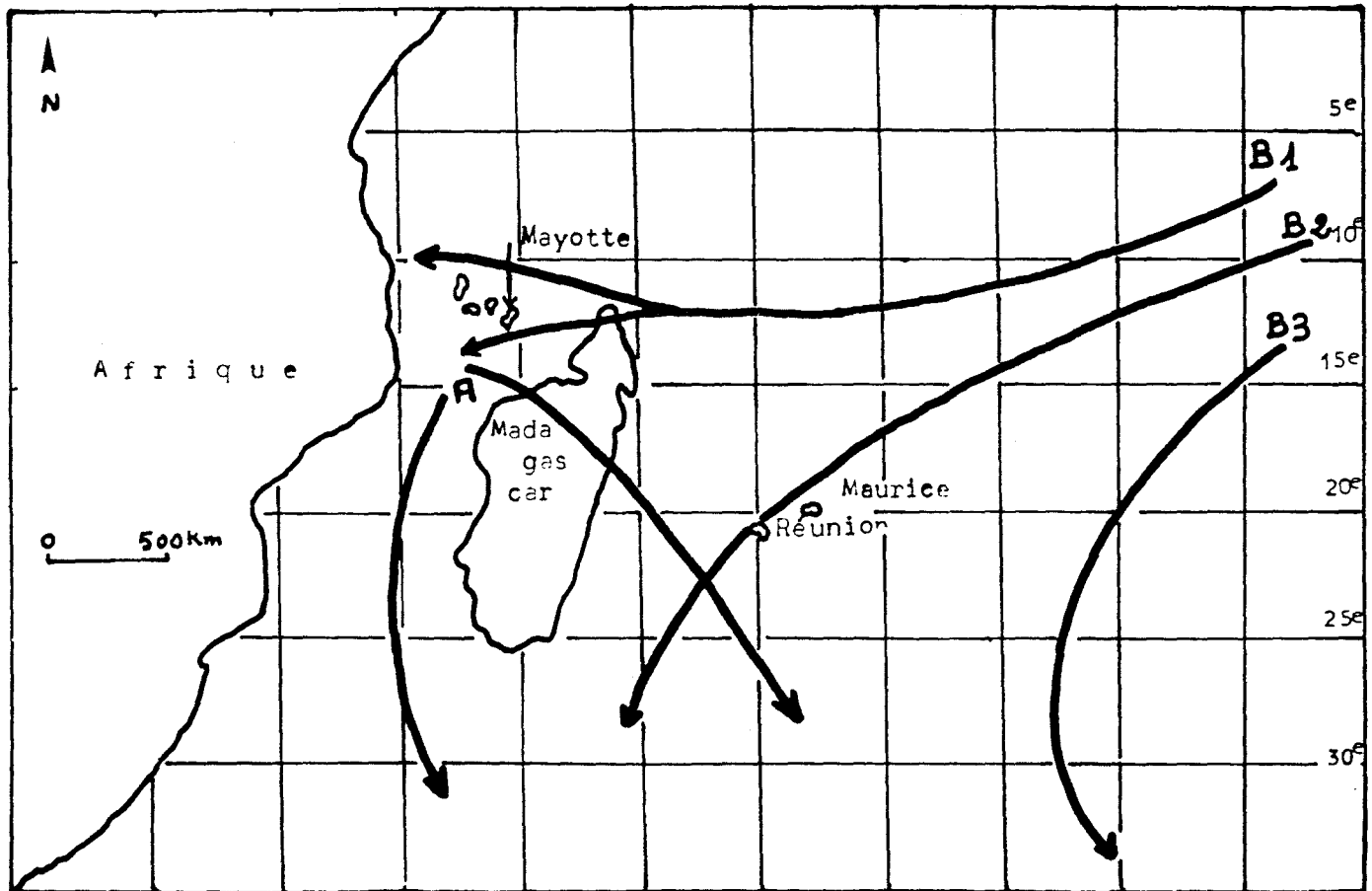
Etude de cette trajectoire : en ce qui concerne la direction dominante, les perturbations cycloniques peuvent se diviser en 2 familles principales:

1- La première famille comprend les perturbations qui prennent naissance et évoluent sur le canal de Mozambique pour s'éloigner vers l'océan Indien du Sud-occidental, après avoir traversé ou non l'île de Madagascar. Ce sont, pour la plupart des perturbations de pleine saison qui représentent environ 15% de l'activité globale. Nous allons appeler cette origine la zone A, au SW de Mayotte ( voir Fig.25 ).

2- La seconde famille est celle des cyclones de la partie Est de l'océan Indien du Sud-occidental prenant naissance et évoluant à l'Est de Madagascar. Cette origine sera baptisée la zone B, elle peut se diviser en trois sous-familles :

- 1°) celles dites de début de saison, les B1 de la Fig.25, se caractérisent par des trajectoires sensiblement orientées Est-Ouest, entre 8° et 12° S. Ces perturbations restent le plus souvent au stade de dépressions tropicales et poursuivent leur

Fig.25: Trajectoires dominantes des perturbations tropicales  
(d'après les données de la météorologie de Mayotte).



déplacement vers le Nord de Madagascar et les Comores. Ces trajectoires sont assez fréquentées une à deux fois par an.

- 2°) celles dites de pleine saison, les B2, se distinguent par des trajectoires d'allure parabolique, elles s'orientent d'abord vers l'Ouest, entre 12 et 20° S, puis vers le SW, le S et enfin le SE. Ce sont des perturbations qui atteignent fréquemment le stade du cyclone tropical et concernent surtout les Mascareignes. La longévité de la vie de ces cyclones est remarquable et dépasse parfois 20 jours. Cette catégorie représente environ 35 à 40 % de l'activité globale des perturbations.

- 3°) Enfin celles de fin de saison, les B3 sur la Fig.25. Ses trajectoires conservent une forme parabolique mais se recourbent vers le Sud à l'Est du 65ème méridien Est. Ces perturbations représentent environ 15 % de la population globale et ont généralement une vitesse de déplacement relativement grande et une faible longévité dans leur vie.

Remarque: 20 à 25 % des perturbations tropicales n'appartiennent en propre en aucune des deux familles. De ce fait la chance d'avoir un cyclone à Mayotte se réduit à ce pourcentage associé à celui de la zone A, c'est à dire 35 à 40 % du total des perturbations de cette région. A mon avis les cyclones touchant Mayotte seraient en majeure partie originaires de la zone A, formés non loin de l'île, ils seraient plus faibles. Par contre ceux de la zone B qui y arrivent sont limités en nombre mais seraient plus violents vu la distance parcourue; ils ont le temps de se renforcer pour devenir plus dévastateurs.

Se déplaçant dans un sens général Nord-Sud à l'échelle régionale, elles touchent d'une manière successive les îles, de la Grande Comore à Mayotte ; c'est d'ailleurs pour cela que dans mon enquête il m'arrivait de rencontrer des personnes ayant vécu 5 à 6 cyclones : c'est parce qu'elles avaient voyagé à travers l'archipel et vécu "le cyclone de Mohéli", d'Anjouan, de la Grande Comore et de Mayotte.

En moyenne cette fréquence est de 25 ans avec une probabilité qui se multiplie par "X" entre 25 et 30 ans, puis on revient à la normale pour faire croire que les prières furent exaucées et que le Dieu nous a accordé la paix. Durant ces cinq années les dépressions peuvent se suivre d'une année à l'autre ; ce fut le cas en 1983-84 avec les cyclones Kamisy et Féliksa. Toujours au sujet de l'enquête, l'analyse des effets des cyclones sur le milieu n'a fourni que peu de renseignements précis mais ceux-ci sont précieux. Par exemple le cyclone Ducèle au début du siècle a engendré un raz de marée qui a entraîné le déplacement du village de Fougoujou, ancêtre de l'actuelle ville de Labattoir. J'ai pu observer de mes propres yeux les effets de Kamisy et Féliksa ; de ces différentes données nous pouvons conclure que les effets des cyclones sur le milieu sont inégaux dans le temps et l'espace. Certains processus déclenchés par une perturbation tropicale peuvent se bloquer en attendant de s'accroître éventuellement lors d'un nouvel épisode climatique. D'autres déclenchés en temps normal peuvent par contre connaître une accélération à ce moment là.

Etude de leur impact:

Stations	Normal du mois	Fév 1985	Ecart à la normale	Pourcentage à la normale
Pamandzi	230,8	750	+ 519,2	325%
Coconi	272,2	677,2	+ 405	248%
M'tsamboro	-	631,3	-	-
Mamoudzou	293	823,4	+ 530,4	281%
Combani	298	843,9	+ 545,9	283%
Dzoumogné	245,2	733,3	+ 488,1	299%
Hajangoua	-	581	-	-
Poroani	-	1082,5	-	-
Dapani	-	562,8	-	-
Vahibé	-	968	-	-

Fig.26. Tableau des "précipitations des stations le 15/02/85" lors du passage du cyclone Feliksa

Ces moyennes calculées pour des précipitations déversées en 24h sous-estiment cependant l'intensité de l'impact des abats d'eau sur le sol car l'intensité de la pluie peut varier d'une heure à l'autre: à Pamandzi, par exemple, lors de cette même journée du 15/02/85, on a enregistré 79,3mm de précipitations en une heure. Il faudrait souligner le fait que dans cette région du globe les perturbations tropicales sont fréquentes, l'accentuation des effets de la mousson n'est toujours pas à Mayotte synonyme de passage de dépressions tropicales. Ces dernières étant fréquentes dans la zone, Mayotte peut enregistrer des précipitations record en période de saison de pluies normale sans passage d'un cyclone. Les chiffres nous le prouvent: 337,2mm le 14/01/64 et 254,2mm le 26/03/81, à la même station de Pamandzi.

L'impact des perturbations n'est pas le même dans le temps et l'espace évidemment; certains cyclones sont pluvieux comme ce fut le cas de Feliksa, d'autres apportent plus de vent; c'est certes le cas de Ducèle au début du siècle qui a déclenché un raz-de marée ayant entraîné l'évacuation de l'ancien village de Fougoujou, d'Elinah passé en 1983 à Ajouan et Mohéli, 30 personnes auraient perdu la vie par "une vague qui se serait



abattu sur la Capitale de la première", et Kamisy dont le vent moyen à Mayotte atteignait 120 km/h et par rafales 148 km/h.

Il est difficile de faire une régionalisation de l'impact des cyclones à l'échelle de Mayotte. Comme signalé auparavant, une opposition Nord-Sud apparaît en période de saison de pluies normale, et cela par la direction de la mousson. Il semble y avoir une répartition du même genre pour les cyclones: le Nord subirait plus le choc d'un cyclone originaire de la zone B1 que le Sud. Par contre l'inverse serait vrai pour un cyclone né dans la zone A. On ne peut se fier aux données insuffisantes que nous avons sur Mayotte, Kamisy étant moins pluvieux, et féliksa venteux ( vent moyen 97 km/h et par rafales 126 km/h ) justifient cette proposition: 161,1mm de précipitations à Coconi, une station du Centre-Ouest et 131mm seulement à M'tzamboro au Nord-Ouest, par contre Dapani et Poroani dans le Sud ont reçu 241,1 et 252,2mm pour la même journée du 15/02/85. Intéressant à savoir, Hajangoua aurait bénéficié, vu sa situation entre les deux linéaments du Bénara, d'une position d'abri; cette station du Sud, exposée à la direction d'origine de la dépression et, n'a enregistré que 129,2mm ce jour.

Conclusion :

Pour mieux saisir la morphogenèse à l'échelle de notre île, il faudra prendre en considération les "cyclones" vécus à Mayotte mais aussi l'évolution des perturbations dans l'ensemble de la zone Nord du canal de Mozambique. Il est important de savoir si la dépression (quant il y en a une) est pluvieuse ou non: selon les cas la morphogenèse varie. Une dépression pluvieuse entraîne une forte érosion insulaire: décapage des sols, leur transport et dépôt dans le lagon, des

glissements de terrain, des coulées boueuses et des écroulements. Par contre une dépression à vents forts ne fait qu'accentuer l'érosion marine par l'action de la houle qui s'abat sur la barrière et la franchit parfois pour toucher la côte. Cette érosion aurait des effets plutôt sur la barrière, le lagon et le littoral, ce qui ne veut pas dire que sur son trajet il y ait absence d'érosion terrestre: elle existe mais elle est moindre que lors d'une dépression pluvieuse.

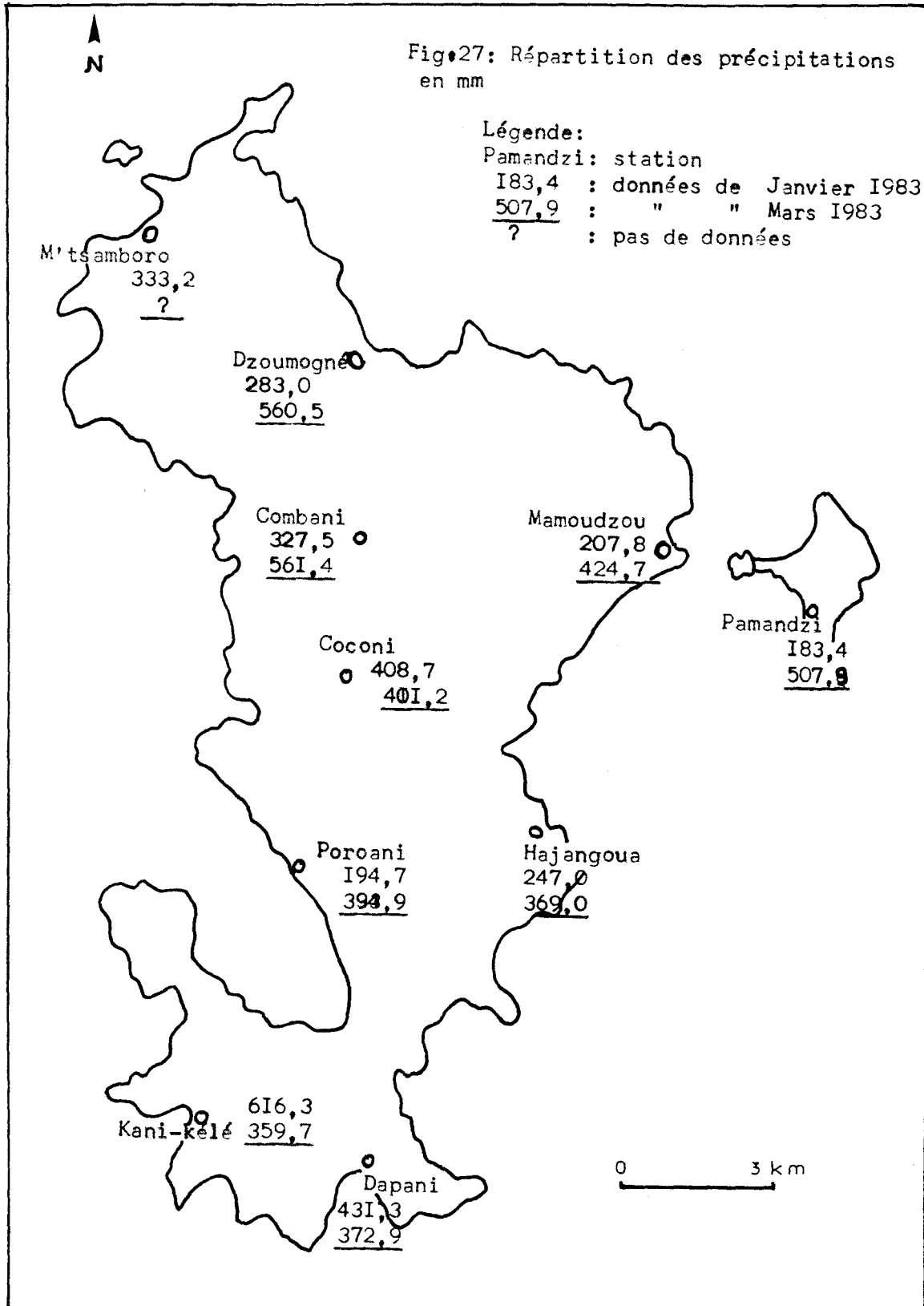
Il est aussi important de savoir l'origine des dépressions; certes le relief n'est pas suffisamment élevé pour favoriser des zones de morphogenèse différente mais d'après le peu de données en notre possession nous pouvons dire qu'une dépression de la zone A touche plus le Sud de l'île que le Nord et l'inverse serait vrai aussi (voir schéma des trajectoires sur la Fig.25 ).

B): les précipitations: ( Fig.24 et 27.).

Une inégalité dans la répartition des précipitations :

Après observation des documents [le premier sur une représentation graphique des précipitations suivant les données fournies par le Résumé climatologique de 1982 (le premier en son genre à Mayotte), le deuxième sur les précipitations en mm en Janvier et Mars 1983], on constate que cette inégalité s'observe à la fois dans le temps et l'espace.

- dans le temps: d'une année à l'autre la moyenne des précipitations varie dans la même station: Kani Kélé par exemple a reçu 616 mm de précipitations en Janvier 1983 et 5 mm l'année précédente ( Fig.27 ). Dans la même année, les précipitations se concentrent entre Novembre et le mois de Mars ( Fig.24 ).



- dans l'espace : d'après les données en notre possession, il semblerait qu'il pleut beaucoup plus à l'Ouest qu'à l'Est et beaucoup plus au Nord qu'au Sud.

Ces inégalités sont certainement en rapport avec la direction des vents : la mousson venant du NW, se stabilise ensuite au N et de ce fait, la région Nord de la "Grande-Terre" reçoit plus de précipitations que le Sud. Cela se justifie par les données de Kani Kélé au SW de la "Grande-Terre": en 1983 il a plu beaucoup plus en Janvier qu'en Mars (fin de la mousson). Kani reçoit plus de précipitations au moment où la mousson connaît une direction NW-SE. Par ailleurs avec la disposition du relief, il existe un phénomène de foehn opposant l'Ouest, plus arrosé, à l'Est moins arrosé et Nord-Sud connaissant la même situation (voir les 2 Docs).

Par contre un point commun à toutes les stations, toujours selon les données à notre possession: le maximum se situerait au même moment pour toutes les stations dans la même année (Fig.24, 28a et 28b) et se déplace entre Décembre, Janvier et Février. Il en est de même pour le minimum: il se place de préférence au mois d'Août, avec une possibilité d'extension, dans certains secteurs du Sud, entre Juillet et Septembre.

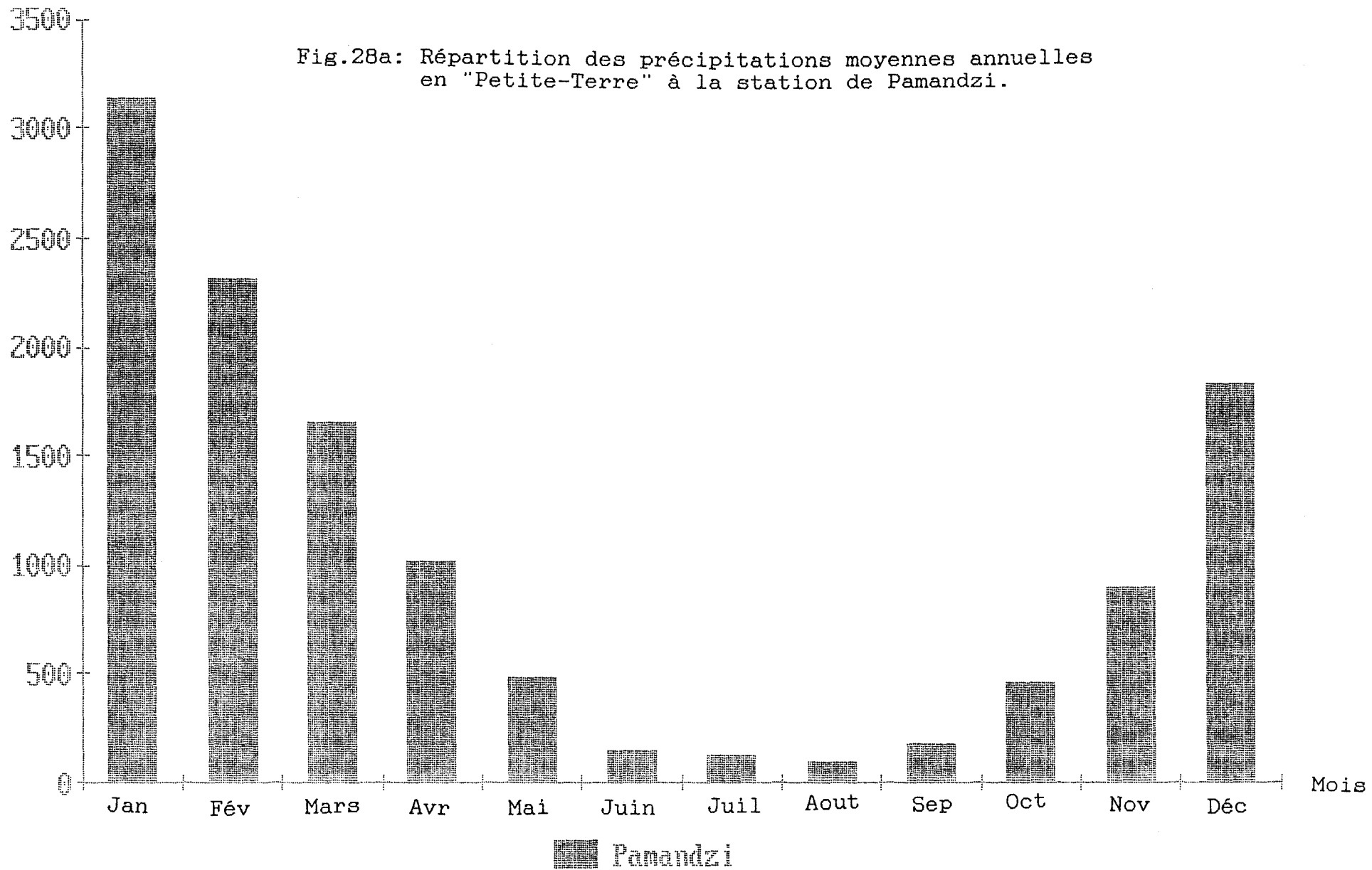
C): les températures ( Fig.29 et 30.):

Elles sont en moyenne très élevées; les maxima ont lieu pendant la mousson. Une évaluation de la répartition des températures à Mayotte est pour le moment impossible: il n'y a que 3 stations fournissant des données sur les températures (Fig.29). On peut constater, d'après les Fig.24 et 30, une diminution progressive de la température vers l'Ouest (28,1°C à Pamandzi, 27,6°C à Mamoudzou et 26,3°C à Coconi) et le déplace-

Précipitations  
en mm

77

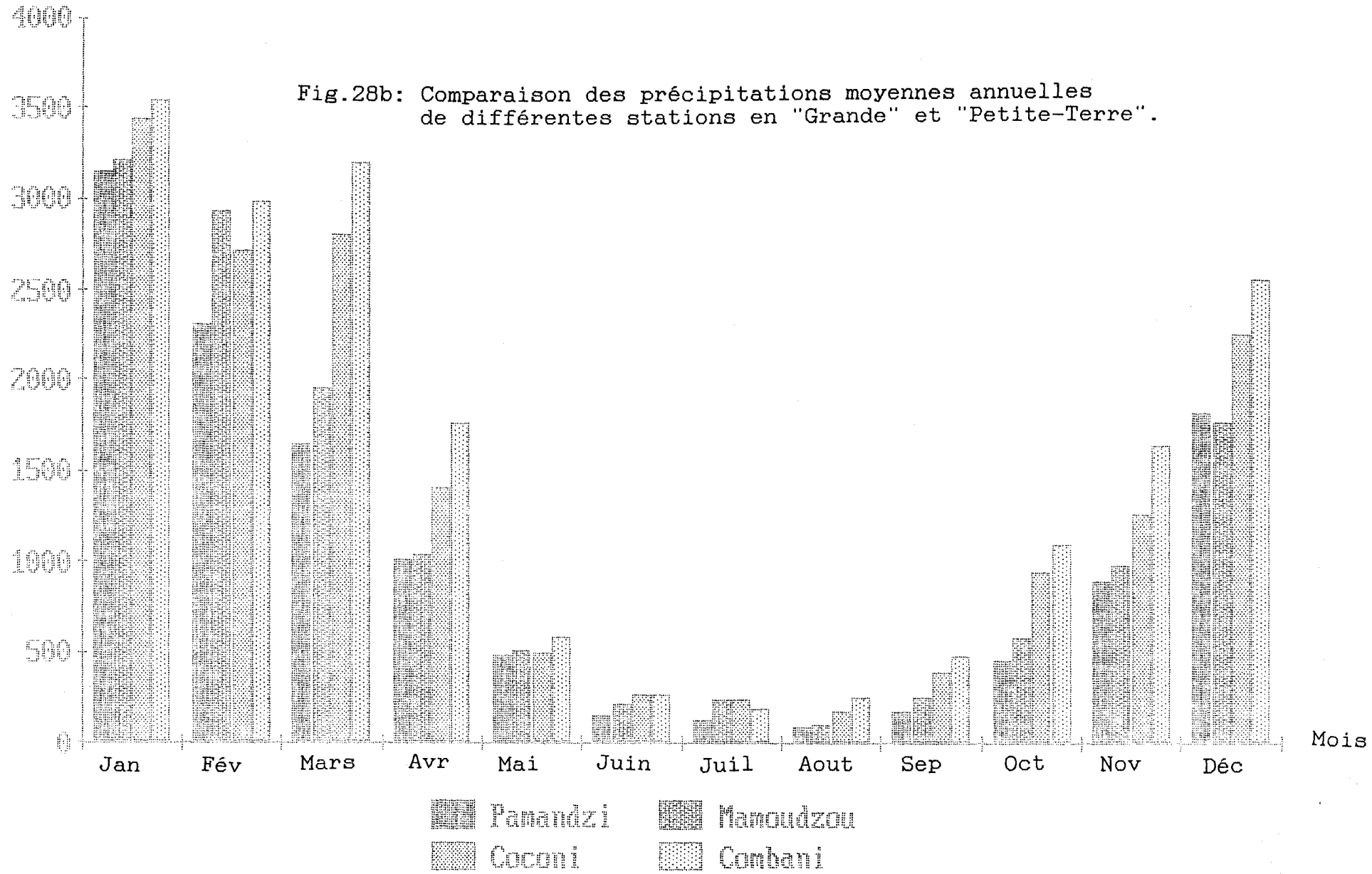
Fig.28a: Répartition des précipitations moyennes annuelles  
en "Petite-Terre" à la station de Pamandzi.



Précipitations  
en mm

77bis

Fig.28b: Comparaison des précipitations moyennes annuelles  
de différentes stations en "Grande" et "Petite-Terre".



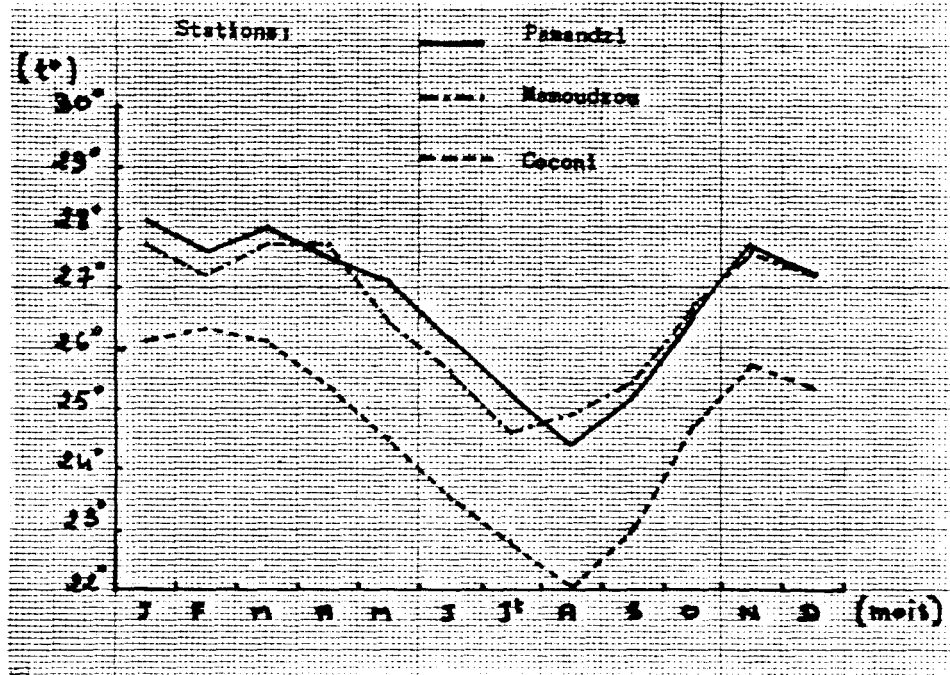


Fig.29: Graphique des températures (d'après les données de la météorologie de Mayotte).

Mois Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Pamandzi	28,1	27,6	28	27,5	27,1	26,1	25,2	24,4	25,2	26,5	27,7	27,2
Mamoudzou	27,7	27,4	27,7	27,7	26,4	25,6	24,6	24,9	25,4	26,6	27,6	27,2
Coconi	26,1	26,3	26,1	25,3	24,5	23,5	22,8	22	23	24,7	25,7	25,8

Fig.30: Tableau des températures en degrés Celsius  
( d'après le résumé climatologique de Mayotte 1982 )

ment du maximum dans le temps selon les stations .Dans les trois stations les températures minimales se situent de Juillet à Septembre, les maxima en Janvier ou Février. La moyenne annuelle de l'amplitude diurne est faible à Pamandzi à cause de l'influence maritime (de 6°C), les extrêmes étant de 4,8°C en Juillet et 7,3°C en Septembre.

Ces températures sont d'autant plus intéressantes qu'elles conditionnent le milieu récifal: ici à Mayotte, elles lui sont très favorables. La température moyenne varie peu entre 26 et 28°C pendant les mois les plus chauds , Décembre-Janvier, entre 22 et 25°C en Juillet-Août, mois les plus frais.

\*

\* \*



## CHAPITRE 4 : LES GRANDS TRAITES DE LA GEOLOGIE DE L'ILE MAYOTTE.

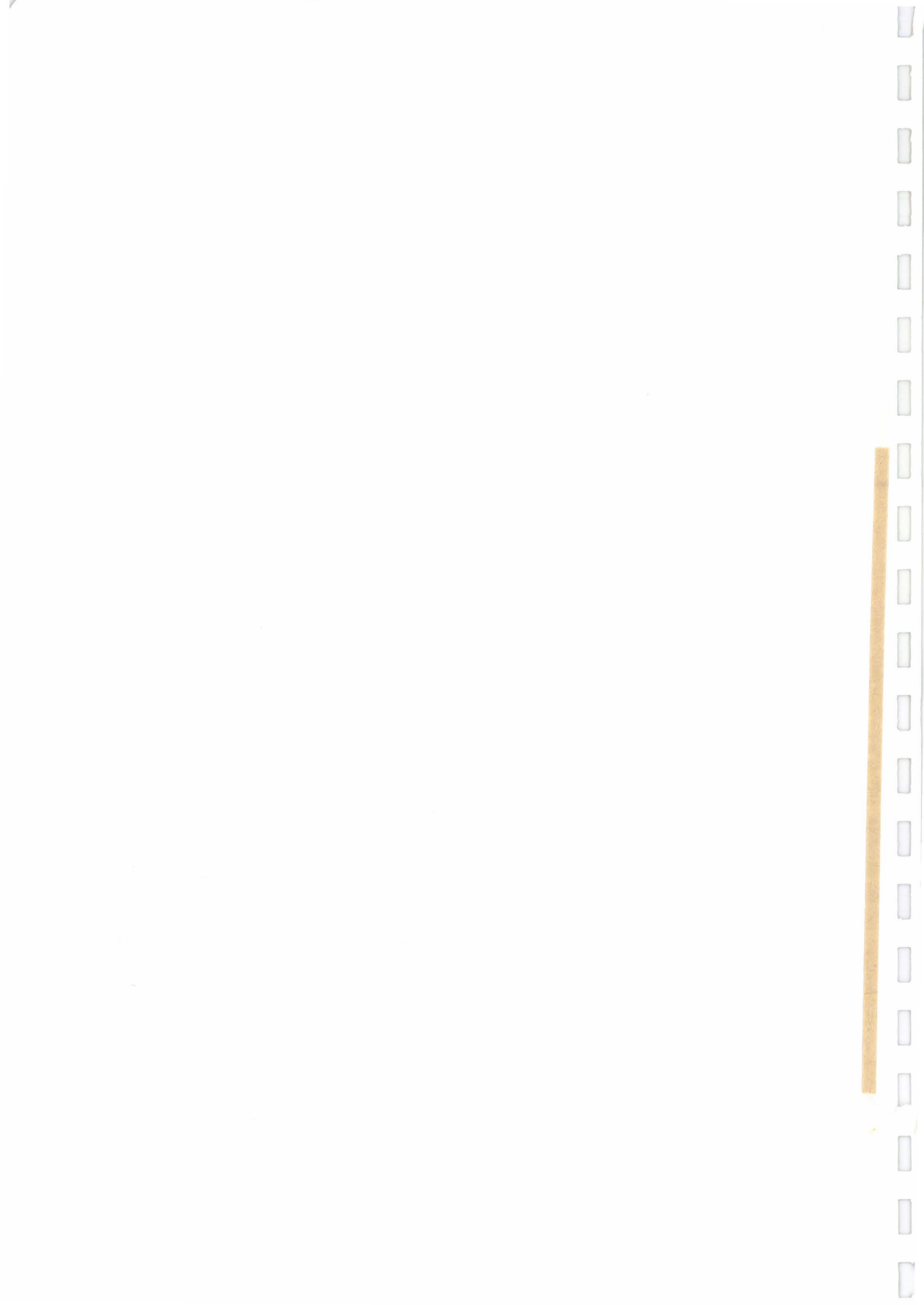
I): LE VOLCANISME MAHORAIS DANS SON CONTEXTE REGIONAL:

A) les hypothèses avancées:

De la Grande-Comore aux îles Glorieuses, il existe un point commun: le volcanisme; toutes les îles du "V" sont volcaniques au moins dans leur origine ( certaines sont de véritables atolls ).

Pour mieux comprendre la structure de l'île Mayotte, il faut connaître d'abord l'origine du volcanisme de la région. L'hypothèse la plus avancée est la suivante: le volcanisme aurait démarré au Nord de Madagascar où se trouvent des volcans de même type, et se serait poursuivi jusqu'à l'île Mayotte; de là, il se serait propagé vers l'Ouest avec un changement de direction. Cette hypothèse, s'appuie sur le "V" dessiné par la trajectoire du volcanisme, avec une branche ancienne "l'archipel des îles Glorieuses" et une récente, celui des Comores. L'explication de ce phénomène à l'heure actuelle reste très controversée étant donné l'insuffisance de nos connaissances géologiques dans le secteur: deux propositions différentes ont été faites par les équipes de chercheurs.

- la première proposition: celle d'un point chaud sur lequel glisserait la plaque somalienne (type îles Hawaï avec la plaque du Pacifique), soutenue par Hajash, Armstrong et Flower (1972-73), avec une précision sur la vitesse du défilement de la plaque sur le point chaud, soit 7cm/an. La même hypothèse a été retenue par C.M. Emerick et R.A. Ducan en 1982.



Cette proposition mérite d'être confrontée aux datations absolues qui devaient être conformes à la propagation du volcanisme dans l'ensemble de cette région. Cela suppose des datations précises des épisodes volcaniques des différentes îles.

Pour Montaggioni et Nougier (1981), l'hypothèse du défilement de la plaque somalienne sur ce point chaud "paraît douteuse" et les chiffres proposés (7 cm/an) pour la migration semblent erronés. Emerick et Ducan vont alors proposer une vitesse de déplacement de l'ordre de 50 mm/an pour cette même plaque. Dans le même article, ces deux auteurs donnent des datations au Potassium/Argon obtenues pour les quatre îles de l'archipel et pour les volcans récents au Nord de Madagascar; ils concluent que le volcanisme a été progressif le long de cet alignement et peut être attribué à un point chaud en activité durant les dix derniers millions d'années. Voici les datations proposées: Grande-Comore 0,13-+0,02 M.a., Mohéli 2,81-+0,8 M.a., Anjouan 1,52-+0,10 M. a., Mayotte 5,40-+0,01 M.a.. Ce ne sont que des moyennes et des approximations; dans certains cas il n'ont pu dater le substrat des îles.

Un argument pétrographique semble confirmer l'existence d'un point chaud: c'est la présence de lave de basalte alcalin et à olivine, une roche souvent associée aux points chauds.

Un troisième argument est invoqué en faveur de ce point chaud: les trois phases rencontrées dans chaque île, sauf à Mayotte où une phase explosive a succédé aux trois premières.

Pour en finir avec cette hypothèse, nous pouvons citer un dernier auteur: Upton (cité par Emerick et Ducan) suggère une autre explication pour notre archipel et propose la présence

d'un rift à ouverture lente et cite comme modèle l'île basaltique à olivine de l'extrême Sud de la Mer-Rouge. Cette dernière explication est cependant contrariée par plusieurs faits: par exemple, que le volcanisme comorien n'ait pas été suivi d'une importante phase sismique. On doit admettre que l'hypothèse du point chaud, ainsi avancée, conforme à l'idée générale d'une progression du volcanisme de basalte alcalin à olivine, ne repose que sur un nombre réduit de datations au Potassium/Argon.

- la deuxième proposition est celle de Montaggioni et Nougier (1981), basée sur les enclaves de roches détritiques dans les volcans d'Ajouan. On trouve deux types d'enclaves: des quartz-arénites à grains peu émoussés, associées à une syénite néphélinifère du Miocène moyen et des calcarénites fossilifères du Plio-Pleistocène. Ces deux auteurs voient dans les quartz-arénites la naissance de l'archipel des Comores au Miocène "en bordure d'un relief ayant engendré des produits de piémont de type "continental". Quant aux calcarénites, elles semblent, selon les mêmes auteurs, "témoigner des dernières manifestations volcaniques d'Ajouan à travers un complexe récifal post-Pliocène".

L'interprétation de ces enclaves, associée aux récents travaux de Segoufin, Lort, Patrat et Recq (1978) sur le canal de Mozambique, montre que l'archipel des Comores a pris naissance dans un bassin océanique, celui des Comores; dans ce bassin s'est accumulé une très épaisse série sédimentaire qui vient buter à l'Ouest contre une structure tectonisée de direction méridienne, la ride de Davie (Segoufin et al 1978) et à l'Est contre le plateau marginal malgache.

B) Pétrographie des enclaves et leur interprétation:

Les quartz-arénites sont composées de grès siliceux associés à des syénites feldspathiques; le quartz occupe 90 à 95 % du volume total de la roche. Il existe deux catégories de grès dans ces quartz-arénites, et les deux sont à classer parmi les quartz-arénites types. Il est inutile d'approfondir ici l'étude pétrographique de ces grès mais retenons que leur présence dans les laves d'Anjouan nécessite la recherche de leur origine et leur mise en place. Cette origine peut être approchée par l'âge de ces enclaves. Jusqu'alors, la datation récente donnée par les nouvelles méthodes est celle des roches extrusives contenant ces enclaves gréseuses, soit  $11,1 \pm 0,4$ . Donc l'origine du volcanisme comorien doit être placée au Miocène moyen.

La conclusion qu'on peut tirer de ces enclaves, en ce qui concerne la morphologie des Comores, est la provenance de ces grès (la ride de Davie) et l'âge de leur mise en place dans les enclaves d'Anjouan (Miocène moyen).

Quant aux calcaires organogènes, quelle que soit leur composition, ce qui nous intéresse d'eux c'est leur présence dans les pyroclastites d'Anjouan et leur âge Plio-Pleistocène. Cette présence est expliquée par Nougier et al (1979) comme correspondant à une reprise de l'activité volcanique au Pleistocène. Il est certain que la première question à poser reste l'origine de ces fragments de roches organogènes. Mais pour l'instant passons au rapport qui existe entre ces enclaves et la morphologie de Mayotte. Les datations récentes, en nous donnant "une mise en place quasi synchrone au Miocène des substratums insulaires", nous mènent à une question majeure sur l'évolution géomorphologique des îles Comores et

plus précisément d'Anjouan et Mayotte. Mise en place simultanée? Oui, et nous pouvons nous fier aux datations mais la morphologie évoluant différemment nous oblige à poser la question: pourquoi une évolution si différente entre les deux îles (Anjouan et Mayotte).

Les études menées sur ces enclaves permettent à Montaggioni et Nougier de proposer l'évolution suivante: au début du Mésozoïque, la partie Nord du canal de Mozambique, en relation avec un socle de nature continentale, est le siège d'une intense sédimentation détritique en milieu subaérien, ce qui se traduit par la mise en place d'épandages de piémont dans les aires déprimées. La ride de Davie, dès cette époque pouvait constituer un accident structural formant une barrière à la sédimentation et provoquant une accumulation. A partir du Crétacé supérieur, une sédimentation marine de type pélago-détritique prend le relais. Ce changement paraît être un indice d'une phase tectonique majeure à la limite Jurassique-Crétacé; celle-ci aurait pu conduire à l'individualisation du bassin comorien et des axes de fractures NNW-SSE par effondrement du substratum préexistant. Au début du Miocène le rejeu du système de fractures NNW-SSE conduit à l'émission des premières coulées génératrices des volcans comoriens qui commencent à émerger au Miocène moyen.

Au Pliocène et au début du Pleistocène, se développent des édifices récifaux à la périphérie des îles existantes (Mayotte et Anjouan), signe d'une activité volcanique réduite ou nulle, alors que les volcans de Mohéli et de Grande-comore sont en plein épanouissement. Durant le Pleistocène, des récurrences volcaniques se manifestent sur les littoraux de l'archipel.

Le point faible de ces hypothèses consiste dans l'interprétation des enclaves et dans le déplacement du point chaud. Au sujet des enclaves de roches détritiques dans les laves d'Anjouan, les datations faites à Clermont-Ferrand donnent-elles l'âge de la formation des grès ou celui de leur introduction dans la lave? S'il s'agit du second cas, l'âge proposé est bien celui des premières manifestations volcaniques. Dans le premier cas au contraire, l'âge n'est pas celui du volcanisme mais de la sédimentation des grès à leur point d'origine. Quant au point chaud, il serait actuellement au-dessous de la Grande-Comore, vu les activités récentes du Kartalla (volcan de cette île); or il y a eu manifestations volcaniques à Mayotte et à Anjouan au Pleistocène, donc après l'éventuel passage du point chaud, ce qui rend cette hypothèse difficile à concevoir.

C) Discussion sur ces diverses propositions:

Malgré les travaux intensifs menés ces dernières décennies pour étudier le canal de Mozambique, aucune certitude ne nous est donnée pour le moment sur l'origine du volcanisme dans cette région du globe. Les âges obtenus par les différentes datations ne sont pas identiques d'où la nécessité d'une collaboration des équipes de recherche afin d'aboutir à un résultat commun.

Le paramètre "âge" est très important pour expliquer l'évolution de ces îles, en particulier celle de Mayotte qui a tendance dans la plupart des travaux publiés, à avoir la même attribution d'âge que sa voisine Anjouan or la morphologie ne le confirme pas. Une étude globale de ces îles volcaniques n'est

pas encore possible en raison de la divergence des explications avancées sur l'origine du volcanisme.

L'idée paraissant la plus claire est celle proposée par Pavlovsky et St Ours (1953), reprise ensuite par plusieurs autres auteurs (Guilcher par exemple); cette idée consiste dans la migration du volcanisme de l'Est vers l'Ouest depuis le Nord de Madagascar avec les massifs volcaniques d'Ambre, de construction volcanique presque identique. Mais cette migration ne serait-elle pas liée à un rejeu d'une faille qui existerait dans ce secteur ?

A partir de cette migration chronospatiale, on peut essayer d'entamer une étude sur l'évolution du volcanisme comorien et d'y situer Mayotte. Comme l'a proposé Guilcher dans sa présentation de l'île Mayotte dans l'ensemble comorien (1965), les bancs de Geyser et de la Zélée ainsi que les îles Glorieuses formeraient un ancien archipel volcanique dont Mayotte ferait partie et serait la dernière à se mettre en place. Ce qui nous incite à le croire est tout simplement la subsidence assez poussée dans cette branche orientale du "V", Mayotte, avec son lagon et sa barrière, nous permet de voir une subsidence avancée et ce que fut l'ancien état des Glorieuses et des atolls.

Le reste des îles comoriennes seraient issues d'un volcanisme plus récent qui poursuivrait sa migration vers l'Ouest avec le Kartala toujours en activité.

Sans essayer de dissocier Mayotte des autres îles comoriennes, on peut se poser les questions suivantes: pourquoi un lagon de 1000 km<sup>2</sup> ? Pourquoi cette forme d'hippocampe? Et surtout pourquoi cette barrière qui ceinture l'île et qui tend



à se dédoubler dans le Sud? Enfin pourquoi ces phénomènes à Mayotte seule et non sur les autres îles alors qu'on leur attribue le même âge ? Il y a là une contradiction évidente qui oblige à reposer le problème de l'âge du volcanisme.

Pour les calcarénites le problème ne se pose pas, car le faciès déterminé par les biologistes est typique du Plio-Pleistocène. Pour être bref, si au Plio-Pleistocène il y a "reprise" de l'activité volcanique et si le faciès auquel appartient les calcarénites prouve la présence d'un platier récifal, un début d'affaissement serait envisageable durant la période de repos et ainsi on a une idée de ce que peut être l'âge des premières manifestations volcaniques à Anjouan et Mayotte.

Pour en terminer avec ce problème d'âge, on peut émettre l'hypothèse que la morphologie de Mayotte au Plio-Pleistocène était plus avancée que celle d'Anjouan.

## II) : LE VOLCANISME A L'ECHELLE DE MAYOTTE:

L'île est entièrement d'origine volcanique. Elle est formée d'un ensemble de roches éruptives; aucun "gisement" de roches plutoniques n'a été signalé. La texture varie entre le microlitique et le microgrenu avec une prédominance du premier dans un ensemble pétrographique de basaltes de différentes natures dont les principaux sont: des basaltes ankaramitiques pour l'ossature des reliefs, des basaltes à néphéline et olivine pour les séries supérieures et enfin, des phonolites pour les sommets les plus élevés de l'île. Trois grands types d'activité ont donné lieu à toute la gamme des produits volcaniques et cela au cours de trois grandes phases géologiques. L'antémioène

étant sous l'eau ne peut être mentionnée dans notre chronologie. La roche la plus ancienne observée sur l'île remonte à 8 M.a.

Suivant la chronologie classique, on distingue 4 séries géologiques: le Miocène, le Pliocène, le Pleistocène et l'Holocène. Mais pour mieux mettre en valeur nos différentes phases volcaniques, il serait préférable d'utiliser pour Mayotte une chronologie trinaire adaptée à ses différentes phases volcaniques: le Choungui, le Acoua et le M'Tsapéré(1). Les noms désignant la terminologie classique n'apparaîtront qu'au sein de cette terminologie mahoraise qui s'avère nécessaire pour mieux suivre le volcanisme.

A): le Choungui: première phase volcanique aérienne, coïncide avec ce que J.Nougier appelle le "bouclier primitif" et que l'on désigne aussi du terme de "socle", constituant la quasi-totalité du substrat de l'île avec des recouvrements ultérieurs. Le Choungui affleure partout à Mayotte, à l'exception des régions du NW et de l'E où les épanchements du Dziani-bolé Ha-chirounguou et du M'tsapéré l'ont recouvert. Il y apparaît cependant çà et là dans le modelé pour témoigner de sa généralisation à travers toute l'île. On peut néanmoins signaler son absence totale dans les affleurements de la Petite Terre. Le Choungui domine dans la structure des régions du Centre et du "Grand Sud", et se divise en trois épisodes: le Choungui I ou ancien, le Choungui II ou moyen et le Choungui III ou récent. Sa durée est d'environ 8 M.a.; les estimations des

---

(1). Les noms attribués aux différents épisodes volcaniques sont ceux de communes mahoraises.

géologues placent l'âge maximum du "socle" altéré vers 8 ou 12, voire même 15 M.a..

a): le Choungui I: (8 M.a. et +)

il correspond à la mise en place du soubassement basaltique de l'île. Altéré et argilisé en presque totalité, il rend l'échantillonnage difficile. Les géologues n'ont pu analyser les minéraux constituant ces basaltes. Seul, J. Nougier a parlé de basalte alcalin à olivine. D'après l'orientation générale des unités du Choungui ancien présentes à Mayotte, il s'agirait d'une série de coulées basaltiques de type pahoehoe. L'analyse de notre échantillonnage dans les environs du mont Choungui, dans une série fortement altérée (à 300m d'altitude), nous a révélé des éléments d'origine explosive. De ce fait nous pouvons émettre l'idée de probables épisodes explosifs dans la partie supérieure de cette phase mais ceci d'une manière sporadique et très localisée.

b): le Choungui II: (de 8 à 4 M.a.):

Mise en place de l'armature des reliefs par des coulées basaltiques ankaramitiques et à néphéline. L'abondance de l'augite dans cette série intéressant des épanchements relativement anciens, a favorisé la formation de minéraux secondaires du genre calcite en microfilons dans les diaclases de la roche en place. (voir Fig.47b.).

Il est utile de préciser avant de passer au Choungui III que le Choungui II ne concerne que le "Grand Sud" en particulier la dorsale Bénara et les linéaments du Sud. Il ne se rencontre nulle part dans le Nord de l'île.

c): le Choungui III: (entre 3,5 et 2,7 M.a.), d'une durée assez courte par rapport aux précédents. Il se subdivise en 2 épisodes

Fig.47: Coupe schématique de la dorsale de Chirongui

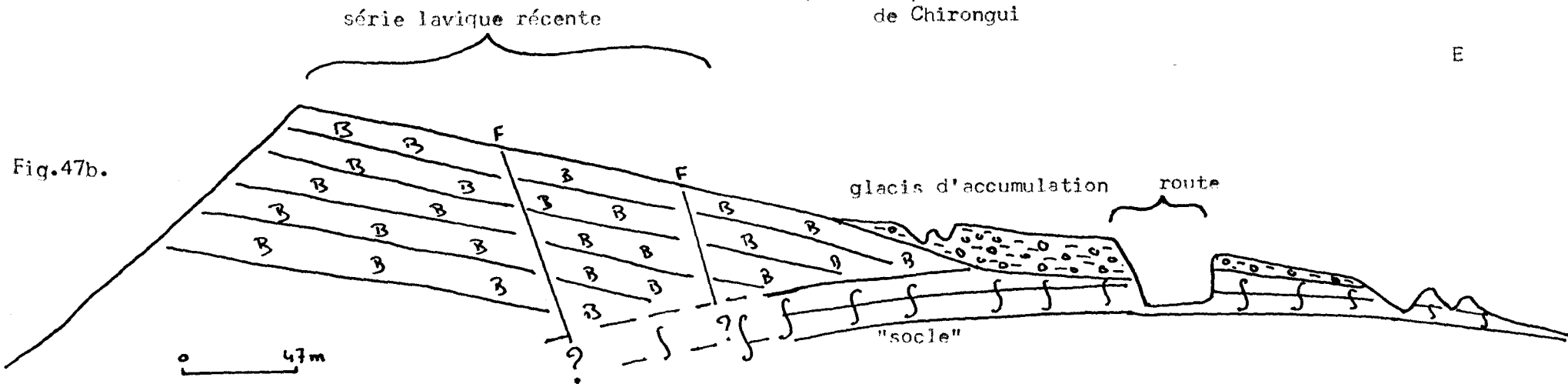
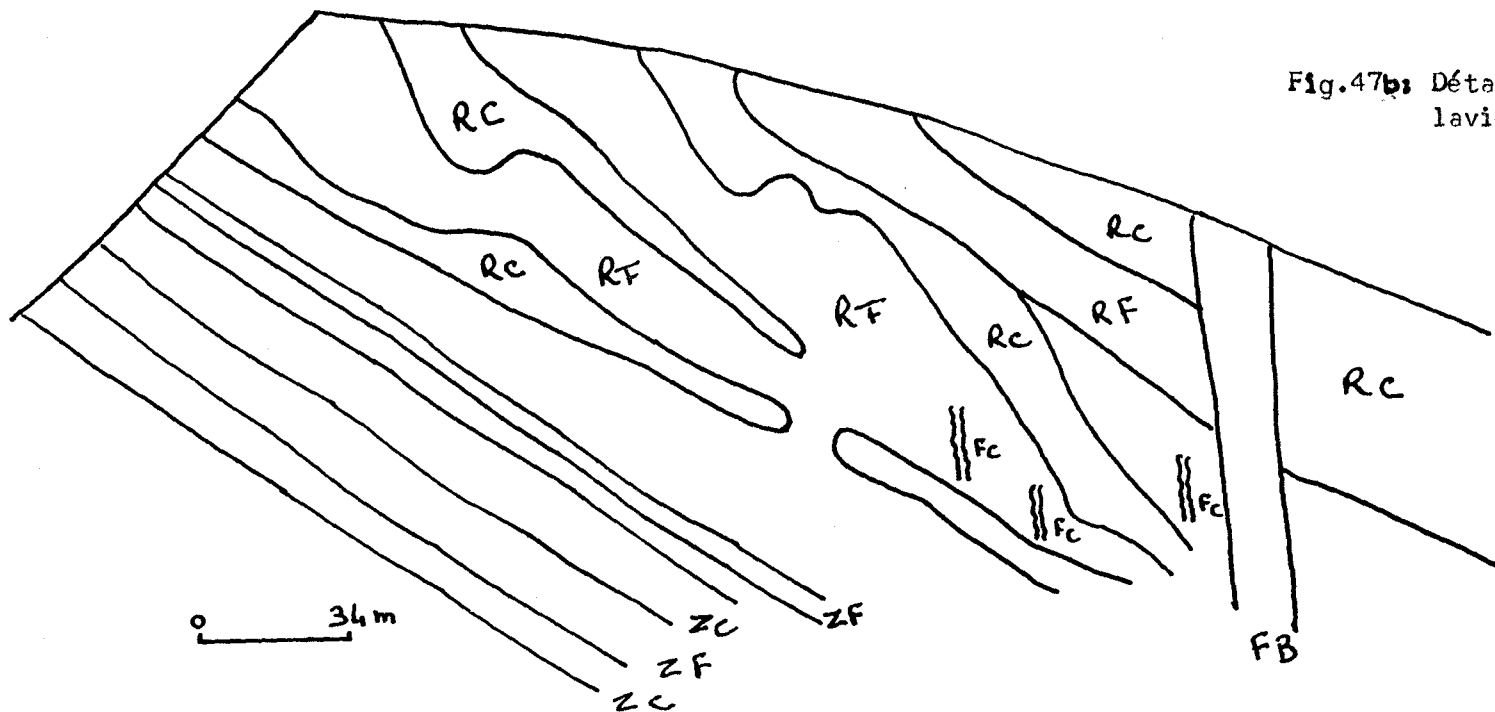


Fig.47b: Détail de la série lavique récente.



légende:

- RC roche cohérente
- RF " tendre
- FB filon basaltique
- FC " de calcite
- ZC zone claire
- ZF " foncée

correspondants à 2 séries phonolitiques de faciès et d'âge différents: une première phase, le Choungui III ancien, datée de 3,5 à 3,3 M.a., correspond à des néphélinites, des téphrites et des téphri-phonolites. La seconde phase pourrait avoir débuté dès la fin de la première, les datations n'étant pas assez précises entre 3,3 et 2,7 M.a.. Elle concerne un faciès de type phonolites alcalins. La mise en place de ces 2 séries s'est faite de la même manière, en coulée peu étendues puis en dômes en passant par toutes les catégories intermédiaires entre ces 2 formes.

B): le Acoua: la 2° grande phase d'activité volcanique de Mayotte, ne concerne que le NW c'est à dire la région topographique de Dziani Bolé-Hachiroungou. D'après les données en notre possession, elle serait, malgré ses faciès basaltiques et phonolitiques, postérieure à la mise en place des phonolites du Sud. Elle s'est mise en place entre 2,5 et 2 M.a., ce qui laisse croire à un arrêt de l'activité volcanique à Mayotte entre les dernières extrusions du Sud et la première couverture du socle dans cette région Nord de l'île. Deux séries s'y distinguent coïncidant avec deux types différents de roches: le Acoua I avec 2 faciès: un de basanites à olivine et l'autre de basaltes ankaramitiques associés à des basaltes à hornblende. Ici c'est cet épisode qui constitue l'armature des reliefs.

La deuxième série est phonolitique constituant le Acoua II; ses phonolites sont du même type que ceux du Sud c'est à dire, alcalins et toujours en forme de coulée et formes intermédiaires entre la coulée et le dôme. Il est à signaler qu'en ce qui concerne cette région Nord-Ouest, les datations

sont probablement inversées. La carte géologique de Mayotte réalisée en 1983 par L. Stieltjes., fournit des âges qui ne respectent pas la chronologie pétrographique rencontrée dans le sud. Une activité volcanique évoluant en général vers les phases acides, on devrait trouver les phonolites dans les formations les plus récentes; or les dates données sur cette carte situent les phonolites entre 2,5 et 2,4 M.a. et les basaltes entre 2,2 et 2 M.a., ce qui veut dire que les basaltes seraient postérieurs aux phonolites, en contradiction avec les observations de terrain. Il serait plus logique de dater les basaltes de 2,5 à 2;4 M.a. et les phonolites de 2,2 à 2 M.a..

C): troisième grande phase d'activité: le M'Tsapéré: (2 à 1,8 M.a.). Faut il préciser que la mise en place de la "Petite-Terre" et celle de la région du M'Tsapéré sont contemporaines ? Dans ces deux secteurs, les structures sont semblables ainsi que les produits émis (basaltes à olivine, brèches, tufs et cendres volcaniques) et les édifices construits au cours de ce qui est considéré comme la dernière phase volcanique mahoraise. Aucune datation n'a été obtenue pour cette région de l'île; par extrapolation nous pouvons attribuer le même âge aux coulées basaltiques de la Petite Terre et à celles occupant les fonds de vallées du M'Tsapéré, soit entre 1,8 et 1,5 M.a..

Dans cet ensemble, trois sous phases se distinguent: le M'tspéré I (ancien) de 2 à 1,8 M.a., caractérisé par une phase explosive qui a permis la construction des cônes pyroclastiques trachytiques de Kawéni et de Kavani ainsi que celles des cônes de cendres et de ponces trachytiques de la "Petite-Terre". On ne peut dissocier de cette phase volcanique acide quelques coulées de faibles importance, observées près des cônes de cendres de la

Fig.31: Tableau synthétique du volcanisme mahorais

	Age	Caractères généraux	Dynamique
Le M'tsapéré (2 à 0,5 M.a. )	Le M'tsapéré III (1,5 à 0,5 M.a.)	Au coeur du complexe du M'tsapéré.	épanchements phonolitiques en lave visqueuse aux abords des centres d'émission.
	Le M'tsapéré II (1,8 à 1,5 M.a.)	Dans le NE de la grande île.	Epanchements basaltiques de type hawaïen dans les vallées: lave très fluide.
	Le M'tsapéré I (2 à 1,8 M.a.)	Dans le NE de la grande île et en "Petite-Terre".	Eruptions de type explosif Eruption de type Strombolien
Le Acoua ( 2,5 à 2 M.a.)	Le Acoua II ( 2,2 à 2 M.a.)	Extrusions phonolitiques du NW.	Remontée d'un magma acide très visqueux par les cheminées des centres émetteurs sans épanchement.
	Phase d'inactivité	Concerne le NW (voire toute l'île)	Erosion du relief déjà en place .
	Le Acoua I (2,5 à 2,4 M.a.)	N'est présent que dans le NW: Dziani bolé-Hachiroungou.	Epanchement en coulées de lave de type hawaïen à partir des centres émetteurs principaux alignés et des centres secondaires.
Phase d'inactivité		Concerne toute l'île.	Erosion et dépôt de produits de remaniement altéritique sur les versants.
Le Choungui III 3,5 à 3,4 M.a.	Le Choungui IIIb	N'existe que d'une manière très localisée dans les épanchements supérieurs de l'extrême Sud (Djalimou et Passe-Kélé) dans des paléo-vallées creusées dans le "socle" primitif.	Remontée d'un magma acide très visqueux par les cheminées des centres émetteurs Cette remontée a certes été précédée ou accompagnée d'explosions voire même de nuées ardentes pour la mise en place du mont Choungui.
	Le Choungui IIIa	Concerne les sommets les plus élevés.	
	Le Choungui II 8 à 4 M.a.	Ne concerne que le "Grand Sud", ne se rencontre que sur la dorsale de Bénara et les linéaments de l'extrême Sud de l'île. Les points d'émission se situent à la rencontre des dorsales et des linéaments.	Epanchement mais cette fois-ci à partir de centres d'émission alignés selon les axes dessinés par les dorsales.
	Le Choungui I 15/12 à 8 M.a.	Activité effusive le long des cassures à travers une présommée croûte continentale immergée. Eruption de type fissural.	Epanchement à partir des cassures; explosion dans la partie supérieure.

Petite Terre. Le M'tsapéré II (moyen) de 1,8 à 1,5, représenté par des laves basaltiques à olivine en "Grande-Terre" dans les fonds de vallées. Le M'Tsapéré III (récent), entre 1,5 et 0,5 M.a., a permis la construction des laves phonolitiques et la mise en place de coulées de même nature localisées au sommet des reliefs. Il est absent en "Petite-Terre".

Cette chronologie du M'tsapéré émane de ma propre classification suivant les résultats de mes analyses morphologiques. Le géologue nous donne le M'tsapéré I à la place du récent or il se trouve par endroit couvert par le II. Une courte phase volcanique datant d'environ 10 à 20.000 ans est remarquable en "Petite-Terre" pour le complexe de La carrière (suivant les résultats obtenus dans l'analyse des variations du niveau marin). Elle peut être considérée comme étant celle d'une reprise du volcanisme de cette île avant la mise en place des trachytes. Cette phase, je l'ai baptisée le Nyounakoun.

Pour résumer la chronologie volcanique de l'ensemble mahorais et faire sortir la diversité de l'activité et des produits volcaniques, un tableau synthétise sur ce qui vient d'être dit (voir Fig.31).

\*

\*            \*



## CHAPITRE 5 : SOLS ET VEGETATION.

### A): LES SOLS:

J'ai accordé de l'importance à la Pédologie espérant récolter dans cette discipline des renseignements utiles sur les changements climatiques suggérés par mes observations sur le littoral en "Petite-Terre". Deux séries de résultats analytiques m'ont permis d'évoluer dans ce sens: celle de L'I.R.A.T ( Institut de Recherche Agronomique Tropicale ) sous forme de carte morphopédologique et de proposition d'affectation des terres éditée chez Latrille en 1981, et celle de mes propres travaux réalisés dans le cadre de cette thèse, travaux suivis par le professeur Fedoroff à l'I.N.A de Grignon.

Dans la première série, les chercheurs de l'I.R.A.T ont distingué plusieurs catégories de sols selon l'âge du processus pédogénique, le modelé et le matériau sur lequel le sol évolue, mais aussi l'hydrodynamisme et le couvert végétal des versants.

Nous allons étudier cette répartition suivant l'évolution du versant type mahorais, c'est à dire du lagon vers les sommets les plus élevés de l'île. En basse altitude, sur le littoral, la sédimentation par apport terrestre d'alluvions fluviales crée des conditions favorables à une mangrove de palétuviers. Dans cette zone de prolongement de la plaine littorale vers le lagon, le matériel est original par son aspect fluvio-marin; le fluvial y domine mais le marin n'est pas négligeable par suite des effets des marées. On a donc dans cette zone, non pas un sol

mais une vase mélangée à des sables et matières organiques diverses d'origine marine. Dans les plaines, deux types de sols se distinguent: le premier correspond aux sols de la zone de plaines littorales. Ce sont des sols alluviaux hydromorphes à profil de type A C, dont les caractéristiques sont ceux d'un gley pouvant se diversifier en gley de surface à moins d'un mètre trente avec présence de nappe phréatique à oscillation très faible en saison sèche. Un gley profond apparaît dans les secteurs où la nappe atteint 1,5m de profondeur c'est à dire dans les plaines intérieures. La transition - plaine littorale / plaine intérieure - constitue un milieu instable submergée en saison des pluies par les cours d'eau non incisés. Biotope des crabes, la plaine littorale voit ses sols subir un perpétuel remaniement. Le deuxième type de sols dans les plaines est un ensemble de vertisols qui se distinguent les uns des autres par leur position par rapport au versant. Développés sur des alluvions remaniant des altérites ferrallitiques formées en amont du versant et déposées en diverses phases, ils évoluent des vertisols types (sans drainage externe) dans les zones planes, aux vertisols avec drainage externe au bas des versants. Ils se rencontrent surtout dans les bas-fonds, au pied des reliefs. Le milieu est en général stable dans les plaines, cependant un léger décapage est notable dans les plaines intérieures et une tendance à l'instabilité apparaît sur les glacis d'épandage aux débouchés des torrents drainant les bad-lands. Cette instabilité est due au décapage et au ravinement sur un sol travaillé, et un décapage par "coup-d'ongle" sur sols surpâturés. Dans cette deuxième catégorie de sols des plaines, tous les cas présentent un profil de type A C dominant; une ébauche d'horizon B est

cependant envisageable sur certains sites. Les fonds de vallées constituent un milieu complexe où se retrouvent tous ces types de sols à l'exception des premières étudiés. On y observe une véritable mosaïque de vertisols.

Sur les formes de constructions volcaniques récentes en Petite-Terre et à l'Est de la Grande-Terre ( les régions nord-Kawéni et Kavani ), ma connaissance du terrain m'a permis de confronter mes résultats à ceux de l'I.R.A.T. Il faut souligner que la pédogenèse est ici plus facile à analyser que partout ailleurs à Mayotte. Les produits pyroclastiques, en majorité cendreux, affectés de pente faible ( $< 6\%$ ), ont facilité le déclenchement de la pédogenèse qui est à un stade d'andosolisation. Deux grandes catégories de sols sont calqués sur la régionalisation fondée sur l'étude topographique de ces régions ( région à maars pyroclastiques et région à cônes stromboliens ). Sur les cendres volcaniques, au bas des versants, c'est à dire sur les zones à pente faible ou presque nulle, on devrait avoir un sol avec un profil de type A B C avec un horizon A enrichi par l'apport d'alluvions en provenance du versant, ou d'une manière classique avoir un profil andique A C sans horizon B net. Or l'I.R.A.T distingue parfaitement pour ces régions un horizon B qui pourrait être tout simplement un horizon Ca ( Fig.32 ).

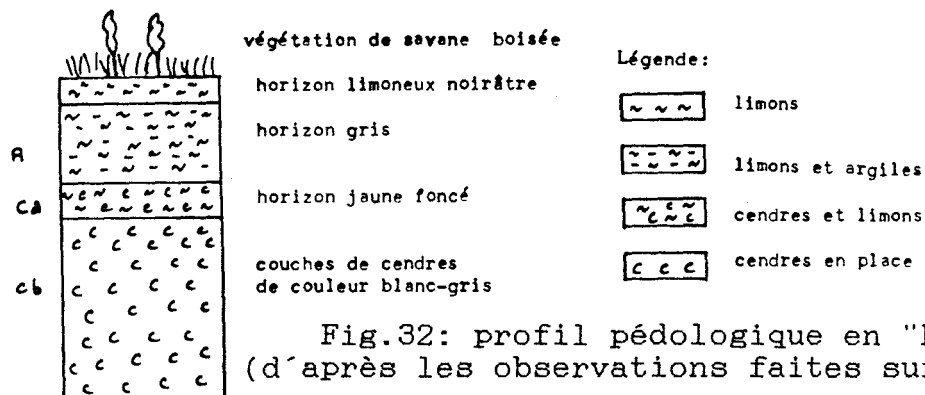
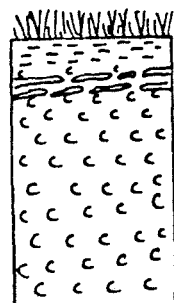


Fig.32: profil pédologique en "Petite-Terre" (d'après les observations faites sur le terrain)

Mais ce milieu étant sujet à une instabilité provoquée par l'intense intervention anthropique, il s'en suit que de nos jours l'apport des versants et l'horizon A se confondent pour donner un profil A C. En cas de jachère prolongée un début d'horizon A peut se dessiner par l'apport des versants.

Sur les versants externes des maars, il est difficile de parler de pédogenèse; plus on s'élève en altitude et plus la pente s'accroît pour atteindre 40 %. La roche en place apparaît donc, couverte d'une végétation herbacée maintenant un lithosol malgré une forte activité du ruissellement ( Fig.33 ).



légende:

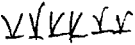

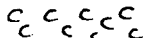
-  savane heubeuse
-  croûte "siliceuse"
-  roche mère pyroclastique

Fig.33: profil pédologique sur le versant externe du Dziani

Sur les versants internes, dans la partie supérieure, la pédogenèse est du même type que sur le versant externe, tandis que sur les bas de versants se poursuit une accumulation malheureusement continuellement perturbée par les cultures. Le profil rappelle celui des bas de versants externes. L'évolution sur les masses glissées à l'intérieur des maars est identique à celle de la partie supérieure des versants externes.

Dans la deuxième région, sur les cônes stromboliens, la microdivision est moins rapide sur les basaltes et les brèches. Un début d'altération est cependant entamé sans aboutir à un véritable profil pédologique car les produits de



l'altération sont vite repris et déposés au bas du versant par le ruissellement. La plupart du temps la roche est à nu ou couverte d'une pellicule lithosolique. En "Grande-Terre" le phénomène est développé sur une grande échelle: dans les secteurs à pentes faibles, la sédimentation d'altérites remaniées est si développée qu'elle donne l'impression d'horizons mais ce problème rejoint celui déjà rencontré partout à Mayotte au sujet du colluvionnement généralisé des bas de versants.

Il est cependant nécessaire de souligner que sur les cônes stromboliens l'altération est plus ancienne que la pédogenèse développée sur les cendres volcaniques ( plus récentes ): par endroit ces dernières ont fossilisé les colluvions remaniant les altérites ( Photos.1,2,et 3 ).

Sur les formations volcaniques anciennes, la pédogenèse dépend surtout de la pente.

- sur les bad-lands ( "Padza" ), c'est à dire sur le modelé de dissection des crêtes et des croupes, les altérites ferrallitiques sont fortement décapées puisque le milieu des "padza" est pénestable. Il est rare d'avoir une couverture végétale et quand ça se produit, cela implique une stabilité et une conservation des sols. Dans leur ensemble ces derniers ne représentent sur ce type de relief, qu'une mosaïque de vertisols sur altérites ferrallitiques en place ou remaniées. Lorsque les précipitations atteignent 1000 mm / an, l'aspect vertique s'accroît.

- sur les planèzes:

1) sur les versants, les sols andiques ferrallitiques apparaissent. avec un profil de type A C quand la pente est

moins importante (entre 13 et 40 %). Ce sont des sols sur cendres et produits récents du Choungui II et III. Quand la pente est assez marquée (25 à 55 %) les sols prennent un aspect de vertisol avec aucune distinction dans le profil entre les horizons A et B. Selon l'âge du décapage et du remaniement, le sol de ces secteurs est plus ou moins caractéristique.

2) sur les plateaux à pente faible (< à 6 %, localement > à 6 %), les sols sont andiques ferrallitiques sur le même matériau, avec une stabilité remise en cause localement par les cultures.

3) sur les croupes, ce sont toujours des vertisols ferrallitiques remaniés; localement on peut rencontrer des sols andiques ferrallitiques; le milieu peut être stable sous couvert végétal à climat sec; à 1500mm de précipitation par an le ravinement est actif quelque soit l'unité. Sur ce modèle les remaniements sont fréquents par coulées boueuses.

4) à la surface des glacis d'accumulation les sols sont constitués de produits d'altération résultant d'un remaniement par ruissellement. En général ils sont affectés d'un aspect vertique plus ou moins évolué selon l'âge du remaniement. Une distinction peut cependant être faite selon les précipitations: les sols sont des vertisols évolués lorsque les précipitations dépassent 1500mm/an et peu évolués quand les précipitations sont inférieures à 1500mm/an. Ils prennent des caractères hydromorphes sur les replats.

Ne disposant pas sur place des cartes et documents pédologiques établis par les services de l'I.R.A.T, j'ai prélevé des échantillons dans le but de clarifier mon hypothèse sur un apparent changement climatique. Les résultats analytiques de mes

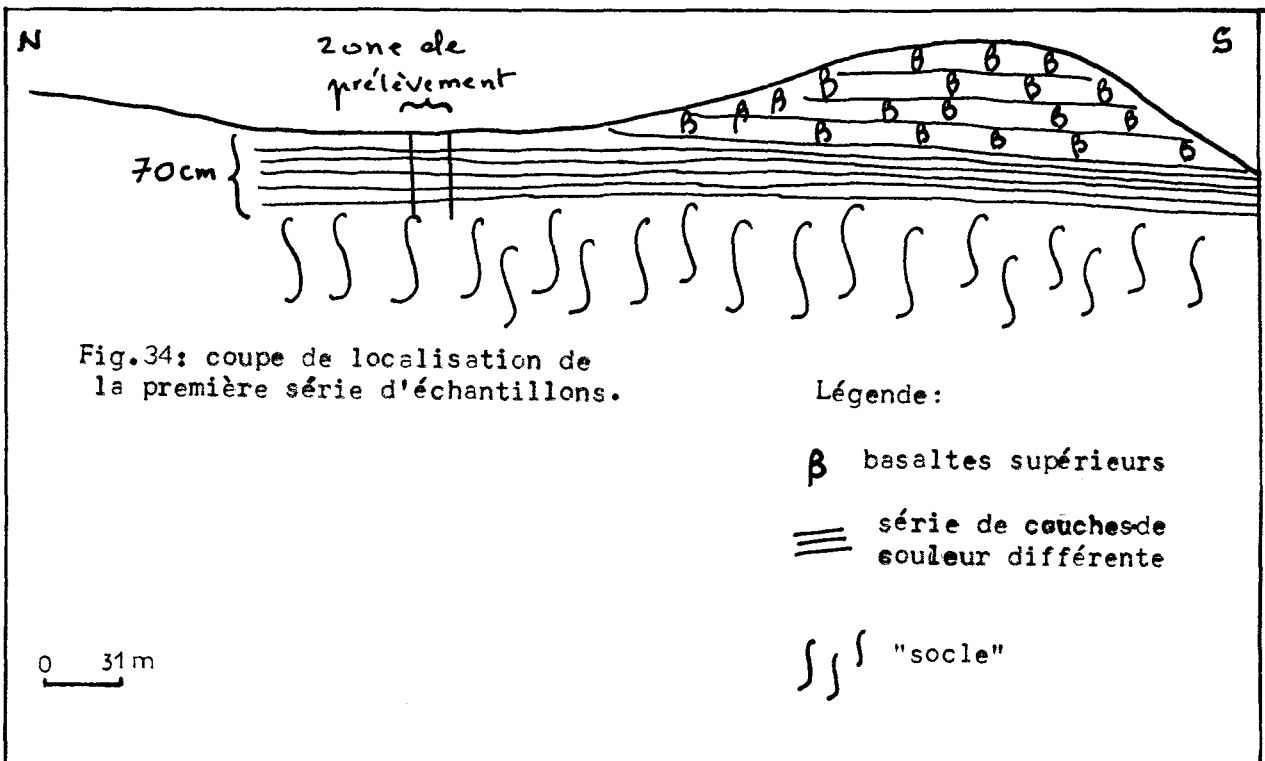
échantillons rejoignent presque ceux de l'I.R.A.T, à la seule différence que mon étude a tenu davantage compte des remaniements et de leurs produits dans l'examen des profils.

Présentation des résultats de l'étude des échantillons:

La première série concerne une série de 5 échantillons (MaI, II, III, IV et V) prélevés sur une coupe fraîche en bordure de la nouvelle route, à quelques centaines de mètres de Choungui village, sur un secteur de cultures sur brûlis en cours de reboisement. Le choix du site se justifiait par la présence, à première vue, d'une superposition d'horizons de plusieurs couleurs (Photo.4) variant entre le blanc clair représentant la roche mère altérée et l'ocre représentant les dépôts de pente d'argile de remaniement. Cette coupe présente dans sa partie aval, une séquence allant des altérites développées sur les coulées du Choungui II et peut être du III, au "socle" basaltique avec plusieurs niveaux d'altération. J'ai choisi la partie amont où toute la série du Choungui supérieur, épaisse de plusieurs mètres, était décapée et où il était possible d'étudier le contact entre le "socle" et sa couverture qui me faisait d'abord penser à des paléosols (Photo.5 et Fig.34).

Les échantillons ont été prélevés à partir de la surface jusqu'au sommet de la roche en place (le "socle"). Imprégnés et traités à l'atelier de lames minces de l'I.N.A de Grignon, le résultat est le suivant (dans l'ordre inverse de celui de la numérotation des lames, de MaV vers MaI c'est à dire de la roche mère vers la surface):

- sur la lame la plus proche de la roche en place, aucun minéral n'est visible, seul la sanidine se distingue à peine en aspect





fantôme. Nous avons décelé 4 étapes de pédogenèse dans cet échantillon:

1) la première correspond à des néoformations de gibbsite et kaolininite (difficilement identifiable) dans une altérite dont les caractéristiques ont été ensuite modifiées par la présence éventuelle d'une nappe phréatique permanente.

2) un deuxième épisode est marqué par une intense circulation d'eau chargée d'argiles en suspension entraînant le colmatage des vides. La nappe phréatique devait être toujours permanente à cette époque avec un probable abaissement de son niveau.

3) une phase marquée par un hiatus dans l'évolution, avec une brutale disparition de la nappe dont toute trace est totalement absente dans la phase suivante. Les conditions ayant précédé la quatrième phase suggèrent la proximité de la surface: les colmatages argileux sont taraudés. A la partie supérieure de la lame le matériau change; il devient sédimentaire sans aucun rapport avec ce que nous venons de voir dans la partie sous-jacente. A vrai dire il n'y a que cette lame Ma V dans la série étudiée qui nous fournisse des renseignements précis sur la pédogénèse. Pour M. Fedoroff, le plus important se trouve à ce niveau et c'est à partir de là qu'il faudrait reprendre les travaux. Mais les problèmes de déplacement ont vite rendu caduc ce projet, d'autant qu'il nécessitait sur place des travaux de déblaiement pouvant endommager la piste en cours d'aménagement. Par contre, l'intérêt géomorphologique de cette lame est indéniable.

- les quatre autres lames de la série ne nous renseignent que sur le dynamisme de la sédimentation sur le versant. Les apparents horizons ne sont en réalité que des couches

sédimentaires différenciées par la compétence des processus d'érosion responsables du dépôt. Dans son ensemble, le sédiment est constitué d'un "tout venant" composé de débris de roches laissant apercevoir de la sanidine, des fragments d'altérite et des éléments de remaniement parmi lesquels le fer est sous plusieurs formes, des débris de sols anciens assez visible sur la lame MaIII. Il présente un aspect lité dans ses parties inférieure et moyenne ( lame MaIV et III ), en vrac dans sa partie supérieure. Le litage se caractérise par une intercalation de lits grossiers et de lits fins mais aussi par une tendance à la concentration du fer ( zones les plus sombres de la lame ). Cette concentration est plus nette localement en donnant une couleur ocre au lit concerné qui ressemble alors à un horizon pédologique. Ce litage est perturbé par l'existence de microchenaux plus ou moins colmatés par de fines particules par suite de la circulation des eaux d'infiltration. A la partie supérieure de la coupe ( lame MaI ) le dépôt est plus aéré, aucun lit n'est observable, les agrégats sont mieux individualisés et de taille variable; les interstices ( on ne peut parler de chenaux car le système est ouvert ) sont partiellement colmatés par un matériau de même nature que les agrégats mais en plus fin, et d'une manière plus intense dans la partie inférieure de la lame.

Conclusion sur l'étude de cette première série d'échantillons: De par l'analyse de ces échantillons nous avons pu mettre en valeur l'existence d'une altérite post-Choungui I. Cette altérite se serait formée aux dépens du "socle" basaltique dans des conditions favorables à une pédogénèse de type tropical

humide. Un événement brutal intervient pour éroder ce manteau d'altérites qui couvrait le "socle" avant que le Choungui II se mette en place. Comment expliquer la brutalité de cet événement? La première hypothèse qui vient à l'esprit serait une crise tectonique ayant précédé la mise en place du Choungui II. Cependant, sur la coupe, il n'a pu être observé de résidu de sol fossilisé nulle part au contact des coulées supérieures et du "socle". Le sol a été complètement décapé avant le Choungui II qui a recouvert une colluvion peu cohérente couvrant un socle rendu déjà friable par altération. Les coulées du Choungui II ont été ensuite partiellement déblayées avant un nouveau colluvionnement responsable de ces pseudo-horizons au sein de notre profil. Le plus frappant est la présence de fragments de sols dans ces colluvions. Tout ceci s'explique par la succession de phases de colluvionnement. Le colluvionnement sur les versants mahorais résulte de plusieurs phases de remaniement avant que l'ensemble ne se stabilise.

La deuxième série d'échantillons est représentée par deux lames minces réalisées à partir d'un profil pédologique sur coulées basaltiques supérieures du Choungui II, à 200m d'altitude, légèrement au Nord-Ouest de la première. Ici la pédogénèse est claire: il s'agit d'un profil pédologique de type A C. La lame supérieure ( MaI bis ), celle de surface, nous présente un tassement dû aux innumérables chenaux associés à une forte activité biologique ( racines et animaux ). Le fer y est en abondance sous forme d'ilménite; il paraît se concentrer à partir des chenaux et commence à se liter vers le bas de la lame. Cela se poursuit dans la partie supérieure de la lame II2 où le litage est assez net. Pour revenir à la partie supérieure

de la séquence, les agrégats y varient de 2 à 300 microns, et forment des paquets homogènes. Il s'agit d'un lithosol peu évolué ( A C ) sans trace de remaniement. Dans la partie inférieure de la séquence ( lame II ), le contact est assez net avec la roche mère en cours d'altération. Il est caractérisé par une forte activité biologique et des néogenèses importantes. Ensuite les minéraux sont tous identifiables: des macrocristaux d'olivine altérée témoignent d'une ferruginisation. La pédoplasation ( pédogenèse ) est plutôt biologique accompagnée d'une imprégnation du sol par un tout venant circulant dans les chenaux d'origine animale et végétale. De ce fait le passage est assez brutal de la roche mère au sol, caractérisé par une intense activité biologique.

La série III se résume en une seule lame à partir d'un échantillon prélevé au contact "socle" - glaciaire de "colmatage", même niveau que la seconde mais à l'Ouest, il s'agit ici d'une cuvette colmatée par des colluvions exemptes de blocs. Nous n'avons rien ici qui puisse nous faire penser à une pédoséquence. L'origine sédimentaire est assez évidente sur la lame avec des fragments d'éléments divers très compliqués dans le détail et rappelant ce qui est vu sur les lames IV, III, et II de la première série. Le bas de la lame montre cependant des fragments d'altérite entre lesquels se sont insérés des produits de néoformation. Nous nous trouvons face à un dépôt de pente, témoin d'une phase d'épandage ( sans blocs ) qui a permis le comblement des dépressions.

La dernière série de notre échantillonnage est comparable à la première mais elle concerne cette fois-ci le bas du versant. Des "horizons" se distinguent nettement ( Photo.6 ) suggérant une

apparente pédogenèse. Malheureusement, malgré le passage d'un bulldozer pour la réhabilitation de la route vers M'zouazia, nous ne sommes pas arrivés à atteindre la roche mère à Caroni. La série composée de 5 échantillons, commence dans sa partie supérieure par un lithosol sur une altérite peu évoluée, moins évoluée que celle de la série 2. Par un contact brutal, cette altérite repose sur un dépôt de bas de versant dont les caractéristiques varient tout au long de la coupe:

- un dépôt en vrac composé en majorité par du fer sous plusieurs formes mais surtout en nodules bien individualisés (Photo.7. et 8.). Les agrégats sont de taille variable et les chenaux peuvent atteindre 1cm de large, chenaux qui connaissent un début de colmatage à partir de l'altérite supérieure.

- à partir du bas de la lame II et tout au long de la III, c'est à dire à partir de 25 cm de profondeur, le matériau devient plus tassé, les chenaux comblés et réduits à des chenaux biologiques, surtout de racines. La structure du matériau reste la même et les nodules concentriques présentent une croissance parfaite, parfois avec cortex.

- sur les lames IV et V, les plus profonds des échantillons (à 50 cm de la surface), le matériau redevient perturbé et ceci par un réseau de microchenaux ramifiés avec des agrégats plus ou moins cohérents. Il reprend son aspect tassé à 10 cm en dessous avec cependant des chenaux plus larges. La nature de ce matériau reste diversifiée. Finalement l'aspect tassé correspond à des niveaux de sédimentation et l'aspect ouvert à un pseudo-palésol (parce que ce sont d'anciens remaniements de sols très anciens).

Conclusion sur la 4°série:

Les résultats nous donnent un dépôt de bas de versant en vrac sans aucune stratification comme pour la 1° série; dépôt contenant en abondance du fer sous forme de nodules parfaitement concrétisés. Ces nodules ne sont pas en place mais remaniés à partir de leur milieu d'origine, un ancien sol tropical, avant d'être repris dans une nouvelle pédogenèse. La coupe qu'il a été possible d'échantillonner est constituée de haut en bas d'une altérite récente développée sur une coulée épanchée jusque dans la plaine, reposant sur un paléosol formé sur des colluvions et cuit par cette coulée. L'altération de celle-ci a ensuite permis une réactivation de la pédogenèse du paléosol sous-jacent avec augmentation de sa porosité, l'infiltration et colmatage des anciens chenaux par du tout venant altéritique ( cela est vrai du moins dans sa partie supérieure ). Sous le paléosol on trouve des colluvions qui elles mêmes fossilisent un paléosol antérieur de même type que le précédent. Dans tous ces niveaux le matériau est identique mais la structure micropédologique ( tassement, présence de restes de vieilles racines ) est absente des colluvions intercalées entre les deux paléosols ( Fig.35 ).

D'après la coupe le versant aurait connu plusieurs périodes de Bio et Rhéxistase avec une possible stabilité au moment de la formation des pseudo-paléosols et une instabilité lors de la sédimentation. Deux périodes de biostase auraient existé avant les épanchements du Choungui II. Une rhéxistase est envisageable en dessous du 2° niveau de "paléosol" avant d'atteindre la roche mère.

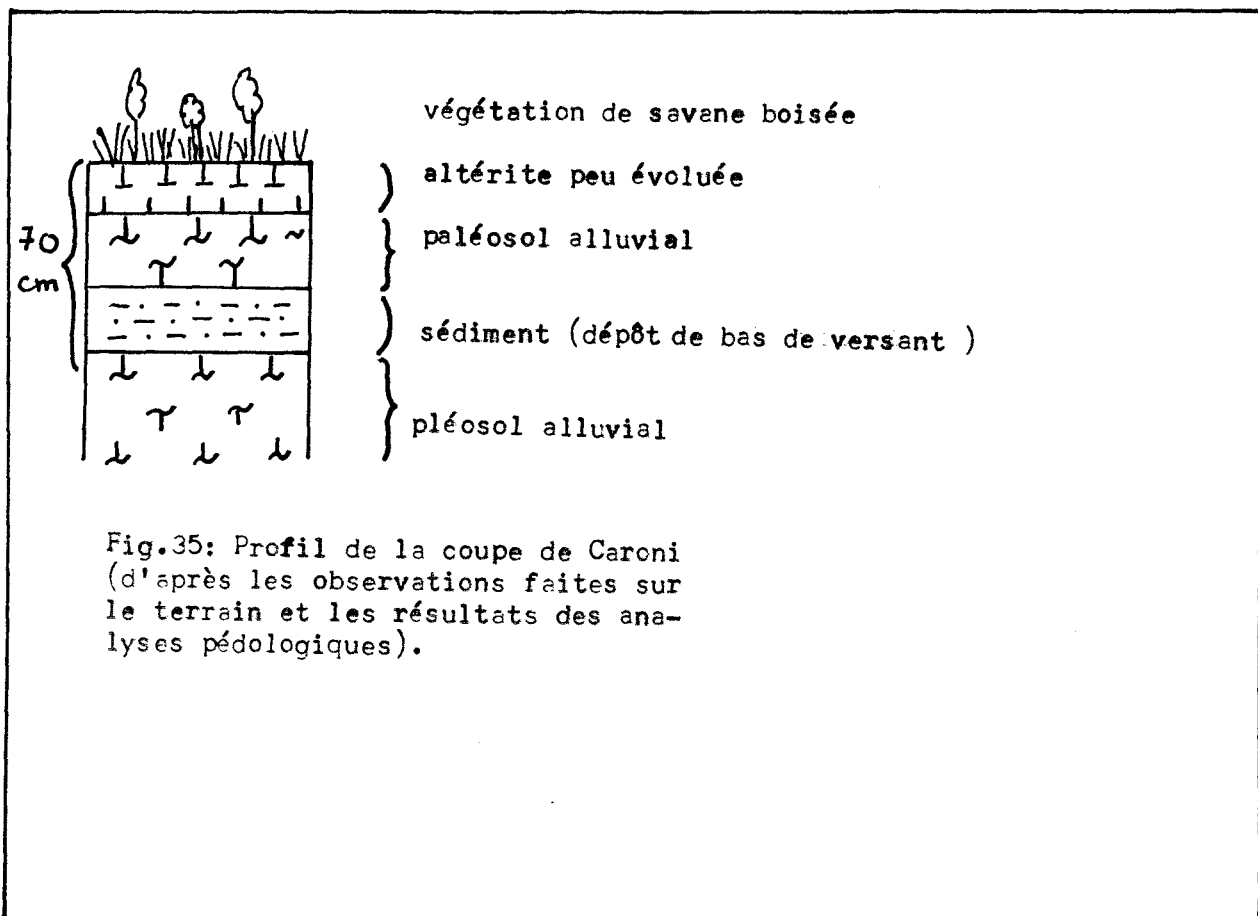


Fig.35: Profil de la coupe de Caroni (d'après les observations faites sur le terrain et les résultats des analyses pédologiques).

Discussion:

Il est difficile de retrouver dans les accumulations pléistocènes et holocènes un des profils pédologiques classiques. Les résultats de l'I.R.A.T ne sont à mon avis qu'une tentative d'identification des "sols" de Mayotte en référence aux normes internationales. Je prends l'exemple des "profils" rencontrés dans les plaines où l'on parle de type A.Y a-t-il un profil ou une évolution vers quelque chose d'assimilable à un horizon A ? L'accumulation étant continue, même en période considérée comme biostatique (par le ruissellement incessant), dans ces secteurs de bas de versant, il est difficile de concevoir une évolution pédologique normale puisque d'une année sur l'autre où d'une dépression tropicale à une autre, le colluvionnement interrompt la pédogenèse. Ce type d'évolution a dû se produire depuis le Miocène ce qui fait que la roche mère dans ces secteurs de bas de versants est enfouie profondément. De nos jours l'érosion apporte tous les ans de nouvelles alluvions, tout de suite remaniées par l'homme pour ses cultures et par les animaux. Il est difficile d'imaginer une stabilité suffisante pour permettre à la pédogenèse de fonctionner normalement sauf en cas de réduction de l'activité climatique avec ralentissement de la dynamique morphogénique, pouvant permettre l'amorce d'une pédogenèse sur le matériel déjà colluvionné ( proposition faite pour la série d'échantillons de Caroni, la deuxième ). Même sans intervention anthropique, l'apport constant de nouvelles colluvions favorise la sédimentation aux dépens de la pédogenèse. Au Pliocène une situation climatique différente a sans doute permis la formation des sols tropicaux dont les



témoignages apparaissent à travers mes analyses. La solution se trouve dans la reconstitution d'une toposéquence ( Fig.36 ).

#### B) LA VEGETATION: (Fig.37.)

Nous sommes à Mayotte dans un milieu tropical chaud et humide; le couvert végétal se subdivise en deux types : la végétation littorale, une mangrove typique, constituée uniquement de palétuviers et la couverture végétale insulaire qui se compose de 3 formations végétales:

a): la forêt sous deux formes: une forêt sempervirente et une forêt claire mixte ( forêt ouverte et "bush").

b): la savane: plus ou moins arborée et discontinue avec des plages de roche nue. Située à la lisière des forêts naturelles denses, elle se présente sous forme d'une pelouse pauvre à grosses graminées (sur tufs et scories érodés).


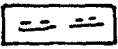
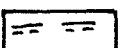
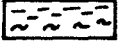
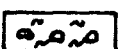
c): les cultures: vivrières et commerciales :

Le type de cultures est évidemment contrôlé par la nature des sols mais surtout par la disponibilité en eau et par le relief. Il faut souligner, à Mayotte, l'importance des sols nus qui font plus de 744 hectares.

#### 1): La végétation littorale:

La mangrove couvre la zone de contact entre le lagon et la partie continentale de l'île. C'est là que se déposent des alluvions sous forme de vase en provenance de l'intérieur ou d'origine marine. La mangrove concerne les 2/3 du littoral mahorais; elle est formée exclusivement de palétuviers mais ceux-ci appartiennent à différentes familles. A environ 1m au-dessus de la mangrove, sur les sols alluviaux de type gley des plaines littorales et localement sur les glacis d'épandage incisés par les cours d'eau, une végétation hygrophile se

Légende:

- D.R** domaine de remaniement  vasière
- β β** basalte ancien
- B B** basalte récent
-  surface d'altération I
-  surface d'altération 2
-  glacis d'épandage
-  glacis d'accumulation

- A** marée haute de vives-eaux
- B** " basse " " "
- C** marée haute de mortes-eaux
- D** marée basse de mortes-eaux

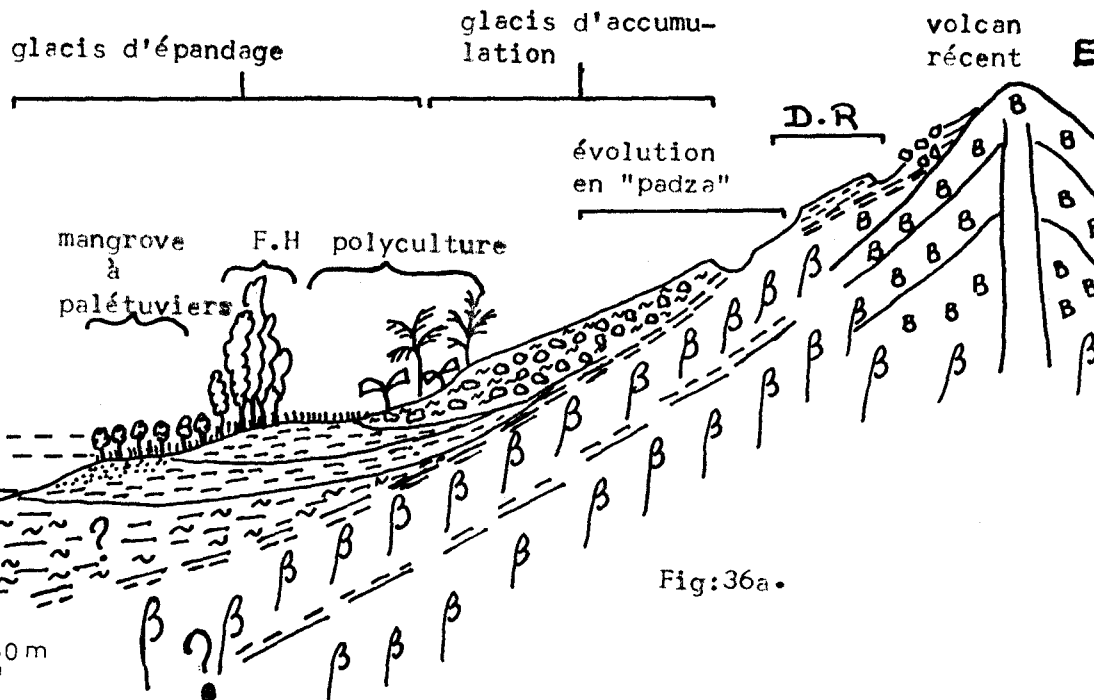


Fig.36a.

Légende:



- S.i** : seuil d'incision
- S.R** : " de remaniement
- : rencontre des surfaces d'érosion
- S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, S<sub>3</sub>** : surfaces d'altération
- L.G.B** : lit de galets et blocs
-  : glacis d'accumulation
-  : glacis d'épandage
- Bc.Bc** : basaltes récents (cohérents)
- B.B.RG** : " altéré (Choungui II)
- RR** : zone d'altération
- RR RJ** : "socle" friable

Fig.36b.

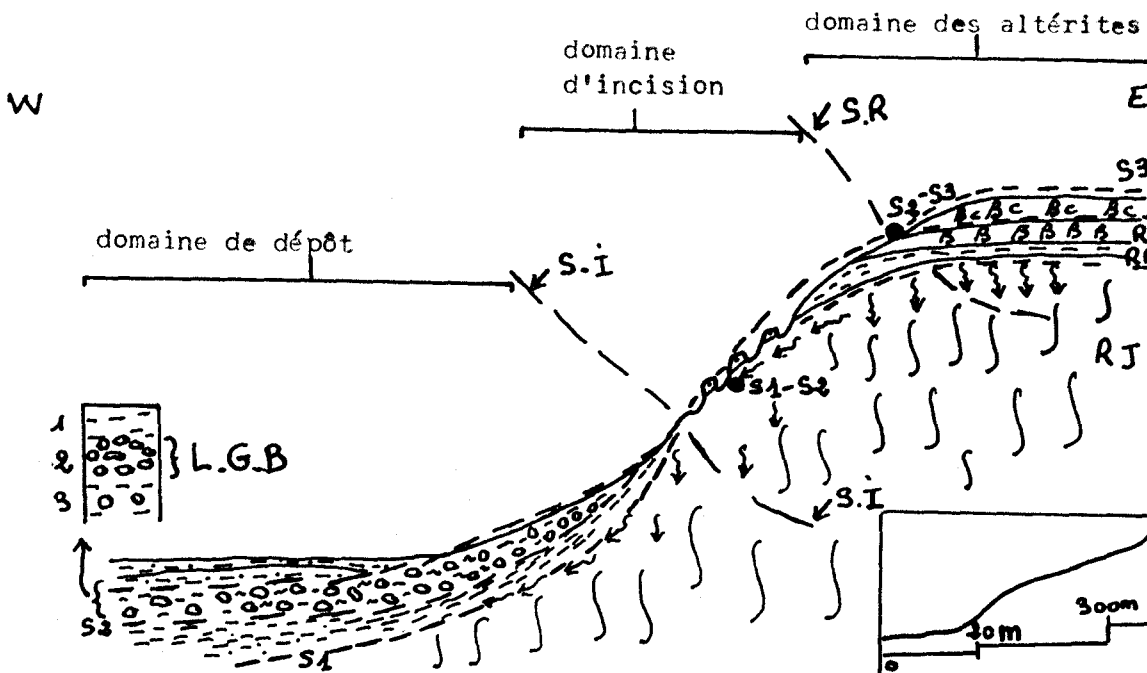
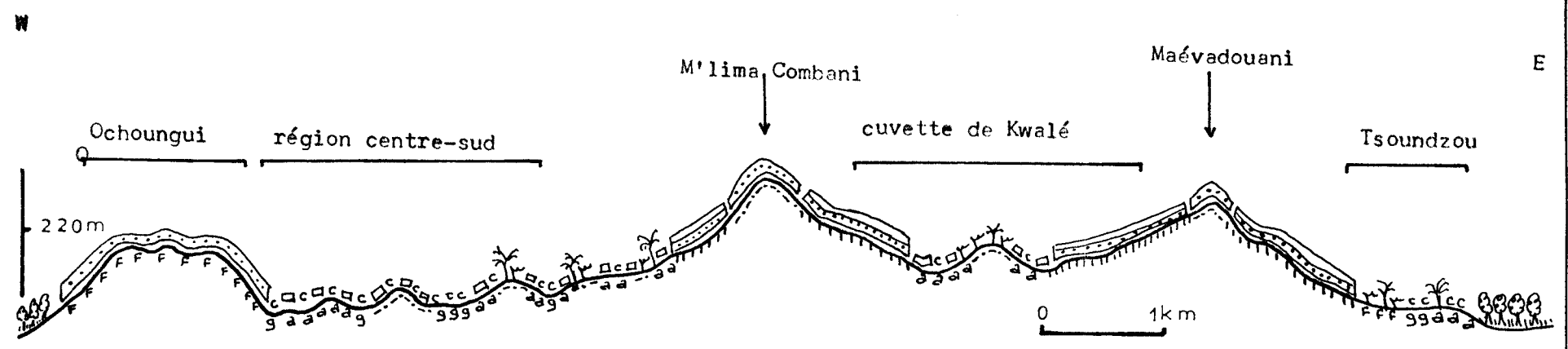


Fig.37: Coupe biogéographique ouest-est de la "Grande-Terre"  
(partie centrale).



Sols:

- FFFF sols ferrallitiques
- ||||| " alluviaux peu évolués
- - - - altérites tronquées
- aaa sols alluviaux évolués
- 999 gley

Légende:

Végétation:

- ..... forêt dense xérophile
- ligneux denses à avocat marron
- ..... ligneux xérophiles et à avocat marron
- cocotier
- autres cultures commerciales
- c culture vivrière
- mangrove

développe dominée par le "M'winga" ( *Erythrina* Sp.). Dans la plupart des cas, cette formation végétale est associée à une polyculture vivrière (riz, manioc, ambrevades) vers l'intérieur de l'île. C'est une formation sempervirente qui devient impénétrable lorsque se développe, parallèlement à la stabilisation du sol, un sous-bois de palmiers sauvages et de plantes rampantes. Une partie de ces plaines littorales présente le même couvert végétal que les plaines intérieures: ce sont des cultures commerciales [ surtout de cocotier(1) auquel s'associent des pâturages ], des cultures vivrières très localisées et, le long des cours d'eau, des forêts de bambous. Ce sont des formations adaptées à un hydromorphisme peu poussé et à des pentes faibles ( entre 1 et 2 %, au plus 6 % ).

## 2): La végétation à l'intérieure de l'île:

Le couvert végétal est ici conditionné par 3 principaux paramètres: la pente, les précipitations et l'altitude.

### a): la végétation des versants et des plateaux:

C'est une végétation à dominante de recrûs ligneux xérophiles associés à des pâturages. Elle protège mal les sols d'où une forte érosion par ravinement et la nécessité de revégétaliser.

1): sur les versants: deux types de végétations : des recrûs ligneux denses à "avocat marron" ( *Litsea Laurifolia* ) associés localement à des cultures vivrières et commerciales; quand les précipitations sont inférieures à 1,5 m/an, ce sont des recrûs xérophiles ( baobab par exemple ) associés à des cultures vivrières.

---

1. les cocoteraies ont cédé, ces dernières décennies, leur place aux plantes à parfum et à l'urbanisation.

2):sur les plateaux: on retrouve le même partage mais cette fois-ci avec un développement plus importante des cultures vivrières quand les précipitations sont > à 1,5 m par an.

3):sur les croupes: le même partage existe mais les cultures vivrières se raréfient en faveur des cultures commerciales et des pâturages.

4):en "Petite-Terre": le couvert végétal est dominé par une savane herbeuse avec localement des épineux (M'hamboi,M'tsongoma,Mougou). Ce sont des espèces non rencontrées dans la terminologie latine employée au pays ;elle devient boisée,avec bois noir ( Albizzia lebbeck ) et manguier et passe en altitude à une steppe.Cette savane recule devant les cultures vivrières.La "forêt"(1) y est limitée;on essaie actuellement des implantations forestières sur les sommets les plus élevés.

b):la forêt:

On la trouve en haute altitude,sur les culots,pitons et l'ensemble des versants ainsi que sur les dômes,favorisée par les précipitations accrues et la réduction de la température.Selon que les précipitations sont inférieures à 1,5m,elle présente deux aspects: soit une forêt claire et mixte associée à une ébauche de "bush",soit une forêt dense sempervirente (Photo.9.).

En moyenne altitude,on retrouve la même subdivision que pour la végétation des versants et plateaux.Plus on s'élève en altitude,moins le facteur pédologique est important et plus les précipitations et l'humidité sont déterminantes,au point qu'au

---

(1). Formation végétale ouverte mais plus garnie en arbres.

mont Choungui on voit apparaître une zonation: seule des fougères occupent le sommet. Quelque soit l'altitude, la forêt mahoraise est dans un piteux état: elle a enregistré un recul de 1.000 hectares de 1963 à 1977 ( chiffres donnés par la Direction de l'agriculture à Mayotte ) par suite de défrichements (pour les cultures sur brûlis ) ou d'empiètement divers. Depuis, ce recul a encore dû s'aggraver ces dernières décennies, malgré la politique de reboisement menée par les autorités locales, en raison de la croissance démographique.

Les composants de la forêt mahoraise:

La forêt mahoraise ne comprend qu'une faible part d'essences autochtones; elle est surtout constituée de boisements subsponnés: Avocat marron et cannelier (*Cinnamomum zeylanicum*).

Ce fait tient à l'importance considérable de l'industrie sucrière au 19° siècle dont les usines consommaient un énorme tonnage de bois local, imposant l'introduction d'essences à croissance rapide pour régénérer les zones exploitées à blanc.

Peuvent être considérées comme essences autochtones, quelques espèces spécifiques aux Comores et d'autres acclimatées depuis longtemps:

- le natte ( *Minuscops comorensis* )
- le Khaya comoriensis
- le Barabahi ( *Myrsinacées ?* )
- le Bois noir ( *Albizzea lebbeck* )
- le Takamaka ( *Clophyllum inophyllum* )
- le Manguier ( *Mangiféra indica* )
- le Jacquier ( *Artocarpus intégrifolius* )
- l' Erythrine

- le Badamier ( *Terminalia capata* )
- le Sandragon ( *Ptérocarpus indicus* )
- le Palétuvier ( dans la mangrove ), le Cocotier, les Bambous, le Raphia et divers autres palmiers.

A ces essences s'ajoutent des espèces introduites plus récemment: le Teck, le Jacaranda, le Gréviléa, l'Anacardier, le Filao (*Cassuarina*), des Eucalyptus et Tamariniers de l'Inde (*In'ga dulcis*).

Des conifères et d'autres feuillus viennent d'être introduits récemment. Il est bien évident que l'introduction d'espèces étrangères à Mayotte répond à une nécessité: celle de remplacer la forêt "primaire" mahoraise qui a quasiment disparu. La forêt naturelle n'existe qu'à l'état de reliques délabrées de faibles superficies, sur les principaux reliefs: Hachiroungou, Mont M'tsapéré, Tchaourembo, Bénara et Choungui. Ailleurs, la forêt est fortement attaquée par les défrichements illicites, sous forme de coupes éliminant la totalité de la végétation ligneuse et suivies d'incendies. Les pentes boisées sont durement touchées, au point de compromettre la pérennité des cours d'eau et sources: la diminution ou disparition du couvert végétal entraîne celle de l'interception des pluies par le feuillage, permettant l'infiltration et le ravitaillement des nappes.

La répartition de cette forêt sur le territoire mahorais est la suivante en 1977, d'après les données de la Direction de l'Agriculture à Mayotte ( Fig.39 ).

16 forêts formant 10 massifs isolés qui couvrent une superficie d'environ 5.500 hectares. Mais, à part la forêt littorale de l'Ochoungui-Sohoa (147 ha) et les massifs de Pamandzi à l'Est,

Nom de la forêt	Surface en ha
Dzoumogné	221
Majimbini	1441
Ochoungui-Sohoa	147,1
Combani	358
Songro M'bili	180,3
Haorambou	214,46
Voundzé	522
Bénara Nord	618
" Sud	458
Chirongui	364
Tsimkoura	124,4
Choungui	177,87
Dapani	340,35
M'tsamoudou	232,9
Pamandzi Nord}	160,81
Total	5560,19
Mangrove	600
Total général	6160

Fig.38: Répartition des forêts à Mayotte

elles se situent toutes dans le centre de la "Grande-Terre" et couvrent ses principaux sommets.

Pour conclure sur le couvert végétal à Mayotte, il est bon de souligner : 1°) l'importance de la mangrove sur le littoral, qui joue un rôle protecteur contre la houle; 2°) la fragilité de la végétation insulaire, avec l'extension des cultures sur brûlis et des cultures de rentes aux dépens de la forêt, et secondairement des pâturages; 3°) une intense érosion et un reboisement qui s'avère primordial pour la survie des Mahorais. Le combat qui s'engage privilégie une revégétalisation par toutes les espèces adaptées. Quant aux forêts, elles sont de nos jours limitées à quelques massifs en "Grande-Terre" et quasi absentes en "Petite-Terre".

\* \* \*



## CHAPITRE 6 : HYDROLOGIE.

### A) L'HYDROLOGIE INSULAIRE:

Jusqu'à nos jours les régimes des cours d'eau à Mayotte n'ont pas fait l'objet d'une étude particulière. On peut cependant distinguer sur le terrain 2 catégories de cours d'eau: les cours d'eau pérennes peu nombreux et les cours d'eau saisonniers majoritaires. Les premiers peuvent selon les régions et la durée de la saison sèche prendre la forme d'un ruisseau ou d'un chapelet de mares. La forte perméabilité des basaltes plus ou moins altérés favorise une infiltration notable qui permet des résurgences locales sous forme de sources.

La typologie des cours d'eau de Mayotte ne se fait qu'au travers des critères morphologiques. Mais il est évident que dans une île de superficie réduite, en milieu tropical humide-maritime, cette typologie reflète aussi le régime des cours d'eau. Il s'agit dans tous les cas d'un régime pluvial, contrôlé par les conditions climatiques et le relief de l'île. Le débit dépend des précipitations mais les diverses catégories de cours d'eau reconnus précédemment présentent chacune des régimes bien particuliers. En altitude, les ravins résultent du passage d'un ruissellement diffus à une forme plus hiérarchisée puis nettement concentrée. Pour ce type de "cours d'eau" on peut parler de régime pluvial concentré où l'écoulement n'est actif qu'au moment des pluies. Aux altitudes moyennes et basses, les cours d'eau ont un régime pluvial plus pondéré: comme dans le cas précédent, les précipitations déclenchent l'écoulement avec une augmentation brutale du débit et des eaux chargées de boues et de galets; mais contrairement au cas précédent, l'écoulement

se prolonge après la pluie pendant des jours, voire même des semaines avec un débit faible et une eau plus claire, exempte de galets. Ce régime est celui de la majorité des rivières saisonnières de l'île. Il s'explique dans un premier temps par l'apport direct et quasi instantané des fortes précipitations tropicales, et dans le deuxième temps par une alimentation à partir des nappes phréatiques et des sols saturés d'eau qui vont restituer lentement cette eau mise en réserve. Dans ce type de régime on peut différencier des sous-types : dans certains cas, l'écoulement se poursuit jusqu'à 2 ou 3 mois après la saison des pluies selon l'ampleur de la rétention dans les sols et la charge de la nappe phréatique. Le régime des cours d'eau pérennes est très semblable, à part qu'ici l'apport de la nappe phréatique et celui des eaux infiltrées s'additionnent, de telle façon que le cours d'eau est ravitaillé toute l'année, avec tout de même un débit beaucoup plus fort au moment des précipitations, puis qui diminue nettement, pour devenir faible à très faible en saison sèche. En cas de saison sèche prolongée la rivière se réduit à un mince ruisseau ou à un chapelet de mares. Ce régime pluvial se décompose en 3 temps : une première phase marquée par l'apport émanant des précipitations, une deuxième phase marquée par la restitution des eaux infiltrées et une phase correspondant à l'alimentation phréatique.

Certaines rivières ont un écoulement pérenne en amont et saisonnier en aval, sans qu'il y ait endoréisme. Cela s'explique par un déboisement sectoriel non contrôlé qui réduit l'apport émanant de l'infiltration.

## B) L'HYDROLOGIE MARINE:

Elle se résume selon A.Guilcher et al ( O.R.S.T.O.M 1965 ) à des courants dont le plus important est celui du détroit de Mamoudzou qui est arrivé à construire entre la "Grande" et la "Petite-Terre", le tombolo de Dzaoudzi. Celui-ci continue son évolution par une flèche vers Mamoudzou (la "Grande-Terre"). Ces courants sont dans l'ensemble des courants de marée et de passe. L'étude géomorphologique détaillée de la "Petite-terre" (A.A.B.Youssouf 1984) a montré l'existence de courants secondaires locaux. Il s'agit donc d'un véritable système assez complexe dont le détail ne fait pas l'objet de notre étude. Il est cependant important de souligner la force du marnage: à Dzaoudzi par exemple, ancienne station météorologique, la dénivellation entre la haute et la basse mer atteint, en grande marée, 4m et parfois plus mais dans la journée interviennent des ondes créant une inégalité entre haute mer et basse mer du matin et du soir.

Conséquences de ces fortes marées: le récif corallien se découvre à basse mer et, à haute mer de grande marée, la houle peut pénétrer dans le lagon ( présence de plusieurs mètres d'eau sur la barrière). La protection du lagon est alors menacée. Certains sites comme celui de Longoni ( au Nord de la "Grande-Terre" ) sont bien protégés contre la houle même aux grandes marées de vives eaux.

\*

\* \*

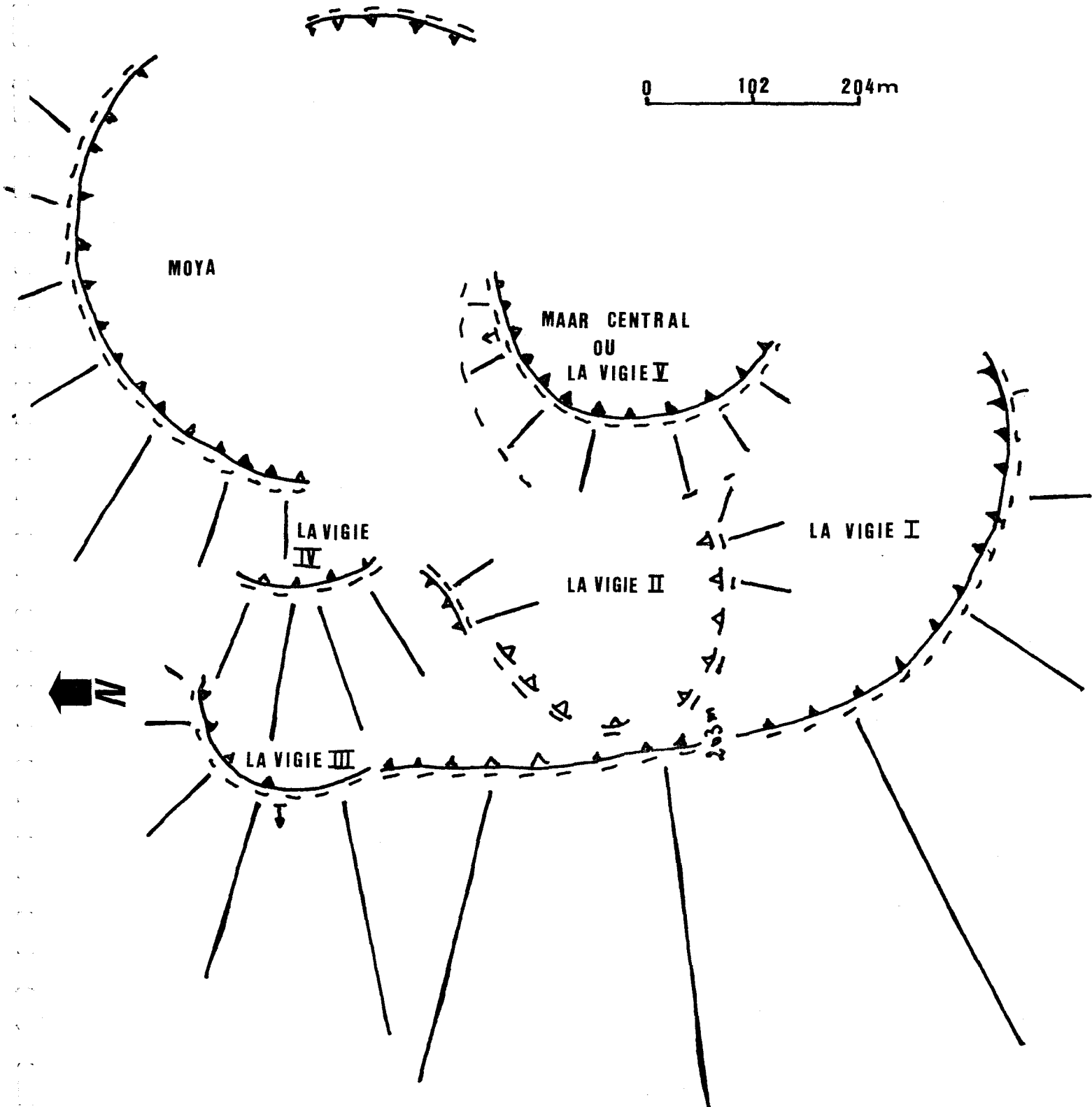
## DEUXIEME PARTIE: LA GEOMORPHOLOGIE REGIONALE

## CHAPITRE 1 : LA "PETITE-TERRE":carte page

## A) MORPHOLOGIE STRUCTURALE:

La morphologie de la "Petite-Terre" est dominée par des formes et des formations volcaniques. Ici les formes sont assez fraîches, de type maars, cratères d'explosion et cônes stromboliens; mais des formes d'érosion qui y sont associées rendent parfois l'interprétation morphologique difficile. Une régionalisation s'esquisse avec quelques formes d'origine tectonique, observables quoiqu'estompées dans la partie Ouest entre la pointe du littoral Sandravouangue et la colline de Maévantana en passant par "la carrière", entre les complexes de Dziani Dzaha et Moya et la pointe de "Poudjou" au Nord de l'île, une direction qui probablement est en relation avec le Maévantana. La région NE et S présente des formes de maar caractéristiques: des cratères de cinérites et de cendres associées à des ponces trachytiques fraîches, individualisés ou en structure emboîtée. L'ensemble le plus important est celui de "la Vigie", décrit par la R.C.P 419 comme étant un ensemble de trois cratères emboîtés de type maar; ovale d'après eux, le maar de Moya et celui dit central (Fig.39). En réalité l'analyse morphologique nous a révélé un système plus complexe que celui envisagé par les géologues. A partir de l'orientation de l'hydrographie et du pendage des couches de cendres déformées par endroit, nous arrivons à distinguer plusieurs phases de ce complexe que nous allons désigner par "la Vigie" I, II, III, IV et V. Le complexe s'allonge suivant une direction SE-NW. Un résidu de cratère, le maar de Moya et celui de "la Vigie" III, témoignent d'un épisode intermédiaire minime entre deux

**Fig.39 : SCHEMA DE LOCALISATION DES SOUS-PHASES  
DU "LA VIGIE"**



épisodes plus importants. La dernière phase de cet ensemble concerne le maar central face à la Vigie II; ses produits ont couvert la presque totalité du complexe et le dédoublement du bord de son cratère prouve l'existence de deux phases majeures pour ce maar.

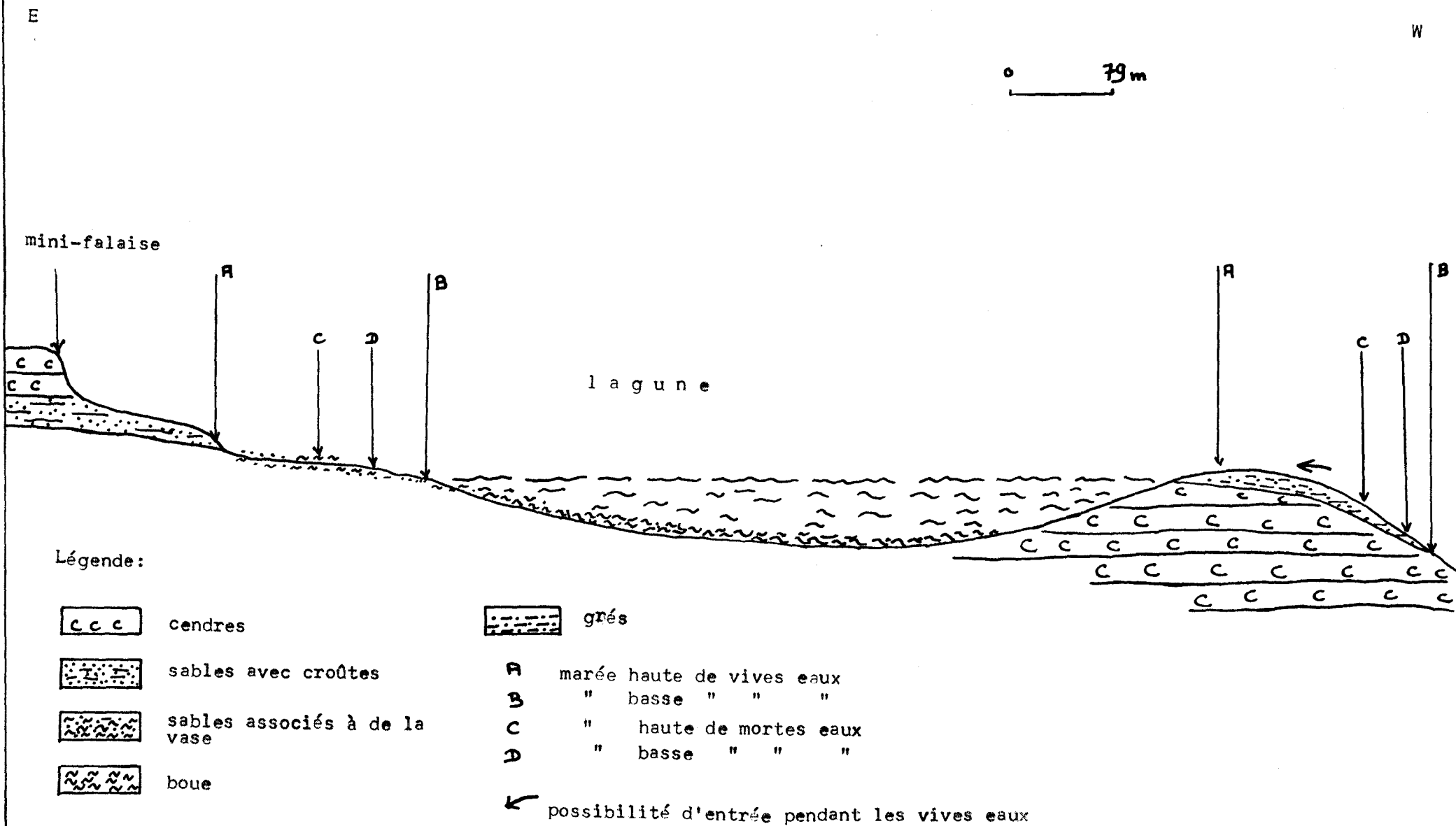
Cette grande phase dite de La Vigie a dû couvrir de ses cendres tout le secteur Ouest de la "Petite-Terre" jusqu'à Founguoujou. D'ailleurs il nous est facile de distinguer ici, les premiers dépôts de cet ensemble (à fort pourcentage de ponces trachytiques de couleur jaune) d'âge antéflandrien et les seconds (à fort pourcentage de feldspaths, de couleur grise) d'âge très récent postérieur à la transgression "Dunkerquienne" ( Fig.40 ).

Le second ensemble présente quant à lui un seul maar hérité des deux épisodes principaux rencontrés au "la Vigie": le maar de Dziani. Ce maar, fortement entamé par l'érosion marine à l'Est, présente une inclinaison générale vers le Nord. Dans son fond, le lac "Dziani Dzaha", le seul lac de cratère existant à Mayotte, à un niveau supérieur à celui de la mer, permet la formation de roche de type volcano-sédimentaire grâce à son eau sulfureuse dont l'activité est entretenue par des montées sporadiques de gaz.

Nous ne pouvons nous limiter à ces ensembles pour étudier le volcanisme de la "Petite-Terre". Des témoins prouvent qu'au Nord comme au Sud des phénomènes semblables ont existé en dehors de ces deux ensembles. A la pointe Nord, la photographie aérienne révèle un ancien cratère dont les 2/3 seraient détruits par l'érosion marine; sur le terrain, la phase phréatomagmatique (tufs volcaniques associés à d'énormes blocs basaltiques), la

Fig.40: Coupe M'tsanga m'titi.

125



Légende:

- ccc cendres
- [stippled pattern] sables avec croûtes
- [wavy pattern] sables associés à de la vase
- [horizontal lines] boue

- [horizontal lines] grés
- A marée haute de vives eaux
- B " basse " " "
- C " haute de mortes eaux
- D " basse " " "

← possibilité d'entrée pendant les vives eaux

présence d'une dépression ciculaire bien délimitée, avec un pendage de 30° environ vers l'extérieur des couches de cendres à quelques centaines de mètres du fulcrum de Hantafa, suggèrent que d'autres édifices semblables ont pu disparaître par érosion marine lors de la transgression "Dunkerquienne". A la pointe Sud Nyoumakou, alors que la phase phréatomagmatique est présente partout sur l'estran, on remarque une inversion du pendage dans la série "cinéritique": de NS de la série "la Vigie", elle devient Est-Ouest; s'y ajoute la présence d'un îlot (visible à marée basse seulement) dont la lithologie rappelle la phase phréatomagmatique du Pamandzi à un demi Kilomètre à l'extrême Sud de Nyoumakoun.

La phase strombolienne du volcanisme de la "Petite-Terre" caractérise l'Ouest de la région avec association de formes assez particulières: des cônes stromboliens classés en deux catégories:

des cônes à formes nettes et d'autres à formes lourdes.

Cette différenciation dépendrait du type ou des types d'activités qui ont permis la formation de ces reliefs. Ces cônes sont associés à des cratères basaltiques, différents des maars déjà décrits: ceux de Dzaoudzi et de "la Carrière" sont plus nets; les autres sont masqués. Leur lithologie révèle deux épisodes volcaniques caractérisés chacun par des produits différents: une phase basaltique suivie d'une autre bréchique, dont les témoins ont été presque entièrement enlevés par l'érosion. L'approche détaillée nous permet d'observer un changement de faciès au sein de ces 2 phases: dans les basaltes on a un type compact, témoin d'une activité de type hawaïen avec des laves très fluides; un type de basalte scoriacé donnant des



laves cordées, plus visqueuses et enfin des basaltes à vacuoles en bouse de vache. Dans les brèches, nous avons des scories soudées, des gravillons et blocs stratifiés et des tufs volcaniques; des produits qui nous renseignent sur l'évolution classique d'un volcan avec la succession habituelle de stades hawaïen, vulcanien, strombolien. Ici le péléen est absent. Trois cratères de ce type sont enfouis sous les cendres du "la Vigie": celui du "volcan de Pamandzi" et un autre difficilement repérable mais dont l'existence est suggérée par l'interprétation des formes du relief et par l'analyse du basalte rencontré à la falaise de Nyoumakoun, dans le Sud de l'île et le troisième, la colline de "Bambao" qui mérite notre attention pour les raisons suivantes:

- la transition entre les deux types d'activités, basaltique et trachyitique, semble se faire au niveau du village de Labattoir au quartier dit de Bambao. L'hypothèse s'appuie sur l'observation de la lithologie sur le terrain et sur une analyse morphologique sur photo aérienne. Sur le terrain, une colline de 10m d'altitude environ se compose de la superposition de cendres volcaniques au dessus des basaltes. La formation supérieure est très hétérogène avec des blocs basaltiques de toute nature (basalte compact type, hawaïen à olivine et augite, basalte à vacuoles, scories basaltiques) intégrés dans un tuf non stratifié, hétérogène au dessus d'une roche dure qui est un basalte compact. Entre les deux, on voit une discordance correspondant à une surface d'érosion soulignée par des argiles d'altération. La présence de tous ces faciès au même endroit est difficile à comprendre. Un puits, celui de la mosquée de Bambao (7 à 8m de profondeur) sur le versant Sud de

la colline ,est creusé dans un tuf semblable à celui observé au coeur des maars de la région Est.Ce tuf est recouvert de cendres volcaniques identiques à celles que l'on trouve partout en "Petite -Terre" avec un granoclassement alternant des niveaux de cendres et de ponces trachytiques inclinés vers l'Est.Sur le flanc Nord de la colline se trouve un dépôt tout à fait remarquable d'éolocinérites parfaitement stratifié (Photo.10.),avec quelques niveaux de ponces;ici le granoclassement bien visible permet de suivre les différentes éruptions.

La photo aérienne quant à elle,nous permet d'observer un relief en demi arc avec une inclinaison vers l'Est et une ouverture à l'Ouest.Sur le terrain cette observation se matérialise par l'existence de deux pentes non ignorées par les conducteurs "petit-terriens",dont la rencontre se fait au lieu dit "chez Hatim",entre "Four à chaux" et "Labattoir centre".La première,entre "Four à chaux" et "chez Hatim",celle du versant Ouest,exige du conducteur une réduction constante de la vitesse jusqu'au sommet où elle se stabilise à l'horizontale sur une distance de 100 à 150m.La deuxième,de "chez Hatim" à "Labattoir centre",celle du versant Est,disparaît dans la zone de contact avec la colline de "Four à chaux",c'est à dire dans la partie Sud du versant.Le relief de cette colline de "Bambao" s'apparente donc indéniablement à un cratère mais la forme est quelque peu estompée.Il nous faut cependant élucider la diversité qui régné dans sa structure.A première vue,on s'attend à trouver comme partout ailleurs dans cette région Ouest de la "Petite-Terre",des dépôts de cendres volcaniques sur les versants des cônes stromboliens basaltiques.Mais aucun

endroit, hormis les maars ? L'hypothèse la plus solide est d'envisager un facteur tectonique : au SE de la colline de Bambao, en direction de "La carrière", deux séries de failles de directions perpendiculaires affectent le versant Nord de ce dernier. Nous constatons que l'une de ces directions (la direction E-W) coïncide à l'Ouest avec le contact "Four à chaux-Bambao" (Fig.41.).

Deux observations de terrain peuvent nous aider à comprendre l'évolution dans ce sens: le premier, un ravin creusé non loin du puits de Bambao dans les cendres, draine les eaux de ruissellement provenant des flancs Nord du "Four à chaux" et Sud "Bambao" avec une nette ligne de partage des eaux au niveau des lieux dits "chez Mouchoula et Navy". Cette ligne se poursuit au lieu dit "chez Hatim" précédemment cité et explique la zone de passage à l'horizontal des deux pentes présentées. Son embouchure correspond à un rentrant dans le tracé du littoral, comblé par l'envasement d'une lagune. L'autre détail est l'atténuation puis la disparition totale de la pente extérieure de ce modelé à partir d'un lieu jadis considéré sacré puisqu'une source y coulait. En somme, la partie correspondant au versant Sud du ravin, c'est à dire la zone de contact avec le Four à chaux, a une pente unique inclinée vers l'intérieur de ce relief circulaire à l'origine, la pente contraire ayant été atténuée par le jeu d'une faille et l'érosion ( Fig.42.).

de ces derniers ne possède dans sa structure ou dans sa couverture de cendres, un faciès "ash-bloc tuff"(1) et des éolocinérites typiques. Le dispositif est le suivant: une roche dure basaltique constituant le modelé ancien masqué, sous une roche meuble de cendres trachytiques composant la couverture; généralement le contact des deux se fait par des argiles d'altération. Pour le cas de la colline de "Bambao", il y a en plus de ce qu'on peut observer ailleurs, présence de ce faciès "ash-bloc tuff" et un dépôt d'éolocinérites type, stratifié par granoclassement. Le problème posé est alors celui de trouver l'origine surtout du premier faciès. On peut affirmer que ce faciès ne se rencontre qu'au sein des maars de la "Petite-Terre". Partout où il peut s'observer, il s'associe ou succède à la phase phréatomagmatique des maars (observable à travers les coupes des édifices des complexes du "la Vigie" et "Moya"), c'est donc une roche en place et non un dépôt en provenance des centres d'émission environnants: il s'agit bel et bien du produit d'une phase qu'on ne rencontre qu'à la colline de "Bambao" et pas ailleurs.

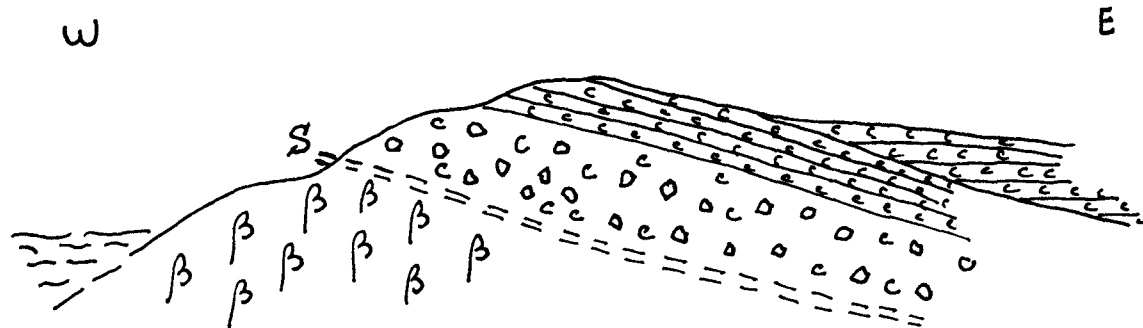
A mon avis cette colline de Bambao est plus complexe qu'on ne le croit par sa genèse: elle a dû être édifiée lors des deux grandes phases volcaniques présentes en "Petite-Terre" (la phase basaltique et la phase trachytique). Il reste à comprendre pourquoi l'existence de ces deux phases ne s'observe qu'à cet

---

(1). Ce n'est qu'avec R. Schmid que j'arrive à trouver le terme exact pour désigner ce faciès (une cimentation de blocs basaltiques d'origine explosive, de ponces trachytiques et de cendres)

Fig.4I: Coupe à travers la colline de Bambao.

Fig.4Ia: Détail du profil de la colline de Bambao.



Légende (la même pour les deux croquis):

B B B

basaltes

O O O

"ash-block tuffs"

C C C

cendres volcaniques

S S S

surface d'érosion marquée par des argiles d'altération

VW

faille

0 28,5m

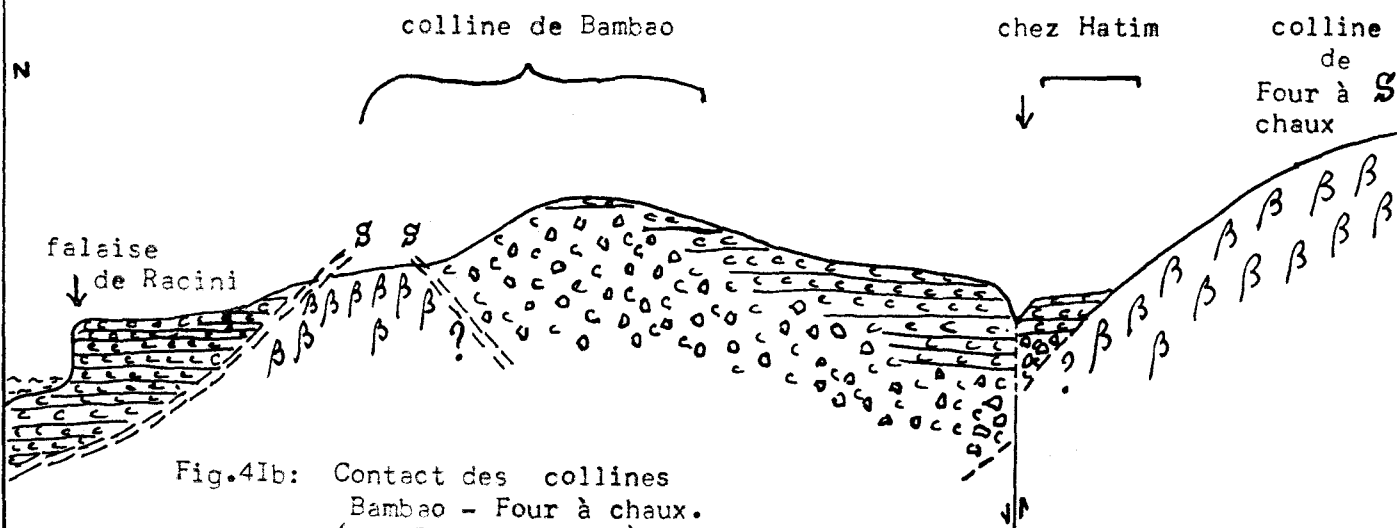
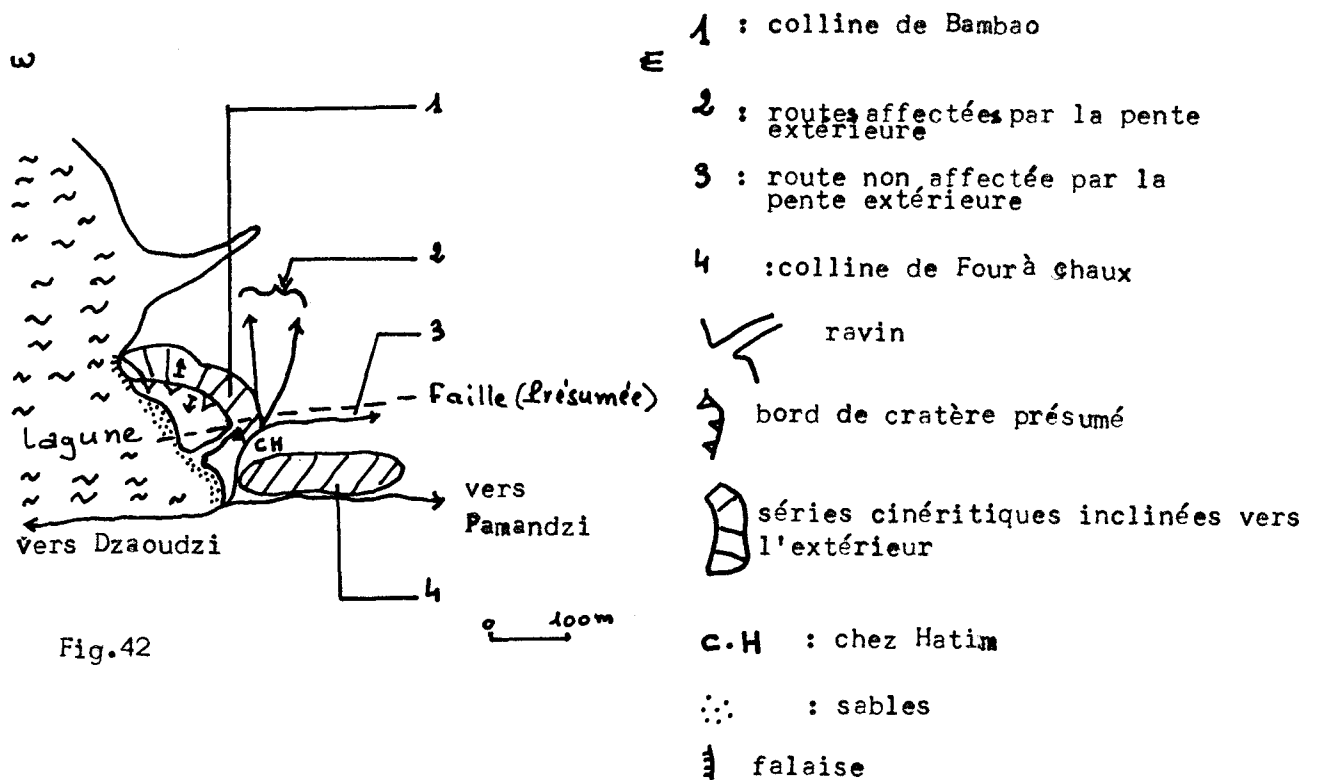


Fig.4Ib: Contact des collines Bambao - Four à chaux. (en "Petite-Terre")

0 60m



En conclusion de cette hypothèse, nous pouvons dire que la colline de Bambao coïncide avec le passage d'un faciès à l'autre (basaltique et trachytique); malheureusement cette transition n'apparaît que par l'intervention de la tectonique. Les basaltes que nous avons tant cherchés dans la région des maars pour des résultats vains, affleurent ici à la faveur d'un soulèvement tectonique, ceci prouve qu'en dessous des maars existe bel et bien les phases que nous observons dans l'ensemble des collines à l'ouest.

#### B): LA MORPHOGENESE ET LES FORMES DERIVES:

L'état meuble de la plupart des roches affleurant en "Petite-Terre" est très important pour expliquer les différents types d'érosion qu'on rencontre. L'érosion linéaire domine; il n'y a pas de rivières pérennes, mais dans cette région à climat tropical, les cours d'eau temporaires sont très actifs en saison des pluies et incisent très rapidement des ravins qui se différencient suivant l'altitude. Cette érosion linéaire présente divers aspects: le plus actif est le ruissellement

concentré sur les hauts des versants (en "Petite-Terre" et ailleurs) ( Photo.11.). Plus on descend vers le bas du versant, plus l'incision s'accroît et des ravins apparaissent. Dans les plaines "fluviales" le ruissellement déjà canalisé, creuse de profonds ravins qui ici, ressemblent à de petites vallées bien individualisées entre des berges d'érosion fluviale. Diverses formes résultent de ce type d'érosion, avec en tête les ravins qui, par endroit, sont organisés en un système de talwegs et d'interfluves tendant à favoriser les premiers. Ce type d'érosion caractérise le complexe de "La Vigie", les versants extérieurs des maars en sont affectés localement. Cette érosion linéaire a pu créer sur les versants extérieurs des ensembles de "La Vigie" un phénomène assez particulier aboutissant à l'individualisation des principaux édifices de cendres par exploitation de leur zones de contact et à la mise en valeur de cônes de même structure. L'origine de ces derniers fut dans mes travaux antérieurs, attribuée uniquement à l'érosion linéaire. L'analyse que j'ai menée ces dernières années suggère que ce sont bien des formes mises en valeur par ce type d'érosion mais à partir d'un relief "primaire" masqué par les cendres volcaniques. Nous sommes obligés de faire intervenir dans cette hypothèse, un facteur tectonique: ce sont tous des reliefs de faible altitude (40m environ) au bas du versant externe du complexe de "la Vigie" (butte de Toutouricha face au cône strombolien de Maévantana considéré par un des géologues comme l'élément essentiel d'un cratère qui engloberait aussi la butte; celle de "Magochitchora" dans la zone d'extension urbaine de Labattoir, partie Est du cratère de "La carrière". Des éminences

topographiques similaires se rencontrent au Sud de "la Carrière" au lieu dit "M'lima Papassa" et le "Peloton de la gendarmerie". Nous pouvons associer à cet ensemble des collines semblables par leur allure et les coupes observables sur le terrain: le "Volcan de Pamandzi" et le mini-cratère que nous venons de découvrir à Nyoumakou, un peu plus à l'Est du précédent. Dans ces deux cas, en l'absence de coupe, on aurait envisagé des collines entièrement "cinéritiques"; or on observe sur deux coupes la même chose: une série de laves basaltiques recouvertes de couches de cendres pouvant atteindre par endroit 6 à 7 m; entre les deux, un dépôt d'argiles d'altération. A Nyoumakou on va même un peu plus loin: on lit les différentes phases du volcan avec ses laves fluides coiffées de laves en pâte et de bombes dessinant une parfaite spirale mais soudées à l'ensemble; le tout enfoui dans les cendres.

A l'Ouest sur l'îlot de Pamandzi kelé, le phénomène est le même mais le versant externe exposé à la mousson fut dénudé de sa couverture de cendres; de ce fait le cratère prend l'allure d'une colline toute simple.

A Fougoujou nous faisons exactement la même observation avec une particularité due à la présence d'un mamelon basaltique en face de la colline. Par contre à Toutouricha, Magochitchora et au Sud de "La carrière", nous n'avons aucune trace de basalte; les couches de cendres dépassent 40m d'épaisseur et à 10m d'altitude, des coupes faites par le tracé des routes ne font apparaître que des cendres.

L'examen de ces cônes secondaires nous permet de fournir l'explication morphologique suivante: on avait au départ une forme volcanique de type cratère qui fut soumise à



l'érosion, c'est alors que la tectonique provoque l'affaissement partiel de certains cratères ( par exemple celui de Toutouricha). Elle fut suivie de la fameuse grande phase trachytique. Cela explique que le basalte des parties affaissées soit profond, il s'était effondré avant d'être enfoui sous les cendres. Il paraît évident qu'à aucun endroit les cendres faisant la liaison Toutouricha Maévantana n'ont été affectées par la tectonique.

L'érosion différentielle entre couches de ponces et cendres n'a pas eu l'importance que je lui avais attribuée il y a quelques années. Son rôle fut conditionné par la tectonique et l'âge des cendres volcaniques: les plus anciennes résistent mieux au ruissellement que les plus récentes, grâce à la formation de croûtes qui résulteraient de l'imprégnation de la roche mère par des minéraux apportés par les eaux d'infiltration(1).

Les mouvements de masse n'ont pas épargné la "Petite-Terre". De plusieurs types, ils affectent surtout les versants internes des maars. A Dziani, le Dziani Titi, versant interne Sud exposé au Nord (donc à la mousson) est fortement touché et présente deux types majeurs de mouvements de masse: des glissements rotationnels et une solifluxion laminaire. Toujours sur ce même versant, les premiers s'observent à l'Ouest et les seconds à l'Est. Les formes de solifluxion sont assez particulières à Dziani Titi car l'analyse topographique nous suggère un glissement préalable suivi d'une solifluxion qui aurait démarré à partir de la même niche et par dessus l'ensemble qui a glis-

---

(1). Ces croûtes se forment à quelques centimètres de la surface et respectent le pendage des couches.

sé, mais en créant cette fois une série de petites niches secondaires ( Fig.43.).

C'est surtout l'épaisseur de la masse glissée au bas du versant et évaluée à environ 5m sur son front aval qui s'oppose à l'idée d'une solifluxion laminaire au profit d'un glissement en masse, au moins dans un premier temps ; le profil général du versant reste concavo-convexe.

A côté de ces formes de solifluxion, deux glissements rotationnels ont été reconnus, avec une contre-pente qui les sépare de la lèvre du maar. Sur celle-ci, on retrouve les mêmes éléments que sur le versant externe du maar: le pendage qui est le même que celui des croûtes formées par l'infiltration des eaux de ruissellement dans les cendres volcaniques. Outre ces preuves lithologiques, une concavité parfaite caractérise la paroi du maar.

C'est seulement à Dziani que les mouvements de masse sont répandus; les niches d'arrachement secondaires caractérisent tout le flanc interne de ce maar; elles sont d'origines diverses: après un glissement comme dans le cas précédent, ou un écroulement; mais de nos jours, elles sont surtout dues à une intervention anthropique assez poussée. Mine de rien, l'existence de deux racines très recherchées appartenant à la famille des ignames et appelées en langue locale: "Moutrou" et "N'trindri", a d'énormes conséquences sur le plan de l'érosion de ces milieux. Des spécialistes creusent à leur recherche d'énormes trous pouvant atteindre pour le premier un mètre de profondeur et de diamètre et parfois plus; après plusieurs saisons de pluies, ceux-ci servent de point de départ du matériau vers le bas du versant. On ne peut minimiser ce type d'érosion qui se

Fig.43: Solifluxion sur le versant interne sud du Dziani

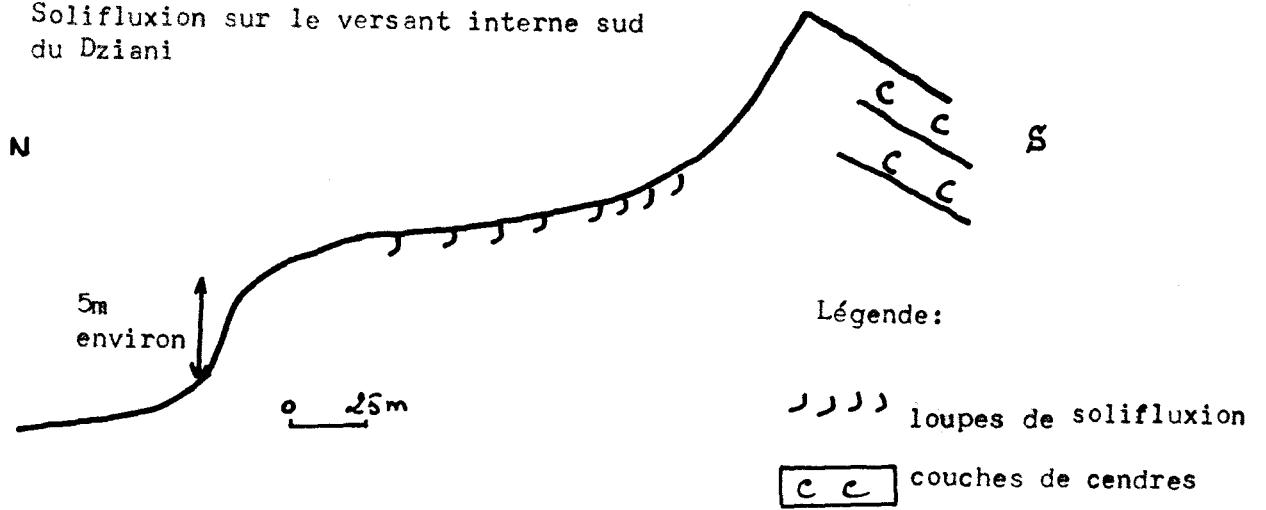
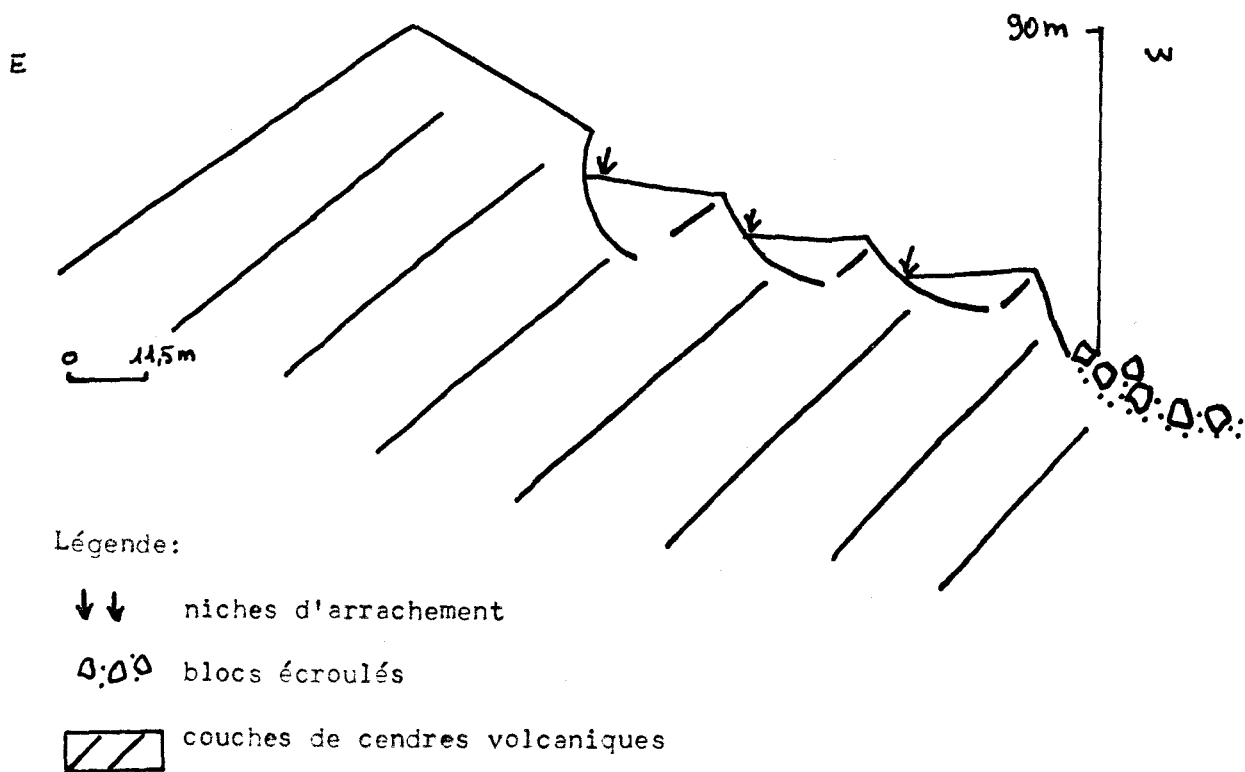


Fig.44: Glissement dans les cendres volcaniques de Dziani.



rencontre un peu partout en "Petite-Terre", et qui est fort développé à Dziani. Les écroulements, eux aussi, engendrent des glissements secondaires. Ils sont fréquents à Dziani Bolé, c'est à dire sur le versant interne Nord du maar de Dziani. Ces écroulements sont engendrés par l'érosion fluviale affectant dans la plupart du temps les zones d'interfluves; ils dérivent d'un appel au vide créé par le ruissellement au bas du versant, qui, ici est marqué par une dénivellation de quelques mètres. Le creusement se fait facilement dans les cendres, aidé par l'infiltration; la masse affectée cède et s'effrite vers le bas et de là le phénomène s'entretient; parfois très lent, il se transforme alors en glissement avec une succession de niches d'arrachement. (Fig. 44).

Finalement les masses écroulées ne restent pas toujours en blocs; si la distance parcourue est assez longue, elles se désagrègent avant d'atteindre le bas du versant. A Moya et à la pointe SE du complexe de l'"a Vigie", ce genre de glissement par petit paquets à partir de petites niches crée un type d'érosion particulier; l'appel constant au vide ( par un recul continu de la falaise ) entretient la continuité du phénomène. Des "glissements" (certes en rapport avec la tectonique. On est à la prolongation d'une zone de failles) par terrassettes s'observent à "la Carrière" sur le versant externe du cratère, affectant un dépôt de pente de scories plus ou moins emballées dans une matrice d'argiles d'altération. Sont-ils provoqués par l'impact des déplacements des animaux en liberté sur cette colline ? A première vue, on répondrait positivement, vu ce qui a pu être observé dans certaines régions du Sud de la grande île. Mais ici l'hypothèse la plus tangible

reste celle de la néotectonique, les failles pouvant avoir rejoué après la mise en place du dépôt de pente, cela expliquerait que le phénomène ne se produise qu'à cet endroit en "Petite-Terre". Comme par ailleurs, il n'y a pas d'appel au vide puisque le dépôt est fossilisé, on ne comprendrait pas que les animaux puissent déclencher ce type d'érosion uniquement ici et nulle part ailleurs.

Il est important de préciser que ce type d'érosion par glissement n'est fonctionnel en "Petite-Terre" qu'en saison des pluies. Lors d'épisodes pluviométriques exceptionnels (dépressions tropicales), comme ce fut le cas en 1984 avec le cyclone Kamisy, les écroulements se généralisent et affectent les matériaux plus solides (tufs et brèches basaltiques par exemple), (Photo.12.).

Un phénomène assez proche des mouvements de masse, par sa genèse, est présent sur le versant Nord de La Carrière: ce sont des éboulis de scories en provenance du bord du cratère. Il s'agit tout simplement d'éboulis de gravité affectant des scories, qui pourraient se stabiliser un jour; mais le déplacement des animaux et l'intervention humaine sur ces éboulis, ont fait que tout l'ensemble est instable; les clôtures assurant le parcellaire de cette région ne tiennent jamais et il est inutile de les renforcer: les éboulis finissent par passer au-dessus et les détruisent après une forte accumulation en amont. Les arbres et arbustes sont courbés suivant la pente et supportent difficilement ce poids. Mais on est loin de "l'éboulis envahisseur", car il sert à la construction et nous avons là, un exemple d'exploitation naturelle.

Pour revenir au dépôt de pente évoqué plus haut, il s'agit de scories basaltiques avec une matrice argileuse. C'est un matériau à la fois hétérogène et hétéromorphe. Le tout provient du haut du versant de "la Carrière" et un granoclassement général est visible, qui semble être conforme à la pente: au bas de celle-ci nous avons les éléments les plus grossiers (blocs énormes) et au sommet, des gravillons; nous n'avons pas de classement net tout au long de la pente.

### C) TYPOLOGIE DES FORMES:

Il faut d'abord souligner l'existence d'un ancien relief volcanique masqué par les différents dépôts de cendres en particulier ceux de la deuxième grande phase trachytique du complexe des maars. Dans certains cas ces formes, malgré un enfouissement assez avancé, peuvent s'observer sans trop de difficultés (le "volcan de Pamandzi", le petit cratère que nous venons de découvrir à Nyoumakoun, l'Est de l'ensemble "La Carrière" et le mini cratère de Pamandzi Kélé). D'autres par contre ne sont pas observables. L'hypothèse de leur existence s'appuie sur l'étude de la tectonique, et ceci pour deux raisons:

- premièrement, ce sont des formes qui ont pu être affaissées tectoniquement avant même que la phase qui a déclenché les dépôts de couverture n'ait lieu (nous avons là une logique dans l'activité volcanique: un affaissement qui aurait entraîné une reprise du volcanisme).
- deuxièmement, déjà affaissées ces formes furent recouvertes par les cendres (des exemples: la partie Est du Maévantana "colline de Toutouricha", il s'agit tout simplement d'un cratère de subsidence; c'est aussi le cas de "Bambao").

Si la fossilisation de ces formes n'avait pas été décelée, on aurait fait un classement en deux catégories suivant la régionalisation apparente Est-Ouest (avec des formes de maars à l'Est et de cônes stromboliens à l'Ouest). Mais en réalité une typologie n'est possible qu'à travers la chronologie du volcanisme de cette région de l'île. Chaque volcan a connu plusieurs types d'éruptions: en "Petite-Terre" mahoraise la preuve est concrète que les qualificatifs hawaïen, vulcanien, péléen et strombolien ne conviennent qu'à des âges d'un volcan. Pour un même centre d'émission nous pouvons avoir des laves de type hawaïen, vulcanien et strombolien. Les éruptions ont évolué du hawaïen au vulcanien avec une prédominance du strombolien. Le vulcanien n'a affecté que l'Est avec la construction des maars. Les formes volcaniques sont typiques: des cratères dont la forme varie selon la structure et des collines stromboliennes.

#### 1) Les cratères:

La forme la plus rencontrée parmi les cratères de la "Petite-Terre" est le cratère égueulé avec une distinction nette entre des aspects égueulés d'origine lavique et d'origine explosive. Parfois même, les deux aspects sont associés.

1a)-Des cratères égueulés "laviques": le volcan de Pamandzi et le cratère de Nyoumakoun. La forme égueulée est ici présumée (parce que ce sont des formes masquées) "lavique" parce que la circonférence du cratère n'est perturbée qu'à un seul endroit, une ouverture moins large qu'ailleurs ( Fig.45a.).

1b)-Des cratères égueulés "d'explosion": c'est presque la majorité des cas mais les plus caractéristiques sont: Dzaoudzi et Fougoujou. Les explosions ont été si fortes que dans le premier cas on a deux ouvertures au lieu d'une (pour les cas

Fig.45: Typologie des cratères égueulés en "Petite-Terre".

Fig.45a: Cratère égueulé type volcan de Pamandzi.

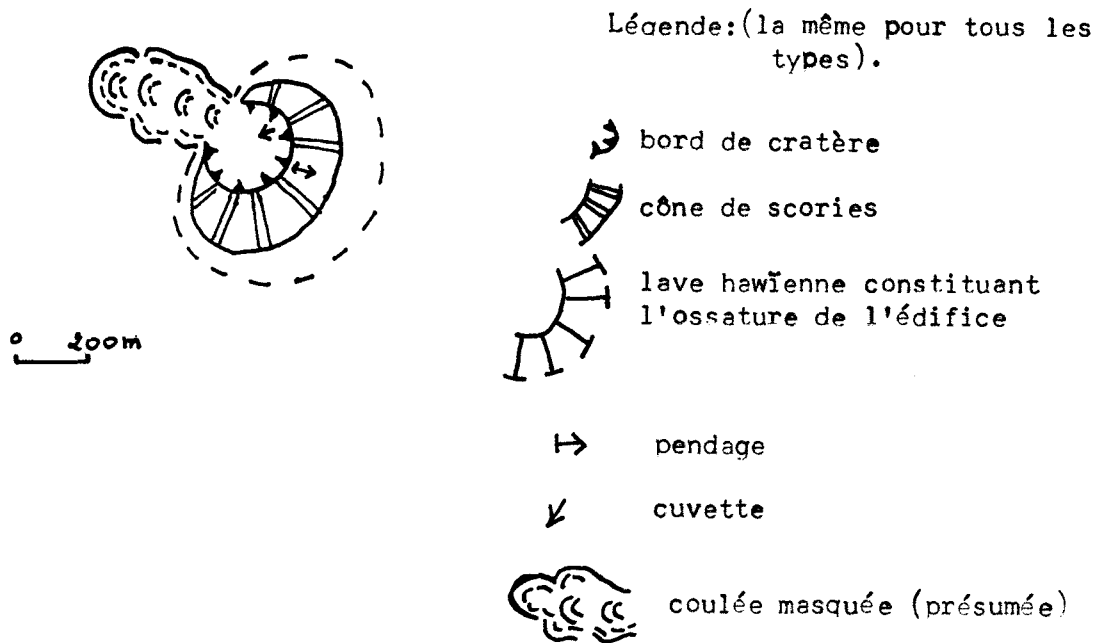
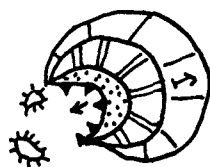


Fig.45b: Cratère égueulé type Foungoujou.

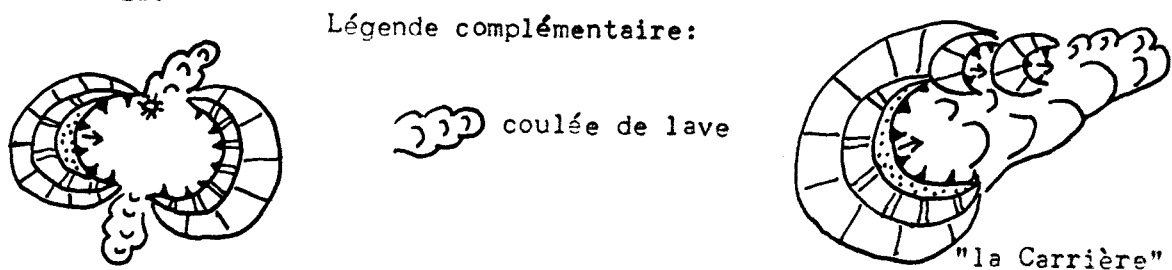


Complément de légende:



Dzaoudzi:

Fig.45c: Cratère égueulé type Dzaoudzi et "la Carrière".





classiques) et dans le deuxième cas les 2/3 du cratère ont disparu laissant sur place des "buttes témoins" basaltiques et un cône strombolien dans la partie conservée ( Fig.45b.).

1c)- La troisième forme égueulée de ces cratères est intermédiaire entre les deux précédentes. Soit nous avons un cratère de petite taille explosé mais conservant la moitié de l'édifice soit un complexe comme celui de "la Carrière" qui associe tout: cratère égueulé lavique ,d'explosion et des cratères emboîtés. Il est bien évident que dans un cas pareil l'explosion ne peut provenir que de la néotectonique (Fig.45c.).

Faut-il souligner encore une fois l'anomalie de Maévantana ? Faut-il le classer dans la deuxième catégorie de formes, celle des cônes stromboliens ? Il a l'air d'un cône strombolien, ou du moins sa partie relique puisqu'il s'agit d'un ensemble dont la moitié Est serait effondrée. Il serait préférable de le classer parmi les cratères tout en précisant sa particularité qui est celle d'un cratère qui a subi une subsidence dans sa partie Est.

L'explication de ces différentes formes de cratère repose sur la violence des éruptions, une violence qui témoigne du passage d'un volcanisme de type lavique à un volcanisme de type acide.

2) Les cônes stromboliens: il me semble important de souligner la correction que je viens d'apporter à ma conclusion sur mes précédents travaux. Il est vrai que le type strombolien domine un peu partout dans l'Ouest de cette île mais le nombre des cônes signalés est réduit vu les résultats de mes récents travaux. Un manque d'expérience m'avait poussé à me fier aux travaux des géologues, or ces derniers souffraient d'une

méconnaissance du facteur tectonique, ce qui ne permettait pas d'exploiter à fond les analyses faites sur le terrain.

Il n'y aurait donc que deux cônes stromboliens: la colline de "Four à chaux" et celle de "Goumbo la monté". La première étant un mini dôme-coupole, le second un petit cône de structure similaire à celle du Fougoujou.

3) Les maars: à ce terme, mal adapté aux réalités mahoraises, d'après P. Vincent professeur à l'université de Clermont II (communication orale), celui de "cône" serait préférable. Il me semble néanmoins difficile dans une étude morphologique d'employer le même terme pour désigner les cônes stromboliens (qui sont de vrais cônes) et les cratères d'explosion édifiés dans des conditions particulières:

- la présence de l'eau au moment de l'édification (ici sur le littoral) et après l'édification sous forme de lac.
- la nature du matériau qui a servi cette construction: des tufs trachytiques pour la phase phréatomagmatique et des cendres de ponces trachytiques pour la phase aérienne qui constitue l'essentiel de ces formes.

En se référant à la bibliographie anglo-saxonne, c'est le terme "ash-ring" qui correspond le mieux à ces formes (des anneaux de cendres de forme circulaire) et au matériau qui les constitue (des cendres). Mais les indicateurs sur les conditions de mise en place de ces "ash-rings" sont peu précises. Or chez certains auteurs francophones, le paramètre eau est primordial dans l'édification des maars. Ce serait une forme originale par l'association de l'eau et du magma lors de l'éruption volcanique. A mon avis le terme maar reste valable pour désigner

ce type de forme. D'ailleurs les géologues n'ont pas hésité à l'employer pour les mêmes éléments.

Quatre systèmes de maars existent en "Petite-Terre":

- le maar de "la Vigie": le plus ancien et le plus méridional, de forme ovale ( 1,5 x 1,25 Km ); son talus porte le sommet le plus élevé de la "Petite-Terre" la "montagne de La Vigie" 203m. Il est à moitié détruit par l'érosion et la mise en place d'édifices secondaires du même type en son sein, lors d'éruptions postérieures ( les "la Vigie" II, III et IV ).

- le maar de Moya: au Nord du précédent, il est important avec 0,9 Km de diamètre et un talus de 142m. Il a dû remanier une partie du talus du maar de "La Vigie" et comporte beaucoup d'éléments récifaux pulvérisés.

- entre ces deux ensembles, un petit maar central de 0,5 Km de diamètre, avec un talus de 90m; c'est certes le plus récent du complexe et il est, comme les autres, à moitié détruit par l'érosion marine très efficace en raison de la nature des matériaux.

- le maar de Dziani: séparé du groupe précédent, il fait 1,1 Km de diamètre et est conservé dans sa totalité. Ses parois (100m) sont constituées de cendres et de ponces trachytiques. Son fond, occupé par un lac, est légèrement incliné vers le Nord.

Il est à rappeler que l'activité de type maar ne concerne que la région Est de la "Petite-Terre" mais ses produits ont couvert sa presque totalité ( à l'exception de Dzaoudzi ).

## CHAPITRE 2 : UN SUD EN "VOIE DE DESERTIFICATION":

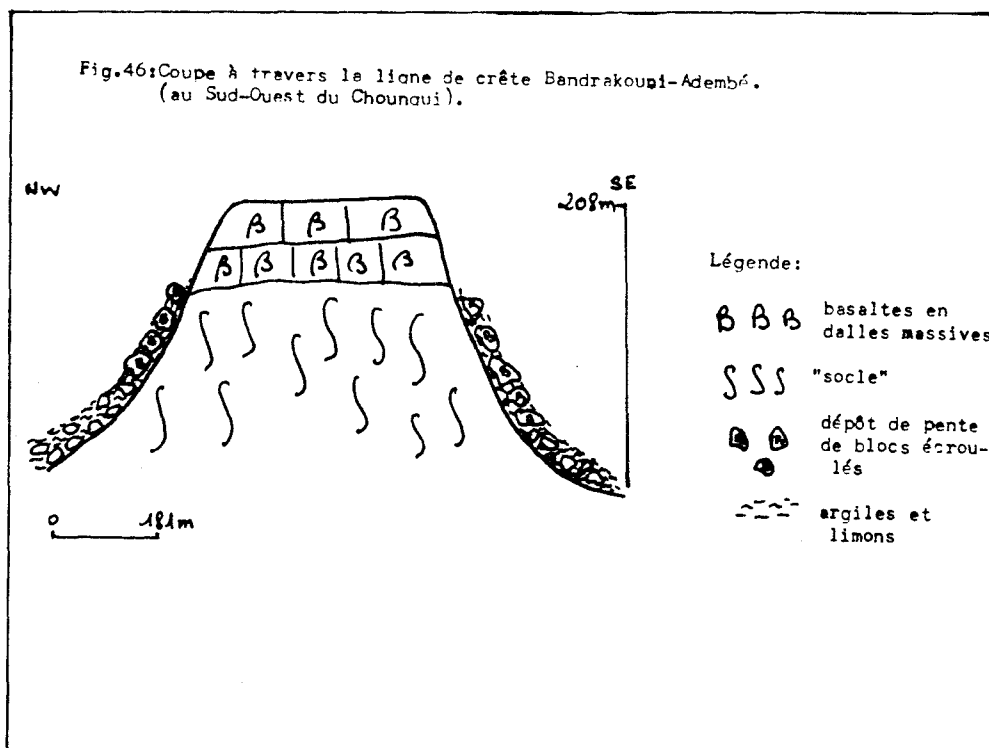
Un journaliste a souligné il y a quelques années, un phénomène qui inquiète les services de l'Agriculture mais semble peu affecter le Mahorais: c'est la "désertification". Le terme est peut être exagéré pour le moment mais il me semble utile pour faire prendre conscience aux Mahorais, de l'évolution menaçante de la morphogenèse dans cette région méridionale qui, d'après certains spécialistes, est la plus anciennement habitée de l'île. Ici la morphogenèse est plus dynamique que partout ailleurs à Mayotte. Ceci pour deux raisons: la première est la structure régionale, une structure très ancienne de coulées de laves basaltiques surmontées d'épanchements et d'extrusions récents localisés.

### A) LES FORMES ORIGINELLES:

Certes très variées au départ, elles sont en majorité difficilement repérables de nos jours. On les imagine avec peine dans l'analyse de la dynamique morphologique. De ce fait la morphologie structurale du Sud se trouve limitée à deux formes caractéristiques des dernières phases du volcanisme de la région le Choungui III et IV: des coulées de lave et des dômes d'extrusions phonolitiques. Il faut cependant souligner le fait que les premières formes citées ayant été construites sur du matériau de même nature mais fort altéré, ont beaucoup souffert de l'action des processus d'érosion, les plus caractéristiques étant l'éboulement et l'écroulement ( Photo.13.).

A Bénara comme dans l'extrême Sud, ces coulées se placent en position sommitale sur les reliefs: curieuse situation pour des coulées récentes (3,5 à 3,4 M.a.) à moins d'accepter l'idée

d'un volcanisme fissural, mais aucune hypothèse n'est émise dans ce sens par les géologues. De plus, la morphologie révèle qu'il n'y a pas continuité des coulées mais des lambeaux. Je vois donc à travers ces linéaments de l'extrême Sud une inversion de relief: des coulées de fond de vallée (par leur disposition linéaire) ont été mises en relief par l'érosion différentielle. Cette proposition concerne la presque totalité des lignes de crête du Sud (Fig.46. et Photo.14.): c'est à dire: M'lima kani Kéle, Bandrakouni-Adembé, M'lima M'ronabéja, Hacharifou et M'lima Saziley.



Avant de passer aux formes structurales nettes, la série des dômes, nous devons mentionner l'apparition çà et là de quelques cratères datant de la phase qui a précédé l'épanchement des laves précédentes, et qui sont complètement enfouis sous les coulées supérieures ou ont été érodés après avoir été affectés par la tectonique; deux exemples dans l'extrême Sud: le premier s'observe au lieu dit Rassi N'Gouja (pointe Sud du linéament

M'lima Kani-Kélé) et la deuxième à Paskélé entre deux dômes phonolitiques. Ces formes originelles de type cratère sont mal conservées parce que l'altération du matériau qui les constitue est assez poussée et que l'érosion a fait son effet. C'est pourquoi les géologues ont, par erreur, cartographié ces formes d'origine volcanique comme faisant partie du socle altéré. Grâce à l'analyse de mes propres photos et des coupes de terrain, j'ai pu en distinguer quelques uns à travers la dorsale de Chirongui (au Sud, au Centre et au Nord) (Photo.15.).

Au Sud de la dorsale, à la rencontre de celle-ci avec le complexe de Choungui, à un endroit qui coïncide avec un gisement d'argiles blanches (les analyses nous ont donné de la gibbsite, des smectites et des halloysites), on observe un système de 3 cratères, le premier étant remodelé lors de la mise en place des deux derniers.

Au Nord, dans la zone de contact avec le Bénara, se trouve un énorme cratère d'explosion du type Fougoujou (en "Petite-Terre"); il ne reste de cet édifice que des buttes résiduelles. Le cratère le plus important dont l'existence n'a pas été reconnue ni même soupçonnée par les géologues, est celui de M'ramadoudou; ayant 700m de diamètre environ, il s'ouvre vers l'Ouest. Très déformé par la tectonique, sa partie ouest a disparu. Il ne peut s'agir d'un cratère d'explosion car nous n'avons recueilli aucun échantillon de roche de type explosif. La disparition de la partie Ouest résulte d'un effondrement. La coupe (Photo.16.) ouverte par le tracé récent de la route qui relie à ce niveau l'Est à l'Ouest de l'île, m'a permis d'observer pour ce cratère 2 grandes phases d'activité: la première était marquée par une série d'éruptions séparées

par des périodes de "repos" ayant permis l'altération des matériaux. Ces périodes de repos n'étaient pas assez longues pour que se forment d'épaisses couches d'argiles: les altérites sont peu évoluées. Il est probable que les conditions climatiques soient favorables à une dissolution des minéraux puisque c'est ici que j'ai prélevé de la calcite piégée dans d'anciennes fissures où le milieu était saturé. Cette calcite semble être là, associée à des argiles d'altération du type smectites, qui se forment dans des milieux confinés dès les premières pluies. Les smectites gonflent au contact de l'eau de pluie, le milieu est saturé et la calcite dissoute ne peut être évacuée: elle précipite après les pluies (voir Photo.17. et Fig.47b.).

La deuxième phase s'accompagna d'une activité tectonique intense où les coulées furent injectées de filons. Elles sont constituées uniquement de basalte très frais non altéré et qui par extrapolation avec la "Petite-Terre", doit dater de quelques milliers d'années. Donc une activité récente (qui n'avait pas été signalé auparavant).

Entre les deux phases, un affaissement se produisit, ce qui rend compte du changement de pendage observé dans la série des coulées. Il est probable que ce soit le même phénomène tectonique qui ait fait disparaître la partie Ouest du cratère. Enfin pour en finir avec cette catégorie de formes, on en trouve à chaque extrémité de la dorsale de Bénara, à l'Est et à l'Ouest, correspondant aux reliefs circulaires difficilement repérables dans ces régions. A Iloni, une rangée de minicratères s'étend du littoral vers l'intérieur.

Ces cratères du Sud, issus généralement de la phase finale du Choungui II (4 M.a.), de répartition confuse, sont très difficiles à classer.

Très fortement érodés, quand ils ne sont pas masqués par des coulées, ils ont une apparence de cratères égueulés de type explosif. Nous n'avons qu'un seul argument à avancer à ce sujet: des lames minces d'échantillons provenant des environs du Choungui, montrent que des phénomènes explosifs ont eu lieu. C'est très net dans l'analyse des altérites de ce secteur. Par extrapolation je propose de voir dans l'aspect égueulé des cratères en question, une origine explosive. Dans le cas des cratères de la dorsale de Choungui qui semblent plus récents, l'aspect égueulé est également d'origine explosive: on a vu, au contact avec le Bénara, l'existence d'un cratère d'explosion du type Fougoujou. A Choungui, l'égueulement des cratères résulterait de la combinaison de phénomènes explosifs et d'un épanchement de laves, ceci dans un ordre bien précis: les laves se sont épanchées après l'épisode explosif puisque les cratères s'emboîtent de telle façon que le plus récent présente une ouverture parfaite pour l'évacuation de la lave ( type volcan de Pamandzi ).

Dans cet essai de typologie il ne faut pas ignorer le rôle qu'a pu jouer la tectonique: à Mayotte un cratère de subsidence peut facilement être confondu avec un cratère égueulé.

#### B) LA MORPHOGENESE ET LES FORMES DERIVEES:

Le Sud se singularise par le dynamisme de sa morphogenèse et la variété de son modelé, ceci grâce à l'association des paramètres suivants: la lithologie, la néotectonique, la vigueur des

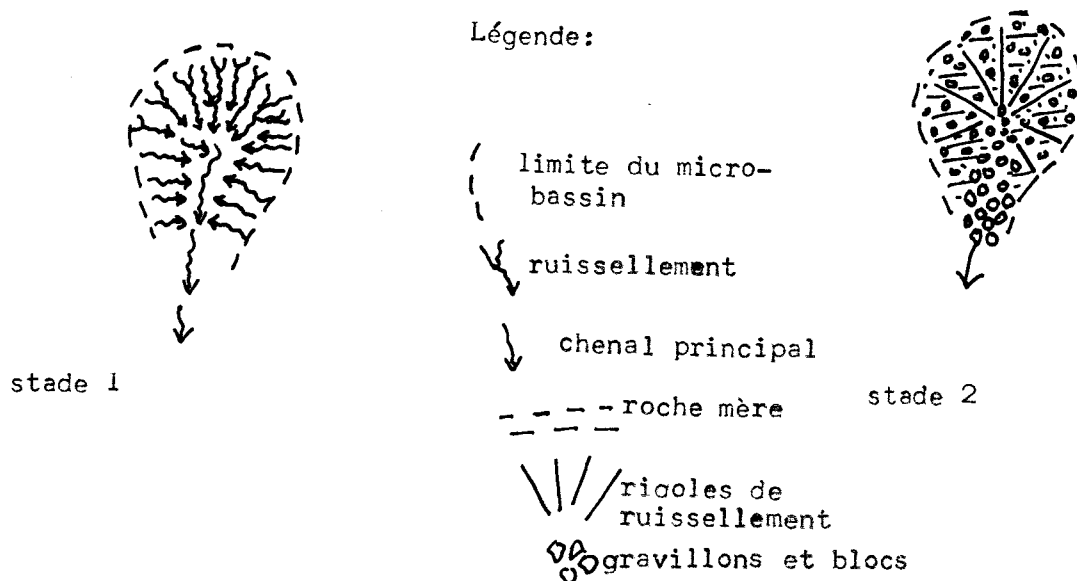


pentcs,l'eau,la fréquence des cyclones et l'intervention anthropique.

Comme nous l'avons souligné dans la présentation topographique,les pentcs des versants sont assez fortes,de l'ordre de 60% et donnent au relief de la vigueur malgré la faiblesse des altitudes.Tout démarre de ce paramètre: les pentcs fortes favorisent ici l'attaque d'un "socle" fort altéré par l'eau.Cette attaque se fait d'abord par le ruissellement qui est très actif,sous toutes ses formes (diffus ou organisé).J'ai pu observer sur le terrain des nappes de galets (un peu plus de 2 cm) et graviers (entre 2mm et 2cm de taille) déposées sur certains versants dont la pente est supérieure à 60% ,après une pluie.Mais les formes de ruissellement les plus destructrices dans cette région de l'île sont le ruissellement diffus et linéaire.La première forme se rencontre à tous les niveaux du versant et à différentes échelles: en mini-bassins versants et en petits chenaux hierarchisés en amont des ravins et rivières temporaires.Cette forme s'observe dans le cas des bad-lands.Le pire est que ces microbassins de réception situés en amont des zones de ruissellement hiérarchisé peuvent être fonctionnels pendant la saison sèche,sous une forme assez particulière: j'ai pu y observer des "coulées de galets pluricentimétriques et gravillon";le substrat étant friable,un sabot de bovidé ou même la trace d'un animal ou d'un homme peut déclencher le déplacement de particules.Un tri s'opère au fur et à mesure que le phénomène se répète dans ces petits chenaux de ruissellement.Il est permis de se demander si un vent fort ne peut pas déclencher le phénomène.Le tri des particules peut remonter à la dernière pluie.Il suffit alors de marcher dessus

pour que le tout glisse comme sous l'effet de l'eau, mais l'ensemble s'arrête à quelques mètres en aval. Il s'en suit un granoclassement, avec les galets en aval du système, les gravillons au milieu et les limons et argiles en amont. (Fig.48.).

**Fig.48:** "Coulée" de débris  
(observées dans le Sud de l'île)



A l'échelle du bassin versant l'impact du ruissellement est comparable mais, la superficie étant supérieure, la végétation intervient çà et là et freine le déplacement en masse des débris. Il s'en suit un modelé de ravinement alternant talwegs et interfluves étroits. A grande échelle le même phénomène aboutit à des champs de bad-lands ("padza" en langue locale c'est à dire terre incultes). Les observations réalisées d'une année sur l'autre ont montré que ces bassins de réception servant au ruissellement ont pu se former après le passage des troupeaux de zébus. C'est un phénomène qui pourrait être confondu avec de simples glissements en niches d'arrachement mais ce qu'on a observé n'existait pas la première année. La

deuxième année, les "cuillères" sont apparues (d'une dizaine de centimètres environ) et l'année suivante elles évoluaient en niches d'arrachement (le quadruple de la taille des cuillères): l'érosion a tout simplement exploité l'impact des sabots de zébus. Le phénomène devient plus fréquent à un degré de pente supérieur à 60% ; il semble que c'est l'état friable de la roche qui a facilité le processus car il se développe sur le "socle" avec une très faible couverture d'argile de remaniement.

L'érosion linéaire quant à elle, ne fait qu'accélérer l'encaissement des cours d'eau dans ce milieu si fragile et déposer les argiles et limons d'altération dans les quelques plaines côtières existantes et dans le lagon.

L'érosion par infiltration des eaux dans le sol ne joue ici qu'à moyen et long terme. On aurait tendance à penser que la brutalité de la pluie tropicale ne favorise pas une infiltration intense; cela serait vrai en cas d'une couverture pédologique normale: ici les sols étant en majorité composés d'argiles d'altération ( des smectites en général ), leur gonflement au contact de l'eau de pluie devrait entraîner une rapide saturation et une imperméabilisation qui limiterait l'infiltration par glaçage du sol. Or la présence de la calcite dans les fissures des basaltes non altérés du complexe de Mramadoudou nous témoigne au contraire d'une importante infiltration:

- l'existence d'une enveloppe argilo-limoneuse autour des cristaux prouve une migration verticale des argiles et limons altéritiques.

- la présence de la calcite elle même et son aspect prouvent que le phénomène est actif sur une longue durée.

D'autres preuves sont évoquées dans l'analyse pédologique réalisée à partir d'échantillons prélevés dans cette région sud de l'île.

A Mayotte et en particulier dans le Sud, la roche est la plupart du temps à nu (cultures ou Padza). Les forêts sont limitées, le substrat toujours fortement altéré et friable facilite l'infiltration des eaux. L'interception par les différents strates du feuillage de cette forêt tropicale freine encore l'impact des gouttes de pluie au sol. Cette eau arrive au sol après plusieurs obstacles créés par les différentes strates du feuillage et la litière donc avec une force largement diminuée; de ce fait, l'absence de concentration entraîne systématiquement l'infiltration ( à suivre dans la partie pédologie p 96). Ces eaux infiltrées réapparaissent sous forme de sources au bas des versants. De plus, il faut tenir compte de la durée des pluies et de leur intensité: les pluies tropicales à Mayotte sont brutales au départ, puis la taille des gouttes diminue et cette deuxième phase qui peut durer des heures enrichit l'infiltration. La saison des pluies couvrant 3 mois pleins donne le temps à ce processus de se développer et déclenche une morphogenèse particulière: les glissements de terrain. Ils sont de plusieurs échelles à Mayotte, de la petite loupe qui s'arrache en bordure d'une route, au déplacement d'un versant entier de 500m de large (les plus célèbres étant ceux de Hamoinatrindri et M'Nadzini à Poroani). Selon l'échelle, le glissement prend une forme particulière: à grande échelle, les formes les plus fréquentes sont des glissements par

terrassettes et petites niches d'arrachement. Il est bien évident que la plupart du temps, les formes que je viens de citer peuvent évoluer sur un système d'échelles différentes.

Le processus de déclenchement est le même, l'infiltration, mais les déplacements ainsi que le modelé respectent un indice d'infiltration. Plus l'échelle est petite et plus le processus prend de l'ampleur et ne joue qu'à long terme. L'indice en question dépendrait de l'importance de l'infiltration et de sa durée; à mon avis pour Mayotte le paramètre le plus important reste l'importance de l'infiltration. J'ai observé au passage des deux derniers cyclones, deux aspects de ce processus: l'apport important d'eau déclenche des glissements à petite échelle (Moinatrindri par exemple) ou les accélère (M'nadzini et Dzaoudzi).

Récapitulation: l'infiltration déclenche dans ce secteur de l'île une morphogenèse variée à différentes échelles. Ces échelles peuvent s'imbriquer et évoluer parallèlement. A grande échelle nous avons des glissements individualisés avec des glissements de petite taille déclenchés par série.

A petite échelle on a évidemment des formes similaires mais couvrant d'énormes superficies. Ici le phénomène ne joue qu'à long terme et réserve des surprises aux services de l'Équipement à Mayotte. Au contact d'une altérite, les argiles superficielles une fois saturées deviennent impérméables et stockent l'eau d'infiltration pour former une nappe phréatique perchée dont l'écoulement, s'il y a une pente, alimente des sources. La nappe gonflant au fil des années imbibe les roches supérieures et déclenche le glissement, mais pour que celui-ci ait lieu d'une manière accélérée, il faut un appel au vide ou

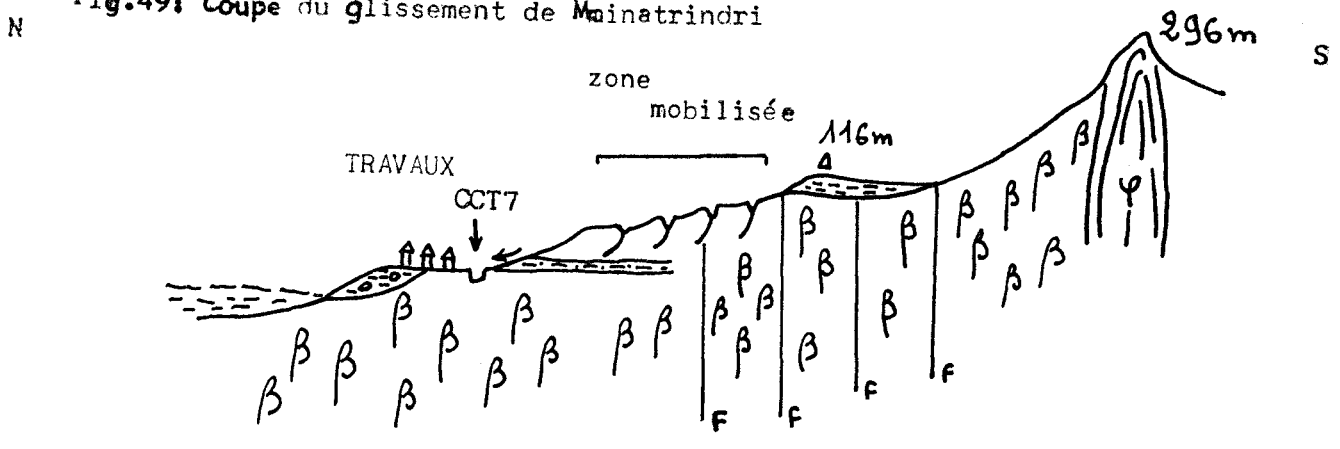
une pente assez forte.Or pour qu'il y ait augmentation du volume de la nappe il faut un versant à pente faible sinon on aurait des glissements individualisés.Alors la masse se met à bouger mais d'une manière très lente,se manifestant par d'énormes "crevasses" tout au long du versant.Le moindre appel au vide accélère le phénomène et c'est le cas du glissement connu de Moinatrindri.Jusqu'à maintenant le "grand glissement" n'a pas eu lieu ( Fig.49.).

Commentaire du croquis:

A mon arrivée sur place,l'été 84,le cyclone Kamissy venait de passer quelques mois auparavant et les Mahorais disaient que le Sud avait été le plus touché.Ce qui m'a frappé le plus à Moinatrindri fut de voir un deuxième village en cours de finition,construit à la hâte par la Collectivité pour évacuer le village principal.N'ayant pas de mosquée dans ce second village,les gens continuaient à aller prier dans l'ancienne mosquée: ils étaient persuadés que Dieu épargnerait leur village.

En fait quelques années après,le pire n'est pas arrivé et l'habitant de Moinatrindri peut disposer maintenant de deux résidences,tout en craignant le "grand glissement".Ma première réaction fut de critiquer les services de l'Équipement en pensant qu'après avoir creusé pour restaurer la route vers Bouèni,et installé un système d'évacuation de l'eau de la source,ils auraient dû construire tout simplement un mur de soutènement pour éviter un appel au vide.Mais après avoir parcouru le versant,je me suis posé pas mal de questions et ma conclusion est la suivante: le glissement de Hamoinatrindri déclenché apparemment par le passage du cyclone Kamisy,se

Fig.49: Coupe du glissement de Mainatrindri

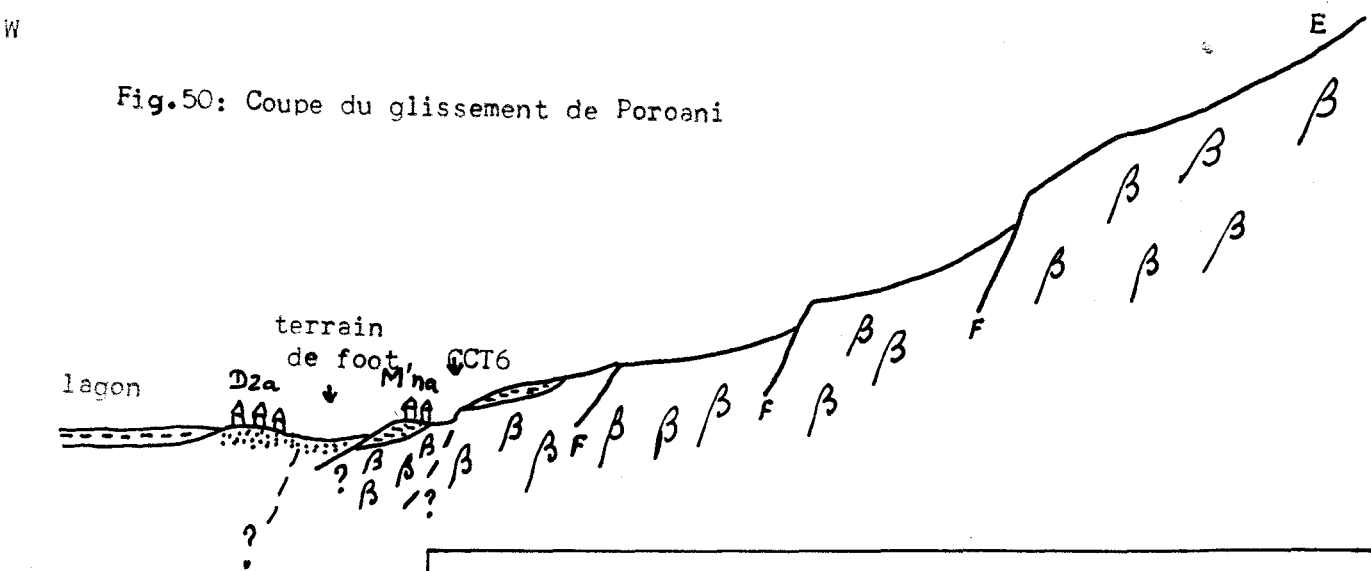


Légende:

- remontée phonolitique
- altérites remaniées
- "socle" basaltique
- faille
- dépôt de pente
- crevasses
- tracé de la route
- source
- ancien village

0 181m

Fig.50: Coupe du glissement de Poroani



Légende:

- "socle" basaltique
- faille
- dépôt de pente
- sables
- M'na village de M'nadzini
- Dza village de Dzoudzi

0 115m

préparait en réalité depuis plusieurs années pour ne pas dire des décennies. Kamisy n'a fait qu'amener à son terme un processus déjà existant. Cette source qui est là depuis longtemps d'après les habitants du village, témoigne de l'ancienneté du phénomène mais l'apport massif d'eau lors du cyclone Kamisy a fait que le versant fut vite saturé à partir de la nappe phréatique déjà en place et le seuil de déclenchement du glissement fut atteint grâce à l'appel au vide résultant du creusement.

L'explication proposée pour ce glissement s'applique à un autre exemple, celui de Poroani (Fig.50.). Ici la route est sans doute le facteur principal du déclenchement du processus. Il n'y a ni source, ni surface d'altération. Le phénomène est similaire par sa taille et sa forme. Il présente des points communs avec Hamoinatrindri: la présence d'un "socle" altéré, une forte infiltration et les travaux de l'Équipement.

Depuis plusieurs années déjà, la route de Poroani comme on l'appelle là-bas, est impraticable. En 1983, à la recherche de coupes géologiques, j'ai découvert et informé les riverains que la nouvelle route qu'on venait de leur construire ne tiendrait pas plus d'un an. Je fus traité d'apprenti sorcier mais ma prédiction se réalisa; le secret se trouve en amont du versant. Les services de l'Équipement n'ont aucunement tenu compte du modelé original de ce secteur: une ancienne coulée de lave altérée. La photo aérienne m'a fait découvrir un système de 3 à 4 niches d'arrachement successives d'au moins 500m de large tout au long du versant. A chaque saison de pluies, un paquet tombe et bloque la route; ce n'est pas tout, celle-ci est bosselée et le bitume s'en va. Ceci veut dire qu'on a là un



système actif, perturbé par l'intervention anthropique. D'ailleurs la petite plaine qui sépare le village de Minadzini ( où se localise la route accidentée ) et Dzaoudzi(1) en aval, m'a toujours laissé croire à une contre pente née d'un ancien glissement rotationnel. Ces deux dernières années, l'Équipement ayant changé d'échelle dans sa perception des travaux, a installé des paquets de blocs basaltiques et rasé le relief de quelques mètres.

L'avenir nous dira si c'est la bonne méthode.

En conclusion sur ce glissement de Poroani: l'Homme est intervenu sur un système qui était déjà déclenché probablement de la même manière qu'à Moinatrindri. Tant qu'il ne prendra pas conscience de l'échelle du processus, il ne trouvera que des solutions à court terme.

Ces deux exemples ne sont pas uniques en leur genre à Mayotte. J'irai même jusqu'à dire que presque toutes les masses déplacées au Quaternaire et qu'on retrouve de nos jours au niveau de la mer se seraient mises en place de la même manière mais sous des conditions climatiques différentes. Je les ai choisis parce que ce sont ces deux exemples qui évoluent sous nos yeux et qui peuvent nous fournir pas mal de renseignements sur les déplacements de ce genre à Mayotte ( Fig.50. ).

---

(1). Un petit village du Sud Ouest de la Grande île, qui porte le même nom que la ville de Dzaoudzi en "Petite-Terre".

### C) LES DEPOTS DE PENTE:

Cette notion mérite d'être revue pour Mayotte. Il est évident que sur un versant, tout ce qui est transporté par le ruissellement devait être considéré comme dépôt de pente. Pour notre île le géologue a cartographié en glacis tous ces éléments émanant de l'érosion et déposés par les eaux de ruissellement entre 200 mètres d'altitude et le niveau de la mer. L'interprétation de ces dépôts ne peut se faire que dans le cadre d'une approche globale de la Géomorphologie mahoraise (chapitre 3, 3<sup>e</sup> partie). On peut souligner ici les processus de mise en place de ces dépôts correspondant à plusieurs types de modelé. Il est probable qu'au départ ces dépôts correspondaient à un seul type de modelé, celui d'un glacis d'accumulation. De nos jours, il est difficile de retrouver intact le glacis en question. Ils ont été érodés, remaniés et n'existent qu'en lambeaux et dépôts de remaniement; parfois même, il ne reste qu'une partie de ses constituants, les blocs, la matrice ayant été emportée par le ruissellement.

- Son aspect: un dépôt en vrac (hétérogène et hétéromorphe) de blocs de toutes tailles, de toute nature (basaltes, phonolites) et d'une matrice argilo-limoneuse remaniant des argiles d'altération. Ce phénomène est général à Mayotte mais dans le Sud il a pris une allure assez particulière puisqu'il peut atteindre le littoral. On y aperçoit même par endroit deux à quatre générations. Il est impossible de distinguer une "stone line". A travers certaines coupes (Photo. 18. et Fig. 47a), on distingue une ébauche d'organisation du dépôt en couche de galets et blocs intercalées entre deux couches d'argiles d'altération pauvres en blocs.

Entre 200 et 300m d'altitude, en se déplaçant du lieu dit Caroni vers le pied du mont Choungui, à quelques mètres du mont Djalimou, un dépôt similaire mais sans blocs ni galets s'intercale entre le premier type à deux reprises.

D'après ses composantes ce type de dépôt ne peut être mis en place que sous l'action des eaux de ruissellement. Il est impossible d'envisager un processus de type coulée boueuse, vu l'ampleur du phénomène. Il est cependant possible de le faire pour les dépôts du même genre mais sans blocs. Il s'agit de dépôts de pente mis en place à une époque où les conditions climatiques permettaient le déplacement de blocs de grande taille pouvant atteindre 1m<sup>3</sup> et plus et qui auraient formé un glacier d'accumulation colmatant les creux du relief préexistant (Photo.19.). Le glacier aurait ensuite été disséqué par le ruissellement. Dans certaines régions il a même disparu, ne subsistant que sous forme de blocs isolés sur la pente. Mais avant de subir ce fatal sort, il a par moment et par endroit été recouvert de vraies coulées boueuses cette fois-ci, qui correspond aux intercalations de dépôts sans blocs.

Toujours en rapport avec l'érosion linéaire, des restes de glaciers perchés apparaissent localement sur le versant Est de l'amphithéâtre de Kani, sur le versant Est de la dorsale de Chirongui et sur le versant NW de la même dorsale. Ils sont formés de dépôts argileux et s'enracinent dans le "socle" en amont des versants (Photo.20.); leur altitude varie suivant les versants; à Kani par exemple c'est entre 200 et 300m; sur la dorsale de Chirongui entre 100 et 200m. Par contre leur inclinaison reste conforme à la pente des versants concernés et

leur position toujours en amont du versant ( au pied d'un massif s'il y en a un sinon au pied de la ligne de crête).

Conclusion sur la région:

Il est certain que dans la morphologie du "Grand Sud" l'érosion linéaire a tenu et continue de tenir une place important. L'état d'altération avancée du socle basaltique facilite son activité. Le changement d'échelle est nécessaire pour cerner toutes les formes du modelé. La néotectonique, ignorée ou minimisée dans les travaux antérieurs, semble avoir contribué au déclenchement ou à l'accélération de certains processus: à Moinatrindri par exemple, il est probable que le processus est en rapport avec un rejeu du système de fessure de la région car l'appel au vide n'intervient là que d'une manière très réduite ou même quasi inexistante.

\*

\*

\*

CHAPITRE 3 : ANALYSE MORPHOLOGIQUE REGIONALE DU NORD ET  
DU CENTRE DE LA "GRANDE-TERRE".

Généralités:

Dans l'ensemble "Grand Nord"(1) opposé au "Grand Sud", c'est à dire la réunion des régions du centre, de l'Est et du Nord-Nord Ouest, la morphologie est très riche: des formes fraîches de maar, à l'Est, aux récentes coulées du Dziani bolé-Hachirougou, à l'Ouest, en passant par une multitude de formes d'érosion à la faveur d'une altération assez avancée, au centre. Les mouvements de masse dans cet ensemble sont de taille limitée, surtout en comparaison de ceux du Sud. Par contre on y trouve des formes spécifiques: il s'agit de surfaces planes qui sont présentes un peu partout entre 200 et 250m d'altitude. Elles sont plus développées dans la région du centre: le plateau substructural de Combani atteint 2,5 km<sup>2</sup>. Comme dans le Sud, les coulées sont présentes ainsi que les colluvions sur les versants. Mais si les secondes sont identiques à leurs homologues du Sud, les premières se singularisent par leur dispositif quelque peu désordonné; il arrive qu'elles s'entrecroisent, ce qui donne les sommets les plus élevés aux points d'intersection. Deux directions dominent cependant: une direction SW-NE assez remarquable au complexe M'tsapéré-Combani, et une direction E-W passant à SE-NW dans celui de Dziani bolé-Hachirougou. Une direction N-S, plus ancienne, est plus difficile à repérer car elle est masquée par les épanchements de laves: elle n'apparaît qu'en 2 endroits, au

---

(1). Correspondant à la coupure en deux feuilles de l'ancienne édition de la carte topographique au 1/50.000° de Mayotte.

coeur du M'tsapéré et, plus nettement, sur la bordure Est de celui-ci, entre les villages de Koungou et M'tsapéré.

On ne peut établir une régionalisation à partir de ces différentes directions de coulées car elles sont généralement imbriquées.

#### A) LA REGION ORIENTALE:

A l'Est la morphologie est dominée par des formes de construction volcaniques.

##### 1) Les formes structurales d'origine volcanique:

###### a) - Les coulées de laves:

Des coulées de laves de différents âges constituent l'ossature du M'tsapéré. Empilées, elles se classent en 2 séries: une série plus ancienne correspondant aux épanchements du M'tsapéré II avec des coulées de moyenne et faible altitude; plus larges, elles servent de soubassement à la série supérieure, très réduite: celle-ci ne se rencontre qu'entre 400 et 570m c'est à dire à la partie sommitale des lignes de crête.

De toutes les directions, ces coulées finissent par converger en 2 points distincts: au centre du système au point côté 572m et à Majimbini à 520m d'altitude. Les analyses de terrain ont permis de découvrir dans cet ensemble, des coulées de type pahoehoe avec des parties supérieures scoriacées. Malgré les changements de faciès au sein du basalte ou même la présence de roche de la série phonolitique, il n'a été observé, nulle part, de produits d'explosion dans les laves. Au sommet, les phonolites ont continué à s'épancher comme les basaltes sous-jacents. Il est possible de différencier des coulées anciennes basaltiques à faible altitude donc plus étalées, pouvant atteindre 4,5km de longueur, et des coulées phonolitiques plus localisées près des

centres d'émission, et dont la taille réduite ne dépasse pas le kilomètre. Il est bien évident que ces dernières coulées, plus récentes, se trouvent en position sommitale à une altitude supérieure aux premières.

b) - Des cratères à la périphérie du système: ils sont antérieurs au M'tsapéré II donc à la série des laves basaltiques puisque les dites coulées couvrent la moitié des maars de Kawéni et Kavani. L'enfouissement a été facilité par une subsidence qui a précédé les premiers épanchements de laves et qui se marque dans le relief par un talus coïncidant avec la direction N-S soulignée précédemment entre Koungou et M'tsapéré.

L'étude de ces cratères ne peut se faire que d'une manière partielle, la majeure partie étant masquée par les coulées. Ce qui en reste suggère des cratères égueulés de type explosif à Trévani où la forme du cratère est assez nette quoique dégradée. Le plus ancien et le plus grand est proche du M'tsapéré, oval et bien fermé. Il est suivi de deux autres, alignés sur un même axe, en direction du littoral, de taille plus petite et s'ouvrant vers le Nord Est. Au Sud du village de Kangani, un mini-cratère de 500m de diamètre dont la moitié est bien conservée montre un dédoublement parfait nettement visible sur photo aérienne. La dissymétrie existant entre les versants externes et internes du plus grand se retrouve dans le plus petit. Les autres cratères visibles dans cette région orientale correspondent aux deux maars de Kawéni et Kavani longuement étudiés dans la présentation topographique.

Conclusion morphologique sur la région orientale:

L'idée qui ressort de l'analyse morphostructurale de la région Est de la "Grande Terre" est la suivante: la fin du AcouaII aurait été marquée par une activité volcanique de type explosif ayant entraîné la mise en place des maars de cette région et des quelques cratères qui y sont mentionnés.

Cette phase volcanique n'a pas retenu l'attention des géologues (Stieltjes, 1981) qui l'ont carrément intégrée dans la phase effusive du M'tsapéré inférieur. Il est préférable de lui réserver une place dans le M'tsapéré, entre 2 et 1,8 MA. Cela est justifié par l'étude topographique qui a révélé l'existence d'un talus séparant les maars des coulées du M'tsapéré. Ce talus, recouvert par des coulées de laves se voit difficilement sur le terrain mais plus nettement sur les photos aériennes qui montrent aussi le recouvrement partiel des maars par ces mêmes laves. Il reste à comprendre pourquoi ces laves fluides n'ont apparemment pas suivi le système de pente existant, en s'écoulant dans les vallées et contournant les maars, mais au contraire se sont accumulées jusqu'à pouvoir se déverser à l'intérieur de ces derniers. L'origine de ce dispositif aberrant est tout simplement d'ordre tectonique. Il y a là des similitudes avec la "Petite-Terre" où cette phase explosive accompagnée d'activité tectonique est également présente: il s'agirait d'une région appartenant à un bloc affaissé qui serait aussi le support de la "Petite-Terre" ( Fig. 51a. ). Cette hypothèse est confirmée par l'étude attentive du fond du lagon oriental, tel qu'il apparaît sur une coupe tracée à partir de la carte marine: un "horst" se dessine entre les "Grande " et "Petite Terre" au niveau des îlots de Mogné Amir et Cacazou. A l'Est comme à l'Ouest, ces îlots très proches l'un de l'autre



Fig.5I: Coupe dans la région Est de Mayotte

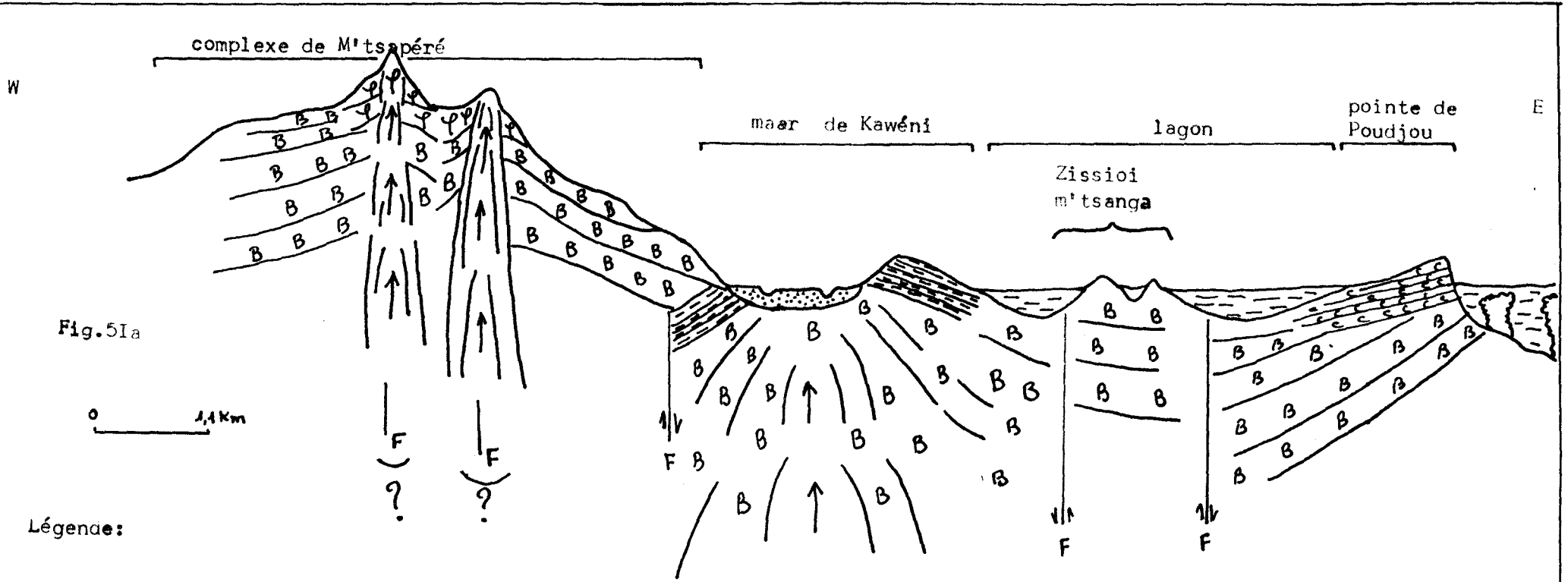


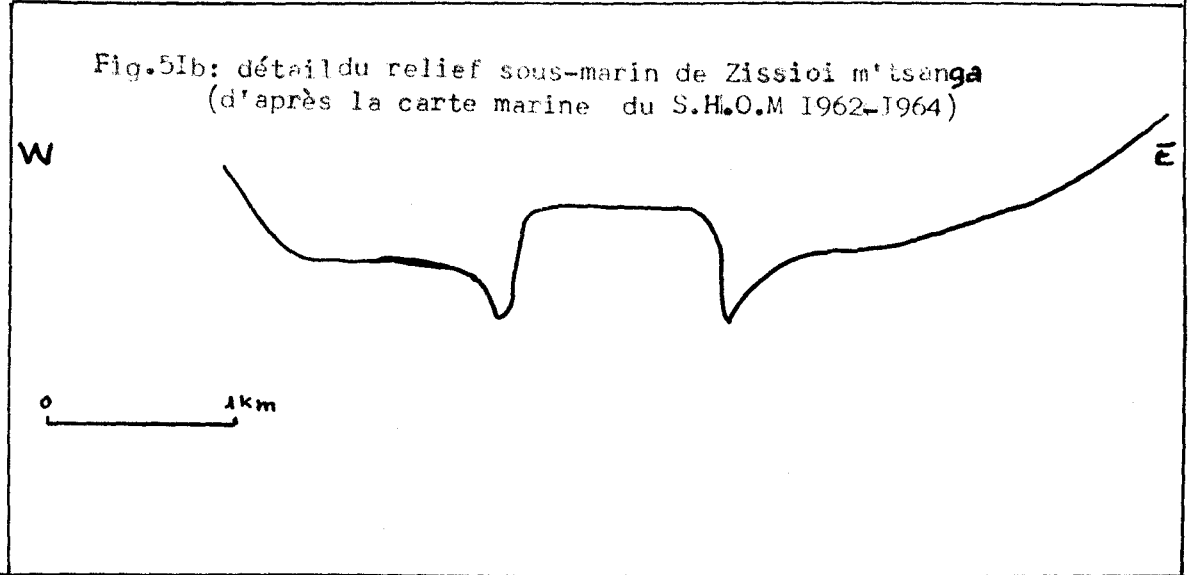
Fig.5Ia

0 1.1Km

Légende:

- φ phonolites
- B basaltes
- (↑) cheminée volcanique
- F faille
- brèche volcanique
- dépôt fluviatile

Fig.5Ib: détail du relief sous-marin de Zissioi m'itsanga (d'après la carte marine du S.H.O.M 1962-1964)



sont séparés de la "Grande" et la "Petite Terre" par un fossé d'effondrement de 21 à 25m de profondeur ( Fig.51b.).

## 2) Modelé et processus morphogéniques:

La morphogenèse de cette région Est de la "Grande-Terre" se limite à l'action du ruissellement. Les épais profils d'altération, qui ne doivent pas être confondus avec des glacis d'accumulation, associés aux pentes fortes du M'tsapéré ( 25 à 60 % ) fournissent aux eaux de ruissellement une charge telle que la ville de Mamoudzou, capitale de l'île, doit faire face à un grave problème d'évacuation de la boue qui s'accumule au pied des versants. Le creusement des vallées est assez remarquable mais l'abondant apport d'alluvions argileuses, à l'origine des fonds plats, atténue la profondeur de ces vallées. Dans les secteurs à pente plus marquée, l'incision par les eaux de ruissellement crée des chenaux parallèles mal hiérarchisés. A l'échelle du versant, le ruissellement diffus est quasi absent, ce qui favorise la mise en place d'un modelé de ravinement avec des systèmes d'interfluves et de talwegs. On peut cependant distinguer les coulées volcaniques originelles aux rebords attaqués par le ruissellement, des formes d'érosion pure, par leur taille, l'altitude ainsi que les matériaux dans lesquels elles se développent. Les premières sont plus larges, d'altitude faible sur le M'tsapéré II inférieur, les deuxièmes sont plus étroites, plus élevées en altitude, sur le M'tsapéré II supérieur et le Mtsapéré III. En raison de l'importance du creusement, il arrive que des talwegs se rejoignent en formant de petites dépressions intérieures au fond desquelles s'accumulent les argiles remaniant les altérites.

Lorsqu'on s'élève en altitude, le modelé de dissection cède la place à de véritables bad-lands. L'action du ruissellement finit par faire disparaître la végétation ainsi que la couverture basaltique; le "socle" altéré apparaît et évolue en bad-lands. A cette altitude, la dissection aurait été déclenchée par une surrection. La tectonique serait donc à l'origine des bad-lands. Les dépôts quant à eux, se classent en deux catégories:

1) - des dépôts fluviatiles au fond des maars, des grandes vallées et des zones planes du littoral, provenant du remaniement d'altérites; ce type de matériau favorise la formation de vasières aux embouchures des rivières. Dans le cas de rivières avec estuaire, par exemple le Kawéni et le Kwalé, la vasière pénètre profondément vers l'intérieur de l'île, sur environ 1 km.

2) - des dépôts dont le matériel rappelle les glacis d'accumulation du Sud, mais le phénomène est ici plus localisé et de moindre importance, en général au bas des versants des grandes coulées. Les blocs y sont moins abondants que dans les glacis déjà présentés.

Suggestion: la division de Mayotte en unités morphologiques homogènes est difficile en raison de l'imbrication des différents épisodes volcaniques. Par ses caractéristiques morphologiques, il paraît logique d'intégrer la cuvette de Kwalé dans la région centrale ( contrairement à ce qui est fait dans la présentation topographique ).

#### B) LE CENTRE:

Trois sous ensembles apparaissent alors dans cette unité morphologique: la dépression de Kwalé et son bourrelet périphérique, à l'Est, le plateau de Combani à l'Ouest et

l'ensemble volcanique intermédiaire entre le M'tsapéré et le Dziani bolé, au Nord.

Un dispositif morphostructural d'origine tectonique.

C'est dans cette région que la morphologie est la plus riche mais aussi la plus complexe et ceci à cause de la diversité structurale. C'est la seule région de l'île où des plateaux sont plus ou moins conservés sur des matériaux d'âges différents. L'incision des vallées est plus marquée dans le secteur de Combani (sous ensemble de l'Ouest) où le "socle primitif" affleure largement et dans la zone de contact entre celui-ci et ses couvertures (M'tsapéré et Dziani bolé), mais aussi entre lui et les quelques pointements phonolitiques épars de l'Ouest.

1) Pour respecter la logique spatiale, mieux vaut commencer par la cuvette de Kwalé, au Sud du M'tsapéré. Ces 2 unités se situent dans l'axe d'une ligne de faible altitude coïncidant avec la ligne de crête reliant le mont Combani à celui de M'tsapéré. Elles se différencient par leur aspect morphologique général.

a) Morphostructure:

Au Kwalé, la forme de cuvette domine (cf. analyse topographique, p35). Elle est fermée au Nord par les coulées de laves du M'tsapéré, coulées dont la direction N-S de départ, devient W-E, à partir d'un goulet situé au village de Kwalé I. Ces épanchements se prolongent à l'intérieur de la dépression dans sa partie NW, à Kwalé II (village) mais avec une direction W-E. Ici les coulées ne sont que des langues ne dépassant pas 1,5 km. Ces coulées intermédiaires entre le M'tsapéré et le Kwalé ont la particularité, malgré leur taille réduite, de constituer de petites planèzes perchées à 200m d'altitude, un dispositif

inconnu au M'tsapéré. Au Sud de ces petites planèzes, on trouve une planèze plus importante (750 km<sup>2</sup>) allongée selon une direction S-N. De même altitude, elle s'individualise par des vallées qui ont tendance à s'élargir vers l'aval. Les cours d'eau à écoulement saisonnier, affluents de la rivière Kwalé (qui n'est pérenne que dans un court secteur), dessinent un réseau de vallées.

En fait la complexité morphologique de cette dépression vient du fait qu'on se trouve dans la zone de contact entre les épanchements du M'tsapéré et le "socle primitif". Le soulèvement qui a accompagné le magmatisme du M'tsapéré a dû engendrer une tectonique de failles à l'origine d'un paléo-relief fossilisé sous les coulées postérieures. La grande vallée de la rivière Kwalé, du goulet à son estuaire, suit le contact entre le Choungui I et le M'tsapéré II. A l'intérieur de la dépression, la vallée se partage en 2 branches N et S; la branche Nord de direction E-W est toujours guidée par le contact structural; par contre la branche Sud de direction SW-NE est une vallée de ligne de faille. Là aussi nous avons 3 types de planèzes: 1) des planèzes structurales, c'est à dire devant leur platitude à la forme originelle de la coulée; c'est le cas des petites planèzes correspondant aux langues de coulées de Kwalé II. 2) Des planèzes pseudostructurales qui doivent leur platitude moins à la structure comme les précédentes qu'à l'érosion superficielle qui par ablation donne un aspect tabulaire au "socle". 3) Des pseudoplanèzes: des planèzes basculées par la tectonique si bien que leur pente n'est pas celle de la coulée d'origine mais résulte de cette tectonique (par exemple celle du sud de la

dépression). Les deux derniers types, souvent associés, correspondent au dispositif mahorais de stratovolcan. Quant au bourrelet périphérique du Kwalé, il s'agit d'une série de lignes de crête coïncidant avec des lignes de failles présumées. Des pointements se situent à leur intersection. Ce bourrelet quoique modeste, fournit des renseignements sur la phase tectonique responsable du dispositif topographique mahorais. Aux directions déjà rencontrées au M'tsapéré s'ajoute ici une direction complémentaire E-W. La ligne de crête Combani-Vahibé prolonge la direction NE-SW déjà soulignée au M'tsapéré. Le dédoublement de cette ligne de crête déjà signalée au M'tsapéré (voir Fig. 51a), correspond ici à la vallée qui suit le bord ouest de la planèze Sud. Cette dernière est en position de horst: la bordure est une faille dont la direction se retrouve à Majimbini au coeur du M'tsapéré. Le dispositif tectonique rend compte de l'anomalie du versant externe Sud du bourrelet qui avait été antérieurement cartographié en coulée de laves en provenance de Bénara dans le Sud (Nougier et al, C.N.R.S., R.C.P 413, 1978). Mais cette explication ne tient pas étant donné le dispositif topographique aberrant de cette lave qui, en tenant compte de la direction d'écoulement supposée aurait remonté une pente de 300m de dénivelée. La bordure orientale du horst se trouve dans le même alignement que la dite coulée. Au Sud la ligne de crête devient E-W conformément au grand accident divisant l'île Mayotte en deux, avant de redevenir SW-NE. Ce changement de direction s'explique par la rencontre des directions N-S et E-W au Maévadouani. Dans l'étude topographique (voir p.35), une contre-pente est mentionnée sur le versant Est de ce dernier: elle correspond à une ligne de

faille de direction NS. Cette faille paraît se poursuivre en direction du Sud jusqu'à Ironi bé. L'aspect circulaire de cette dépression de Kwalé est d'origine morphogénique: les talus de ligne de faille, en reculant sous l'effet de l'érosion par les eaux courantes ont fini par se rejoindre en donnant l'impression d'une forme unique. Le mont Combani se trouve à la rencontre de 2 directions tectoniques majeures E-W et N-S, héritées de la 1<sup>o</sup> grande phase d'activité de cet énorme stratovolcan que fut Mayotte. Il se situe sur le même axe que l'Ochoungui (à l'W) et l'île de M'bouzi (à l'E). Dans les 3 cas nous avons des épanchements phonolitiques avec dôme. Le dôme de l'Ochoungui repose sur le "socle" (Choungui I). Au mont Combani et au M'bouzi, des épanchements de laves d'âge Choungui II ont précédé l'épisode phonolitique en donnant des planèzes (mont Combani) ou des cratères et des cônes (M'bouzi).

En conclusion de cette étude morpho-structurale du Kwalé, il faut souligner l'importance de la tectonique. Dans un secteur où les coulées récentes sont faciles à confondre avec les plus anciennes en raison de l'altération avancée du matériel, il était aisé de se tromper. L'explication proposée pour le Kwalé permet de mieux comprendre ce qui s'est passé dans les régions voisines (M'tsapéré ou autres régions du centre). Ses versants à profil convexe sont le bilan de toute cette évolution structurale et tectonique, combinée à l'action du ruissellement. Le "socle" plus altéré et de faible résistance a favorisé le remaniement pouvant aboutir dans certains cas aux véritables bads-lands.

## b) Morphogenèse:

La morphogenèse diffère peu de celle des régions précédemment étudiées; les colluvions sont présentes au bas des versants du mont Combani et des versants internes et externes formant la bordure de la dépression de Kwalé.

2) Le plateau central de Combani:a) -Une morphologie de coulées de laves:

Le secteur de Combani est le domaine des planèzes, de toutes tailles et de tous âges. Elles correspondent d'abord aux coulées du Choungui I, ensuite à celles du Choungui II, provenant du mont Combani et du Digo. La plus apparente car la plus étendue est celle du plateau de Combani. Selon la définition donnée ci-dessus (p 168) c'est une pseudoplanèze légèrement inclinée vers le Sud. Cette forme substructurale est développée sur le "socle" et dérivée d'anciennes coulées Choungui I très altérées. Leur aplatissement a dû débuter pendant la période d'érosion séparant les Choungui I et II; il s'est poursuivi et accéléré lors de la mise en place du M'tsapéré et du Digo. Cette pseudoplanèze a d'abord été basculée vers l'Ouest puis vers le Sud. La baie de Tsingoni s'explique par un affaissement tectonique entraînant un déversement des eaux de cet ensemble vers le lieu dit. A la suite de la mise en place du Digo (fin Choungui II), certains cours d'eaux ont changé de direction pour s'écouler vers le Sud, comme en témoigne le mini-lac de Caréhani au Sud Ouest du plateau: les eaux ne peuvent s'évacuer à cause d'un barrage créé par un escarpement de faille que l'on suit jusqu'à Tsingoni. Fortement disséqué par les cours d'eau, le plateau de Combani se confond en amont avec les planèzes formées par les coulées du Digo et du Combani. Un dispositif



analogue dans la région de Coconi prouve qu'avant le soulèvement et les épanchements du Choungui II, le relief dominant, du moins dans le "Grand Nord", était de type structural basaltique. A l'origine ce plateau était tabulaire, peu érodé et limité au Nord par un talus festonné, au Sud par une corniche de même regard que la grande faille de Dembéni et à l'Ouest par des massifs phonolitiques. Ce dispositif de Coconi se caractérise par un affaissement tectonique au SE. Ce dernier se ferait en escalier dont la plus haute marche se situerait à Karahani. Il s'agit d'un réseau de faille avec au milieu un horst mais dont la partie septentrionale serait masquée par des épanchements ultérieurs en provenance du Combani.

Entre ces deux ensembles, Combani et Coconi, les coulées du Mont Combani et d'autres plus réduites émanant de puits adventifs au pied de celui-ci, donnent un éventail de planèzes. De même type, celles du Digo se développent surtout vers le Nord Ouest et l'Ouest. Au Nord, le grand plateau Choungui I, qui existait à l'origine, a dû être disséqué par un système de vallées parallèles dirigées vers le nord. Celles-ci ont ensuite canalisé les coulées du Digo qui, par érosion différentielle, ont évolué en lanières allongées dans la même direction.

b) -Les cratères:

Le Centre est aussi occupé par des cratères. L'émission des laves qui constituent les planèzes s'est faite à partir de 2 centres: le mont Combani déjà cité, dôme phonolitique culminant à plus de 400m, et surtout le Digo d'où les épanchements furent plus abondants. Malheureusement au Digo le volcanisme s'est arrêté au Choungui II et aucune trace de phonolite n'a été signalée. Le dispositif morphologique du Digo n'est apparu

clairement que sur les photographies aériennes. Dans le matériel uniquement basaltique du Choungui II, les formes sont peu nettes. Néanmoins la photographie aérienne complétée par une analyse détaillée de la topographie ont permis de mettre en évidence un complexe volcanique formé d'une association de plusieurs cratères de tailles différentes. Ces cratères sont alignés sur un axe de direction N-S ressortant au milieu des bad-lands environnant. Dans la prolongation de l'axe mais légèrement à l'Est, au contact avec le M'tsapéré, existe un autre complexe composé de cratères plus larges; des emboîtements apparaissent sur la photographie aérienne. On en dénombre 4; un seul, celui du milieu, ne présente pas d'emboîtement: c'est le système de Bandramaji. Ici l'activité volcanique est plutôt de type explosif, comme en témoignent ces cratères emboîtés. Cela concorde avec ce qui a été remarqué dans la région de Trévani au Nord du M'tsapéré: nous sommes ici à la limite du volcanisme explosif étudié dans l'Est et l'âge doit être le même. Ce complexe est en grande partie recouvert par les coulées de lave du M'tsapéré II. C'est une nouvelle preuve que, dans le M'tsapéré, il y eut 3 phases d'activités volcaniques, avec une phase explosive ayant précédé les coulées de laves des fonds de vallées. Cette phase explosive peut être placée dans le Choungui III supérieur du fait que des activités du même genre furent enregistrées dans le Sud mais de faible ampleur. Ceci suggère un déplacement de l'activité volcanique avec les mêmes étapes, mais sans pour autant avoir les mêmes faciès de roches. Un autre ensemble, celui de "la Vigie - M'lima maré", s'observe au Nord Ouest de Giego avec cette fois-ci l'association de

coulées peu développées et d'une activité explosive modeste limitée à la construction des édifices volcaniques.

Cette activité de type explosif semble marquer la fin du volcanisme Choungui dans la région Centre. Les formes dans le M'lima maré sont nettes: il s'agit de 4 petits cratères alignés N-S, les 3 plus petits sont ouverts vers l'Ouest et le plus grand vers le littoral. Quant au système de "la Vigie", les cratères d'explosion (en demi-lune) témoignent d'une forte activité explosive avant l'épanchement des coulées. On aurait là la preuve que l'activité explosive du M'tsapéré et du Acoua fut d'abord explosive avant l'épanchement des coulées. Les formes de cratère observées dans cette région centrale par analyse photographique et observation de terrain, sont des cratères d'explosion en arc avec des versants bien dissymétriques au "la Vigie" et à Bandramagi, et des cratères égueulés explosifs de type Pamandzi.

Signalons enfin, dans cette région centrale, des formes particulières aux phonolites. Ici comme dans le Sud, les phonolites n'ont pas engendré de coulées comme dans le M'tsapéré mais des dômes-coupoles ( Ouchoungui - Tsingoni ) de tailles diverses et un dyke à Chiconi. Dans cette région l'état d'érosion des phonolites semble avancé et pourtant ils ont été datés de la même époque (carte géologique de Mayotte 1981) que ceux du Acoua II. La forme plus émoussée de ces extrusions résulterait d'une puissante altération: à Kahani, un ancien dôme a été ainsi dégradé en collines et bads-lands. Il me semble que ces phonolites ne datent pas du Acoua; étant les seuls de l'île à reposer directement sur le "socle", ils témoignent d'un

magmatisme plus acide dans cette région avant les épanchements du Choungui II.

c) La morphogénèse:

La morphogénèse du Centre se calque sur celle de l'Est avec un élargissement des vallées encore plus marqué. Ici la pente est assez faible ( 6 % ), l'érosion linéaire se fait surtout aux dépens d'un matériel très friable. Les vallées sont peu profondes ( 40m en moyenne ) mais plus larges ( 250m ). Elles passent à de véritables petites plaines intérieures dans les secteurs affaissés par la tectonique. L'efficacité du ruissellement s'explique par l'abondance des précipitations dans une région exposée aux vents de mousson. Le ruissellement est plus accentué sur les reliques des reliefs Choungui où il agit d'une manière hiérarchisée en donnant des bad-lands. Ces derniers semblent se développer au fur et à mesure qu'on va vers l'Ouest, c'est à dire vers la zone la plus exposée à la mousson. Les colluvions s'accumulent au pied des reliefs élevés et des croupes les plus importantes.

C) LA REGION NORD OUEST:

La morphologie de la région Nord Ouest de Mayotte ressemble en partie à celle de l'extrême Sud. Toute proportion gardée, on peut évoquer aussi pour cette région une certaine désertification. Ayant connu un volcanisme très récent, cette désertification n'est qu'à ses début. La région se singularise davantage par l'opposition Nord Ouest-Sud Est rencontrée dans sa morphologie. C'est la seule région de l'île à présenter une unité morpho-structurale réelle. Ici la forme structurale dominante est la coulée de lave; des coulées de type hawaïen dont l'âge s'étale du Acoua I au Acoua II. Seul un magma fluide

basique peut expliquer l'importance de ces coulées. Du début à sa fin, le Acoua I se caractérise par un volcanisme hawaïen sans aucune évolution vers un type acide. Lors du Acoua II, même les phonolites se sont épanchés en coulées ( mais de faible importance) jusqu'à la fin de cet épisode volcanique régional où ils ont donné, près des centres d'émission, des laves et dômes-coupoles formant les points culminants de ce secteur.

Les épanchements semblent s'être déversés surtout vers le Sud Est, ce qui soulève des questions. Les centres émetteurs dessinant une ligne droite de direction Sud Ouest-Nord Est, le flanc Ouest de cette ligne n'a reçu que des coulées très réduites ; de plus le colluvionnement y est généralisé se, faisant en deux temps au pied des massifs les plus élevés (Hachiroungou par exemple). La puissance de l'accumulation rappelle celle du Sud de l'île. Par endroit le "socle" apparaît discrètement sous les coulées du Acoua I. Les lignes de crêtes décrites dans la présentation topographique régionale correspondent à des coulées phonolitiques mais ces coulées se raccordent-elles entre elles jusqu'à former un système incluant les dômes culminants ? Cette question rejoint celle soulevée par l'absence du Acoua I au Nord Ouest de cette région.

Dans le secteur opposé, à l'Est, les formes structurales se limitent à des croupes plus ou moins laniérées. Plus la coulée est ancienne plus elle est disséquée et ravinée, donnant un modelé de bad-lands. A M'ro Agnombe par exemple, au Nord de Dzoumogné, la coulée étant l'une des premières, plus large que les autres, a fait l'objet d'une dissection avancée. Une relique de planèze en amont de la rivière Massulaha, à Bandani, témoigne d'un ancien système actuellement disparu. Toutes les autres

formes rencontrées dans cette région sont le résultat d'une morphogénèse très active que renforce parfois la tectonique. Ceci s'explique d'abord par l'exposition : c'est la région la plus concernée par la mousson du début à la fin de la saison (Fig.24.). Le ruissellement est partout très actif : en altitude c'est un creusement linéaire en ravins, faisant apparaître le binôme Acoua I ( basalte altéré ) sous Acoua II (phonolite résistant). L'érosion différentielle respectant ce binôme, entraîne un affouillement dans le matériel basaltique altéré sous-jacent et crée des amphithéâtres. En basse altitude le ruissellement plus étalé élargit les vallées: les cours d'eau y décrivent parfois des méandres libres ( exemple type le Massulaha ). Ainsi donc les anciennes planètes mises en place avant la tectonique récente ont été fortement disséquées et démantelées par le ruissellement. Sur les croupes, le ruissellement engendre un modelé de bad-lands sur les deux versants. Apparemment, dans l'état actuel d'incision, les cours d'eau pérennes sont moins efficaces que le ruissellement et ne sont que peu encaissés près de leurs sources. Le ruissellement doit son efficacité à la fois à l'abondance des précipitations et à la surrection qui serait ici postérieur à l'Acoua II et qui, en augmentant l'énergie du relief et donc les pentes, a accéléré les processus d'érosion.

Les bad-lands couvrent presque le 1/6 de la superficie régionale. Ils sont localisés tout particulièrement au Sud de la région et développés sur les croupes du Acoua I supérieur. Le modelé rappelle celui du Sud de l'île, suggérant dans les deux cas l'affleurement d'un même matériel, à savoir le "socle".

Mais la morphogénèse du Nord Ouest ne se limite pas à ça : tout le flanc externe du massif porte des formations présentant les mêmes caractéristiques que dans le Sud. Certes des amphithéâtres y ont existé, mais ils ont par la suite été comblés. Une formation du même genre est en train de se former actuellement en donnant des glacis au pied des lames phonolitiques ( par exemple à M'tsangadoua). Mais d'après l'aspect de cette récente formation, ce type de colluvions ne serait pas l'oeuvre de coulées boueuses comme le propose l'I.R.A.T (1981), mais d'un colmatage par l'érosion, des vides séparant les blocs déposés par éboulement.

Avant de terminer cette analyse régionale, où placer le secteur de Bandra N'dzia situé à la limite de deux ensembles structuraux ? L'examen des photos aériennes confirme les analyses pédologiques de l'I.R.A.T : il s'agit d'une planèze dont le matériel vient du Digo ( région centrale ). Elle est très érodée au point de se rétrécir à un étroit goulot là où passe la C.C.T2. Son altitude est conforme à celle des autres planèzes du Digo, l'allure est la même. D'après ce qui a été dit sur la région nord-ouest, il paraît difficile d'y inclure le Bandra N'dzia. Il est plus logique de le rattacher à la région centrale car il correspond à l'avancée maximale des coulées de Digo vers le Nord Ouest.

En fait, dans cette région, il n'existe pas de forme structurale originelle hormis les dômes-coupoles et les lames. Les lignes de crêtes culminant entre 230 et 260m d'altitude sont d'anciennes vallées colmatées par les coulées phonolitiques, plus nombreuses ici que partout ailleurs. Un soulèvement a déclenché leur mise en relief par érosion

différentielle au détriment du Acoua I moins résistant : il s'agit d'une inversion de relief.

Il s'avère que cette hypothèse explique aussi le fait que les coulées du Acoua I se soient épanchées surtout vers le SE et moins vers le Nord Ouest. Cela implique que le colluvionnement qui constitue la formation superficielle ait bénéficié d'un phénomène d'exposition. Elle est plus développée au Nord ouest et quasi absent sur le flanc opposé.

\*

\*

\*



## CHAPITRE 4 : MORPHOLOGIE LITTORALE

### A) GENERALITES:

Il est sans doute regrettable que mon étude n'ait pas inclus l'analyse du lagon mais, comme il a été dit dans l'introduction, mes moyens limités ne m'ont pas permis de le faire. Il suffit de rappeler l'importance du lagon et des récifs dans l'évolution du littoral mahorais.

Comme nous l'avons constaté dans la présentation géologique, la lithologie crée à Mayotte une grande variété de paysages côtiers. L'évolution des littoraux a été localement modifiée par la mangrove. A Mayotte le terme "côte rocheuse" ne recouvre pas partout la même réalité; par exemple, en "Petite-Terre" la nature de la roche peut varier sans que change le type de côte. Ici les "côtes rocheuses" correspondent à 2 types d'affleurements:

a) au basalte: au pied des cônes stromboliens de Fougoujou et du Four à chaux, ainsi qu'au pied du cratère de Dzaoudzi, la côte taillée dans les basaltes recule lentement sous l'action de l'érosion marine. L'estran rocheux, large de 10 à 20 m, témoigne du recul du rivage. Localement, à la faveur d'un changement de faciès dans les basaltes (passage des basaltes compacts du type hawaïen aux basaltes scoriacés), des grottes se sont formées qui contribuent au déclenchement de mouvements de masse de type écroulement (Photo.10.). Les éléments arrachés à ces côtes rocheuses se retrouvent dans les zones d'accumulation après avoir été entraînés et remaniés par les courants marins.

b) au tuf de la phase phréatique du volcanisme: autour du complexe de "La Vigie" et à Moya, les seuls lieux où ce matériel affleure (aux abords des lieux d'émission). Il s'agit d'une

"côte rocheuse" si l'on tient compte de la cohérence de la roche, mais on est loin de la résistance des basaltes de Dzaoudzi, Fougoujou et Four à chaux; pourtant dans ces secteurs la côte recule apparemment moins vite que dans les secteurs basaltiques, surtout si on considère qu'ici elle subit de plein fouet les houles des alizés. A Dzaoudzi, Fougoujou et Four à chaux, où la roche est dure (basalte), paradoxalement, l'érosion paraît être relativement plus rapide qu'à l'Est (La vigie-Moya), d'autant qu'à l'Ouest, la côte est protégée par le "Grande-Terre" et la barrière, tandis qu'à l'Est on se situe sur la barrière elle-même, face à une houle puissante pendant plus de six mois. Il s'agit en fait d'un matériau cohérent et résistant à l'érosion mécanique marine. D'aspect massif, il donne des formes lourdes entaillées à leur pied par des encoches (comme pour les basaltes quand il y a changement de faciès). Les mouvements de masse engendrés par l'appel au vide créé par les encoches sont assez variés.

Une autre particularité de cette côte rocheuse sur roche phréato-magmatique est que, par endroit, elle est surmontée d'une falaise taillée dans les cendres trachytiques dont l'évolution découle du travail de l'abrasion marine dans le matériel sous jacent. Là encore, des mouvements de masse de même type qu'à Moya s'y développent, mais cette fois-ci sans plans de glissement nets (pointe Matsozizni).

En "Grande-Terre", la notion de "côte rocheuse" est aussi ambiguë qu'en "Petite-Terre". Ici il n'y a pas de roche phréato-magmatique mais par contre on trouve des formations de versant quaternaires. L'aspect rocheux de la côte s'explique par la présence dans ces formations, de blocs basaltiques et

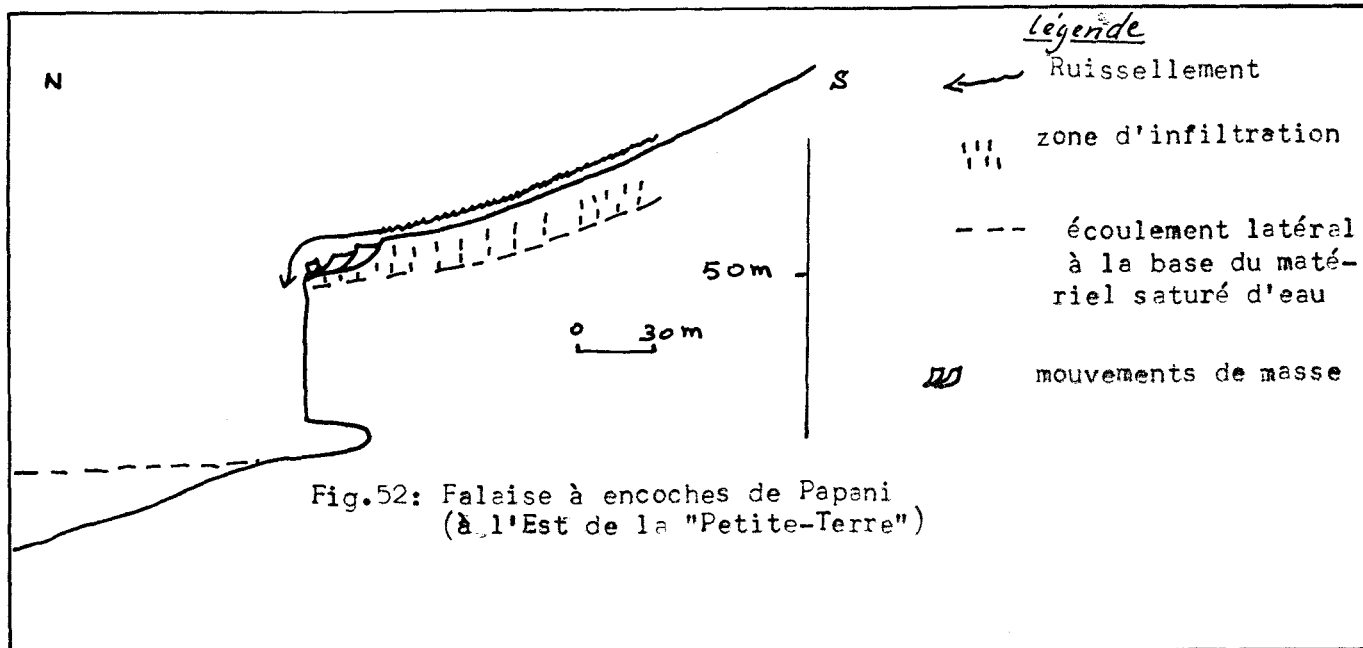
parfois phonolitiques. Ces derniers constituent en quelque sorte le squelette de la formation. Le même type de côte peut apparaître dans des régions où affleurent des basaltes altérés; l'altérite se désagrège et est emportée sous l'action conjuguée du ruissellement et de l'abrasion marine.

A Mayotte, il faut relativiser la notion de falaise et l'adapter à l'échelle de cette île (pas plus de 40m).

Les falaises sont limitées en "Grande-Terre" aux régions concernées par le volcanisme récent (Nord Ouest) et par les formations quaternaires. Ces dernières peuvent être taillées en falaise ou donner des côtes basses. Dans ce dernier cas, ces formations portent des cultures; sous l'action du ruissellement elles alimentent le lagon en alluvions fines. Ces mêmes formations donnent des côtes à falaise dans certains secteurs; par exemple à Bouèni. Quant au volcanisme récent, des falaises peuvent y être taillées au pied de certains édifices. Ailleurs, les côtes à falaise ne sont que très localisées, associées à des affaissements d'origine tectonique. Les côtes à falaise sont plus spectaculaires en "Petite-Terre" (entre 5 et 40m de hauteur), où leur recul est parfois impressionnant. C'est un phénomène qui mérite d'autant plus l'attention qu'il menace directement une infrastructure importante: l'aérodrome de Pamandzi, le seul qui existe à Mayotte.

Aujourd'hui, le recul du trait de côte concerne surtout les deux pointes de la "Petite-Terre" (Nord = poudjou et Sud = Nyoumakoun), mais c'est un phénomène qui se généralise en "Petite-Terre", car nous venons de voir qu'il menace aussi la partie haute du littoral rocheux, taillée dans les cinérites. Les

côtes à falaise de la "Petite-Terre" sont assez classiques avec un abrupt dominant un estran sableux dont la nature change suivant les lieux ; à Nyoumakoun par exemple, le sable est formé surtout d'éléments ponceux et d'un matériel phréatomagmatique. A Dziani le pied de la falaise disparaît sous des masses rocheuses éboulées récemment. A Moya, le ruissellement en ravins a engendré un phénomène unique en "Petite-Terre": une falaise à encoches basales affectée par des mouvements de masse (Photo.21.). On remarque que les encoches correspondent aux ravins: il a donc un lien entre l'abrasion marine à la base et le ruissellement qui affecte le haut de la falaise; en s'infiltrant, l'eau déclenche des mouvements de masse dans la partie supérieure de la falaise (Fig.52.).



Un chemin recoupant la falaise a permis de repérer un écoulement souterrain en saison sèche, preuve d'une importante infiltration.

Plus on va vers l'Ouest, plus le relief côtier s'abaisse et la falaise perd de sa vigueur (de 100m on passe à 2m). L'opposition

entre une falaise vigoureuse à l'Est et une mini-falaise à l'Ouest est due à cette diminution de l'altitude mais aussi au fait que lors des régressions madériennes (voir Fig.40), la côte Ouest n'était plus soumise à l'abrasion marine (cf: 2 p 210 ).

#### B) LES FORMATIONS LITTORALES:

##### a) Les récifs frangeants:

Pour les mêmes raisons déjà évoquées lors de l'étude du lagon, l'analyse des récifs frangeants se limite ici à une présentation de leur répartition spatiale. Pour une connaissance plus approfondie, il est nécessaire de se reporter aux travaux de A. Guilcher et al. (1965). La carte marine montre que des récifs frangeants ceinturent toutes les îles et îlots. Cette ceinture est cependant discontinue pour la "Grande-Terre": dans les secteurs à forte sédimentation terrigène, les conditions sont peu favorables puisque le matériel fin gêne la croissance des coraux. Mais cela n'est pas général et, dans certains cas, le récif arrive à se former quand même. Il faut souligner aussi le développement assez considérable des récifs frangeants le long des secteurs saillants de l'île: c'est le cas de la pointe Majicavo au NE de la "Grande-Terre". En "Petite-Terre", la formation d'un récif frangeant ne concerne que l'Ouest. Plutôt qu'une explication d'ordre tectonique, il est préférable d'attribuer cette dissymétrie au contraste d'exposition, mais en l'absence d'analyse détaillée, il ne s'agit là que d'une hypothèse.

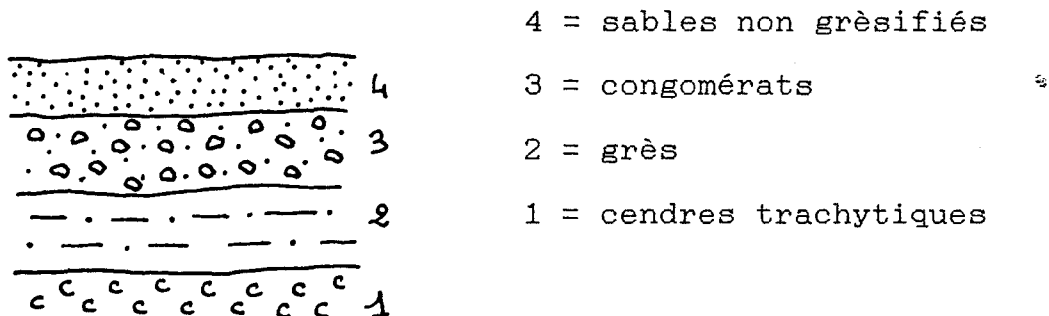
##### b) Les beach-rocks:

Particuliers en "Petite-Terre", ils sont bien visibles sur le cordon qui relie "Four à chaux" à Dzaoudzi et plus particulièrement sur l'ancienne ligne de rivage flandrienne de

l'Ouest. Ce sont des grès purs de sables fins de composition diverse similaire à ceux des plages actuelles. Ces beach-rocks présentent en coupe 3 couches avec de bas en haut : des grès à grains fins, des grès grossiers formés de débris coquillers et de galets, enfin un sable non grèsifié (Fig.53).

Nourris par les courants marins "Koussi" et "Kachkazi", ces beach-rocks se sont formés durant le Madérien. Celui de M'tsanga m'titi (non mentionné sur la coupe puisqu'à un niveau supérieur), le plus ancien, se singularise par sa friabilité malgré une granulométrie comparable à celle du beach-rock inférieur de la

Fig.53: Coupe du littoral Ouest de le "Petite-Terre":



coupe ci-dessus. Cette particularité trouve son origine dans l'abondance de poussières volcaniques dans le sable de M'tsanga m'titi, témoin d'une forte activité volcanique de type explosif au cours du Madérien I.

La coupe ci-dessus (Fig.53.) témoigne d'une variation de la dynamique littorale lors de l'oscillation sèche qui a marquée la régression madérienne. Le grès fin sous-jacent correspond à une dynamique littorale identique à celle de M'tsanga m'titi mais sans apport de cinérites trachytiques: le niveau de la mer a baissé et l'activité volcanique a cessé. Le changement

climatique dans le sens glaciaire, marqué ici par une oscillation sèche aurait favorisé la cimentation des sables fins. Le conglomérat, par contre, témoigne d'une dynamique littorale capable de déplacer des galets. Le sable supérieur non grésifié marque un retour à la situation précédente.

c) La végétation littorale:

Sur le littoral mahorais la couverture végétale appartient à deux types: mangrove et vasière à algues. Un schorre est en cours de formation aux abords Nord de la lagune en "Petite-Terre", mais son évolution est contrariée par la destruction du cordon sableux du rivage flandrien, qui risque même d'entraîner sa disparition rapide.

c-1) la vasière: elle se différencie des accumulations de boue que nous verrons au prochain paragraphe. Elle correspond à la colonisation d'algues diverses (suivant leurs aspect) sur des sédiments terrigènes et marins à la fois.

c-2) la mangrove: elle est décrite avec la forêt dans le chapitre 5 de la première partie, p... Il faut souligner le fait, qu'en "Petite-Terre", les plus anciennes colonies de mangrove n'ont pas plus de cinquante ans.

d) Les formes d'accumulation littorale:

L'accumulation agit différemment sur le littoral mahorais, selon l'exposition à la houle. Les matériaux ont une double origine: marine, dans les secteurs exposés à la houle, là où la barrière s'interrompt et terrigène dans les secteurs abrités (en général dans le fond des baies). En "Petite-Terre", la côte est soumise directement aux courants secondaires. Les zones d'accumulation préférentielles sont les fonds des maars envahis par la mer et les secteurs relativement protégés de l'érosion par leur

position en retrait. Les grandes accumulations ont eu lieu essentiellement à l'Ouest (ci-dessus, p 188 ).

Ces accumulations prennent diverses formes:

d-1) les plages: ce sont des accumulations de sables d'origines diverses. Le mot "sable" est pris ici dans le sens granulométrique. Dans tous ces sables, les éléments basaltiques et coralliens sont importants; mais suivant la localisation de la plage, d'autres minéraux peuvent prendre leur place et dominer: à Nyoumakoun en "Petite-Terre", le sable est constitué principalement de débris de ponces trachytiques; à Papani, la plage de sable en aval de la falaise, est relayée par une plage de galets uniquement coralliens. Les galets basaltiques émoussés sont présents partout sur ces plages.

Des plages de galets de scories basaltiques se rencontrent par endroit : à "Four à chaux" par exemple (Photo.22.), l'apport de sable étant faible, l'accumulation est dominée par des galets en provenance du complexe voisin.

Il ne m'a pas été possible d'analyser dans le détail des types de plages assez fréquents dans les milieux volcaniques mais très limités à Mayotte: ce sont les plages de sables noirs. Ici, à Mayotte, l'apport marin est généralement dominant sauf pour ces rares plages. On peut l'expliquer par des origines locales et la présence de la mangrove qui filtre les apports extérieurs ( Fig.54. ).

d-2) les cordons: particuliers à l'Ouest de la "Petite-Terre", ce sont des cordons fossiles qui ont contribué à la construction du tombolo double de Dzaoudzi. En réalité, un seul cordon actif existe à Mayotte, celui qui barre le Sud de la lagune située à l'Ouest de la "Petite-Terre". L'autre n'existe à



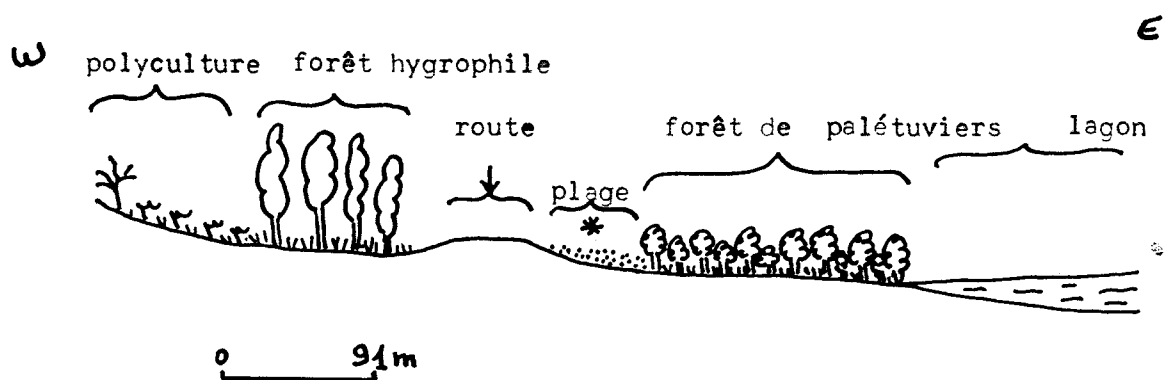


Fig.54 : Coupe de localisation de la plage de sables noirs de Ironi-bé.

l'heure actuelle que sous forme de relique dans sa partie Sud, celle du nord étant détruite par l'intervention anthropique. Nourris par les courants correspondant aux 2 principaux vents de l'île, les accumulations ont eu lieu lors des différents épisodes du Madérien. Elle paraissent avoir connu leur développement optimum avant que l'homme n'intervienne, car, sur le cordon Nord, entre les lieux dits "Goumbo la montée" et Hantafa, une végétation très variée, allant des herbes au baobab, s'y était installée là où le sable n'était pas cimenté. Mais sous la pression de l'urbanisation, les hommes se mirent à extraire ce sable meuble, tant et si bien que toute la partie superficielle, meuble, a déjà disparu. Les conséquences sont graves à moyen terme, car les grès sous-jacents, attaqués, se désagrèment en blocs qui sont ensuite repris par la marée haute. La destruction de cet ancien dépôt de plage a déjà provoqué le recul rapide des mini-falaises bordant la lagune (estimation de l'ordre de 0,5m par an). A terme celle-ci sera largement ouverte sur la "grande mer"

e) Les épandages de galets:

Ils ne sont observés qu'à un seul endroit, entre "Goumbo la montée" et "Pamadzi kélé" et au Sud de ce dernier; ils sont constitués de galets de diverses origines (basaltes, coraux, grès). Ces épandages se forment en bas de plage (côté lagune du cordon Ouest du tombolo-double de Dzaoudzi) lors des grandes marées d'équinoxe, seule période de l'année à laquelle la mer peut franchir le cordon aux lieux cités. Au premier, c'est à dire entre "Goumbo la montée" et "Pamandzi kélé" le processus est renforcé par la destruction du cordon, les dépôts trachytiques constituant la roche en place apparaissent

et résistent mal à l'abrasion marine; la pénétration y est donc plus facile, même lors d'une marée haute normale. La nature des galets montre une origine proche puisque ce sont en majorité des éléments provenant de la destruction de la partie amont du cordon, déplacés par le courant Kachkazi.

f) Les accumulations de boue:

Elles se distinguent des vasières par l'absence de végétation: ce sont des sédiments provenant du décapage des altérites et contribuant à la formation des plaines côtières. Celles-ci tendent d'ailleurs à gagner localement du terrain aux dépens du lagon grâce à l'installation de mangroves au fond des baies. A Dzoumogné, le delta du Massulaha présente un aspect particulier, avec deux parties bien distinctes: la première, en amont, déjà asséchée, constitue une plaine littorale inondée lors des vives eaux de grande marée; la deuxième, en aval, est formée de boue liquide gagnant progressivement du terrain vers le lagon. Les deux sont séparées par une forêt de mangrove. Les accumulations de ce type se font en général dans des zones basses et principalement à l'embouchure d'une rivière. Les travaux récents (Tomassin et al 1989) menés sur la sédimentation dans le lagon, comparés aux travaux plus anciens (Guilcher et al 1965), permettent de suivre la progression de l'envasement pendant cette période.

Ces travaux ont permis de mettre en valeur au sein du lagon de Mayotte deux entités nettement séparées qui se distinguent par:

1) la texture et la granulométrie des sédiments: au lagon externe correspondent des sables à très faible teneur en lutites (catégories de sédiments carbonatés) et souvent bien

classés, au domaine côtier correspondent des sables vaseux ou des vases sableuses généralement mal classés;

2) la nature et les proportions des constituants bioclastiques de la fraction et / ou "mollusques-halimeda"; dans le domaine côtier la diversité taxonomique des bioclastes diminue et le faciès dominant est de type "mollusques-foraminifères" quand l'envasement est fort, les mollusques prédominant très largement;

3) les teneurs en métaux issus de l'érosion des sols et altérites, silicates et oxydes d'Al, Fer, Mn, Cu, et Cr: ces teneurs sont par conséquent plus abondantes dans les sédiments côtiers que dans ceux du lagon; le plomb semble plus important dans le domaine lagunaire pour des raisons encore inexplicées.

Cette différenciation entre les deux domaines lagunaires, dont la transition brutale se localise le plus souvent au niveau d'une série de talwegs parallèles à la côte, ressort selon Thomassin et al (1989), de l'opposition hydrologique entre les zones côtières et océaniques et ses implications trophiques. Elle met l'accent sur l'existence d'une zone plus océanique à fonctionnement trophique "normal". L'évolution récente, marquée par une recrudescence des apports terrigènes, liée aux actions anthropiques, a restreint vers le large la sédimentation carbonatée. Une partie importante du domaine interne, jadis carbonatée, est actuellement anvasée et l'on assiste au remplacement des faciès bioclastiques de type "mollusque-coraux-algues" par des faciès dominés par les mollusques et les foraminifères. L'accroissement de la teneur en lutites varie selon les secteurs, il est comparativement plus élevé dans la zone côtière (passant de 5 à 5%). Parallèlement, le

régime dystrophique est en voie de développement, tandis que s'accroît le dépôt de la matière organique non carbonatée.

Ces résultats mènent à la conclusion suivante: l'accroissement des apports terrigènes est donc corrélatif:

- d'une part, de la diminution de la production carbonatée autochtone et son changement de composition;
- d'autre part, d'une augmentation de l'accumulation organique non carbonatée allochtone.

Cette conclusion de Thomassin et al (1989) a permis dans un premier temps de confirmer l'hypothèse de Guilcher.A (1965), sur l'existence de deux domaines géomorphologiques distincts (Fig.22 p.58): une zone à fond plat qui sert de lieu de sédimentation, proche de l'île et légèrement incliné vers celle-ci, et une zone à fond à pinacles dans la partie extérieure du lagon. Dans un deuxième temps, elle converge vers les résultats de mon travail, en montrant un certain nombre de faits bien exprimés par l'approche synthétique que j'ai réalisée. Par exemple le décapage mentionné maintes fois dans les analyses morphologique et pédologique, réapparaît dans les résultats de Thomassin et al, avec les mêmes minéraux rencontrés dans les altérites, et qui se retrouvent dans les sédiments lagunaires et dans les mêmes proportions: une prépondérance de la smectite issue des roches volcaniques basiques et des altérites sur la kaolinites (rapport de Thomassin et al = 2/4; celui obtenu par diffraction de rayons X avec certains de mes échantillons = 80% de smectite et 20% de kaolinite). Cela signifie donc que le secteur de dépôt de la toposéquence évoquée dans la première partie, cf. 5, Fig.36b, p.109, continue dans le lagon.

Les causes de cette accélération de l'érosion à Mayotte sont multiples et la plupart du temps non ignorées par les responsables de l'île. Vient en tête l'accroissement démographique avec une population qui a plus que doublé en 24 ans. Ce facteur déjà cité par Guilcher. A (1), a engendré systématiquement une intense déforestation et une extension des cultures sur brûlis, associées à des pâturages et au développement du cheptel caprin. Le processus s'ajoute à Mayotte, à une dégradation d'origine anthropique directe sur le milieu: le développement de l'île avec la construction des routes, et voire même l'usage du tracteur dans l'agriculture. Ces dernières années, des facteurs climatiques s'y sont ajoutés: les cyclones, qui étaient rares à Mayotte, ont été plus fréquents et l'on sait les effets des pluies importantes et crues des cours d'eau sur l'érosion terrestre dans un milieu si fragile (deux cyclones en 1984-85, de fortes précipitations en Mars 1981). L'équilibre écologique du lagon serait dans ces conditions gravement perturbé depuis 1981.

---

1. A. Guilcher. 1985 - Nature and human change of sedimentation in laggons behind barrier reefs in the humid tropics, in "Proceedings of Fifth International Coral Reef Congress", Tahiti, 1985, vol. 4, p 204-212.

\*

\* \*

## TROISIEME PARTIE : LES PROBLEMES GEOMORPHOLOGIQUES

## CHAPITRE 1 : LA TECTONIQUE.

## A) GENERALITES:

La tectonique de l'île Mayotte tout comme celle des autres îles de l'archipel des Comores, est étroitement associée au volcanisme régional. Celui-ci est probablement d'origine fissurale dans une croûte continentale immergée. Les géologues de la R.C.P 413 (1978) ont reconstitué, à partir des photographies aériennes, le réseau des fractures principales de Mayotte. Pour eux, la direction SW-NE, passant à N-S en "Grande-Terre" est la plus importante. A ce faisceau majeur, ils associent une direction mineure orthogonale NW-SE et une direction E-W.

L'analyse morphologique a confirmé l'importance de ces directions structurales et en a révélé d'autres qui leur sont associées. En fait la direction SW-NE dérive de la SSW-NNE mentionnée dans l'étude morphologique. La direction NW-SE est moins importante sauf au Sud, dans les massifs de Bénara et Choungui. Quant à la direction E-W, elle est essentielle non seulement dans le dispositif morphologique régional, avec le partage de l'île en 2 ensembles ("Grand Nord" et "Grand Sud"), mais aussi dans les formes d'échelle moyenne où on la retrouve partout. La direction N-S existe mais son rôle est beaucoup moins important. La cartographie de tous les accidents que nous avons repérés, soit sur photos aériennes, soit sur le terrain (voir carte géomorphologique hors texte) montre que leurs directions convergent en "Grande-Terre" et non à l'Ouest de celle-ci comme le proposaient les géologues de la R.C.P 413, qui semblent avoir négligé les accidents SSW-NNE et N-S. Une

analyse détaillée des principaux accidents permettra de mieux comprendre l'évolution morphotectonique de Mayotte.

#### B) ANALYSES DES PRINCIPAUX ACCIDENTS:

Ils sont révélés par des arguments morphologiques: direction des lignes de crête et des vallées, localisation de certaines formes d'érosion. Ils s'intègrent dans une tectonique d'ensemble.

##### a) la faille de Dembéni :

Son existence est suggérée par le dispositif topographique à la latitude de Ouongojou (voir la Fig.9.p 40) et par l'alignement des îles dans le lagon Est. Une faille à cet endroit a déjà été proposée antérieurement (L. Stieltjes, 1981). Cette faille date de la première phase tectonique ayant affecté le "socle" volcanique mahorais. Elle a joué au moins 2 fois puisqu'elle affecte le Choungui I et II, en liaison avec un volcanisme de type fissural qui a mis en place les îles du lagon Est alignées dans la même direction et d'un déplacement latéral Ouest-Est révélé par le dispositif topographique d'Ironi bé (voir la carte géomorphologique hors texte). Ce volcanisme fissural serait à l'origine du dyke phonolitique de Chiconi. Son activité initiale fut associée à la mise en place de basaltes. Son rejeu ultérieur est associé aux phonolites. C'est une faille de regard Sud dont le rejet peut atteindre 200m. D'autres failles secondaires lui sont parallèles et influencent le modelé de détail, en particulier sur le versant Nord de Bénara entre Kétraka abadou et la pointe de Sada, sur le versant Sud du même ensemble entre Trambatsini et Magnassini et sur la dorsale de Chirongui au niveau de Bambo Est et M'ramadoudou. Dans l'extrême Sud, de part et d'autre du Choungui, des accidents de même direction sont probablement à l'origine de talus dédoublés qui





se prolongent par des vallées incisées dans le "socle" volcanique altéré. Au Nord de l'île, cette direction E-W n'est présente avec netteté qu'au M'tsapéré; elle est beaucoup plus difficile à discerner dans le complexe de Dziani bolé-Hachiroungou, où on ne la reconnaît que sur photo aérienne et le long des filons observés sur le terrain. Cette tectonique E-W semble avoir rejoué récemment puisqu'elle affecte le Acoua I.

b) la faille du M'lima Combani-Vahibé-M'tsapéré : (Fig.6 p34 et Fig.8 p 38).

Parmi les accidents de direction SW-NE, c'est la faille la plus importante, la seule dans le Nord de l'île à avoir une influence morphologique notable. Son tracé, parfaitement rectiligne du Mont Combani au village de Trévani, est plus sinueux au coeur du système de M'tsapéré où elle recoupe des accidents N-S. Son prolongement au Nord du M'tsapéré est assez net dans la morphologie. Au contraire, vers le Sud elle disparaît au-delà de son croisement avec la faille E-W de Dembéni, pour réapparaître cependant dans les coulées du Choungui II au Bénara et dans la presqu'île de Bouéni. Son profil se distingue parfaitement à travers les sondes réalisées par J. Nougier et al ( 1984 ). C'est une faille oblique, légèrement inclinée vers l'Ouest, elle a un regard Est et un rejet qui s'approche des 500m. La ligne de crête formant le rebord Ouest du Kwalé est donc un escarpement de faille. Dans le Sud, plusieurs accidents secondaires sont parallèles à cette faille majeure. Au Nord la direction SW-NE ne réapparaît dans le relief que sur la pseudo-planète située au Sud de la dépression de Kwalé. Cette coulée est en position de horst d'âge Choungui II. Les 2 failles limitant ce horst sont nettement visibles au M'tsapéré et l'une d'elle se poursuit en direction de Trévani parallèlement à

celle de Vahibé. Une remarque: ces 2 failles s'effacent au coeur de la dépression où se croisent d'autres failles de direction N-S et E-W. Ce croisement d'accidents a dû faciliter le travail de l'érosion dans les coulées du Choungui II et du M'tsapéré, à l'origine de la dépression. Le seul raccordement qui existe entre le "Grand Nord" et le "Grand Sud", le dispositif topographique de Ouongojou ( voir la Fig.9.) a lui aussi une origine tectonique: il correspond à cette faille qui limite la pseudo-planèze au Sud du Kwalé dans sa partie Est et qui se poursuit jusqu'au coeur du Bénara à Séhémo.

Voilà que pas mal d'énigmes évoquées dans la présentation topographique sont résolues. En particulier celle soulevée par le dispositif topographique du rebord Sud du Kwalé, interprété antérieurement (J.Nougier et al ,1978 ) comme coulée provenant de Akiba (v.p 38). Il s'agit en réalité d'un relief d'origine tectonique, qui suit le tracé de cette même faille recoupé au point côté 188 par un autre accident, la faille de Dembéni qui a rejoué en affaissant le compartiment Sud. Cette faille SW-NE se retrouve au Sud de Séhémo et dans le système de Choungui à Mlima Caroni. Comme pour ses homologues de Vahibé et Dembéni, elle a connu trois phases d'activité: 1) après le Choungui I ( elle affecte le "socle" ) favorisant la mise en place de réseaux filoniens observables sur le terrain aux environs du M'lima Caroni ( voir Photo.23.). 2) cette phase qui semble correspondre à un soulèvement, est suivie d'un magmatisme fissural le long des accidents cassants et plus particulièrement à la croisée d'accidents de direction différente. Cela a permis les épanchements du Choungui II et ensuite du III. 3) plus récemment les lames phonolitiques ont

été hachées de failles à Caroni et Djalimou; parfois même les phonolites sont affectés de décrochements.

c) la faille de Bénara:

Les géologues sont unanimes pour expliquer le linéament de Bénara par une ligne de faille. De direction NW-SE, et de regard Sud, elle est intersectée par les failles précédemment présentées. Malgré cela son tracé est rectiligne jusqu'à Bandra M'homa (partie Est du système de Bénara) où il est décalé par des accidents de direction SW-NE et N-S. Son évolution n'a rien de particulier. Comme les autres grandes failles, elle a connu 3 phases d'activité. Par contre, ici, le magmatisme fissural paraît avoir été plus important que partout ailleurs, vu la taille des lames phonolitiques (v. carte morpho).

d) la direction N-S:

En réalité c'est la direction la moins lisible dans la morphologie. Elle est cependant très apparente sur les photographies aériennes et à des endroits bien précis au Nord comme au Sud de l'île. Etant la plus ancienne, elle fut particulièrement importante:

- au Sud, dans le secteur Est des monts Choungui et Vatounkaridi, où elle est à l'origine de l'escarpement convexe taillé dans le "socle"; localement le long de la dorsale de Chirongui, mais surtout à l'Est du Bénara. Ici un accident est visible entre M'tsatroundrou et Dembéni, se poursuivant au Nord Est à Maévadouani, au M'tsapéré jusqu'à Trévani. Il est légèrement déformé, et prend une direction NW-SE le long du talus Koungou-M'tsapéré déjà signalé dans la présentation topographique (page ).

- au Nord Est : la direction méridienne est nette sur les photos aériennes au Nord ouest de la "Grande-Terre", entre

M'tsamboro et Chémbénioumba, mais elle ne correspond à rien de particulier sur le terrain. Elle semble pourtant contrôler les phonolites du Madjabalini et Hachiroungou.

D'après la coupe faite à travers la dorsale de Chirongui (Photo.14.), cette direction N-S aurait récemment fonctionné au moins localement en permettant l'effusion de laves basaltiques en filons à travers des coulées Choungui III.

Les travaux cartographiques ont révélé un phénomène jusqu'ici minimisé: les décrochements latéraux. Une multitude de preuves cartographiques les justifient: coulées de laves décalées un peu partout dans le Nord Ouest, le M'tsapété et dans la cuvette de Kwalé; mais surtout décrochement des deux grands accidents de Dembéni et de Dzoumogné; ce dernier, étant plus faiblement marqué dans la topographie, n'apparaît qu'à travers les coulées du Nord Ouest et l'interprétation de la tectonique générale. Ces mouvements rendent difficile la compréhension de l'évolution générale du modelé à Mayotte. Les témoins les plus marquants sont pour l'accident de Dembéni, la coulée de Akiba (en provenance de Séhémo) dont la langue est déplacée horizontalement de 1,5km au Nord de Ironi bé, limitant ainsi au Sud la plaine de Dembéni. Pour celui de Dzoumogné, le même phénomène se présente à Mitséni avec l'existence de la partie aval de la coulée du M'lima M'ro Agnombé (en provenance de Dziani bolé).

Ces éléments nouveaux permettent d'émettre l'hypothèse de l'existence de 3 unités constituant le "socle" mahorais: au Nord Ouest, au Centre et au Sud. Celle du centre, entre les 2 autres, se déplace de l'Ouest vers l'Est.

A ce système de déplacements latéraux s'associe une subsidence de type caldérique qui ressort nettement dans

l'hypothèse de Guilcher et al (1965), confirmée par celle de Coudray.J dans son étude comparative de la géomorphologie des récifs barrières de Nouvelle-Calédonie et de Mayotte (Congrès de Tahiti 1985 vol 6 p 427-432). Cette étude a révélé de nombreuses similitudes du point de vue géomorphologique, entre les récifs barrières de Nouvelle-calédonie et de Mayotte dont l'évolution est principalement contrôlée par les mouvements de subsidence.

Ces similitudes ont trait: aux récifs-barrières et à leurs processus d'évolution (fermeture des passes, évolution des platiers), aux alignements de récifs (ou barrières) internes. Malgré l'absence d'investigation profonde à Mayotte, on peut tout de même supposer, compte tenu des analogies morphologiques, que le récif barrière mahorais montre avec celui de la Nouvelle-Calédonie, et compte tenu qu'il a été traversé à l'Est (Fig.66) par la dernière phase volcanique explosive (débris de récif parmi les matériaux expulsés), qu'il est relativement ancien et en tous cas anté-holocène. Le plus probable est qu'il soit installé sur les pentes faiblement inclinées du "bouclier primitif" vers le début du Pleistocène, comme en Nouvelle-Calédonie, plus précisément au début de la longue période de calme succédant à l'avant dernier évènement volcanique qui date entre 1.8 et 1.5 M.a. (Nougier et al., 1982).

Les résultats de mes travaux cartographiques vont dans le même sens que ces diverses hypothèses. Ils permettent de suivre nettement cette tectonique subsidente, plus marquée dans le "grand Sud" que dans le Nord. La faille de Dembéni marque la limite nord d'une région dont l'affaissement aurait atteint le maximum. L'aspect caldérique se confirme par la présence dans ce



secteur sud, de coulées basaltiques très récentes (non datées) tout au long de la dorsale de Chirongui. Leur état d'altération peu avancée laisse croire à des émissions volcaniques plus récentes que celles de la phase phonolitique.

e) En "Petite-Terre" :

En "Petite-Terre", seulement 3 directions tectoniques apparaissent dans la morphologie : la SSW-NNE, la NNW-SSE et la E-W. La première s'exprime entre les maars de Dziani et Moya, de Papani à Maévantana en passant par "chez Ba M'ka" ( Fig.55.) et au complexe de "la Carrière" sur son flanc Nord où elle a engendré des gradins de faille. Son étude n'est possible que dans l'ensemble Dziani dzaha : c'est une faille de regard Sud séparant le Dziani du maar de Moya et du cône strombolien de Maévantana. Cette faille s'observe parfaitement à l'Est, sur la falaise de Papani, où elle correspond à une zone de déformation des couches de cendres, zone exploitée par le ruissellement; cela explique l'échancrure de la côte à cet endroit, en soulignant aussi le contact des 2 édifices volcaniques de Dziani et Moya. Sur le versant, la faille coïncide avec une ligne de partage des eaux anormale dans cette même zone de contact. Généralement et comme c'est observé partout en "Petite-Terre", à chaque contact entre 2 cônes trachytiques, l'érosion creuse un ravin. Ici, nous avons un interfluve à la place du ravin, qui sépare les ruissellements en provenance des versants du Moya et Dziani, la rencontre des 2 se faisant au niveau de la falaise. Le même phénomène s'observe dans la partie Ouest de la même zone de contact près de "chez Ba M'ka" où les talwegs sont par endroit légèrement déviés vers l'Ouest; cette déviation est accentuée par la présence d'une colline trachytique au lieu dit "Toutouricha chez Ba Madi Allaoui". Cette colline pose pas mal

de problèmes de cartographie ( A.A.Ben Youssouf,1984 ): c'est un bombement de 3 à 5 m de hauteur ( ordre de grandeur du rejet de la faille ) correspondant à une série de couches de cendres trachytiques ondulées. Il se situe dans le prolongement de la faille en question vers le Maévantana. L'ondulation des strates serait due du fait que celles-ci, lors de leur dépôt, ont épousé le talus préexistant engendré par la faille.

A Maévantana, la ligne de crête passant par le cône strombolien basaltique débute non loin de la colline de "chez Allaoui" (qui se trouve à 0,7 Km à l'Est) et se poursuit vers le Sud jusqu'au cimetière musulman de Labattoir, où il prend une direction Nord-Sud avant de disparaître sous le village. L'hypothèse de L.Stieltjes ( 1981 ) considérant le Maévantana comme un cratère volcanique est peu probable: un tel cratère n'aurait pu se former qu'avant les déformations tectoniques successives associées à une remontée magmatique formant un cône basaltique de 80 m dans la partie Est. Ce mouvement doit être interprété plutôt comme le résultat d'un affaissement de la partie Est du cratère couplé à une remontée magmatique dans la partie Ouest. La partie affaisée fut ensuite recouverte par des cendres de même âge que celles qui ont masqué la faille au Sud de Dziani "chez Allaoui".

Cette hypothèse implique l'existence d'un accident N-S.

L'accident SSW-NNE de Papani traverse l'île de l'Est à l'Ouest; son regard Sud explique l'inclinaison du cratère de Dziani vers le Nord et les mouvements de masse qui ont affecté le versant interne Sud de ce dispositif. Ce dernier est limité au Nord par un autre accident de direction carrément E-W : assez net sur la photographie aérienne, il est souligné sur le terrain par un ravin qui se distingue des autres (descendant du



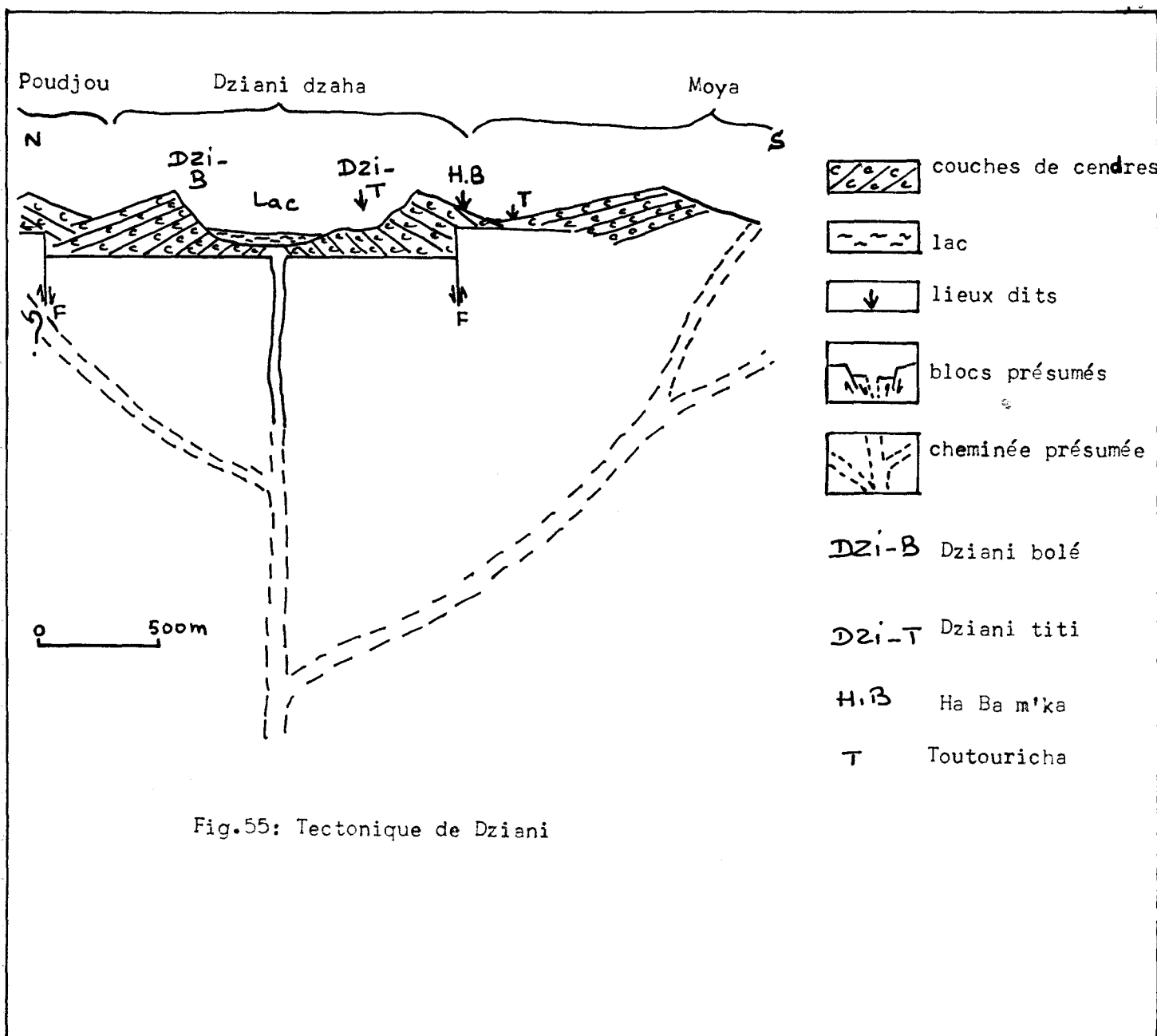


Fig.55: Tectonique de Dziani

versant du Dziani et du contact de ce dernier avec un ensemble disparu aux 2/3 à la pointe Nord de la "Petite-Terre") par sa direction particulière, conforme ni à la pente, ni à la zone de contact. En plus un réseau secondaire de drainage apparaît à la pointe de Poudjou, réseau qui ne peut s'expliquer que par le basculement du bloc septentrional (Fig.55.).

Les deuxième et troisième directions ne s'observent sur le terrain qu'à "La carrière", au lieu de rencontre avec la première et sur le littoral de Sandravangue. La photographie aérienne suggère la prolongation d'un accident NNW-SSE vers Maévantana ( à 1 Km au Nord de "La carrière" ).

\*

\*

\*

## CHAPITRE 2 : LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN:

### A) LES INDICES:

Ils existent surtout en "Petite-Terre" où la tectonique est moins importante et dans le lagon.

#### 1°) les sables de " M'tsanga M'titi" :

La coupe de "M'tsanga M'titi" au Nord du village de Labattoir, sur la rive Est de la lagune "bahari titi" ( petite mer en langue locale ), se localise au fond d'une anse. Par rapport au lagon que les autochtones appellent "bahari bolé" (grande mer), elle se situe à 1 ou 2 m au dessus de son niveau. Le détail du site apparait sur la Fig.40 p 123.

Particularité de cette coupe : l'existence d'un sable en début de grésification. Par endroit, des tâches blanches sont visibles : ce sont des croûtes de grés couvertes de sel, la couleur blanche venant de la cristallisation du sel après le retrait des vives eaux. La croûte en elle même n'est pas très dure: un début de cimentation calcaire s'ébauche entre les particules de sables. Le matériel, bien stratifié ( Photo.24.), affleure au pied d'un système de mini-falaises taillées dans les cendres volcaniques.

L'analyse de l'échantillon au laboratoire a donné les résultats suivants:

- l'échantillon réagit fortement à l'acide chlorhydrique (alors que par son faciès, il rappelle plutôt une brèche volcanique). De même, en présence d'eau oxygénée diluée, la réaction est assez longue.

- l'analyse granulométrique indique 81 % de sables, 10 % d'argiles, 5 % de limons fins et 3,9 % de limons grossier.

- la composition minéralogique correspond à quelques produits volcaniques mais avec une dominante de feldspaths (plagioclases) et de pyroxènes (augite), en débris multiformes assez anguleux, quelques débris de verre et du quartz.

- pour élucider la réaction à l'acide chlorhydrique, une analyse morphoscopique a été menée. Elle a révélé la présence de débris de coraux et de coquillages marins (Photo.34.) qui disparaissent bien lorsque le même échantillon est lavé à l'acide chlorhydrique .

Il reste à expliquer l'origine de ces éléments marins, à savoir des débris de coquillages, de lamellibranches, de corail rouge et blanc. L'observation détaillée de ces débris, comparée aux résultats précédents (A. Guilcher et al, 1965, pl. XIV et XV), nous donne des espèces existants dans les dépôts marins actuels, c'est à dire des *Quinqueloculina*, des *Hauerina ornatissima*, des *Elphidium craticulatum*, mais surtout des *Operculinella* et *Operculina* associés à des *Cycloclypeus guembelianus* et à des *Amphistegina antillarum*. Leur taille (entre 0,28 et 0,29 microns) ainsi que leur degré d'émoussé suggèrent une origine lointaine. Nous sommes ici à l'intérieur d'une lagune où la sédimentation actuelle est dominée par une vase provenant du remaniement d'altérites argileuses; or ces débris calcaires, dès le premier lavage à l'eau, sont d'une propreté inhabituelle dans les dépôts lagunaires. Une analyse comparative a été faite avec un échantillon prélevé dans le sable de la ligne du rivage actuel de la lagune. Dans ce deuxième échantillon, les débris coquillers sont plus gros (jusqu'à 1 cm) et abondants, et toujours teintés par la vase qui se dépose actuellement. Il est donc évident que ce sable situé à

environ 1,5 m au dessus du niveau actuel de la "grande mer" indique une ancienne ligne de rivage.

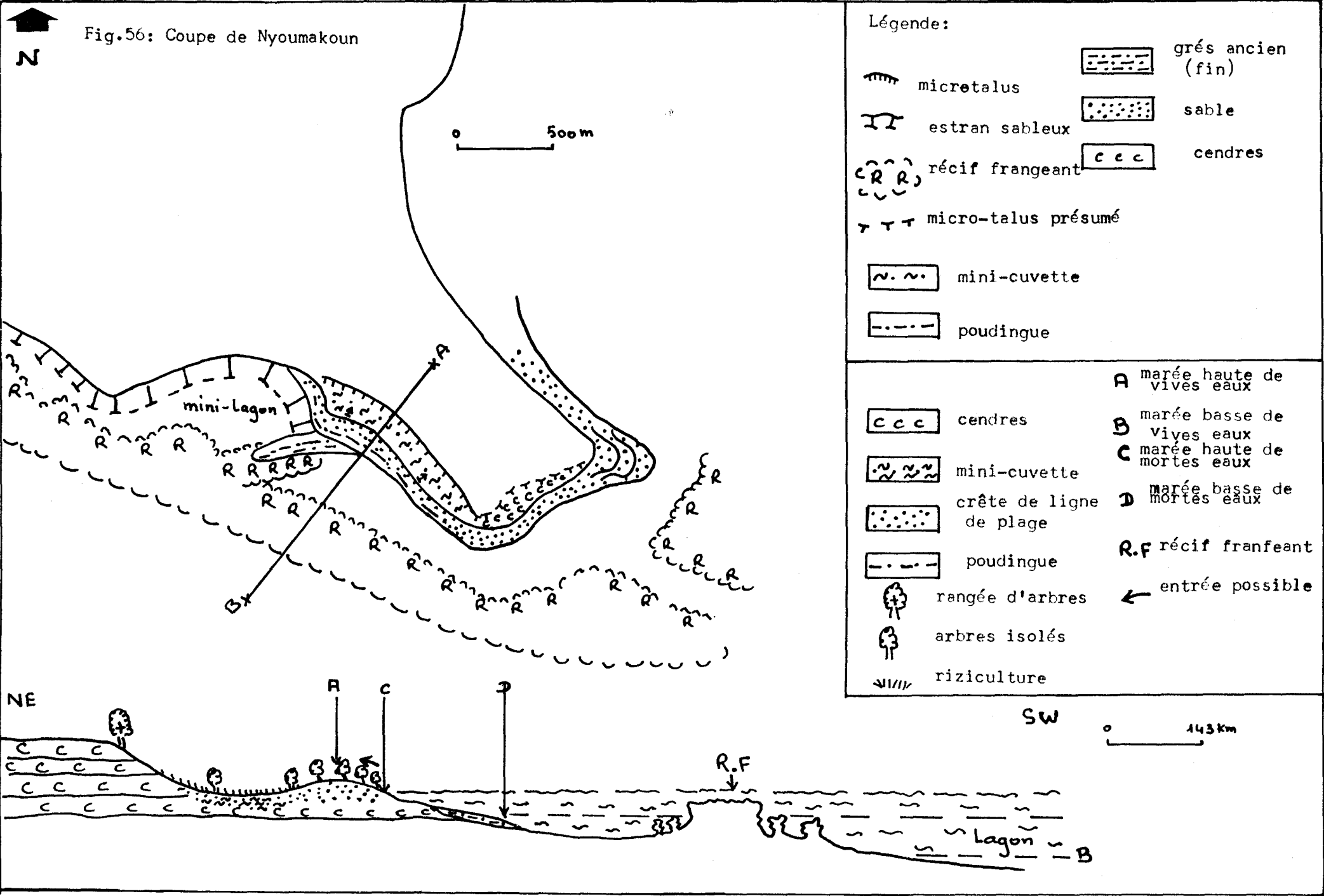
2°) le dépôt sableux et les différentes lignes de rivage de Nyoumakoun :

Cette découverte m'a poussé à chercher d'autres indices du niveau marin à Mayotte au cours du Quaternaire. L'un d'eux s'appuie sur une observation que j'avais faite il y a quelques années ( A.A. Ben Youssouf, 1983, p 68 ), sur le littoral de la pointe Sud de la "Petite-Terre", plus précisément à Nyoumakou où une rangée d'arbres bordait une mini-cuvette. Cette mini-cuvette est limitée vers le lagon par un dépôt littoral sableux d'environ 1 m de hauteur. Le pied du dépôt correspond au tracé actuel du rivage avec du sable de plage (Fig.56.) et son sommet au niveau maximum des vives eaux qui peuvent le franchir et inonder la petite dépression. La riziculture occupant cette cuvette attira mon attention: un simple trou montre que le sol y est constitué d'un mélange d'argile et de limons associés à un sable riche en débris coquilliers visibles à l'oeil nu.

Vers le lagon le système évolue en 2 types de dépôts:

- un dépôt de plage sous forme de poudingue à ciment calcaire, parfois à très gros éléments provenant du remaniement de roches en place variées (basalte), avec des coquilles souvent cimentées. Les constituants sont bien émoussés mais très hétérométriques; ce dépôt est de couleur rouille (Photo.25.).

- plus près du lagon à un niveau inférieur, se trouve un autre dépôt: un grès cette fois-ci, bien propre, de couleur grise comme on en rencontre sur les "cordons sableux" constituant les deux flèches du faux tombolo "double" "flandrien" de Dzaoudzi (à l'Ouest de la "Petite-Terre") [C'est un faux tombolo-double car son bras septentrional n'est pas une flèche (cf 3 p 214) ].

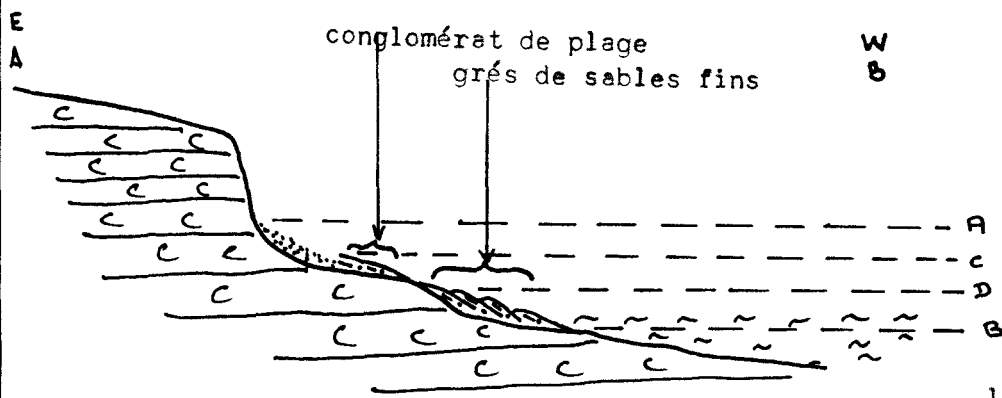


Légèrement vers le Nord, le tracé de la ligne de rivage correspondant au dernier dépôt dessine une anse délimitant un lagon secondaire. Au loin, vers le lagon, le beach-rock est remplacé par un récif frangeant bien visible sur photographie aérienne.

3°) le fulcrum de Hantafa:

On a déjà mentionné ( A.A. Ben Youssouf, 1984 ) un croisement de 2 directions de beach-rock au Nord de la petite île au lieu dit Hantafa. Les dépôts y sont de même nature que ceux de Nyoumakoun. Deux directions s'entrecroisent NS et SSW-NNE, non loin d'une jeune colonie de palétuviers (Fig.57.). On y retrouve la même superposition du poudingue de plage au-dessus du grés de sable fin. A l'extrême Nord ainsi qu'à l'Est, la houle est assez marquée, de ce fait, seul le poudingue apparaît. Ce dépôt ressemble beaucoup à celui observé à Dzaoudzi ( Sud ) au niveau des plages actuelles.

L'étude détaillée de ce changement de direction dans les beach-rocks de Hantafa et l'analyse de la coupe de "M'tsanga M'titi" semblent prouver qu'il y a bien eu une ligne de rivage supérieure à l'actuel avant l'individualisation de la lagune. Un des beach-rocks de Hantafa coïncide avec la ligne de rivage dans laquelle se positionne la coupe de "M'tsanga M'titi", le deuxième est conforme au "cordon flamand". Donc l'intersection des deux systèmes de beach-rock de Hantafa se situe au point d'inflexion des 2 lignes de rivages successives. Cette interprétation est confirmée par l'existence du système de mini-falaises à l'intérieur de la lagune, observé de Hantafa à Racini (Fig.58.).



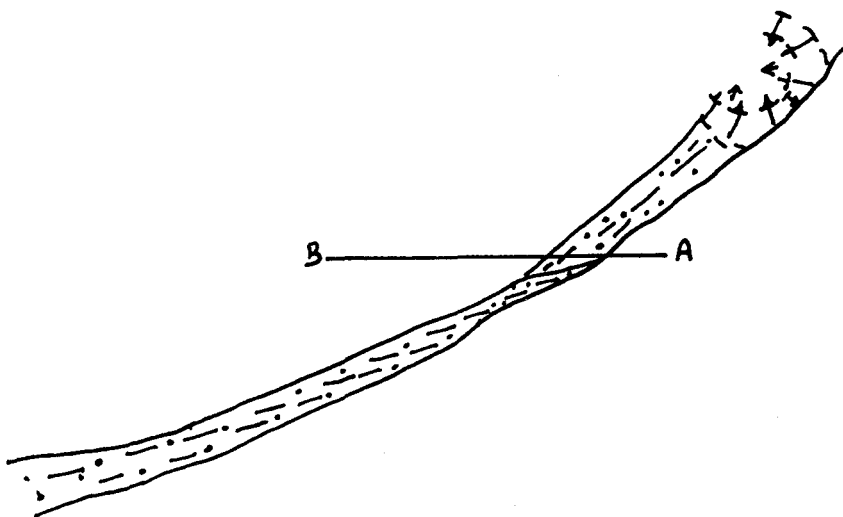
légende:

- A marée haute de vives eaux
- B " basse " " "
- C marée haute de mortes eaux
- D " basse " " "

0 40m

Fig.57a :  
Coupe de Hantafa: de profil

Fig.57b: Coupe de Hantafa: de plan



0 535 m






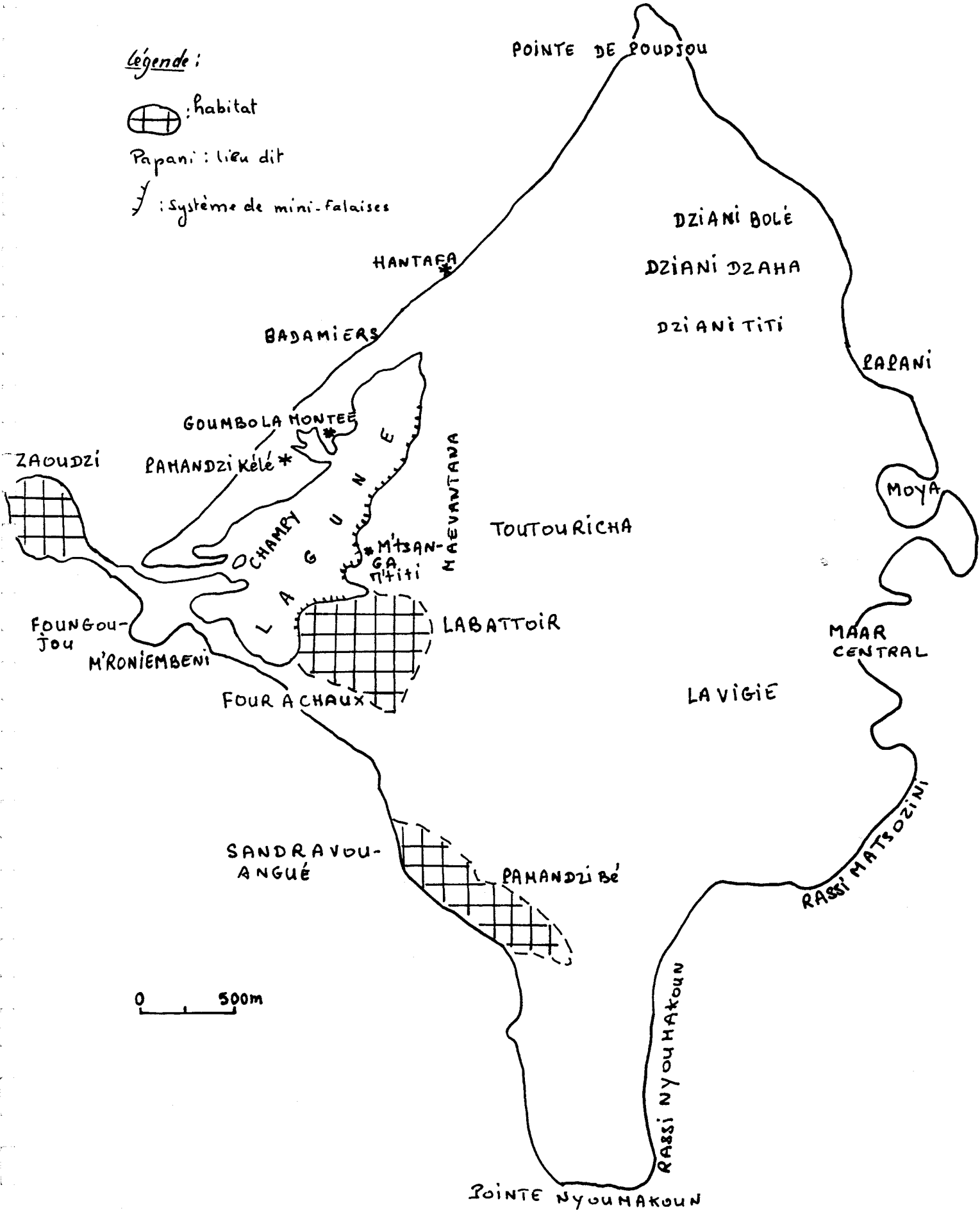
Fig. 58: Carte de localisation en "Petite-Terre".

Légende :

 : habitat

Papani : lieu dit

 : système de mini-falaises



0 500m

L'analyse détaillée de ce système de falaises à l'Ouest de la "Petite-Terre" permet de préciser l'évolution de la ligne de rivage:

- avant la formation de la lagune, la façade occidentale de la "Petite-Terre" mahoraise était soumise à 2 courants marins correspondants aux deux vents dominants. Ces 2 courants ont engendré une érosion marine intense aux dépens des falaises de cendres volcaniques. Au Sud Ouest de l'île la côte était rocheuse ( à Four à chaux ) et au delà du village de Labattoir, exactement à Racini, un système de falaises se mit en place avec une hauteur variable selon l'épaisseur des dépôts de cendre. A Racini les dépôts étaient importants, la falaise atteint 5 m de hauteur; au delà vers le Nord ( Hantafa ), la falaise n'a plus que 1 à 2 m de hauteur. A Polé, dans la partie Nord de la lagune, à quelques dizaines de mètres du fulcrum en question, exactement là où naît le "cordon" Nord du tombolo "double" délimitant la lagune, la falaise disparaît en cédant la place à une formation de vase avec des fentes de dessiccation. Ce secteur de la lagune n'est submergé qu'en période de vives eaux si bien qu'une végétation basse peut s'y développer. Des restes de souches d'arbres témoignent de la présence antérieure d'une forêt à cet endroit. Au delà de ce secteur, vers le Nord, à Hantafa, le système de mini-falaise réapparaît d'abord vive puis morte puis à nouveau vive et même plus attaquée que celle de Racini ( voir carte géomorphologique hors texte page 271).

L'interprétation proposée est la suivante:

Le système de falaises de l'Ouest de la "Petite-Terre" fut actif jusqu'à la construction du tombolo "double" fermant la lagune. Au Nord, la falaise est morte à cause de la formation du "cordon" qui, en se développant, a canalisé les apports

fluviatiles du versant externe du Dziani vers la lagune. La rencontre des 2 flèches à Dzaoudzi a rendu les falaises inactives jusqu'à ces dernières décennies. Cet équilibre a été rompu par la récente exploitation du sable des cordons et l'ouverture de plusieurs graus artificiels qui ont déclenché un nouveau recul des falaises.

Une autre preuve vient consolider ce 3° indice, en rapport avec le système de falaises: en fin de compte ce que nous avons jusqu'ici appelé tombolo "double" n'en est pas un: il y a eu erreur dans l'interprétation des formations littorales régionales, en particulier pour ce qui a été considéré comme "cordon" Nord. Il s'agit là d'une simple ligne de rivage correspondant à l'affleurement d'un ancien faciès volcanique trachytique. Il est vrai que sur photographie aérienne, la crête de plage de cette ligne de rivage apparaît si nettement qu'elle suggère une flèche littorale. Ici les dépôts marins peu épais coiffent la roche en place qui apparaît à chaque fois que le grès s'en va. La vraie flèche est celle du Sud où, de Four à Chaux à Fougoujou, les beach-rock peuvent atteindre et dépasser 1 m d'épaisseur, l'îlot de M'roniembéni étant exclusivement constitué de sables et de grès.

En somme la lagune en question n'a pas été créée par la fermeture causée par 2 cordons mais résulte, d'abord, de l'action érosive des 2 courants marins (même à ses endroits les plus profonds, au niveau des chenaux, ce sont des trachytes qui affleurent ) et du recul concomittant des falaises, et, ensuite, d'une fermeture par la formation d'une véritable flèche dans sa partie Sud et d'un beach-rock de crête de plage à l'Ouest, entraînant l'inactivité des falaises. Cette idée confirme l'existence de la faille hypothétique évoquée

pour ce secteur dans l'analyse morphologique régionale (deuxième partie ,cf.1, Fig.41b et 42.).L'affaissement de la partie SW de la "Petite-Terre" aurait facilité l'enfouissement des trachytes sous les dépôts littoraux favorisant ainsi la constuction d'un cordon dans la partie sud de la lagune.

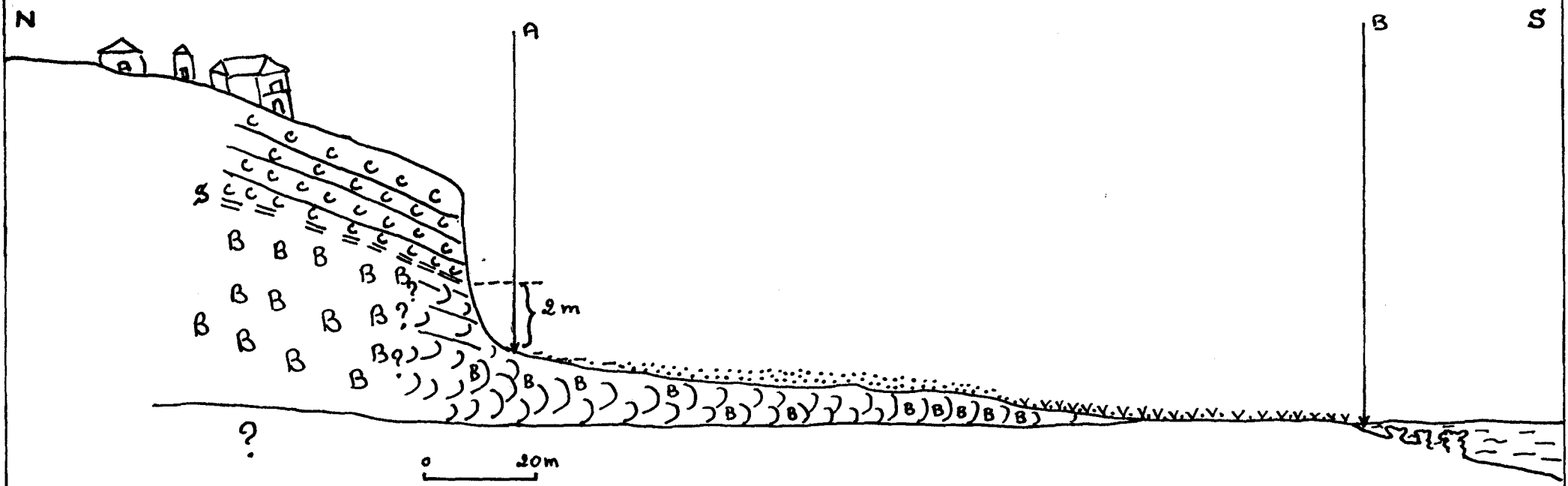
4°) les pillow-lavas de Sandravangue: ( Fig.59.)

La coupe de la falaise de Sandravangue, au pied de la colline de cendres où stationne le peloton de gendarmerie de Pamandzi, fournit une double information : sur l'âge de la dernière activité volcanique du complexe de "la Carrière" et sur le niveau marin contemporain. La série de laves basaltiques en coussins observée sur le littoral du lieu dit (Photo.26.) se poursuit en amont en direction du système de "la carrière", enfouie sous les cendres, au niveau de la gendarmerie. Au pied de la falaise, à une hauteur de 2 m, le faciès de pillow-lavas est net prouvant que le niveau de la mer atteignait cet endroit au moment de l'épanchement des laves. On pourrait imaginer, autre hypothèse, qu'il s'agirait tout simplement du niveau des hautes mers de vives eaux, les coulées s'étant mises en place en période d'équinoxe. Or le faciès pillow-lavas s'observe encore vers l'intérieur des terres à un niveau nettement supérieur à celui des hautes mers de vives eaux actuelles ( 2m au dessus ). De plus cet indice de haut niveau marin rejoint les précédents indices: nous sommes ici à 1,5 Km du site de Nyoumakoun et à 1 Km de la falaise de Racini.

5°) les bourrelets deltaïques de Dzoumogné :

En "Grande-Terre", les traces d'anciens niveaux marins, si elles ont existé, ont été vite masquées par l'intense sédimentation et les effets de la tectonique. On peut cependant voir s'esquisser dans les plaines littorales de Dzoumogné et

Fig.59: Coupe de Sandravouangué  
(localisation des pillow-lavas)

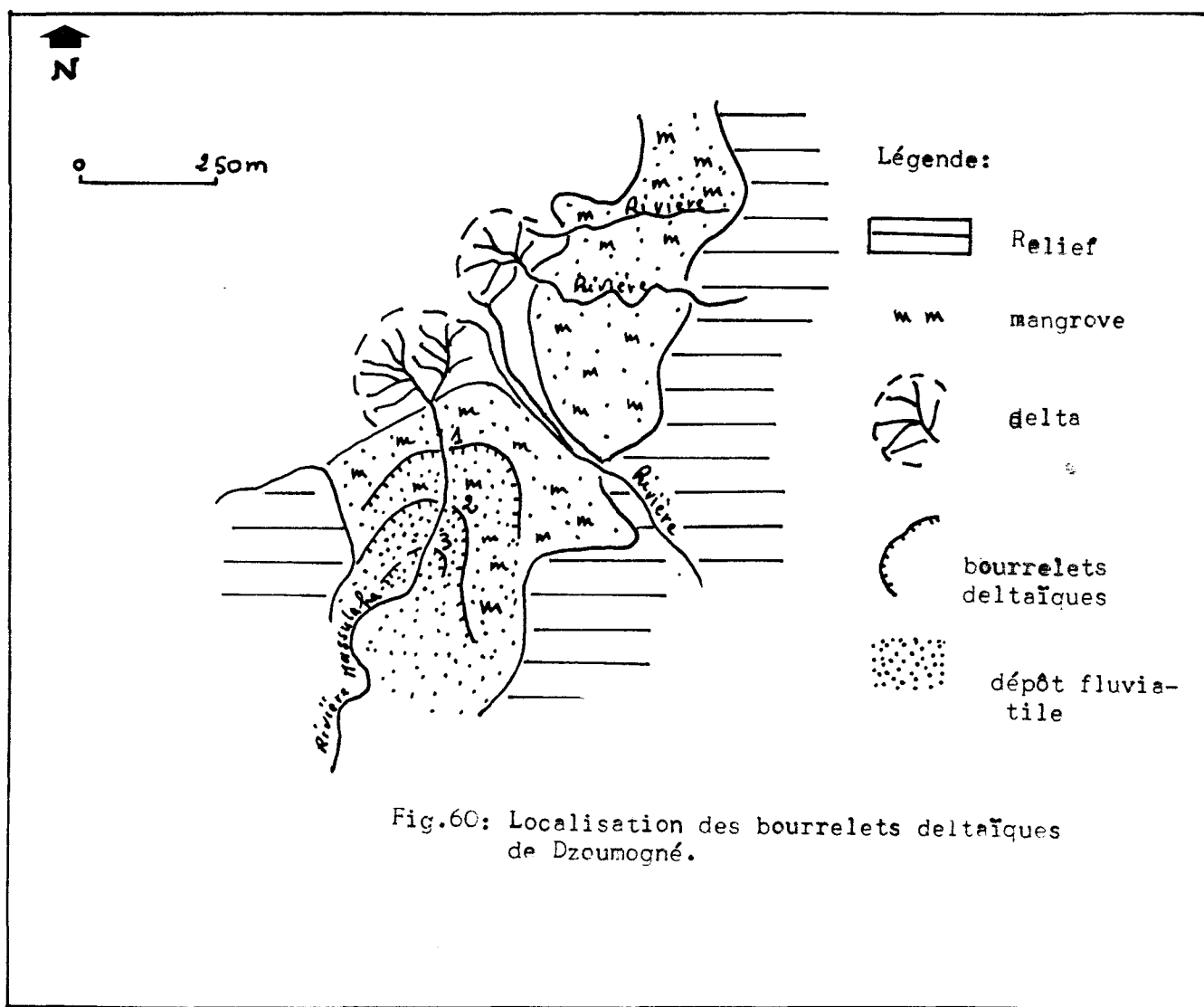


Légende:	
A marée haute de vives eaux	--- sable et cendres
B " basse " "	B basalte
⌒⌒ récif frangeant	⌒ lave en coussins
v.v.v. vasière	⌒⌒ couches de cendres
..... sable	S surface d'érosion

Dembéni des phénomènes morphogéniques pouvant être associés aux indices observés en "Petite-Terre":

- à Dzoumogné, la plaine en question est une vasière qui fait 2,5 Km de long sur 0,7 Km de large, correspondant au complexe deltaïque des rivières Massulaha, Bouyouni et celle de Maouéni. La photographie aérienne y fait apparaître 3 niveaux bien distincts dans la partie Nord du système, c'est à dire du côté de Dzoumogné village; dans la partie Sud 2 niveaux seulement sont observables. Cet étagement ne peut s'expliquer ici par un effondrement d'origine tectonique. Par ailleurs les rebords des différents niveaux sont en forme d'arc (Fig. 60.) n°.p.): ils marquent les anciennes limites des deltas des rivières précédemment citées. Sur le terrain, la mangrove gêne considérablement les observations. Ma surprise fut de découvrir au Nord du système à M'gouedajou (côté Dzoumogné) un bourrelet de 0,5 m de hauteur et 3 m de large constitué de sables et de vase. Il prend un aspect plus vaseux à mesure qu'on s'approche de l'embouchure de la rivière où il disparaît. Cet aspect vaseux vers l'embouchure s'explique par un dépôt de sédiments très fins apportés par la rivière en amont du bourrelet pendant les marées hautes qui s'opposent à l'avancée de la rivière dans le lagon.

L'analyse granulométrique faite en laboratoire donne 79,5 % de sables d'origine marine avec quelques éléments insulaires provenant d'altérites (basaltes fort émoussés, Fer et quartz), 5% d'argiles, 10 % de limons fins et 5,5 % de limons grossiers. Ça paraît contradictoire mais la part des sables dans la composition de l'échantillon nous prouve qu'il s'agit donc d'un dépôt essentiellement marin avec quelques apports "continentaux". L'explication de cette formation littorale ne



peut être qu'un dépôt fait à la rencontre du courant marin correspondant à la mousson ( nous ne sommes pas loin des passes du Nord où la barrière est discontinue ) et l'effet deltaïque du Massulaha qui n'a jamais cessé de déposer en ce lieu ses apports.

En remontant vers l'amont de la rivière on dénombre 2 micro-talus du même type. On aurait de ce fait 3 cordons sableux de dépôt marin limitant 3 niveaux deltaïques pour le Massulaha; ces cordons correspondent probablement à des variations du niveau de la mer au cours du Quaternaire.

- les mêmes niveaux se retrouvent dans la dépression de Dombéni avec probablement le même type de dépôt mais ici la mangrove couvre la totalité des deux premiers niveaux en provenance du lagon. La forme en arc des cordons ne se lit qu'à travers les analyses topographique et photographique.

On retrouve dans ces deux cas le témoignage d'anciens niveaux marins dont des indices existent en "Petite-Terre" mais d'une manière complémentaire puisqu'il s'agit cette fois de dépôts fluviatiles et marins en même temps.

En "Grande-Terre", les sites sont peu exposés à la houle, car protégés par la grande barrière. Les apports détritiques des rivières ont nourri des dépôts alluviaux et des cordons littoraux soulignant les niveaux marins successifs. Ce sont ces 2 sites qui offrent les indices les plus fiables d'une variation du niveau de la mer en "Grande-terre", mais il en existe aussi ailleurs comme dans la baie de Chiconi; mais là, seul 2 niveaux s'observent dont un seul est couvert par la mangrove; une analyse de terrain complémentaire serait nécessaire pour affirmer qu'il s'agit bien d'un dispositif



équivalent à celui de Dzoumogné à mettre en rapport avec des variations du niveau marin.

Néanmoins mes enquêtes auprès des habitants aussi bien que les légendes régionales m'ont permis d'émettre l'hypothèse d'un affaissement localisé, d'origine tectonique, avec en corollaire, une avancée de la mer. Il s'agirait d'un événement extrêmement récent, rapporté dans la légende du village de Caroni. Depuis le siècle dernier, l'ancien site de ce village se trouve sous l'eau et, à marée basse, on peut aisément le repérer. Quant à la légende du village de Saziley qui aurait disparu sous l'eau à une époque historique, elle est vraisemblable, car on sait par des études récentes d'archéologie que Mayotte est habitée depuis le 8<sup>e</sup> siècle après J.C : il s'agirait peut-être des effets de la transgression dunkerquienne mais ce n'est là qu'une hypothèse.

6°) la passe M'longo gory :

L'originalité de cette passe a déjà été signalée ( A.Guilcher et al, 1965 ) à propos des catégories de récifs et des passes ( ouvrage cité , p 22 ); la passe M'longo gory est la seule d'allure sinueuse évoquant le tracé d'une vallée immergée, qui serait celle d'un fleuve drainant toutes les eaux en provenance des systèmes de Kwalé et M'tsapéré à une époque où le lagon était exondé. Pour A.Guilcher et al (1965, p 27), cette exondation serait à mettre en relation avec l'existence d'un Karst immergé dans le lagon occidental, repéré sur la carte marine et par des sondages (remière partie, cf2, Fig23.).

Conclusion :

D'après les différents indices ci-dessus, il s'avère que Mayotte a enregistré des variations récentes du niveau marin mais il n'est pas possible d'en préciser la chronologie exacte. Jusque

là, ces variations étaient attribuées au seul "Flandrien" (A.Guilcher et al,1965,p 27).Nos propres observations de terrain montrent que tous les anciens niveaux ne peuvent être rapportés à cette transgression.Il existe au moins un niveau marin situé à 1,5-2 m au dessus du "Flandrien".Le "Flandrien" lui même a connu des fluctuations mais il est difficile dans l'état actuel de nos connaissances d'en dire plus.

Par ailleurs,divers indices convergents témoignent d'une importante régression marquée par l'exondation du lagon.Elle fut suivie d'une transgression responsable des formes littorales observées ci-dessus puis d'une petite régression ayant permis la construction des cordons "flandriens" de la "Petite-Terre".L'évolution des complexes deltaïques de la "Grande-Terre" pourrait aider à préciser celle du niveau marin entre ces 2 derniers stades.

#### B) L'EVOLUTION DU LITTORAL MAHORAIS AU QUATERNAIRE RECENT:

D'après les indices en notre possession,il y aurait eu à Mayotte 3 stades principaux :

a) une phase de haut niveau marin à peu près identique à l'actuel : le seul indice fiable pour le prouver est la présence des calcaires au fond du lagon.

Ce niveau serait contemporain du M'tsapéré moyen et récent c'est à dire d'une époque où la superficie du lagon était presque identique à l'actuelle.Il s'agirait de l'interglaciaire Riss-Würm.

b) une phase de bas niveau correspond à la régression würmienne,la baisse du niveau marin étant supérieure à la profondeur du lagon,celui-ci était exondé,permettant ainsi la formation d'un Karst.

c) une nouvelle phase de haut niveau marin avec dans un premier temps la transgression qui atteint son niveau maximum, marquée par l'ancienne ligne de rivage repérée à l'Ouest de la "Petite-terre". Il se situe entre 0 et 2m au dessus de l'actuel. Dans un deuxième temps, une légère régression se produit jusqu'au niveau actuel. C'est à ce moment que ce serait formé le faux tombolo "double" de Dzaoudzi et individualisée la lagune de la "Petite-Terre".

A partir de là, il faut tenir compte des découvertes archéologiques et des enquêtes menées auprès de la population. Il semble bien que Mayotte ait subi une deuxième régression beaucoup plus faible que la première: le niveau de la mer se serait abaissé de 0,5 à 1 m en dessous du niveau actuel. C'est la seule façon d'expliquer les anciens sites de villages sur des dépôts contemporains de la précédente régression, à un niveau légèrement inférieur à l'actuel. A la fin du 19<sup>e</sup> siècle la mer a retrouvé son niveau précédent c'est à dire l'actuel, entraînant un déplacement des villages. Ce relèvement du niveau de la mer est très modeste et n'est apparent qu'aux vives eaux.

#### Essai de synthèse:

Il existe donc des arguments de terrain convergents en faveur de variations du niveau de la mer au Quaternaire récent. Ils concernent la dernière période glaciaire et la transgression qui l'a suivie. La mini-falaise morte bordée d'arbres à Nyoumakoun marque la culmination de cette transgression; le dépôt de crête de plage correspondant à la régression qui l'a suivie, le poudingue et le beach-rock sous-jacent à la 2<sup>e</sup> régression. L'identité de faciès des poudingues à Nyoumakoun (au Sud de la "Petite-Terre") et à Hantafa (Nord), comparé à une

moindre proportion de débris marins dans l'échantillon de M'tsanga M'titi ( pas plus de 30 % ), nous suggèrent que la mer a vu sa charge en débris sableux varier : faible au summum de la transgression, elle devient très forte aux stades suivants (d'où la construction du tombolo de Dzaoudzi à l'Ouest de la petite île). Il reste à savoir maintenant le détail de ces fluctuations au sein des 2 grandes stades : la régression würmienne et la transgression holocène.

Essai de corrélation avec le Quaternaire régional :

Dans sa thèse sur le Sud malgache, Battistini ( 1964 ) a mis en évidence l'existence d'une régression marine antérieure au Flandrien et postérieure au maximum "Karimbolien". A Mayotte il est difficile de retrouver des témoins de ce maximum mais la régression qui a suivi est suggérée, on l'a vu, par le paléokarst aujourd'hui submergé dans le lagon.

Complétant les travaux de R. Battistini, des recherches océanographiques plus récentes menées par des soviétiques (Pavlidis et al, 1986) ont permis de retrouver d'anciens niveaux marins à -160, -140, -72 et -50 m sur la partie supérieure de la pente continentale de Madagascar et des plate-formes à -110 m, -72 m et -32 m sur la pente externe du banc des Seychelles. A Mayotte, ces niveaux auraient permis le développement d'une morphologie karstique dans le lagon.

En ce qui concerne la transgression flandrienne à Mayotte comme ailleurs dans la région ou dans les autres bassins océaniques, le problème du maximum eustatique n'est pas résolu. On peut souligner cependant que, dans notre île, les 2 niveaux repérés par A. Guilcher à Abulat en Mer-Rouge (1955, cité par Battistini), décrits par le même auteur aux îles Radama ( Guilcher et al, 1958 ) et par R. Battistini dans le Sud de

Madagascar (1960), sont bien présents. Jusqu'ici, on ne mentionnait à Mayotte qu'un seul niveau flandrien: celui qui a suivi une légère régression mais en réalité le niveau maximum de la transgression avait été atteint antérieurement comme le montrent les analyses de l'échantillon de M'tsanga M'titi.

#### Conclusion sur le Quaternaire mahorais:

Pour le moment, l'essentiel des informations provient de la "Petite-Terre", mais il est possible que des travaux ultérieurs, utilisant des moyens plus performants, apportent des données nouvelles sur la "Grande-Terre". Des recherches menées sur les îlots, avec des moyens adéquats, seraient très utiles.

Néanmoins il semble que les conditions d'une bonne conservation des anciens niveaux soient meilleures en "Petite-Terre" qu'en "Grande-Terre", davantage affectée par la subsidence et où l'intensité de l'altération du matériel rocheux a entraîné un colluvionnement massif au bas des pentes et un puissant alluvionnement le long du littoral.

D'ores et déjà on peut retenir pour Mayotte 2 faits majeurs: 1) l'existence de témoins d'une importante régression pré-flandrienne, et avec les résultats de ce travail, 2) une oscillation du niveau marin au cours du Flandrien.

En "Petite-Terre" où ces phénomènes sont mieux observés, on distingue bien 2 niveaux marins post-flandriens. A Nyoumakoun le maximum flandrien correspond à la mini-falaise bordée d'arbres et associée à un dépôt de plage, un poudingue de couleur ocre. Le dépôt sableux supérieur, une ancienne crête de plage, correspond, lui, à un niveau marin légèrement inférieur de 0,5 à 1 m. Au même endroit, le beach-rock inférieur témoigne d'une nouvelle petite régression avant le retour au niveau actuel qui se confond avec celui contemporain de la crête de

plage. A Labattoir le dispositif est identique avec formation d'une lagune.

\*

\*

\*

s

### CHAPITRE 3 : LES MODIFICATIONS CLIMATIQUES

Les arguments en faveur de changements climatiques:

#### A) PEDOLOGIQUES:

L'analyse pédologique réalisée à partir de quatre coupes (première partie, cf 5, p ), fournit des arguments en faveur d'un, voire même de plusieurs changements climatiques, mais sans qu'il soit possible de préciser leurs âges avec certitude. De toute façon, il est difficile de croire que Mayotte, formée de roches volcaniques mises en place entre 15 ou 12 M.a. et 0,01 M.a., n'aurait pas connu de changement climatique au cours de son histoire. En altitude, entre 300 et 400m d'altitude, comme au bas des versants, on retrouve des traces d'une période humide, caractérisée par des nappes phréatiques permanentes à faible profondeur. Sous un climat tropical à courte saison sèche il semble que la pédogénèse ait permis la formation d'un sol ferrallitique dont les nodules de fer se rencontrent un peu partout dans les colluvions. On a même retrouvé à quelques centaines de mètres au pied du mont Choungui, les restes d'un paléosol tropical, repris dans un ancien dépôt de versant, lui même tronqué et remanié.

Nous allons dans un premier temps, interpréter les résultats de l'analyse pédologique dans leur contexte climatique puis nous proposerons une synthèse susceptible d'être étendue aux régions voisines.

a) L'interprétation climatique de la coupe située au pied du mont Choungui:

Rappelons le contexte morphologique de cette coupe: elle se situe à 340m d'altitude, en position d'interfluve (large de

100m) et se présente sous l'aspect d'un sédiment: couches stratifiées reposant sur le "socle" (Photos.4.27.28.29.).

Le resultat détaillé est le suivant:

au niveau du "socle" ( au bas de la coupe ),une ancienne altérite où ne subsiste plus aucun minéral primaire de la roche mère.Ses composants minéralogiques ont évolué en gibbsite,smectites et kaolinite(1).Des pédochenaux(2) pouvant atteindre 5mm de large,témoignent d'une activité d'infiltration intense ayant entraîné un placage de cutanes d'illuviation de nature ferri-argilane sur les parois.Le placage devient colmatage dans la partie supérieure de l'altérite.Au-dessus de cette altérite repose un "sédiment" hétérogène bien stratifié formé de lits différenciés par leur couleur ( rouge-ocre et jaune-blanc ).L'épaisseur des lits augmente vers la surface.La couleur rouge corespond à une forte concentration d'oxyde de Fer et l'autre à un "tout venant" altéré sur place laissant apercevoir quelques minéraux fantômes de sanidine ou d'Augite. L'hypothèse est la suivante: en régime de biostasie correspondant à un pluvial,le "socle" s'est altéré sur place sous une formation végétale fermée de type forêt dense en donnant l'altérite repérée à la base de la coupe ( ou voire même une reprise d'une ancienne altérite déjà existant ).Cette phase fut suivie d'une crise rhéxistastique marquée par la des-

---

(1).Par extrapolation avec les résultats d'analyse minéralogique par diffraction des rayons X faite sur des échantillons pris sur des versant Nord à l'opposé de notre site.

(2). Les diaclases ont servi de pédochenaux dans les altérites.



truction et le remaniement des sols existants dont on retrouve des éléments dans le sédiment. Cette crise rhéxistatique serait d'origine climatique: la concentration des éléments du paléosol tropical au bas des versants suggère un ruissellement intense causé par le passage d'un climat tropical humide à un climat tropical à longue saison sèche avec forte pluviosité.

b) La deuxième coupe observée sur le Choungui IIIa correspond à une altération récente avec des pédochenaux en voie de colmatage par des débris de roche. Le Fer y est présent sous forme d'ilménite ce qui explique l'absence de la couleur rouge-ocre rencontrée dans la coupe précédente. Cette absence totale de traces de paléosol nous permet de situer chronologiquement le Choungui III après le changement climatique observé sur la première coupe.

c) La troisième coupe ( un seul échantillon prélevé Ma III), présente la même superposition que dans le premier cas mais la stratification n'apparaît pas dans la partie supérieure (Photo.30); la constitution est aussi la même.

4) Le plus intéressant vient de la dernière coupe, située en bas de versant ; comme au pied du mont Choungui, elle présente une stratification. Il faut cependant souligner qu'ici à Caroni, la coupe visible est partielle: on ne voit pas le contact avec le "socle" sous-jacent. Néanmoins, elle fournit des renseignements de valeur non négligeable.

Ici, l'équivalent de la formation stratifiée observée sur la coupe au pied du Choungui a subi une évolution pédologique: c'est un véritable sol comparable à ceux qui se forment aujourd'hui. On compte deux sols alluviaux séparés par des colluvions. Le tout a été fossilisé par une coulée à son tour altérée ( l'altération n'en est qu'à son début, comme pour la

coupe 2, les minéraux sont assez nets ). Il faudrait connaître l'âge de la coulée. Il est difficile de la rattacher au Choungui III dont le volcanisme, de type acide phonolitique, s'est limité aux sommets les plus élevés. Il est plus logique de la rattacher à une phase finale du Choungui II, seule période qui a vu l'effusion de coulées importantes capables d'atteindre les vallées. En plus aux environs du mont Choungui, à travers les padza ( bad-lands ), une couche rouge située sous les coulées du Choungui II s'est révélée être, après analyse, une formation colluviale de versant. Ces colluvions apparaissent partout dans les environs du Choungui, grâce à la dissection en bad-lands (Photos. 31.32.).

Même sans datation précise, nous savons à partir de ces deux données que le changement climatique responsable de la crise rhéxistasiqne, s'est produit avant la fin du Choungui II. Mais étant donné l'altération très évoluée de toutes ces laves, il subsiste une marge d'erreur, et on ne peut exclure totalement que la coulée qui a fossilisé les colluvions du Choungui IIIa lors d'une émission basaltique et qu'elle soit même plus récente, du Quaternaire récent et qu'elle provienne de Djalimou qui n'est qu'à 1,5 Km de la coupe de Caroni.

#### Hypothèse:

Une longue phase de biostasie a intéressé Mayotte à la fin du Tertiaire caractérisée par un climat tropical humide avec une courte saison sèche. Cette période de stabilité fut interrompue par un changement climatique qui a déclenché l'érosion des sols et leur remaniement en colluvions et autres formations de bas de versants. Cette crise rhéxistasiqne est à mettre en relation avec une dégradation du couvert végétal que l'on peut raisonnablement attribuer à un allongement de la saison

sèche. Au cours de cette 2° phase on constate qu'il existe deux oscillations humides séparées par une période sèche. A chaque oscillation humide correspond une tendance à la biostasie, matérialisée par un sol alluvial. Les colluvions qui séparent les deux sols alluviaux correspondent alors à la période sèche.

#### Conclusion:

La coupe étudiée au pied du mont Choungui témoigne d'une altération chimique intense à une époque donnée, suivie d'une phase de colluvionnement. Nulle part sur les affleurements du Choungui III, il n'a été possible de retrouver d'anciens sols tropicaux en place. Pourtant ces sols ont dû exister à un moment donné puisqu'on en retrouve un peu partout, des éléments remaniés dans des formations de pente ou de bas de versant.

La coupe de Caroni quant à elle, prouve l'existence de 2 palésols alluviaux avant l'épanchement d'une coulée basaltique récente, postérieure à deux phases climatiques distinctes.

L'interprétation des résultats climatiques des coupes de Choungui et de Caroni nous donne deux phases dont la première ( la phase humide ) se situerait chronologiquement au Tertiaire, d'après les datations fournies par les géologues sur les différentes phases volcaniques. Dans ce cas cette phase humide correspondrait au pluvial Kaguérien. Mais l'impécision qui règne dans les résultats obtenus en géologie ne nous permet pas de mettre en valeur cette hypothèse du Kaguérien.

#### B) MORPHOLOGIQUES:

La morphogénèse quaternaire à Mayotte est marquée par une dissection en bad-lands intéressant à la fois le "socle" et ses couvertures. Ici, les mêmes mécanismes morphogéniques ont fonctionné depuis le début du Quaternaire jusqu'à nos jours, si

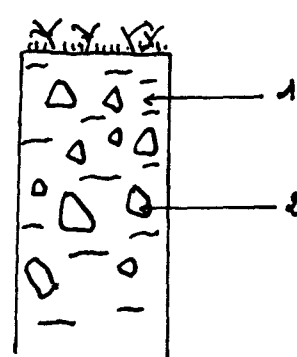
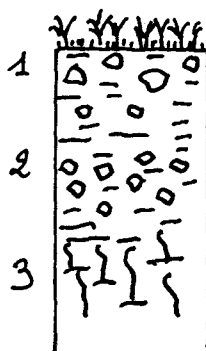
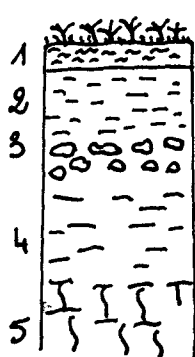
bien qu'il est difficile de reconnaître des phases différentes. Partout on retrouve les traces d'un épisode de déstabilisation du manteau d'altérites avec, en corollaire, des accumulations de versants dont les profils varient en fonction de conditions locales, comme le montrent les trois coupes suivantes (Fig 61.).

Fig.61: Différents profils des dépôts quaternaires.

1) Chirongui Est

2) Moinatrindri

3) Acoua



Légende:

- coupe 1
- 1) sol actuel
  - 2) dépôt jaunâtre
  - 3) " de blocs et argiles
  - 4) argiles rouges
  - 5) altérite tronquée

- coupe 2
- 1) dépôt argileux rouge avec gros blocs.
  - 2) dépôt avec matrice argileuse jaunâtre et galets parfois fantômes.
  - 3) altérite tronquée

- coupe 3
- 1) matrice d'argiles et de limons laissant apparaître des agrégats et pédochenaux.
  - 2) blocs atteignant la taille du mètre.

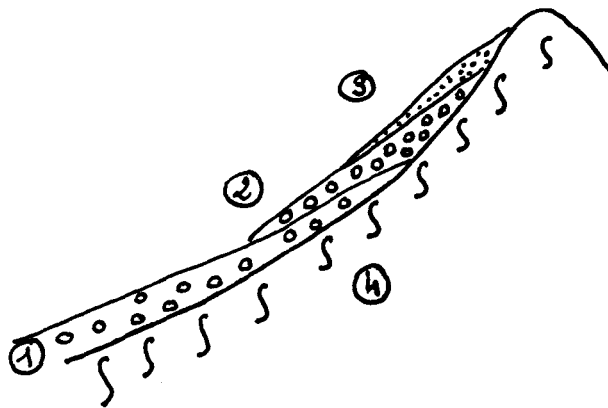
Renseignements complémentaires sur les coupes.

1) Chirongui Est: la coupe se situe sur la dorsale, versant Est à 100m d'altitude en position d'interfluve. Le même phénomène s'observe sur le versant Ouest.

2) Moinatrindri: la coupe se trouve à 60m d'altitude en position d'interfluve.

3) Acoua: la coupe se situe au pied du Madjabalini, versant NW à 100m d'altitude, en position d'interfluve; on observe le même phénomène sur le versant opposé.

A 200m d'altitude, sur le bassin de réception de Kani Kélé, aux environs du Choungui, l'observation détaillée d'une surface perchée entaillée non loin de la ligne de crête nous donne le profil suivant (Fig.62).



Légende:

- 1)strate de gravillons grossiers
- 2)2°strate de même type
- 3)gravillons fins
- 4)"socle"

Fig.62: Coupe à travers une surface perchée aux environs du Choungui.

Une formation de versant, stratifié et dont les éléments constitutifs sont hétérogènes, leur taille diminue de la plus vieille à la plus récente. Dans les 3 strates les gravillons sont emballés dans une matrice de limons fins. A travers cette coupe on constate que même au pied des sommets les plus élevés, les variations climatiques étaient sensibles. Ici la formation étant située non loin du Choungui (la pente étant forte, la courte distance parcourue par le ruissellement diffus), n'a pu que déposer des produits fins. Cette coupe fait tout de même apparaître 3 dynamiques d'écoulement successives, donc une marque de trois temps dans le climat.

Toutes ces coupes confirment l'existence d'une crise climatique ayant affecté notre île depuis la fin du Tertiaire.

Si le climat tropical humide à courte saison sèche est indéniable au Tertiaire, néanmoins, une grande diversité apparaît dans le matériel. A travers les trois coupes de Chirongui Est, Moinatrindri et Acoua, on constate un phénomène répandu partout dans l'île. Il s'agit d'un dépôt de versant composé de blocs ( pouvant faire plusieurs mètres-cube dans la région NORD OUEST de la "Grande-Terre" ) emballés dans une matrice argilo-limoneuse dérivant du remaniement d'altérites. A première vue, l'absence de triage et la taille des gros éléments suggèrent un glissement en masse; G. Buisson et al (1981), ont utilisé le terme de "coulée boueuse" pour ce type de dépôt. Comparé aux 2 exemples développés dans le chapitre morphologie régionale page 157 ( mouvement de masse de Moinatrindri et Poroani ), à mon avis, une simple coulée ne peut être à l'origine de ce phénomène. Le volume des bloc demeure la clef de l'énigme. Il faut trouver un processus de transport capable de déplacer ces blocs. N'y a-t-il pas eu combinaison de deux facteurs, l'un d'ordre climatique qui serait le plus important et l'autre lié à des conditions locales ? Je pense que plusieurs mécanismes interfèrent pour expliquer la variation du volume des blocs déplacés, d'une région à l'autre. Tous les dépôts sont constitués de blocs emballés dans une matrice provenant du remaniement d'altérites et cela à toute altitude ( de 300m à la mer ), ce qui suggère une crise climatique. A l'échelle locale, comme on peut le voir sur la coupe de Acoua, des mécanismes particuliers sont intervenus pour expliquer le déplacement des méga-blocs basaltiques:

- la tectonique peut être évoquée, par une déstabilisation de la corniche lors de secousses sismiques. Cela se serait poursuivi en éboulement sur le versant.

- simultanément le ruissellement aurait entraîné les produits fins provenant du remaniement d'altérites qui auraient emballé les blocs.

Cette explication est plausible au moins pour le Nord Ouest et le secteur de Chiconi: à Mtsabgadoua et Chiconi, au bas des versants du Madjabalini et M'lima Chiconi, les blocs sont tellement énormes que les habitants s'en servent comme soubassement de leurs cases.

A M'tsangadoua, en amont du village, au pied du Madjabalini, le déplacement des blocs est actuel ou subactuel: des blocs récemment éboulés ne sont pas encore emballés et couvrent un glacis ( au sens topographique du terme ).

Pour en finir avec cet exemple régional, sur le versant opposé du même relief, le glacis n'existe pas et les blocs sont entièrement recouverts d'argile; on observe même un phénomène de solifluxion superficielle saisonnier.

Dans le Sud, le mécanisme de la coulée boueuse est plus conforme aux caractéristiques du dépôt que dans le Nord Ouest. Il serait associé au ruissellement diffus et parfois à un glissement en masse des altérites. Les secousses sismiques étant moins enregistrées ici, les blocs que nous avons sont de taille réduite, pouvant être déplacés sous l'action de l'eau, mais le plus probablement dans des épandages boueux.

On peut donc souligner l'originalité du dépôt de Acoua qui caractérise un processus particulier au Nord Ouest: l'intervention probable de l'activité sismique dans la formation du dépôt de pente. Ici la formation de versant nous fournit davantage de renseignements sur la complexité des processus morphogéniques à Mayotte au cours du Quaternaire. Les eaux courantes sont intervenues de 3 façons: par l'incision, le

transport et le dépôt au bas des versant. Dans cette région du Nord Ouest, on constate que l'incision affectant tout matériel meuble ("socle" altéré et dépôts de pente), a parfois contribué aussi indirectement au déplacement de méga-blocs en creusant à leur pied et provoquant ainsi leur déséquilibre.

Ailleurs, comme on l'observe à travers les coupes de Moinatrindri et Chirongui Est, le dépôt présente un début de stratification. Celle-ci concerne des blocs de taille plus petite associés à des galets, et fait apparaître au sein du dépôt des niveaux à blocs et galets sur la coupe de Chirongui Est (Photo. 18.), intercalé entre 2 couches de colluvions argilo-limoneuses reposant sur une ancienne altérite tronquée en place. Un changement de couleur au sein du dépôt (rouge dans la partie inférieure, jaune dans la partie supérieure) suggère qu'au remaniement répété du matériel tertiaire, s'est substitué dans le colluvionnement un matériel plus récent provenant du Choungui III. La formation de pente porte un sol récent peu évolué.

Il ressort de l'analyse des dépôts quaternaires à Mayotte 2 types: 1) un dépôt de versant résultant d'un simple colluvionnement et 2) un dépôt dont la formation est assistée par une probable activité sismique, type Acoua. Cette typologie a permis d'émettre les deux hypothèses suivantes:

1) seul le Nord et tout particulièrement le Nord Ouest a connu une activité sismique au Quaternaire. On peut même dire que celle-ci continue de nos jours, comme en témoigne la présence de tas de méga-blocs au pied du "Madjabalini".

2) au cours du Quaternaire, les versants mahorais ont été soumis à des processus d'érosion consistant dans l'incision et le décapage des secteurs amont et, en corollaire, le dépôt de



colluvions argilo-limoneuses dans les parties basses. A travers les différents dépôts on discerne un ou plusieurs épisodes caractérisés par une plus grande compétence du matériel, ce qui implique une puissance accrue des eaux de ruissellement à ces moments là. Sur les coupes de Moinatrindri et Chirongui Est, la disposition de ces niveaux plus grossiers suggère que plusieurs épisodes de ruissellement à forte compétence se sont succédés. Cela se confirme par le tableau des conditions morphologiques suivant (Fig.63).

Il est clair que le système Caronien présente des particularités qui le font reporter à une phase antérieure: il s'agit de dépôts nettement distincts de ceux qu'on observe un peu partout, antérieurs au volcanisme du Choungui II. Les colluvions comportent du matériel provenant du remaniement de pâléosols tropicaux qu'on ne retrouve nulle part en place aujourd'hui. Le modelé qui caractérise actuellement Mayotte serait apparu entre la fin du Caronien et le début du système qui l'a suivi. Incisions et dépôts ont été plus importants lors de la deuxième phase qu'au Caronien. Les 3 phases d'accumulation observés dans les dépôts de cette deuxième phase seraient représentatifs de 3 épisodes à climat caractérisé par une longue saison sèche. Une coupe étudiée au niveau d'une surface perchée taillée dans un glacis d'accumulation au pied du Mont Choungui confirme ce rapport (Fig.62).

L'interprétation proposée est la suivante: après la période humide du Caronien ( évoquée dans la première partie, cf 5), Mayotte a subi une phase d'érosion intense sous un climat rendu agressif par un allongement de la saison sèche et une couverture végétale moins dense. Cela provoqua la destruction du manteau d'altérites formé au Tertiaire. Ce changement

Fig.63: Tableau synthétique des conditions morphologiques

Phénomènes	Processus	Végétation	Tendance climatique
colluvionnement avec blocs et galets dans les secteurs à faible pente et dans les plaines. La matrice du dépôt prend une couleur brune dans sa partie >.	ravinement des versants par ruissellement.	végétation ouverte.	climat sec (interpluvial Madérien II)
colluvion sans galets, argilo-limoneuse, de couleur jaune.	ruissellement diffus sur les versants.	végétation de savane boisée.	oscillation sèche du Madérien Ib (interpluvial)
dépôts de versant avec blocs et galets (Choungui II) dans une matrice jaunâtre	écoulement boueux en nappes généralisé sur les versants.	végétation ouverte.	climat sec (interpluvial Hantafien).
dépôt sans blocs ni galets, de couleur rouge (remaniement au stade 2 des sols ferrallitiques tertiaires).	ruissellement diffus avec un dépôt de versant de couleur rouge.	végétation ouverte.	climat sec (interpluvial Caroni III).
Q U A T E R N A I R E			
coulée de lave Choungui II			
système Caronien			
formation du paléosol alluvial 2 de Caroni.	écoulement concentré, faible action du ruissellement sur les versants.	milieu stabilisé, pédogénèse	climat plus humide, fortes précipitations, courte saison sèche (pluvial Caroni II)
entaille des dépôts en place (dépôts intermédiaire de Caroni) sur les versants accompagnée d'un dépôt dans les plaines.	ruissellement diffus voire même en nappes et coulées boueuses.	formation végétale ouverte.	climat sec (interpluvial Caroni II)
formation du paléosol alluvial 1 de Caroni	écoulement concentré	début de reconstitution d'une végétation fermée	longue saison humide, forte pluviosité (pluvial Caroni II)
décapage et remaniement des sols ferrallitiques. Dépôts de remaniement au bas des versants.	très fort ruissellement accompagné d'un dépôt le long des versants et en plaine.	instabilité, formation végétale ouverte.	longue saison sèche, climat sec (interpluvial Caroni I).
formation des sols tropicaux ferrallitiques.	écoulement concentré, faible ablation sur les versants. Nappes phréatiques peu profondes.	forêt dense sempervirente.	climat tropical avec longue saison humide (pluvial Caroni II)

correspondrait au passage, à titre d'hypothèse, du Donau au Günz. Ses traces ont été repérées dans les profils pédologiques et dans l'existence d'un paléomodelé enfoui sous les récentes coulées de laves (Photos. 19.33.). Autre preuve, mais cette fois-ci pour une hypothèse qui nous place au Tertiaire (tout cela s'est probablement produit avant le Choungui II), le fait qu'on ne retrouve pas dans les dépôts Caroniens, de matériel grossier à galets et blocs comme dans les dépôts récents. C'est à la suite de cette crise climatique qu'apparaissent dans les formations de pente un mélange de blocs, galets et argiles. Il y eut ensuite plusieurs épisodes successifs caractérisés par les mêmes processus d'érosion mais avec des intensités différentes. Cela correspond au passage du climat de la fin du Tertiaire à celui du Quaternaire, concrétisé par l'apparition des niveaux à blocs dans la coupe de Chirongui Est. A Moinatrindri les processus

responsables de la formation à blocs visibles dans la partie supérieure de la coupe, implique une puissance et une compétence accrues du ruissellement, de même que les niveaux à blocs encadrant des formations argileuses, observées et cartographiées sur les versants Nord Ouest du mont Choungui et Sud du Bénara.

Remarque: il est difficile à l'heure actuelle, vu l'état de nos connaissances sur la circulation atmosphérique et la répartition des températures dans la zone intertropicale au cours du Quaternaire, de caler ma chronologie mahoraise avec la stratigraphie classique du Quaternaire établie dans les hautes et moyennes latitudes en fonction des périodes glaciaires, et qui est mal adaptée à nos régions. Par contre le rapport établi par le tableau 2 ( entre les dépôts littoraux et la terminologie marine est possible du fait que les variations

Fig.64: Tableau sur la terminologie marine à Mayotte.

Dépôts marins	Niveau marin	Terminologie marine
Dépôts sableux supérieurs, des cordons du tombolo de Dzaoudzi.	Transgression	L'actuel = Madérien II
Pouding de plage de Nyoumakoun	Minimum régressif: 2 <sup>e</sup> phase de la transgression madérienne	Madérien Ic
Beach-rock des cordons	Stagnation	Madérien Ib
Grès pur de Nioumakoun	Régression: 1 <sup>e</sup> phase de la régression madérienne	Madérien Ia
sable de M'tsanga M'titi	Maximum transgressif	Hantafien
Niveau < à 100m	Régression goryenne ( Würmienne )	Goryen

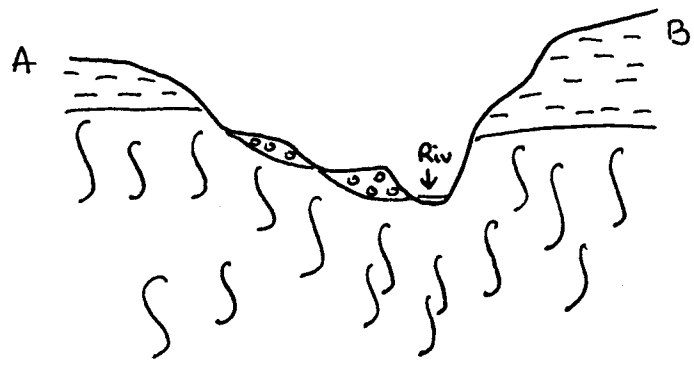
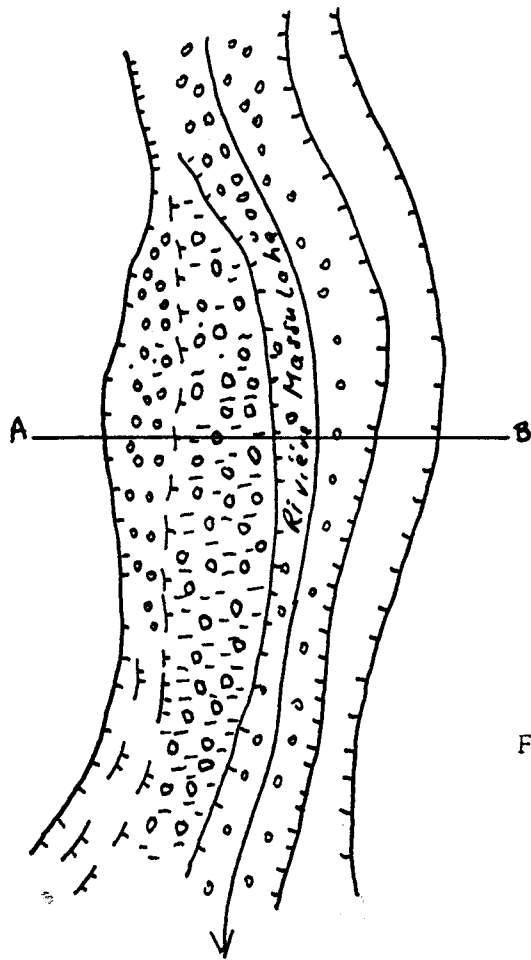
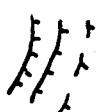

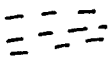


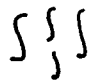
Fig.65: Esquisse de terrasse fluviatile le long du Massulaha à Dzoumogné.

Légende:


 talus:  
 marqué  
 estampé  
 très estampé


 dépôt de galets


 alluvions fluviatiles


 "socle"

A ——— B coupe

eustatiques sont les mêmes à Mayotte que partout ailleurs (Fig.64).

Un autre argument morphologique s'esquisse dans la région Nord, plus précisément au village de Dzoumogné. Il mérite d'être cité avec prudence car il est pour l'instant unique en son genre à Mayotte: l'existence de terrasses alluviales le long de la rivière Massulaha.

Les observations faites sur le terrain ont permis de mettre en évidence 3 niveaux pour l'écoulement du cours d'eau: son lit actuel et deux autres niveaux supérieurs marqués par des dépôts de galets bien émoussés (Fig.65.).

Hypothèse: ce cours d'eau a connu une dynamique supérieure à l'actuelle au cours du Quaternaire. Les dépôts grossiers se justifieraient par une compétence supérieure synonyme d'un débit très élevé et donc de fortes précipitations.

\*

\*       \*

## CONCLUSION GENERALE

Il est convenable de souligner au terme de ce travail les principaux résultats évoqués au cours de cette étude. Pour mieux comprendre le milieu naturel mahorais, il s'est avéré nécessaire d'aborder plusieurs thèmes et parfois même associer plusieurs disciplines.

Mayotte, une île volcanique à structure assez complexe, est mise en place depuis une quinzaine de millions d'années. Elle n'a pas cessé, depuis sa construction, de subir les variations successives du climat enregistrées à l'échelle planétaire. Ces dernières l'auraient enveloppé d'un manteau d'altérite qui a subsisté jusqu'aux environs de 3 millions d'années où un brusque changement est venu perturber le système existant et l'a remplacé par des phases intermittentes d'érosion et d'équilibre biostasique, dont la dynamique et les dépôts ont fait l'objet de cette thèse.

L'ensemble de ce travail étant une tentative de synthèse pluridisciplinaire de tous ceux qui l'ont précédé, il faudra procéder à la conclusion par étapes afin de mettre en évidence l'apport de l'étude dans la recherche à l'échelle de Mayotte. Mais avant tout il est important aussi de préciser que cette tentative est une ouverture vers d'autres sujets de recherche tant à l'échelle de Mayotte qu'à celle de la région.

En Géologie, malgré les origines encore peu connues du volcanisme de la région, l'évolution morphologique de l'île reste conforme à celle d'un stratovolcan particulièrement affecté par des déplacements tectoniques dont les plus perçus

sont horizontaux. L'hypothétique disparition de 80 % de l'île (Nougier et al 1978) me semble conforme aux résultats de l'étude géomorphologique mais avec une certaine prudence en ce qui concerne le pourcentage avancé. La cartographie géomorphologique a démontré un jeu important des déplacements horizontaux dans la forme d'hippocampe de l'île et l'alignement de certains reliefs en direction de l'Ouest. La morphologie témoigne plutôt d'un basculement à maintes reprises et dans tous les sens, d'une série de dalles créées par le fractionnement du "socle" volcanique. Les quelques pendages enregistrés dans le Sud, contraires au pendage général, iraient dans ce sens plutôt que d'affirmer ( les mêmes auteurs ) des témoins d'une forme originelle pour l'ensemble de l'île. Les reliefs ainsi que les îlots en position de Horst nous montrent que des soulèvements locaux ont bel et bien eu lieu à Mayotte.

Les observations faites dans le cadre cette étude à Mayotte et aux Comores, a permis de considérer notre île comme un monde à part dans l'archipel comorien: sa position à la pointe du V que dessinent les îles de la région la place plutôt dans la branche Est, c'est à dire dans un ensemble très ancien dont Mayotte serait la relique associée aux îles Glorieuses. Le changement de direction du volcanisme régional, les chiffres avancés sur le déplacement de la plaque, par rapport à un hypothétique point chaud ( Emerick et Ducan 1982 ), les manifestations récentes enregistrées à Mayotte sont favorables à une autre hypothèse. L'alignement des centres d'émission et l'existence d'un volcanisme fissural local, nous suggèrent plutôt un volcanisme lié à des accidents tectoniques affectant cette partie du canal de Mozambique. Montaggioni et Nougier



évoquent en 1981, le synchronisme de certaines activités à Mayotte et Anjouan, cela confirme cette deuxième hypothèse puisque notre analyse morphologique a révélé des cratères de subsidence dans la région soulignée par ces auteurs et l'enfoncement des basaltes dans l'Est de la "Petite-Terre". Il est maintenant clair que, la dernière activité volcanique de Mayotte a bel et bien accompagné des déformations tectoniques. Le synchronisme observé entre Anjouan et Mayotte alors la preuve d'un lien existant entre les deux îles, sous la forme d'une faille qui passerait par les deux îles. Chaque volcan aurait cependant sa chambre magmatique propre puisque Anjouan n'a pas le même passé géologique que Mayotte; et dans leurs produits magmatiques les propriétés chimiques varient d'une île à l'autre (basaltes à néphéline et phonolites dans les séries supérieures à Mayotte et des basanites à néphéline et des hawaïtes pour Anjouan). De là nous pouvons même aller plus loin: il existerait deux accidents dont les directions se croisent au niveau de Mayotte. Ils auraient permis la mise en place des archipels lors d'une série de phases d'activité avec individualisation de différentes chambres magmatiques, d'où la séquence volcanique observée de Mayotte à la Grande-Comore. L'accident oriental qui a permis la mise en place de la branche de même direction aurait cessé de fonctionner lorsque l'accident occidental a commencé son activité. Ainsi une porte s'ouvre vers l'étude du lien existant entre le volcanisme mahorais et celui des Glorieuses.

En Climatologie l'analyse des données en notre possession a prouvé une évolution du climat mahorais vers un climat tropical à longue saison sèche marqué par la fréquence des dépressions

et cyclones tropicaux aux cours de cette dernière décennie. Leur impact se matérialise sur le terrain par une extraordinaire érosion des roches volcaniques fort altérées. Cette dernière est assistée par une intervention anthropique pour diverses raisons (surtout par les cultures et l'exploitation de la forêt).

Cet allongement de la saison sèche semble être apparu à la fin du Tertiaire et n'a cessé de subir des oscillations humides au cours du Quaternaire. Il affecte en perspective la vie des mahorais tant dans l'agriculture que dans l'urbanisation en cours, d'où la nécessité d'une consommation parcimonieuse de l'eau.

Une inégale répartition des précipitations apparaît dans le temps et l'espace. Elle accentue les inégalités régionales déjà existantes avec une région Sud en voie de désertification opposée à une région Nord bien arrosée. Et même dans cette partie Nord de l'île, une opposition est saisissable entre l'Ouest exposé à la mousson et l'Est; cela est en rapport direct avec la disposition du relief. L'existence d'un foehn est à envisager mais cela reste hypothétique et mérite une étude approfondie.

Mais l'essentiel des résultats apportés vient des analyses pédologiques et géomorphologiques. Elles mettent en évidence un important changement climatique dont l'âge est difficile à déterminer vu l'imprécision des datations à notre possession. Il ressort à travers l'interprétation des dépôts en place, une intermittence de phases à saison sèche prolongée et d'autres à longue saison humide. Mais le plus important reste le renseignement fourni par l'interprétation pédologique des traces de sols tropicaux ferrallitiques anciens. Elle nous situe

un changement climatique aux environs de 3,3 M.a. Ce passage serait à l'origine de l'allongement de la saison sèche.

Il semble évident que par sa position sur la façade orientale du continent africain, Mayotte ait enregistré le changement climatique évoqué par Bonnefille (1983) pour l'Afrique Orientale. Ici les conditions de datation sont les mêmes en attendant des analyses plus approfondies dans ce sens : les dépôts étudiés sont enfouis sous une coulée volcanique datée par extrapolation. En s'appuyant sur les datations réalisées sur les différentes phases volcaniques de l'île, la coulée en question date entre 2,5 et 3,5 M.a.. Le changement climatique serait donc apparu avant la mise en place de la coulée puisqu'elle s'intercale entre deux séries de dépôts.

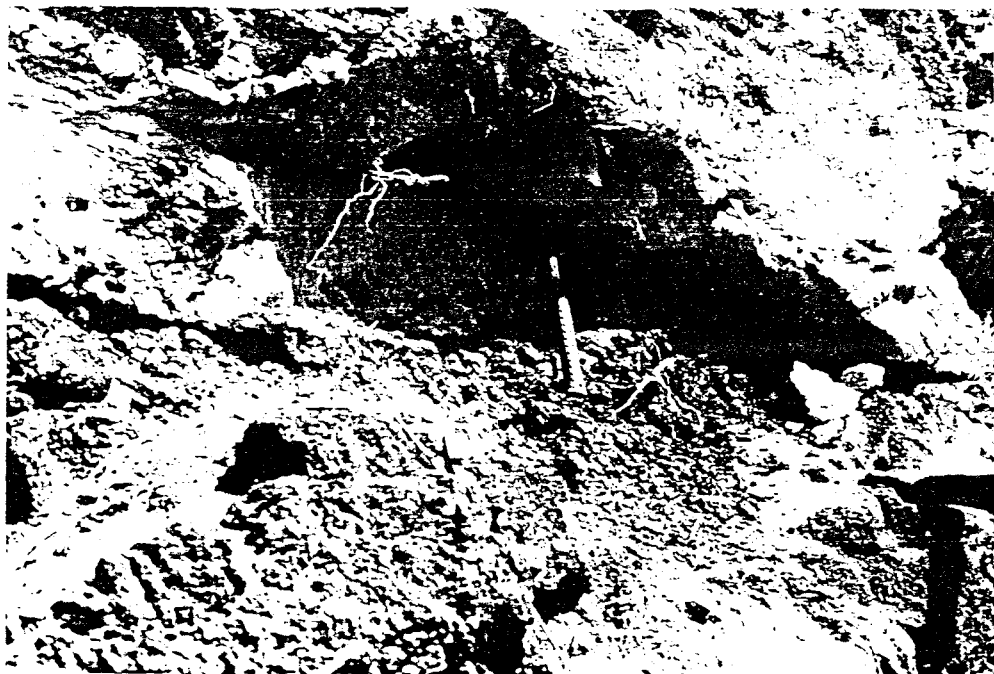
On ne doit pas oublier que ce travail a surtout permis la réalisation d'un outil important directement utilisable dans le cadre de l'aménagement de l'île : la carte géomorphologique au 1/25.000°. La fragilité du milieu mahorais la rend indispensable si l'on veut éviter des aberrations pouvant conduire à une accélération ou à un déclenchement des processus qu'on nous venons de découvrir.

\*

\* \*



Photo.1: Colluvions de remaniement des altérites en "Petite-Terre". Ici à "La carrière", au Sud Ouest de l'île, elles sont masquées par les cendres du "la Vigie".



Photos.2: Les mêmes colluvions au versant Est du "Maévantana", partie Ouest de l'île.

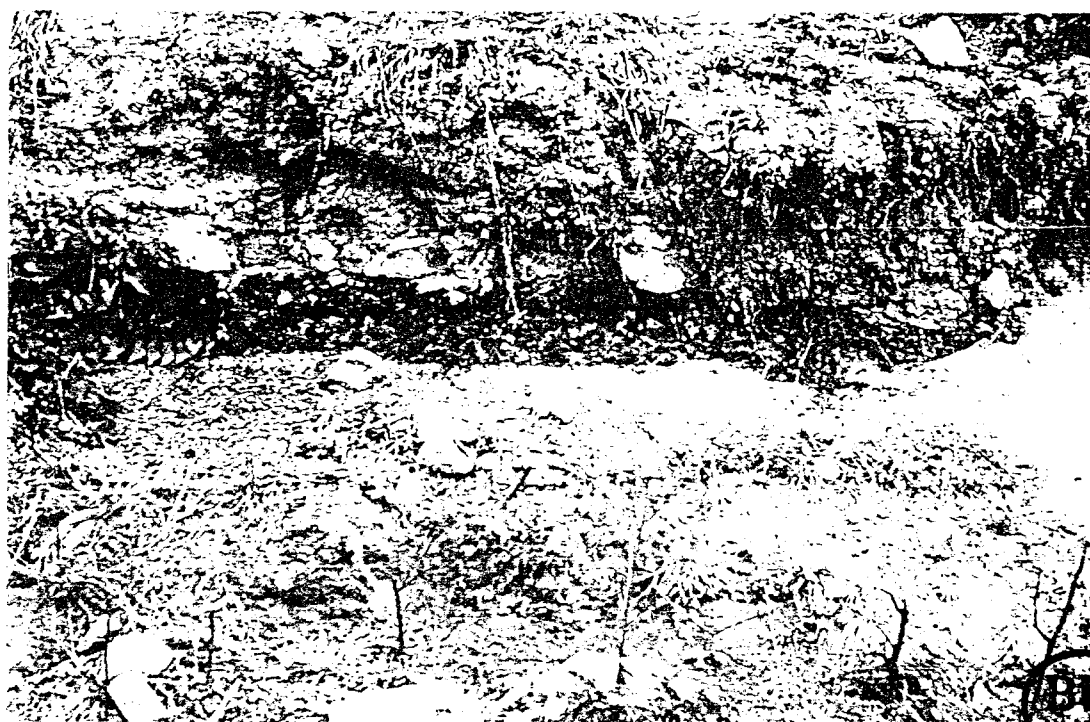


Photo.3: On retrouve le même profil à "Foungoujou",  
un îlot à la branche Sud du tombolo de Dzaoudzi.



Photos.4: Profil de la coupe de Choungui au Sud de la  
"Grande-Terre", à 300 m d'altitude. Apparition de  
plusieurs horizons d'épaisseur variable.



Photo.5: Situation de la première série d'échantillons par rapport à la localisation de la coupe de Choungui.

Photo.6: Profil de la coupe de Caroni. Ici aussi, au bas du versant Nord du "Djalimou" (à l'Ouest du Choungui), apparaît des horizons bien distincts.



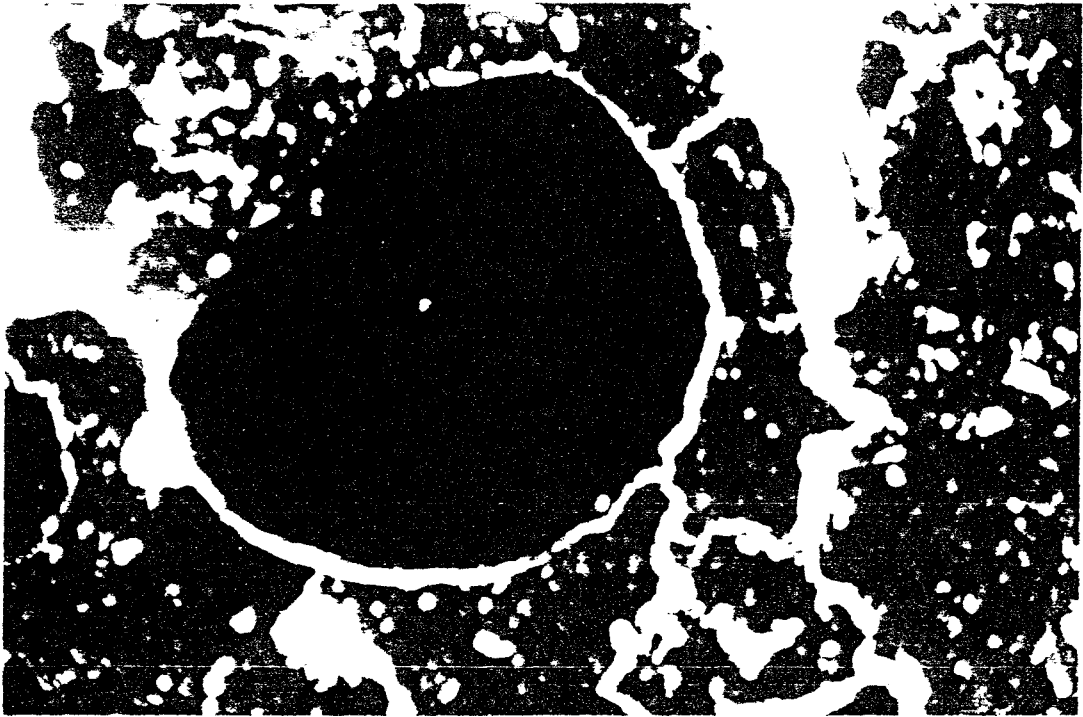


Photo.7: Nodules de Fer dans les colluvions de la coupe de Caroni. Photo faite en lumière incidente (taille: 28 microns).



Photo.8: Dans le même échantillon, des nodules d'aspect différent, bien émoussés, ils se distinguent parfaitement en lumière transmise (taille: 28 microns).



Photo.9: Aspect de la forêt sempervirente mahoraise, il s'agit ici du massif forestier dit de Choungui à l'Est du point culminant du même nom dans le Sud de la "Grande-Terre".



Photo.10: Eolocinérites de la falaise de Racini, à l'Ouest de la colline de Bambao (voir Fig.41b). Secteur Sud Ouest de la "Petite-Terre".





Photo.11: Ruissellement en haut du versant interne Est du "la Vigie" à l'Est de la "Petite-Terre".

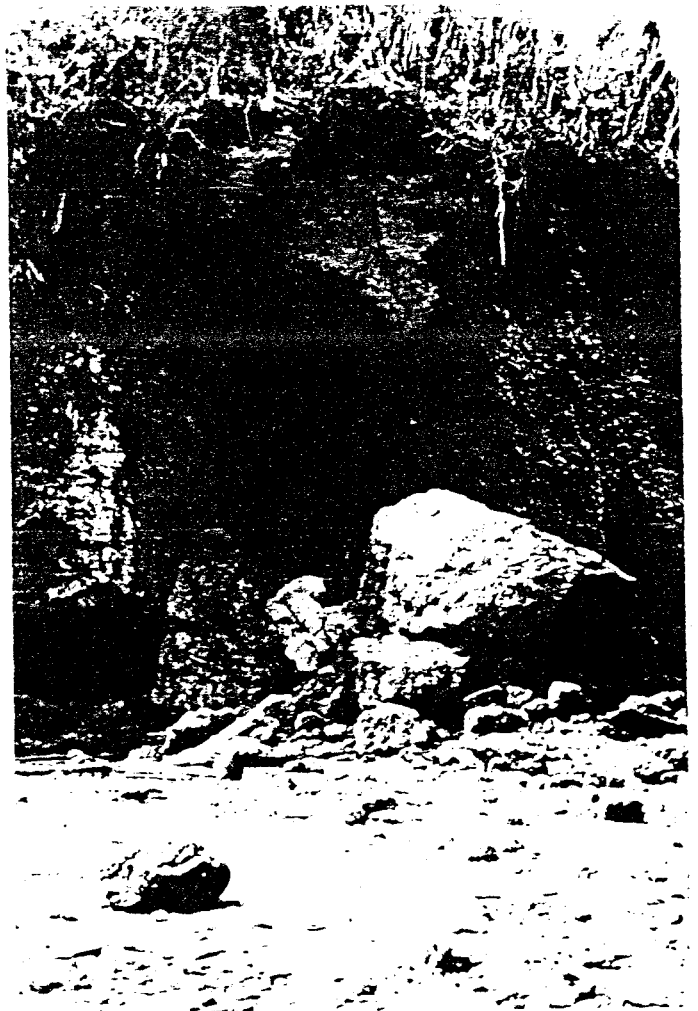


Photo.12: Ecoulements dans les brèches volcaniques de Dzaoudzi (Ouest de la "Petite - Terre") après le passage du cyclone Kamisy.



Photo.13: Eboulements dans les coulées basaltiques récentes, reposant sur le "socle " au pied du Choungui. Versant Nord à 255 m d'altitude.



Photo.14: Inversion de relief à la ligne de crête Bandrakouni-Adembé dans le sud de la "Grande-Terre". Au sommet, une corniche taillée dans les coulées basaltiques récentes.



Photo.15: Partie Sud de la dorsale de Chirongui vue du mont Choungui. Des tracés circulaires de l'érosion laissent apparaître d'anciens cratères.

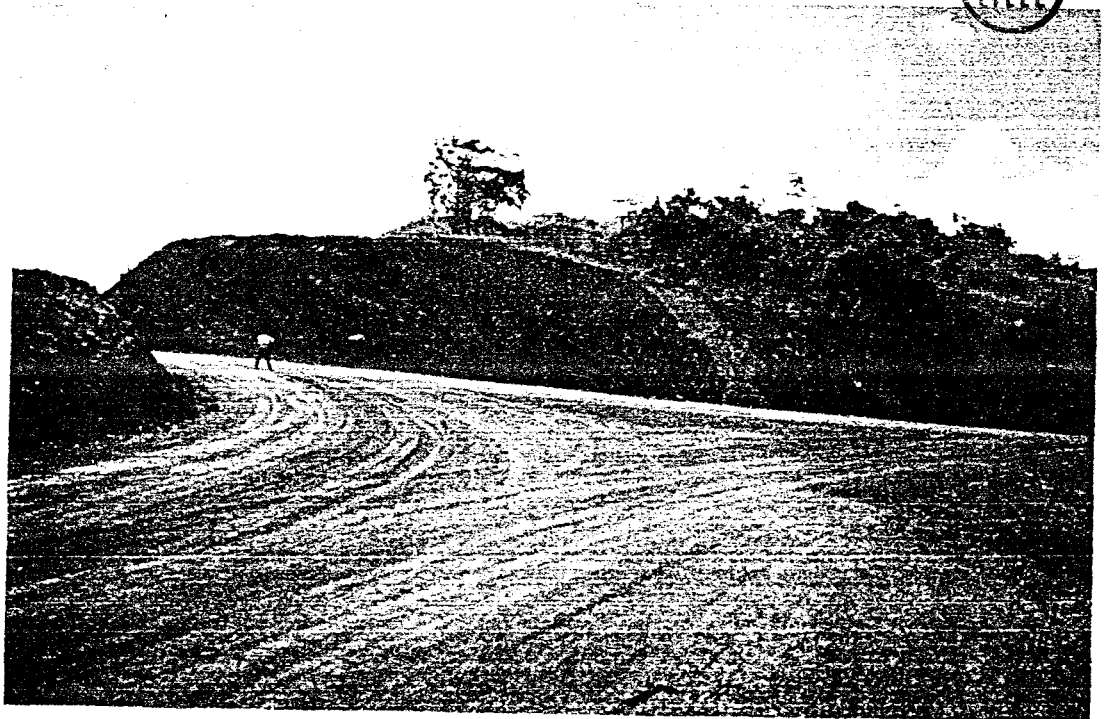


Photo.16: Vue Sud-Nord de la coupe de Chirongui. Coupe Est-Ouest à travers la dorsale du lieu dit, au niveau des cratères présumés à la photo 15. La présence de coulées basaltiques et leur pendage Ouest-Est confirment l'hypothèse.

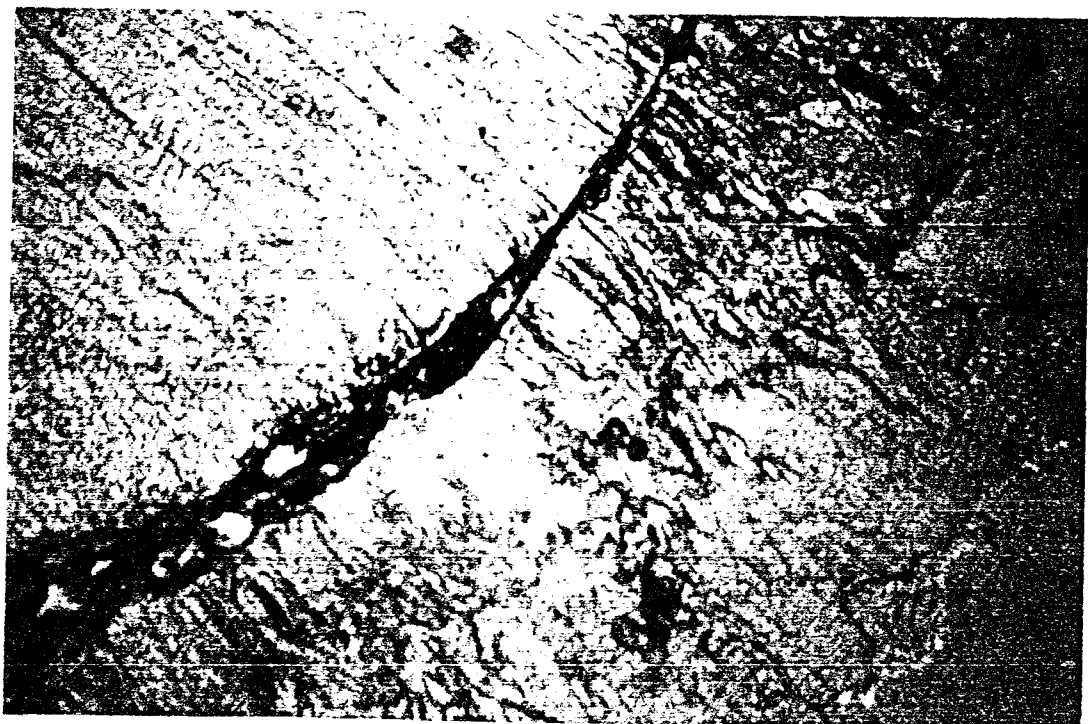


Photo.17: Présence de calcite dans les diaclases des coulées de la série lavique récente de la coupe de Chirongui.



Photo.18: Apparition d'un dépôt avec blocs entre le "socle" et les colluvions supérieures du versant Est de la dorsale de Chirongui. A 500 m au Nord de la Coupe du même nom.



Photo.19: Colmatage d'un relief en creux à 300 m d'altitude à l'Ouest du Mont Choungui.



Photo.20: A gauche de la photo, une surface perchée taillée dans un ancien niveau d'altération du "socle" aux environs du Choungui.



Photo.21: Falaises à encoches de Papani à l'Est de la "Petite-terre".



Photo.22: Plage de galets à "Four à chaux" ("Petite-Terre"). Dans la partie supérieure apparaissent les beach-rocks de la branche Sud du tombolo de Dzaoudzi.



Photo.23: Filons basaltiques à travers le "socle", témoin d'un volcanisme fissural (ici dans les hauts de Caroni à l'Ouest du Choungui).

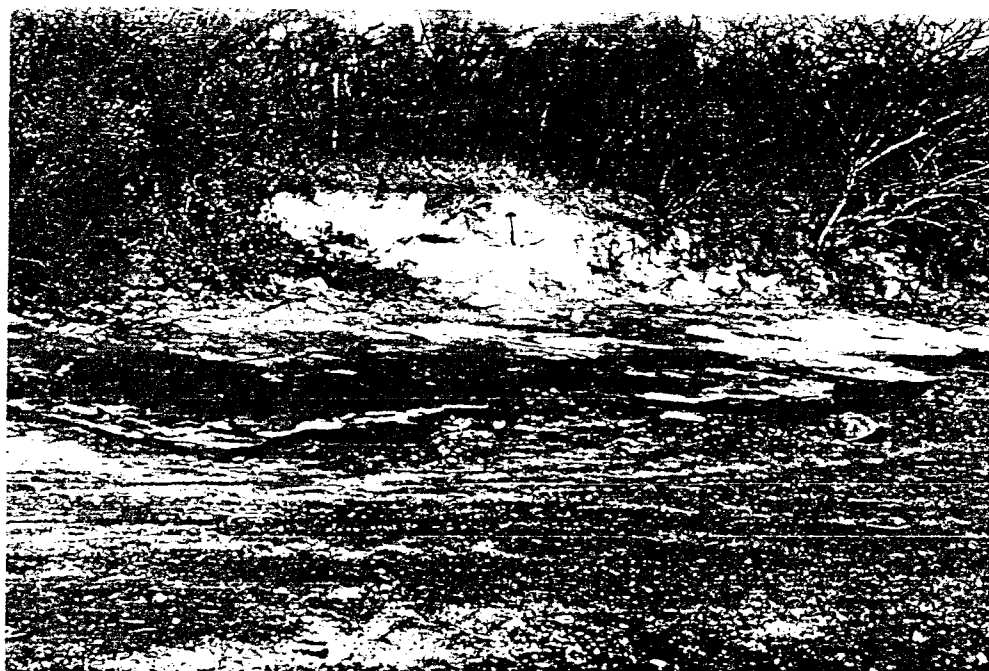


Photo.24: Sable de M'tsanga m'titi à l'Ouest de la "Petite-Terre". Ici le binome sable-cendres volcaniques a favorisé la formation de minifalaises bordant la lagune à l'Est.



Photo.25: Aspect du conglomérat littoral de Nyoumakoun à la pointe Sud de la "Petite-Terre".



Photo.26: Pillow-lavas de Sandravouangué. Littoral Sud Ouest de la "Petite-Terre".





Photo.27: Détail de la localisation de la première série d'échantillons ( Coupe de Choungui au Sud de le "Grande-Terre").



Photo.28: Apparition de plusieurs niveaux d'altérites au contact avec le "socle".

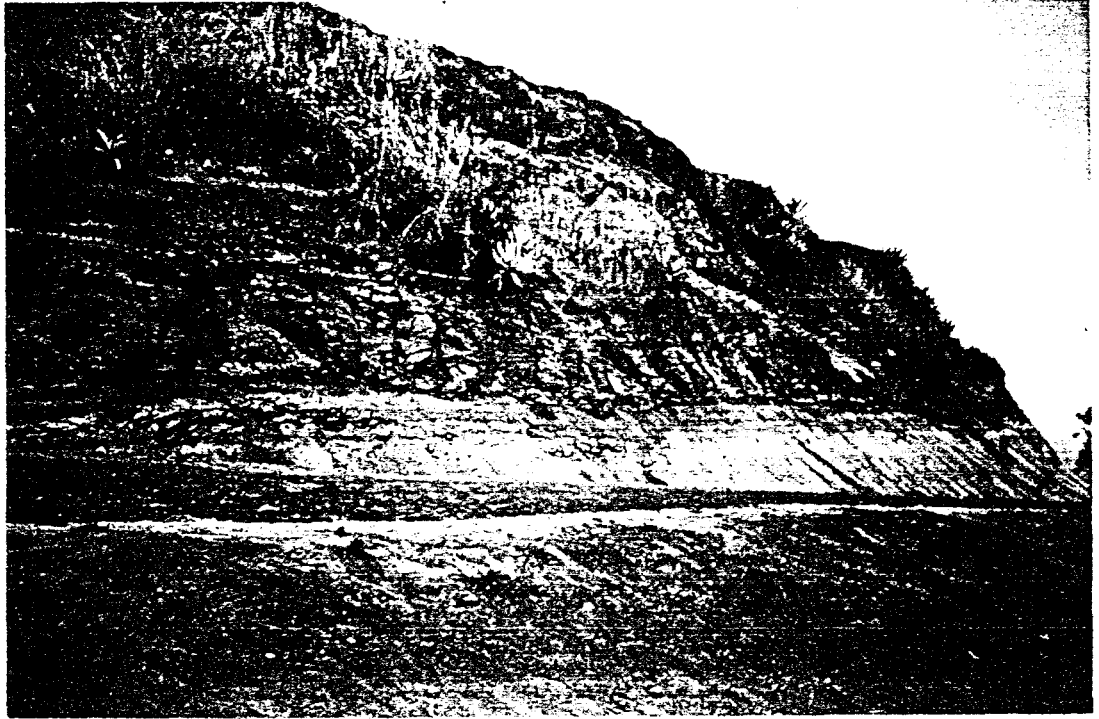
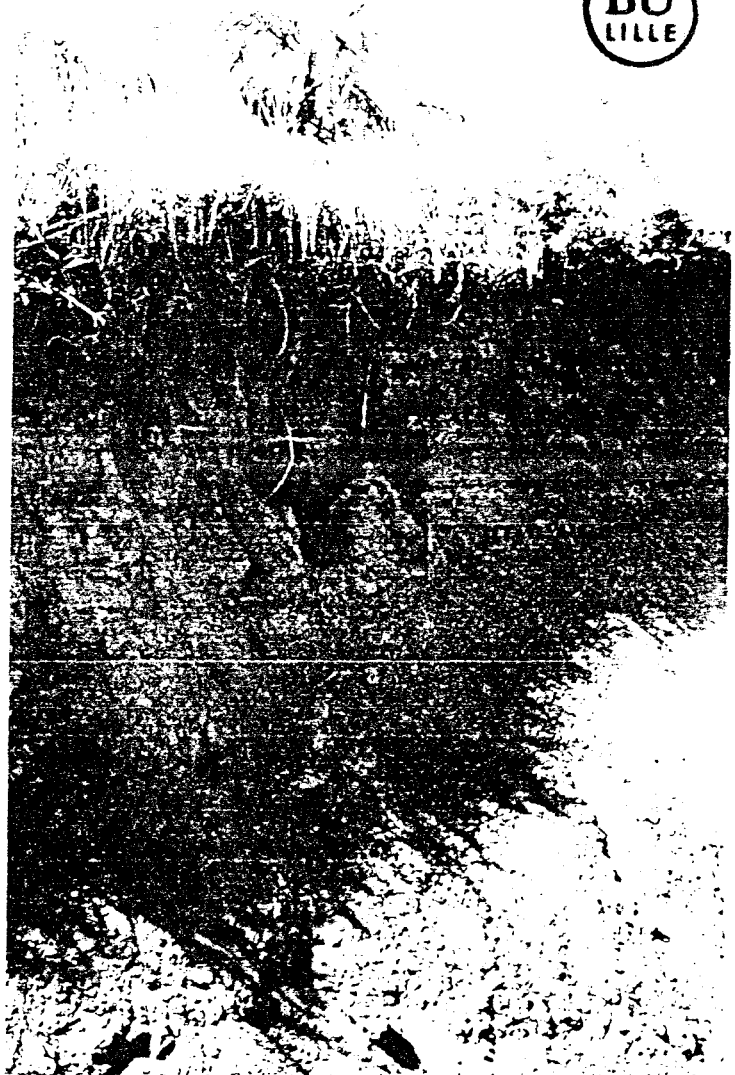


Photo.29: Détail de la localisation de la première série d'échantillons (suite).



Photo.30: Localisation de la troisième série d'échantillons. Au contact "socle"-glacis d'accumulation. La stratification apparaissant dans le glacis témoigne d'un colmatage progressive d'un relief en creux anciennement taillé dans le "socle".



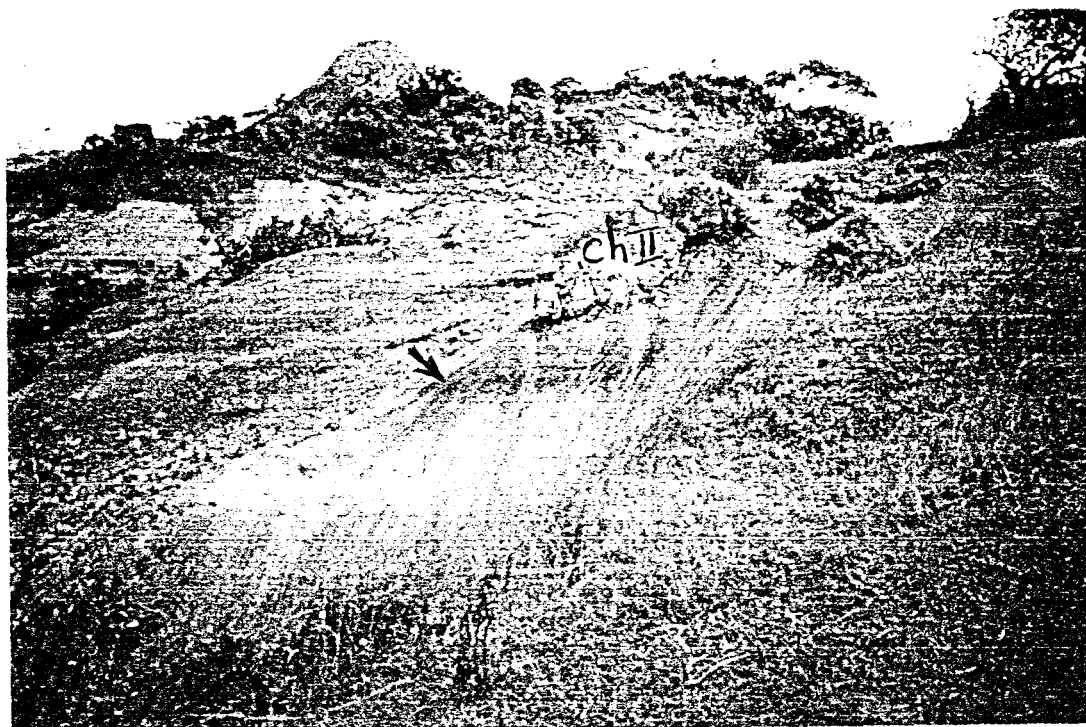


Photo.31: Colluvions apparaissant sous le "Choungui II"  
 Au pied du Sommet du même nom, versant Nord



Photo.32: L'ampleur du phénomène témoigne d'une phase d'altération intense antérieure au "Choungui II".



Photo.33: Paléomodelé sous le "Choungui II" dans les environs du mont Choungui (localisation de la 2<sup>e</sup> série d'échantillons).

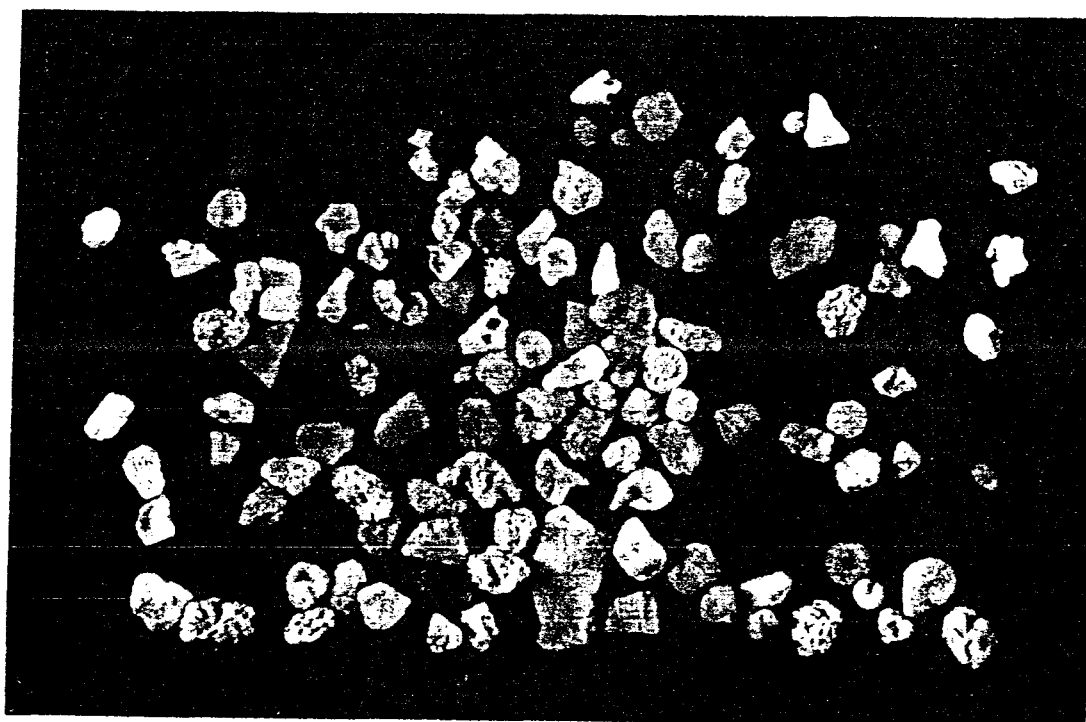


Photo.34: Débris coquilliers et coralliens dans l'échantillon de sable de M'tsanga m'titi ("Petite-Terre"). Taille=28 microns.

## R E S U M E

L'étude des processus morphogéniques et du modelé est accompagnée d'une carte géomorphologique détaillée ( à 1/25.000° pour la "Grande-Terre et 1/10.000° pour la "Petite-Terre").

Une telle étude est un outil fondamental pour un aménagement rationnel du territoire. En raison de l'approche synthétique retenue, ce travail fournit un jalon essentiel pour la Recherche, surtout dans le domaine de la Géomorphologie, mais aussi dans le cadre d'une vision plus globale des problèmes de cette région.










Elle a permis la mise en évidence de l'existence à Mayotte d'un niveau marin situé entre 1,5 et 2 m au-dessus de l'actuel ainsi qu'un changement climatique à environ 2,5 - 3 Ma BP. Ce dernier se caractérise par le passage d'un climat tropical humide à un climat tropical à longue saison sèche. Marquée par la poursuite de cette crise tout au long du Quaternaire et une intense intervention anthropique au 19<sup>e</sup> siècle, encore accélérée sous l'effet de l'augmentation rapide de la population depuis les années 60, l'île présente actuellement un état d'érosion fort inquiétant.

## S U M M A R Y

This study of the island of Mayotte's morphogenetic processes as well as the erosional aspects of its relief accouts for a major part of all the reseach carried out on the island up to now. This, and the accompanying detailed cartographic study - 1/25.000° for "Grande-Terre" ; 1/10.000° for "Petite-Terre" - make it an essential tool for the rational development of the territory. It's wide-ranging nature establishes it as a reference point for regional reseach, particularly in the field of Geomorphology, and opens up the horizon for further studies. A sea level of between 1.5 and 2 m above the present level was shown to exist in Mayotte. It was also shown an important climatic change took place approximativly 2.5 - 3 Myrs ago. This was characterised by a change from a wet tropical climate to one in wich the dry season became progressively longer. This climate upheavel, with intense human intervention since te 19°century, would explain the worrying state of erosion on the island at present.

## LEGENDE DE LA CARTE GEOMORPHOLOGIQUE

I) Structure:A) Lithologie:

Age	CH.	CH.	CH.	AC.	AC.	M'ts.	M'ts.	M'ts.	Ny
Lithologie	I	II	III	I	II	I	II	III	
"socle" basaltique	Fond Blanc								
basaltes ankaramiti ques									
basaltes à néphélines									
pouzzolane									
basaltes divers									
phonolites alpha P.1									
phonolites alpha P.2									
phonolites alpha P.L									
téphri - phonolites									
brèche volcanique									
cinérites trachyti - ques									

N.B. Précissions: les basaltes divers sont des basaltes non dé -  
taillés, non mentionnés par les géologues. Les phonolites alpha P.1  
et P.2 sont des phonolites alcalins.

B) Les formations:

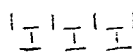
coulée de lave



lambeau de coulée



dyke



pillow-lavas



édifice volcanique

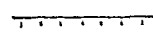


cratère égueulé

plaine alluviale

C) Les autres données structurales:

accident tectonique



faille avec regard



pendage



corniche

II) Morphogenèse et modelé:A) Littorale:1) Formes d'érosion.

falaise vive

côte à falaise avec écoulements rocheux

micro-falaise vivante

micro-falaise morte

falaise morte

côte rocheuse

côte basse

2) Formes d'accumulation.

plage de sable

beach-rock






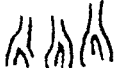


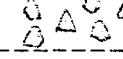


plage de galets

vasière

récif frangeant

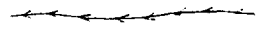






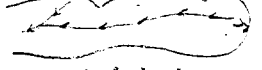


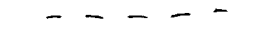


E) Continentale:

1) <u>Formes d'accumulation et matériel:</u>	2) <u>Formes de dissection:</u>
 <p>dépôt de pente actif associé au glacier d'accumulation actuel</p>	<p>vallée en V limitée par des talus</p>
 <p>glacis d'accumulation actuel</p>	<p>ravins</p>
 <p>glacis d'accumulation ancien</p>	<p>ruissellement diffus</p>
 <p>glacis d'épandage ancien</p>	<p>ravinement, bad-lands</p>
 <p>glacis d'épandage subactuel, récent mais inactif</p>	 <p>liés à la tectonique</p>
 <p>reste d'ancien glacier d'accumulation</p>	 <p>solifluxion pelliculaire</p>
 <p>amas de blocs</p>	 <p>bourellet de solifluxion</p>
	<p>terrassettes</p>
	 <p>niches de décollement</p>

3) Modelé:

a) Crêtes d'interfluves:

	ligne de crête marquée
	même modelé, mais moins vigoureux
	même modelé, lié à un accident tectonique
	interfluves réguliers aux versants marqués
	même modelé, lié à un accident tectonique
	crête montagneuse liée à un volcanisme fissural
	crête en lame redressée
	coulée à surface disséquée
	versant concave
	versant convexe
	bas de versant

b) Sommets topographiques divers:

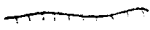
dôme-coupe et lame phonolitique



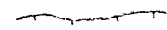
dôme



dôme arasé

c) Talus:

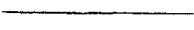
talus marqué



talus estompé



talus lié à l'existence d'un accident tectonique

d) Surface plane:

pseudo-planèze ancien



pseudo-planèze récent

4) Hydrographie et modelé anthropique:

cours d'eau pérenne



route



cours d'eau saisonnier



grau artificiel

BIBLIOGRAPHIEBIBLIOGRAPHIE SUR MAYOTTE

- AUBERT DE LA RUE E.(1960) - A propos des enclaves calcaires des volcans insulaires de l'océan Indien, C.R.S.S.G.C., pp 179-180.
- ARCHIVES météorologiques de la station de Pamandzi
- BEN YOUSOUF A A .(1983) - Présentation géomorphologique de l'île Mayotte, Mém de maîtrise., U.S.T.L
- BEN YOUSOUF A A .(1984) - Carte géomorphologique détaillée de la "Petite-Terre" (Mayotte), Mém de D.E.A., U.S.T.L.
- BERTHOIS L, LE CALVEZ Y et GUILCHER A. (1964) - Influence des facteurs dynamiques sur la répartition des foraminifères dans le lagon de l'île Mayotte, C.R.Ac.Sc.Vol 258., 27 Janvier, pp 1292-1294.
- BUISSON G et al.(1981) - Mayotte Inventaire des terres cultivables et de leurs aptitudes culturales, Rapport, Inst. Rech. Rech. Agro. Trop (I.R.A.T)., Paris, 96p plus une carte morpho-pédologique.
- CANTAGREL J M et al.(1978) - Mayotte Volcanologie et structure, Rapport de mission.C.N.R.S. R.C.P 413., Mascaraignes et Comores: Volcanisme et structure.
- DE SAINT OURS J.(1958) - Etudes géologiques dans l'extrême Nord de Madagascar et l'archipel des Comores, Thèse., Strasbourg, tome 2 pp 55-104.
- GUILCHER A et al(1965) - Les récifs coralliens et le lagon de l'île Mayotte, Mém. O.R.S.T.O.M., Paris.
- GUILCHER A.(1971) - Mayotte barrier reef and lagoon, Comoro Islands, as compared with other barrier reefs, atolls and lagoons

in the world: 65-86 In : Stoddart D.R & Yonge.M., Eds, Regional variation in Indian Ocean coral reefs - Symp. Zool. Soc., Lond.28,583.p.

I.G.N.(1979) - Carte topographique au 1/50.000eme de Mayotte.

" (1969)- Couverture en photographie aérienne de Mayotte,1ere édition,08/200.

LEJEUNE G.(1984)-Rapport sur les forêts mahoraises,Dir.Agriculture de Mayotte,Serv.eaux et forêts,Rapp.Interne.,18p plus une carte.

NOUGIER J et al.(1981)- Volcanologie de l'île Mayotte (Archipel des Comores),C.R.Somm.Soc.Géol.Fr.,23(Fasc.4),pp139-145.

NOUGIER J et al.(1979) - Volcanisme et structure de l'île Mayotte (Archipel des Comores),C.R.Acad.Sc.,Paris,t.288 (15 Janvier). Série D-211-212-213 et 214.

NOUGIER J et al.(1985)- Intermediate tectonic pattern and hydrodynamic process deduced from audiomagnetotelluric investigations on the volcanic island of Mayotte (Comores Archipelago),Rev-Tectonophysics.,115,pp 45-60.

STIELTJES L.(1981)- Carte géologique de Mayotte au 1/50.000eme. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine.1980 - cartes marines de Mayotte au 1/35.000°,N°987-6240 et 6530,Paris-1843,Refondue en 1958-complétée en 1965,Corri en 1980.

THOMASSIN B A et al.(1984) - La sédimentation actuelle dans le lagon de Mayotte(île volcanique à récif-barrière,SW océan Indien) et son évolution récent en liaison avec les apports terrigènes,Bull.Soc.Géol.Fr.,(8),t.V,n°6 pp 235-1251.

THOMASSIN B A.(1986) - Mayotte: Un lagon pourquoi?,pour en faire quoi?-Rapp de mission à Mayotte (Collectivité territoriale française),12-23 Octobre 1986, Rapp. Centre océanol.,Marseille & Assemblée Nationale,Paris,42p.

THOMASSIN B A et al.(1986) - Suivi de la dégradation de l'écosystème corallien de Mayotte,Rapport préliminaire.Mission "Ecomay 1986".,Centre d'océanologie de Marseille,Rapp.,Oct.55p.

#### BIBLIOGRAPHIE REGIONALE

BATTISTINI R et al.(1976) - Datations des niveaux marins holocènes à Madagascar,C.R.Soc.Géol.Fr.,fasc.6.pp 284 - 285.

BATTISTINI R.(1963) - L'âge absolu de l'encoche de corrosion marine flandrien de 1 à 1,3 m de la baie des Galions (extrême Sud de Madagascar),C.R.Somm.Soc.Géol.Fr.,p 16.

BATTISTINI R.(1964)- L'âge absolu de la plature de corail mort flandrienne de 50-60 cm d'Itampolo (côte SW de Madagascar),Madagascar,Revue de géographie.,n° 4, Janvier-Juin,pp 109-112.

BATTISTINI R.(1970a)- Deux datations absolues du Haut-Flandrien de Fénérive-Est (côte orientale de Madagascar),Madag.Revue de géographie.,16,Janvier-juin,pp 159-161.

BATTISTINI R.(1970b)- Etat des connaissances sur les variations du niveau marin à Madagascar depuis 10.000 ans,C.R. Semaine Géol.,Madag,Tananarive,pp13-15.

BATTISTINI R.(1964)- L'extrême Sud de Madagascar,étude morphologique,Thèse.,636p.Ed Cujas,Paris.

BATTISTINI R.(1981)- La morphogenèse des plate-formes de corrosion littorale dans les grès calcaires (plate-forme supérieure et plate-forme à vasque) et le problème des

vasques, d'après les observations faites à Madagascar, Rev de géom. Dynam., Vol 30, pp 81-94.

BATTISTINI R. (1977) - Connaissances sur les hauts stationnements marins holocènes à Madagascar et les îles voisines, Bull. ASEQUA n° Spécial (50), colloque sur les variations des lignes de rivage holocènes, pp 85-93.

BATTISTINI R. (1977) - Estrans calcaires et grès-calcaires à Madagascar et dans les îles voisines, Rev Norois., n°95, pp 165-172.

BATTISTINI R, LALOU C et ELBEZ Ginette. (1976) - Datation par la méthode  $^{230}\text{Th}$   $^{234}\text{U}$  du Pléistocène moyen marin de Madagascar et des îles voisines, C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., Fasc. 5, p 201

BONNEFILLE R. (1983) - Evidence for cooler and drier climate in the Ethiopian uplands towards 2.5 Myr ago, Rev Nature., n°5917. Vol. 303.9 june, pp 487-491.

BOURGEAT F. (1972) - Sols sur socle ancien à Madagascar, Thèse. O.R.S.T.O.M., Paris.

BOURGEAT F et al. (1972) - Les sols ferrallitiques à Madagascar. Madagascar. Tana. Rev. Géogr n° 20, pp 1-23.

BOURGEAT F et al. (1979) - Pédogénèse et mophogénèse d'après des exemples à Madagascar, Madagascar, Tana. Rev. Géogr.

BRENN P. (1952) - Contribution à l'étude de l'érosion des sols à Madagascar, Doc. Bur. Géol., Tananarive.

BRENNON P. (1957) - "Sur l'âge des formations volcaniques de la côte NW de Madagascar et des sédiments assossés", C.R.S. Soc. Géol. Fr., t. 2. Paris.

BUREAU GEOLOGIQUE DE MADAGASCAR. (1957) - Le volcanisme à Madagascar, Trav. Bur. Géol. Madagascar., n°83. Tananarive.

- CHEVALIER L et VANTIN-PERIGNON N.(1978) - Les complexes filoniens du piton des neiges: approche structurale des cirques.Sixième réunion annuelle des sciences de la Terre,Orsay,Livre en dépôt à la Soc.Géol.Fr.
- DECARY R.(1922-1923) -"Les drenières éruptions du massif d'Ambre",Bul.Aca.Malg.,VII Tananarive.
- DONQUE G.(1975) - "Les pluies à Madagascar",Travaux et documents de Géographie tropicale n° 19,CEGET,Bordeaux.
- EMERICK C.M et DUCAN R A.(1982) - Age progressive volcanism in the Comores archipelago,western indian ocean and implications for Somalie plate tectonics,Earth planet.Sci.Lett,60:pp415-428.
- GENCE C.(1968) - "Altération des roches volcaniques basiques de la côte Est de Madagascar",C.R.Sém.Géol.,Tananarive.
- GUILCHER A.1954 : Les récifs coralliens du Nord-Ouest de Madagascar.Communication faite dans le B.A.G.F.n°245,Paris.
- GUILCHER A.(1956) - Etude géomorphologique des récifs coralliens du NW de Madagascar,Ann-Inst.Océanogr.,plus 33,pp 65-136.
- GUILCHER A. (1958b) - Mise au point sur la géomorphologie des récifs coralliens de Madagascar et dépendances,Mém.Inst.Sc Madag.,Série.F,tome 2,pp 89 - 115.
- GUILCHER A et al.(1958)- Les récifs coralliens des îles Radama et de la baie Ramanetaka (côte NW de Madagascar,étude géomorphologique et sédimentologique,Mem.Int.Sc.Madag.,sér.F, tome 2,pp 117 - 199.
- GUILCHER A,BERTHOIS L,BATTISTINI R .(1962)- Formes de corrosion littorale dans les roches volcaniques,particulièrement à

Madagascar et au Cap vert (Sénégal), Cahiers Océanogr., XIVème année, n.4.

HAJASH A et ARMSTRONG R L.(1972) - "Paléomagnétisme and radiometric evidence for the ages of the Comore islands; West central Indian océan", Earth and Planetary sciences., letter 16-231.

HERVIEU J.(1955) - "Note sur les formations néogènes dans les régions côtières de l'Ouest et du NW de Madagascar", Publications de la semaine géologique., Tananarive.

KIEFFER G.(1979) - Aperçu sur la volcanologie de l'île de la Réunion, Bull.Soc.Géol.Fr., (7), t.XXI, n°4, pp 419-425.

LAPAIRE J.- P. et ROSSI G.(1975) - "A propos de l'âge du volcanisme de l'Ouest malgache", Mad.Rev.Géogr., n°27.

LASSERRE G.(1961) - La Guadeloupe, étude géographique, Thèse principale de Doctorat., tome 1 pp 45-92.

LECLAIRE L.(1979) - L'Océan Indien: une introduction à sa paléogéographie, Cah.Indo.Pacif., pp 249-296.

LIENHARDT G, MONTAGGIONI L et KIEFFER G.(1979) - C.R. de l'excursion de la société géologique de France dans l'Océan Indien. (4-12 juillet 1978), Bull.Soc.Géol.Fr., (7), t.XIX, n°4, pp 415-418.

Mc DONALD G A.(1969) - Compositions and origin of hawaiian lavas, Géol.Soc.Am.Mem., 116, pp 477-522.

MONTAGGIONI L et NOUGIER J.(1981) - Les enclaves des roches détritiques dans les volcans d'Anjouan (Archipel des Comores). Origine et interprétation dans le cadre de l'évolution du canal de Mozambique, Bull.Soc.Géol.Fr., (7), t;XXIII, n°6, pp 595.601.



- MONTAGGIONI L.(1981) - Les variations relatives du niveau marin de l'île Maurice (océan Indien).depuis 7.000 ans C.R.AC.SC.Paris.,D,Sér.2,pp 833-836.
- NESTEROFF V.(1954) - Sur les formations des grès de plage ou beach rock en mer rouge,C.N.Ac.Sc.,Paris,t.228,pp 2547-2548.
- NOUGIER J et al.(1985) - The Comores archipelago in the western indian ocean: Volcanology and geodynamic setting - J.Afr,Earth Sc.,Oxford,5,2,pp 135 - 145.
- PAVLIDIS Yu ,BADENKOV Yu , KAPLIN P ,MEDVEDEV V et PIRAZZOLI P A .1986-Océan Indien ,variations des niveaux marins,Rev.Géochronologie n°19.1986,p17
- PETIT M et BOUGEAT F.(1965) - Les lavakas malgaches: un agent d'évolution des versants,Comm.B.A.G.F.,n°332-333.
- RAVET J.(1948) - Atlas climatologique de Madagascar,Publ.n°10 du serv.Météo de Madag.,Tananarive,95p.-Id:statistiques du vent au sol à Madagascar,aux Comores et à La Réunion.Publ n°17 de Ibid., 1949,80p.
- ROSSI G.(1978) -"Importance,cause et conséquence de la crise morphoclimatique actuelle à Madagascar",Mad.Rev.géogr.,n°33.
- ROSSEL H.(1990) - KENYA,TANZANIE,RWANDA,BURUNDI.Guide mondial.,Edi Vilo,Paris,p 22-23.
- RIQUIER J.(1958) - Les "Lavakas".Bull.Géog.Sc.Aix-Marseille, pp 181-190.
- RIQUIER J.(1954):- Etude sur les "Lavakas",Mém-Inst.Sc.Madag.,pp 169-189.
- ROSSI G.(1975) - Sur la découverte d'une nouvelle région de volcanisme quaternaire à Madagascar,Bull.Assoc.Géogr.Fr.,N°426.

ROSSI G.(1980) - L'extrême Nord de Madagascar.Edisud.Aix-En-Provence.

ROUGERIE M G.(1965) - Les lavakas dans l'évolution des versants à Madagascar,Comm.B.A.G.F.,n°332-332.1965.

SABOUREAU F.(194)-La dégradation des sols à Madagascar,conf.Afric. Sols.Goma.,p 1039 - 1126,notament 1099-1103-1106.

SALOMON J N.(1977)- Contribution à l'étude géographique du littoral malgache: les grès de plage de la région de Tuléar,Mad.Rev.Géogr. n°31,pp 123-129.

SCHLICH R.(1975) - Structure et âge de l'Océan Indien occidental,Mém.Soc.Géol.Fr.,6,pp 1-102.

SEGOUFIN J et RECQ M.(1980) - La transition entre le canal de Mozambique et le bassin de Mozambique,Bull.Soc.Géol.Fr.,n°3,pp 469-479.

SEGOUFIN J et al.(197)7 - Les structures du canal de Mozambique,le problème de la ride de Davie.TRICART J.1953: Erosion naturelle et érosion anthropogène à Madagascar,R.G.D.,pp 225-230.

WEYDERT P.(1976) - Morphologie et sédimentatologie des formations récifales de la région de Tuléar,SW de Madagascar.- Thèse Doct.és-sci.,Univ.Aix-Marseille II,Fac.sci, Marseille-Luminy,archives originale C.N.R.S n° A.O.7201,646p.multigr.plus 1 Annexe.

#### BIBLIOGRAPHIE GENERALE

BEUTOR Y K.(1954) - La chaîne des Puys (Massif Central français).Recherches géologiques,Bull.Ser.Carte géol.France.,

t.L II, géologiques et pétrographiques. Bull. Serv. carte géol. France, t.L n°242, 433p.

BIROT P. (1956) - Morphologie structurale, coll Orbis., tome 1, pp 66-106.

BIROT P, LHENAFF R et MONTEUX P. (1952) - Recherches sur la limite des glacis d'érosion en roches tendres. A. Etudes et Mémoires II. pp 41-57.

BOIVIN P et al. (1976) - Un nouveau maar, à remplissage basaltique: le Plot de Lachamp (Sud de Devès, Massif Central Fr), C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc 6, pp 265-267.

BOIVIN P et GOURGAUD A. (1978) - synchronisme des dynamismes de type "maar" et "strombolien" près de la Sauvetat (Sud-Devès Massif Central Fr), C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc 1, pp 24-27.

BONIFAS M. (1959) - Contribution à l'étude Géochimique de l'altération latéritique, Mém. Serv. carte géol. Als. Lorraine n° 17, 1959, Thèse Sciences, Strasbourg, 159p.

BONNEFILLE R., LEZINE A M. (1983) - Paléolimnologie et Palynologie en Ethiopie, 1° Congr. Intern. Paléocol., Lyon, Juil. - Rés.: 18.

BONNEFILLE R. (1982) - Séquences paléoclimatiques des zones intertropicales d'Afrique orientale. In: "Rifts et fossés anciens", Table ronde C.N.R.S. Marseille. Trav. Lab. Sci. Terre. Sér. B (19): pp 71-72.

BONNEFILLE R et al. (1982) - Contribution palynologique au problème de l'origine et de l'évolution des flores en Afrique orientale, 10° Cong. Ass. Et. taxon. Flore Afrique trop. (AETFAT). Pretoria. Jan. Abs- tracts: 10.

BONNEFILLE R, LEZINE A M. (1981) - Evolution des climats dans les zones intertropicales d'Afrique orientale, 1 Meet. R & D

Programme in the field of Environment (Climatology sub-programme. Contact group "Reconstitution of past climates"). Brussels déc. 1981. - Abtr.: p 89.

BORDET P et al. (1963) - Etude des produits et des processus de mise en place des ignimbrites, Mém. Soc. Belge. Géol., n°27.

BOUT P et DERRUAU M. (1966) - Recherches sur les volcans explosifs du Japon, C.N.R.S., Mémoires et documents., t. VI, fasc. 4, 16 fig., 40 phot.

BRIQUET. (1930) - Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique, Thèse., pp 36-65.

BROUSSE R. (1961) - Minéralogie et pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne), Bull. Soc. Fr., Minér. et. Crist., t. 84, pp 131-186 et 259.

BROUSSE R. (1963) - La phonolite de Compains et les phonolites néogènes de France, C.R. Congr. Soc. Sav., Paris et Dépts, Clermont-Ferrand.

BROUSSE R et Paul S. (1973) - Les volcans de la chaîne des Puys : carte morphologique et notice. I.G.N.

BUSSIÈRE P. (1959) - Etude géologique de l'île de La Réunion, Thèse., Clermont-Ferrand.

BUSSIÈRE P. (1960) - Carte géologique du département de la Réunion au 1/50.000°, Paris, Serv. Carte géol. France.

CAILLÈRE S et HENIN S. (1963) - Minéralogie des argiles, Paris, Masson et Cie.

CAILLEUX A, TRICART J. (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets, Centre Docum. Universitaire., Paris, 3 vol.

CAILLEUX A et CHAVAN A. (1965) - Détermination pratique des roches. 8° éd. SEDES.

- CAMUS Guy.(1983)-Le rôle de l'eau dans les éruptions volcaniques à laves basiques,Rev.Géochronique.,n°2 (Mai 1983),p17.
- CAMUS G.(1973) - La chaîne des Puys (Massif Central Fr).Etude structurale et volcanique,Thèse.,Annales de l'université de Clermont,n°56.
- CAMUS G et Vincent P M.(1973)- Le Chuquet-Genestoux et les projections palagonitiques du maar d'Enval,Rev.Sci.Nat.Auvergne .,Clermont,t.39,pp 1-12.
- CAMUS G et al.(1977)- Maars et diatrèmes,témoins de l'impotance du phréatomagmatisme dans le volcanisme tertiaire et quaternaire du Massif central Fr,5° Réunion. Ann.Sc.Terre (Soc.Géol.Fr.edit.) Rennes,p 85.
- CAMUS G et al.(1977) - Apport de l'étude des anneaux de tufs hyaloclastiques des Açores à la connaissance du phréatomagmatisme,7°Réu. Ann.Terre., (Soc.Géol.Fr.édit),Lyon,p.98
- CAMUS G et al.(1983) - Le phréatomagmatisme,Bull P.I.R.P.S.E.V. C.N.R.S -I.N.A.G.,30 p.Bull.Soc.Géol.Fr.,n°2.
- CHAIGNEAU M.(1961) - Sur les gaz occlus dans diverses roches volcaniques de montagne Pelé (Martinique),C.R.Ac.Sc., t.252,p.3842.
- CHAIGNEAU M.(1962) - Sur les gaz volcaniques de l'Etna (Sicile),Ibid.,t.254,p4060.
- CHAIGNEAU M et Debrune M.(1961) - Sur les gaz dans l'aiguille de la montagne Pelée (Martinique) de 1902,Ibid.,t.252,p 2427.
- CHESWORTH W et al.(1983) - Importance de la fersialisation sur les basaltes miocènes du Massif Central.Principales caractéristiques de cette pédogenèse,Sc.Geol.,Mem 73,pp 53-62.

COUDRAY J.(1977) - Recherches sur le quaternaire marin de Nlle-Calédonie. Contribution de l'étude des récifs coralliens et des éolianites associées à la reconstitution de l'histoire climatique et structurale, Bull.Assoc.Fr.Et.Quat., supplt, 50, pp 331-340.

DALONGEVILLE R et SANLAVILLE P.(1983) - Le beach-rock, Colloque tenu à Lyon les 28 et 29 Novembre., Travaux de la maison d'orient N°8.

DALY R A.(1933) - Igneous rock and the depths of the earth. 1 vol. New York. McGraw-Hill, 598p.

DEFOS DU RAU J.(1959) - Le relief de l'île de La Réunion, étude de la morphologie volcanique, Thèse complémentaire., Institut de Géographie, 319 p., 19 fig, 42 pl.

DEMANGEOT J.(1976)- Les espaces naturels tropicaux. Masson. Collection Géographie.

DERRUAU M.(1962) - Etudes de quelques volcans explosifs japonais, Bull de l'Assoc des Géogr. Fr., n°307-308, pp 156-168.

DERRUAU M.(1962)- Précis de Géomorphologie, Paris, Masson et Cie.

DUCHAUFOR P.(1970)- Précis de Pédologie, Paris, Masson et Cie.

EAMBRUN M.(1983)- Le Puy Chalard et le maar de Laty, appareils complémentaires du système phréatomagmatique développé au Nord de la chaîne des Puys (Massif central Fr), Bull.Soc.Géol.Fr., n°2.

EATON T P et Murata K J.(1960) - How volcanoes grow, Rev. Sciences., vol.132 p 925.

ERHART H.(1956,1967) - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson, Paris, 2° édi. 177p.

- FEDOROFF N et al.(1985) - Handbook for soil thin section description. Waine.Research.Publications.
- FLEMMING N C et ROBERT D G.(1973) - Tectonoeustatic changes in sea level and sea floor spreading,Rev.Nature.,243,pp 19-22.
- GAVEN C et al.(1979) - Datation de coraux dans le SW pacifique par la méthode Ionium-Uranium: néotectonique de l'île des pins (Nlle Calédonie),C.R.Ac.Sc.,Paris,t.289,D,pp 765-768.
- GEZE B et Tazieff H.(1963) - Le renouveau des études européennes sur les volcans actifs,Bull.Soc.Géol.Fr.,7° série,tom V n°2 pp 173-174
- GEZE B.(1962) - Relations entre volcans et plutons dans la Montagne noire,les Causses et le Bas-Languedoc (Sud de la France), Bull.Volcanol.,2° sér,t.24,pp 87-91.
- GEZE B.(1963) - Quelques enseignements des éruptions d'Hawaï en 1959-60."Passage du type hawaïen au type strombolien",Bull.Soc.Geolo.Fr.,7°série,tom V n°2 ,pp 176-181.
- GEZE B.(1964) - Sur la classification des dynamismes volcaniques,Bulletin volcanologique.,t.XXVII,pp 237-257.
- GLANGEAUD Ph.(1908) - Les éruptions de la Limagne,sept périodes d'activité volcanique,du Miocène inférieur au Pléistocène,C.R.Ac.Sc., t.146,pp 551 et 606.
- GLANGEAUD L.(1943) - Evolution des magmas du massif volcanique du Mont-Dore.Essai d'interprétation géographique,B.S.G.F., (5), XIII,pp. 419-440.
- GLANGEAUD L et LEMONNIER J C.(1958)- L'évolution volcanotectonique du massif du Mont-Dore (Auvergne) pendant le Mio-pliocène,Ibd., (6),VIII,pp 797-804

- GRIGGS R F.(1922)- The valley of ten thousand smokes,Nat.Géogr. Mag.,31.Berlin,519 p,198 pl.
- GRUNEVOLD H.(1961)- Carte géologique de la Martinique au 1/50.000° avec notice explicative,27p,Paris,Serv.Carte géol. France.
- GUILCHER A.(1963a)- Quelques caractères des récifs barrières et de leurs lagons,Bull.Ass.Géogr.Fr.,n°314-315 Mai-Juin 1963, pp 2-15,4 fig.
- GUILCHER A.(1988)- Coral reef geomorphology,édi,Wiler & Sons,228p.
- HERVIEU J.(1968) - Contribution de l'alluvionnement en milieu tropical,Mém.ORSTOM.,Paris.
- JUNG J et MICHEL R.(1955) - Caractères pétrographiques et magmatiques du volcanisme de l'Auvergne,Bull.Volcanol.,Sér.2,t. 17,pp 91-105.
- KARCHE J P et Vachette M.(1976) - Migration des complexes subvolcaniques à structure annulaire du Niger.Conséquences.C.R.Aca.Sci.,Paris,t.282,Sér.D,pp 2033-2036.
- LABEYRIE J,LALOU Cl et DELIBRIAS G.(1969) - Etude des transgressions marines sur l'atoll de Mururoa par la datation des différents niveaux de corails,Cah.Pacif.,13,pp 59-68.
- LACROIX A.(1912) - Le volcan de La Réunion,C.R.Aca.Sci.,t.CLIV,p 169.
- LACROIX A.(1936) - Le volcan actif de La Réunion et ses produits, Paris,Gauthier-Villars,297 p,68 pl.



- LACROIX A.(1939) - Les étapes silencieuses de la formation d'un nouveau cratère à faciès de caldeira au sommet du Piton de la Fournaise (île de La Réunion), C.R. de l'Acad. Sc., 1939, t. CCVIII, p58.
- LAMEYRE J.(1975) - Roches et minéraux -les formations. Coll Doin, tome 2, Chapitre 08.
- LECLAIRE L.(1979) - L'océan Indien: une introduction à sa paléogéographie, Cah. Indo-Pacif., 3, pp 249-296.
- LE GUERN F.(1970) - Contribution à l'étude des gaz éruptifs, C.R.Aca.Sc., Paris, 271, pp 2262-2265.
- MASAO YAMASAKI et ROBERT BROUSSE.(1963) - La diversité des basaltes, Bull.Soc.Géol.Fr., 7° série, tome V n° 2, pp 202-209.
- McLEAN.(1978) - Le problème du changement du niveau marin de l'Holocène, P.T.R.S.A., 291 pp 167-186.
- MENARD H W et Ladd Ph.(1963)- Océanic islands, seamounts, guyots and atolls. In: Maxwell.A.E.Ed., The sea, New York, Intersci, pp363-387.
- MEYER R.(1987) - Paléocroûtes et paléosols, Manuels & Méthodes 13.B.R.G.M.
- MILLOT G.(1964) - Géologie des argiles, première partie, Masson.
- NAUGHTON J, HEALD F and BARNES L.(1963) - The chemistry of volcanic gases, J.Géoph.Res.
- NOLI DE CAMPOS E.(1980) - Etude de l'altération en pays tropical humide d'une formation précambrienne à itabirites et roches volcaniques SERRA DOS CARAJAS, AMAZONIE, BRESIL, Thèse., Strasbourg.
- NONN H.(1972) - Géographie des littoraux p 53.

- OLLIER C D.(196) - Maars.Their characteristics, varieties and definition, Bull.Volcanol., t.XXXI, pp 45-73.
- PASKOFF R.(1985) - Les littoraux: impact des aménagements sur leur évolution.Masson.Coll.Géogr.
- PEDRO G.(1979)- Caractérisation générale des processus de l'altération hydrolique.Science du Sol,Bull.A.F.E.S., 2-3:pp93-105.
- PEDRO G.(1968) - Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe.Présentation d'une esquisse géographique, Rev.Géol.Dyn.Géogr.Phy., 10,5:pp 457-470.
- PETERSCHMITT E et Taziieff H.(1962)- Sur un nouveau type de secousse volcanique enregistré au Stromboli, C.R.Ac., t.,255, pp 1971-1973.
- PIRAZZOLI.(1978) - Les indicateurs des niveaux marins, Séminaire organisé à Paris.
- PLAZIAT J C.(1975) - Les mangroves anciennes.Discussion de leurs critères de reconnaissance et de leurs significations paléoclimatique, 9° Congr.Int.Sédim., Nice, rh. I, pp 153-159.
- PLAZIAT J C et al.(1983) - Des mangroves actuelles aux mangroves anciennes, Bull.Soc.Géol.Fr. 7., t.XXV, n°4, pp 499-504.
- REFFAY A.(1980)- Les dômes volcaniques: essai de typologie géomorphologique, Rev.Norois., n°105, pp 19-131.
- REFFAY A.(1985.2)- Les socles volcaniques, Ull.Asso.Géogr.Fr., Paris. pp 153-163.
- RISER M J.(1974) - Le système de glacis de l'oued AOUDRAZ un exemple d'étagement de glacis du Pléistocène, Bull.Asso.Géogr.Fr., n°419.

- RITTMANN A.(1952)-Nomenclature of volcanic rocks,Bull.volc.12., pp 75-112.
- RITTMANN A.(1963) - Les volcans et leurs activités.édition française,Masson,édit.,Paris,461p.
- ROCHE A.(1963) - Elaboration d'une stratigraphie paléomagnétique des formations volcaniques,Bull de la Soc.Géol de France.,7°série tome V n°2 p 182.
- ROSSIGNO-STRICK M.(1982) - African moussons,an immediate climate response to orbital insolation,Rev.Nature.,304,n°5921: pp 46-49.96.-C.E.E. (XII/CLI/2/82).
- ROUBAULT M et al.(1963) - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant.éd LAMARRE-POINAT.
- ROUGERIE G.(1961) - Etude comparative de l'évacuation de la silice en milieu cristallin tropical humide et tempéré humide (1ers résultats),Communication au Congrès intern.de géog.,Stockholm,1960 et A.D.G.,pp.45-50.
- SCHMID R.(1981) - Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendation of the I U G S subcommission on the systematics of igneous rocks,Rev.Geology., V,9,pp 41-43-Janvier.
- SHEPHERD E S.(1925) - Analysis of gases obtained from volcanoes and from rocks,J.of géol.,33,3.
- SHORT N M and GREEN J.(1971) - Volcanic land forms and surface future,ed Spriger-Verlag.
- SMITH R L.(1960) - Ash flows,Bull.géol.Soc Amer.,vol 71.
- SMITH R L et al.(1961) - Ash-flow tuffs,U.SGeol.surv.papaer, n°366.

- TAZIEFF H.(1972) - Les volcans, chapitre II, Les volcans sous-marins. Puf.
- THOM B G et CHAPPELL J.(1978) - Holocen sea level change: an interpretation phil,Trans. Roy. Soc., London, part A, pp 187-194.
- THONAT A.(1981) - Un important volcanisme de type "maar" dans le massif du signal de Luguet (Cézallier, Massif central Fr),C.R.Aca. Sci., Paris, t, 293 (9 Novembre 1981).
- THORARINSSON S et al.(1959) - Répartition des cendres d'une éruption rhyolitique de l'Hekla (couche H3), p 154.
- TRICART J.(1981) - Précis de géomorphologie, tome 3, chapitre 5, géomorphologie climatique: les régions chaudes, SEDES.
- TRICART J, RAYNAL R et Besançon J.(1972)- Cônes rocheux, pédiments, glacis,Annales de Géographie., n°443. pp 2-24.
- TRICART J et CAILLEUX A.(1965) - Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes, SEDES, Paris, 322 p
- TRICART J et MICHEL P.(1965)- Morphogenèse et pédogenèse,Rev. Sc. du sol., n°1, pp.69-84, et n°2, pp.149-170.
- TRICART J.(1968) - Précis de géomorphologie structurale, tome 1, pp 261-299, SEDES.
- TRICART J ET USSELMANN.(1969-1970)- FEUILLE GEOMORPHOLOGIQUE PRIVAS 7-8 1/25 000-NOTICE, C.R.S R.C.P 77,Rev.Géomor.Dyn., n°3 XIX° Année, pp 115.
- UFFEN R J.(1959)- On the origin of rock magma,Journ.Geophy. Research., Vol.64, pp 117-122.
- UPTON B G J et Wadsworth J.(1972b)- Aspect of magmatic evolution Reunion Island.Phil.Trans.Roy.Soc., London., Ser.A, 271, pp 105-130.
- VATAN A.(1967)-Roches éluviales, Manuel de sédimentologie. cf.X.

## TABLE DES ILLUSTRATIONS

## FIGURES

1	Situation de Mayotte dans l'Océan Indien	20
2	Situation de Mayotte dans l'archipel des Comores	21
3	La région nord-ouest de la "Grande-Terre". Croquis de localisation et principaux accidents topographiques.	23
4	Coupe topographique entre les villages de Dzoumogné et M'tsam-boro	24
5	La région centre-ouest de la "Grande-Terre". Croquis de localisation et principaux accidents topographiques	27
6	La région du M'tsapéré. Croquis de localisation et principaux traits du relief	34
7	Coupe topographique d'Ochoungui à Tsoundzou	36
8	La cuvette de Kwalé. Carte de localisation et principaux traits du relief	38
9	La zone limite entre Nord et Sud de la "Grande-Terre"	40
10	Croquis de la dorsale de Bénara	43
11	Coupe topographique Nord-Sud de la dorsale de Bénara	42
12	La dorsale de Chirongui	47
13	Coupe topographique Ouest-Est de la dorsale de Chirongui passant par M'lima Chirongui	48
14	Coupe du versant occidental de la dorsale de Chirongui, dans le secteur de Malamani	49
15	L'extrême Sud de la "Grande-terre": le secteur de Choungui-Bouèni	50
16	Coupe n°1 du croquis de la Fig.15	51
17	Croquis schématique des amphithéâtres du Sud	52
18	Coupe n°1 du croquis de la Fig.15	54
19	Coupe n°3 du croquis de la Fig.15	55
20	Coupe topographique du mont Choungui	55
21	Coupe topographique de la ligne de crête choungui Kélé-M'lima Saziley	56
22	Carte morphologique du lagon (d'après A.Guilcher et al)	60

23	Bandes de sondage dans le lagon (d'après A.Guilcher et al)	62
24	Carte de la répartition des précipitations à Mayotte (d'après les données fournies par les services de la Météorologie de Mayotte)	67
25	Trajectoire dominantes des perturbations tropicales (d'après les données de la Météorologie de Mayotte)	69
26	Tableau des précipitations des différentes stations le 15/2/85 lors du passage du cyclone Féliksa	72
27	Répartition des précipitations en mm	75
28	a) Répartition des précipitations moyennes annuelles de la station de Pamandzi en "Petite-Terre"	77
	b) comparaison des précipitations moyennes annuelles des différentes stations	77bis
29	Graphique des températures ( données de la Météorologie de Mayotte)	78
30	Tableau des températures moyennes en degrés celsius	79
31	Tableau synthétique du volcanisme mahorais	93
32	Coupe pédologique en "Petite-Terre" (d'après les observations faites sur le terrain)	97
33	Lithosol sur le versant externe du Dziani (d'après les observations de terrain)	98
34	Coupe de localisation de la première série d'échantillons pédologiques	102
35	Profil de la coupe de Caroni (d'après les observations faites sur le terrain et les résultats des différentes analyses)	109
36	Toposéquence sur le versant de la dorsale de Chirongui	112
37	Coupe biogéographique Ouest-Est de la "Grande-Terre" (partie centrale)	113
38	Répartition des forêts à Mayotte (d'après la Direction de l'Agriculture de Mayotte)	118
39	Schéma de localisation des sous-phases du "la Vigie"	123
40	Coupe M'tsaga m'titi	125
41	Coupe à travers la colline de Bambao	131
	a) détail du profil de la colline	
	b) son contact avec le Four à Chaux	
42	Plan de localisation de la colline de Bambao	132

43	Solifluxion sur le versant interne sud du Dziani	137
44	Glissement dans les cendres volcaniques de Dziani	137
45	Typologie des cratères égueulés en "Petite-Terre"	142
46	Coupe à travers la ligne de crête Bandrakouni-Adembé (au Sud - Ouest du Choungui)	147
47	a) Coupe schématique Ouest-Est de la dorsale de Chirongui b) détail de la série lavique supérieure de la même coupe	90
48	"Coulées" de débris (observées dans le Sud de l'île)	152
49	Exemple du glissement de Moinatrindri	157
50	Exemple du glissement de Poroani	157
51	a) Coupe dans la région est de Mayotte b) détail du relief sous-marin de Zissioi m'tsanga (d'après la carte marine du S.H.O.M.1962-1964.	167
52	Falaise à encoches de Papani (Est de la "Petite-Terre")	186
53	Coupe du littoral ouest de la "Petite-terre"	188
54	Coupe de localisation de la plage de sables noirs de Ironi-bé	191
55	Tectonique de Dziani	206
56	Coupe de Nyoumakoun	211
57	Coupe de Hantafa avec a) de profil et b) de plan	213
58	Plan de localisation des lieux cités en "Petite-terre"	214
59	Coupe de localisation des pillow-lavas de Sandravouangué	218
60	Localisation des bourrelets deltaïques de Dzoumogné	220
61	Différents profils des dépôts quaternaires	233
62	Coupe à travers une surface perchée aux environs du Choungui	234
63	Tableau synthétique des phénomènes et processus morphogéniques à Mayotte d'après les observations de terrain et les résultats des différentes analyses	239
64	Tableau sur la terminologie marine à Mayotte	241
65	Ebauche de terrasse fluviale le long du Massulaha à Dzoumogné	242
66	Cartes schématiques du S.O de la Nouvelle-Calédonie (A) et de l'île Mayotte (B) montrant les similitudes géomorphologiques et tectoniques	203bis

## PHOTOS

1-2 et 3	Colluvions de remaniement des altérites en "Petite-terre" d'après différentes coupes: la Carrière, Maénantana et Fougoujou	248bis 249
4	Aspect des différents horizons présentés par la coupe de Choungui	249
5	Localisation de la première série d'échantillons	250
6	Coupe de Caroni	250
7	Nodules dans les colluvions de Caroni	
8	" " " " " "	251
9	Aspect de la forêt sempervirente mahoraise	252
10	Eolocinérites de la falaise de Racini (colline de Bambao)	252
11	Ruissellement en haut de versant (la Vigie)	253
12	Eroulement dans les brèches volcaniques de Dzaoudzi après le passage du cyclone Kamisy	253
13	Eboulement dans les environs du choungui	254
14	Inversion de relief à la ligne de crête Bandrakouni-Adembé	254
15	Aperçu des cratères de la dorsale de Chirongui	255
16	Vue sur la coupe de Chirongui	255
17	Calcite dans la série lavique récente de la coupe de Chirongui	256
18	Dépôt avec blocs à l'Est de Chirongui	256
19	Colmatage d'un paléomodelé en creux	257
20	Surface perchée dans les environs du Choungui	257
21	Falaise à encoches de Papani	258
22	Plage de galets de Four à chaux	258
23	Volcanisme fissurale dans la région de Caroni	259
24	Sables de M'tsanga m'titi	259
25	Conglomérat littoral de Nyoumakoun	260
26	Pillow-lavas de Sandravouangué	260
27	Détail de la localisation de la première série d'échantillons	
28	" " " " " " " " " "	261
29	" " " " " " " " " "	262



30	Coupe de la troisième série d'échantillons	262
31	Colluvions apparaissant sous le Choungui II	263
32	" " " " " "	263
33	Paléomodelé sous le choungui II (localisation de la 2° série d'échantillons)	264
34	Débris coquillers et coralliens dans l'échantillon de M'tsanga m'titi	264

\*

\*

\*

