

T H È S E

présentée

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR-INGENIEUR

A L'INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'UNIVERSITÉ DE DIJON

par

Michel SOURDAT

**LE SUD- OUEST DE MADAGASCAR
MORPHOGENÈSE ET PÉDOGENÈSE**

Soutenu le 15 novembre 1975 devant la Commission d'Examen composée de :

MM. Pierre RAT	Président
Noël LENEUF	Rapporteur
Fernand BOURGEAT	} Membres invités
Pierre HUGOT	
Maurice LAMOUREUX	

Remerciements

J'ai été affecté au Centre O.R.S.T.O.M. de TANANARIYE en 1965, M. le Professeur G. CAMUS étant Directeur Général de l'Office et M. J. SEVERAC Secrétaire Général.

Dès mon arrivée, M. P. ROEDERER Directeur Délégué du Centre m'a assigné le Sud-Ouest de l'île comme terrain d'étude et la cartographie comme méthode d'approche.

A TULEAR, j'ai disposé de deux bases avancées. J'ai eu table ouverte parmi les océanographes de la Station Marine universitaire, particulièrement auprès de A. MAUGE. A la Station Régionale de l'I.R.C.T., M. et Mme S. CRETENET ont accueilli ma famille à plusieurs reprises, avec la plus grande amabilité.

En brousse, j'ai circulé en solitaire plusieurs années durant. Découvrant la transparence des nuits australes, la sérénité des paysages malgaches et la souriante réserve dont s'enveloppe l'hospitalité des villageois, je n'ai pas trop regretté les facilités matérielles, le confort moral et l'émulation intellectuelle que m'aurait procuré un travail d'équipe.

A partir de 1970, j'ai reçu le concours permanent d'un assistant efficace en la personne de J.D. RAKOTOMIRAHO, animateur d'un petit groupe de terrassiers aussi zélés que joyeux. Avec leur aide et en leur compagnie, mes prospections ont été plus rentables, sans rien perdre de leur poésie.

C'est à l'incitation de mes collègues botanistes, géographes, pédologues et naturalistes en tous genres et surtout à F. BOURGEAT que je dois d'avoir élargi mon programme d'étude aux dimensions d'une thèse.

Le projet a pris corps en 1971. Il a été favorisé par M. G. AUBERT qui présidait le Comité Technique de Pédologie et par M. le Professeur N. LENEUF de l'Institut des Sciences de la Terre de DIJON qui a bien voulu en prendre la direction.

J'ai ainsi l'honneur de me présenter devant un jury que préside M. le Professeur P. RAT, Directeur de l'Institut des Sciences de la Terre.

M. LENEUF devenu Président du Comité Technique de Pédologie n'a cessé de guider mes efforts avec une patience inlassable.

F. BOURGEAT, Professeur à l'E.N.S.A. de TOULOUSE a partagé avec lui la tâche ingrate de dégrossir mes ébauches. J'ai tiré le plus grand bénéfice des remarques sévères que notre amitié l'autorisait à formuler.

M. P. HUGOT, Administrateur de la F.O.M., ancien délégué du F.E.D. à Madagascar occupe le siège réservé par l'Université à une personnalité du monde économique. Sa présence au jury rend à l'O.R.S.T.O.M. un témoignage que je souhaiterais justifier.

M. P. SEGALEN, Inspecteur Général de l'O.R.S.T.O.M. a bien voulu pour lire mon texte revenir par la pensée au pays de ses premières armes. Je crois deviner qu'il y a pris plaisir, non sans opposer à certaines conclusions une ferme argumentation dont j'ai tenu compte.

Au Centre de TANANARIVE où j'ai résidé près de huit années, et aux S.S.C. de BONDY où j'ai pu passer le temps nécessaire à la rédaction du mémoire, j'ai bénéficié de la plus aimable collaboration d'un personnel qualifié. Parmi les responsables et agents des laboratoires et services dont j'ai reçu le concours, je ne nommerai que Mme et MM. M. DELAUNE, J.L. THIAIS, J.F. PARROT et D. RAMBAUD dont j'ai plus longuement sollicité le savoir et la complaisance.

J'ai été initié à la micromorphologie par M. N. FEDOROFF de l'I.N.A., et aux applications de l'informatique par M. J. MAHE de la Faculté des Sciences d'AVIGNON.

Je présente à toutes les personnes que j'ai citées ou évoquées l'expression de ma gratitude.

D'autres encore m'ont offert, à défaut d'une assistance matérielle ou intellectuelle, le réconfort de leur sympathie, et je ne leur suis pas moins reconnaissant.

P.S. M. M. LAMOUREUX, Directeur de Recherches de l'O.R.S.T.O.M. a bien voulu remplacer M. SEGALEN empêché et je l'en remercie.

Sommaire

REMERCIEMENTS

PRELIMINAIRES

Première partie - INTRODUCTION A L'ETUDE DU SUD-OUEST DE MADAGASCAR

Chap. 1 GEOLOGIE du SUD-OUEST

p. 7

1. Tectonique
2. Stratigraphie
3. Les cycles d'érosion
4. Alternances biorhexistasiques et géochimique
5. Sédimentologie

Chap. 2 Le QUATERNAIRE MALGACHE ou AEPYORNIEN

p. 15

1. Rappel historique
2. Biorhexistasie et alternances climatiques
3. La charnière chronologique plio-aepyornienne
4. La séquence eustatique de BATTISTINI : les oscillations du niveau marin
5. Les séquences dunaires : leurs significations
6. Les séquences climatiques
7. La fin de l'aepyornien
8. Une chronologie synthétique de l'Aepyornien

Chap. 3 CLIMATOLOGIE du SUD-OUEST

p. 29

1. Les facteurs généraux du climat
2. Les données météorologiques
3. Expressions du climat
4. Définitions du climat du Sud-Ouest
5. Pédoclimats et variations climatiques

Chap. 4 Les TROIS PRINCIPAUX DOMAINES du SUD-OUEST

p. 41

1. Le domaine côtier
2. Le domaine calcaro-basaltique
3. Le domaine de l'ISALO

Deuxième partie - LE DOMAINE COTIER

Chap. 5 INTRODUCTION à L'ETUDE du DOMAINE COTIER p. 47

1. Structure et stratigraphie
2. Paysages du domaine côtier
3. Zone littorale et zone sub-littorale
4. Les secteurs témoins : TULEAR et ANTSEVA
5. Référence à l'Extrême-Sud

Chap. 6 La ZONE LITTORALE - La PLAINE de TULEAR

Les formations dunaires

1. Observations fondamentales
2. Gisements des formations dunaires
3. Les contacts stratigraphiques
4. Les matériaux dunaires
5. L'évolution pédogénétique des sables roux dunaires
6. Signification des sables dunaires roux et beiges

Les formations colluviales

7. Les formations indurées
8. Les formations meubles

Les formations alluviales

9. Les terrasses rubéfiées anciennes
10. Les basses terrasses

Généralisation au littoral du Sud-Ouest

Chap. 7 La ZONE SUB-LITTORALE - Le SECTEUR D'ANTSEVA p. 69

1. Les principales formations
2. Les sols

Chap. 8 CONCLUSIONS sur le DOMAINE COTIER p. 73

Troisième partie - LE DOMAINE CALCARO-BASALTIQUE

Chap. 9 INTRODUCTION au DOMAINE CALCARO-BASALTIQUE p. 81

1. Structure d'ensemble
2. Le plateau de VINETA
3. La mosaïque des sols et la séquence géochimique

Chap. 10 Les SOLS du DOMAINE CALCARO-BASALTIQUE p. 87

Les sols sur sables

1. Les sols monosiallitiques

Les sols sur calcaires ou associés aux calcaires

2. Les sols bisiallitiques non rubéfiés
3. Les sols bisiallitiques rubéfiés
4. Les sols rouges monosiallitiques
5. Les sols allitiques

Les sols sur basaltes et matériaux basaltiques

6. Les sols bisiallitiques non rubéfiés
7. Les sols bisiallitiques ou monosiallitiques rubéfiés
8. Les sols allitiques

Etude minéralogique et granulométrique des sables

9. Minéraux lourds
10. Etudes granulométriques

Chap. 11 MORPHOGENESE et PEDOGENESE en MILIEU CALCAIRE

p. 115

1. Modelé karstique et modelé "normal"
2. Les deux séquences d'érosion
3. Evolution progressive et régressive
4. Actualité ou ancienneté de la genèse des sols

Chap. 12 CONCLUSIONS sur le DOMAINE CALCARO-BASALTIQUE

p. 119

Quatrième partie - LE DOMAINE GRESEUX DE L'ISALO - LES FORMATIONS FERRALLITIQUES DES HAUTES SURFACES

Chap. 13 INTRODUCTION au DOMAINE de L'ISALO

p. 125

1. Géologie
2. Paysage

Chap. 14 L'ISALO TABULAIRE

p. 133

1. Coupe d'une table. L'ANDRANOMPANGAOKY
2. Schéma général de la ferrallitisation et du cuirassement
3. Pédoplasation, rubéfaction et allitisation
4. Bilan des processus de pédogenèse
5. Consolidation et cuirassement
6. Généralisation à l'ensemble de l'ISALO tabulaire

Chap. 15 L'ISALO RUINIFORME - GENERALISATION et CONCLUSIONS sur les HAUTES SURFACES

p. 145

1. Matériaux ferrallitiques rouges du massif ruiniforme
2. Signification géomorphologique de ces matériaux
3. Le sol jaune ferrallitique du KOROBE
4. Généralisation
5. Conclusions

Cinquième partie - LE DOMAINE GRESEUX DE L'ISALO - LES FORMATIONS COMPLEXES
DES GLACIS ET DES DOMES

Chap. 16 INTRODUCTION à L'ETUDE des GLACIS et DOMES SABLEUX p. 153

1. Glacis, dômes sableux et reliefs dérivés
2. Paysages
3. Emboîtements de glacis et discordances d'épandages
4. Pédimentation et creusement
5. Notions de "coupe" et de "profil"
6. Notion de "coupe complète fictive"

Chap. 17 ETUDE des COUPES des GLACIS et DOMES SABLEUX p. 159

Zone des dômes sableux - Secteur du MILIOKAKELY

1. Aspect général
2. Les glacis
3. Les coupes du glacis supérieur
4. Coupe du glacis moyen
5. Coupe du glacis inférieur

Zone des dômes sableux - Secteur de AMPANDRA

6. Aspect général
7. Coupe du glacis supérieur
8. Coupes des glacis aval

Zone des reliefs tabulaires

9. Aspect général
10. Le versant NE du VOHIMARINA II
11. Les coupes du glacis supérieur
12. Les glacis aval
13. Le versant W du BEKAPITY

Zone des reliefs ruini formes

14. Les glacis
15. Coupes de la partie sommitale des glacis
16. La séquence des glacis
17. Observations complémentaires

Récapitulation

18. Caractères typiques et permanents des niveaux des coupes
19. Diversification géographique et géomorphologique des coupes
20. Classement pédologique des "sols"

Chap. 18 ETUDE des PROFILS des GLACIS et DOMES SABLEUX p. 183

Les profils atypiques

1. La notation conventionnelle

VII

2. Situation
3. Description
4. Caractérisation physico-chimique

Les profils podzoliques

5. Les podzols à substrat dur
6. Les podzols à substrat meuble
7. Podzolisation d'un profil atypique sur coupe complexe
8. La matière organique des podzols

Genèse des profils de l'ISALO

Chap. 19 CONCLUSIONS sur les GLACIS et DOMES SABLEUX

p. 197

CONCLUSIONS GENERALES p. 201

BIBLIOGRAPHIE p. 207

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PRÉLIMINAIRES

Limites de la région sud-ouest de Madagascar.

Les auteurs de l'ATLAS DE MADAGASCAR distinguent, dans la Grande Ile, six ensembles régionaux de 1er ordre :

Hautes Terres centrales,
Frange occidentale des Hautes Terres,
Façade orientale,
Nord,
Domaine de l'Ouest,
Extrême-Sud.

Le plus méridional des quatre ensembles de 2ème ordre qui constituent le Domaine de l'Ouest est nommé Sud-Ouest (Fig. 1). Ces dénominations et les limites correspondantes sont conventionnelles ; elles répondent à des soucis de géographie humaine autant que physique mais l'usage les a consacrées.

En ce qui nous concerne, nous retiendrons les critères géologiques. Le Sud-Ouest est une partie du bassin sédimentaire de MORONDAVA¹, limitée au Nord par le MANGOKY et au Sud par l'ONILAHY. Elle inclut en son centre le massif volcanique de l'ANALAVELONA; le massif gréseux du MAKAY, situé au Nord du MANGOKY, lui est rattaché (fig. 2). Le bassin de MORONDAVA, adossé au socle granito-gneissique est bordé par le Canal de MOZAMBIQUE.

Diversité dans l'espace et évolution dans le temps.

Le Sud-Ouest se présente comme une sorte de glacis, incliné de l'altitude de 1300 m (dans le massif de l'ISALO) à la mer, nettement compartimenté du fait de la stratigraphie, de la tectonique et de l'érosion, et soumis à un climat chaud dont l'aridité croît de l'intérieur à la côte. Aux multiples combinaisons de ces facteurs sont associés divers paysages. De plus, chacun de ces paysages conserve les traces d'une évolution complexe car les varia-

¹ - Cf. Chap. 1.

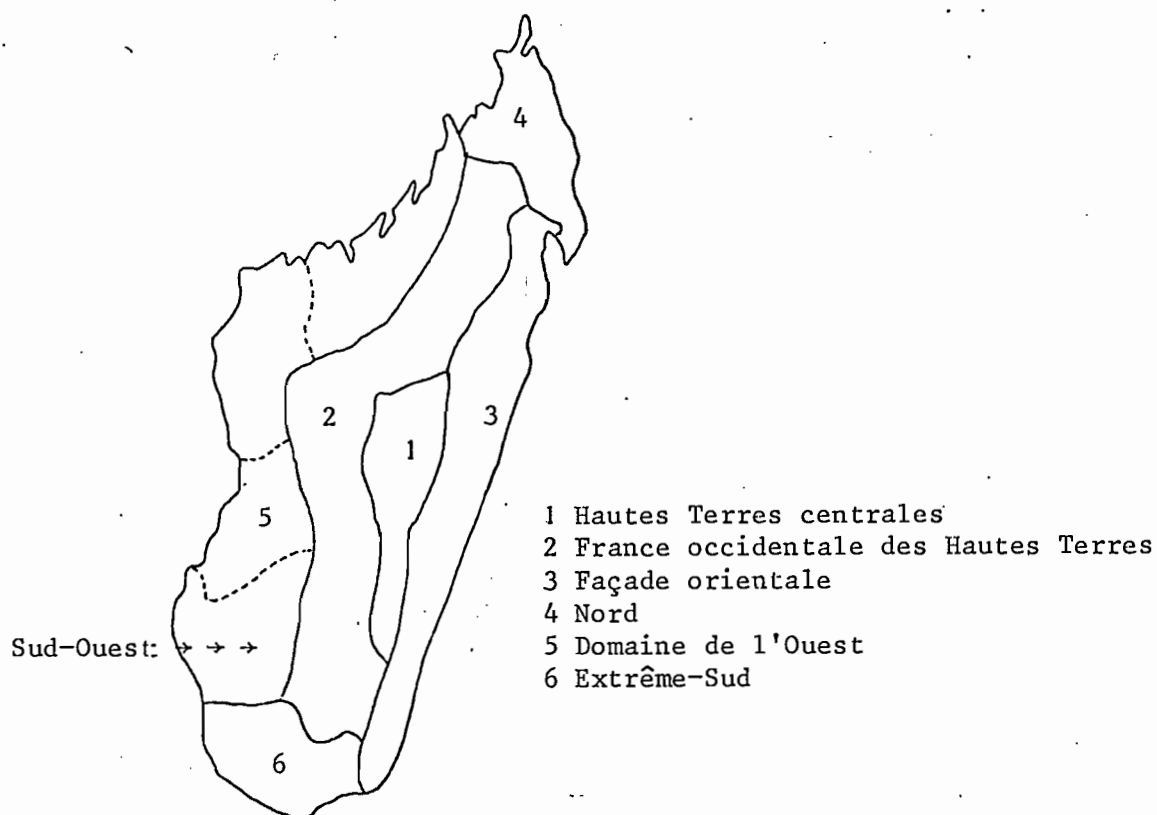


Fig. 1 - Les divisions régionales.
 (d'après l'ATLAS de MADAGASCAR).

tions dans le temps s'ajoutent à celles qui affectent l'espace.

Loin d'être l'une de ces régions typiques dont on réduirait volontiers la description à quelques brèves formules, le Sud-Ouest se présente donc comme une zone de transition à double titre. C'est sous cet aspect que nous l'étudierons : pour mieux comprendre la diversité de ses modelés et de ses sols, nous tenterons de restituer à l'espace géographique sa quatrième dimension, en associant à la succession des paysages la succession des phases génétiques.

Limites des prospections.

Notre terrain d'étude s'insère entre ceux qu'on explorés le géographe BATTISTINI (1964) et les pédologues HERVIEU (1968) et BOURGEAT (1972). Il est partiellement couvert par l'étude botanique de MORAT (1973). Il se prête donc à l'extrapolation et à la confrontation de leurs thèses.

Nos prospections ont été conduites en fonction des besoins du service, à des échelles variées (Cf. Fig. 3). La reconnaissance cartographique détaillée des zones de ANTSEVA, TULEAR-AMBOHIMAHAVELONA et VINETA a été assurée à

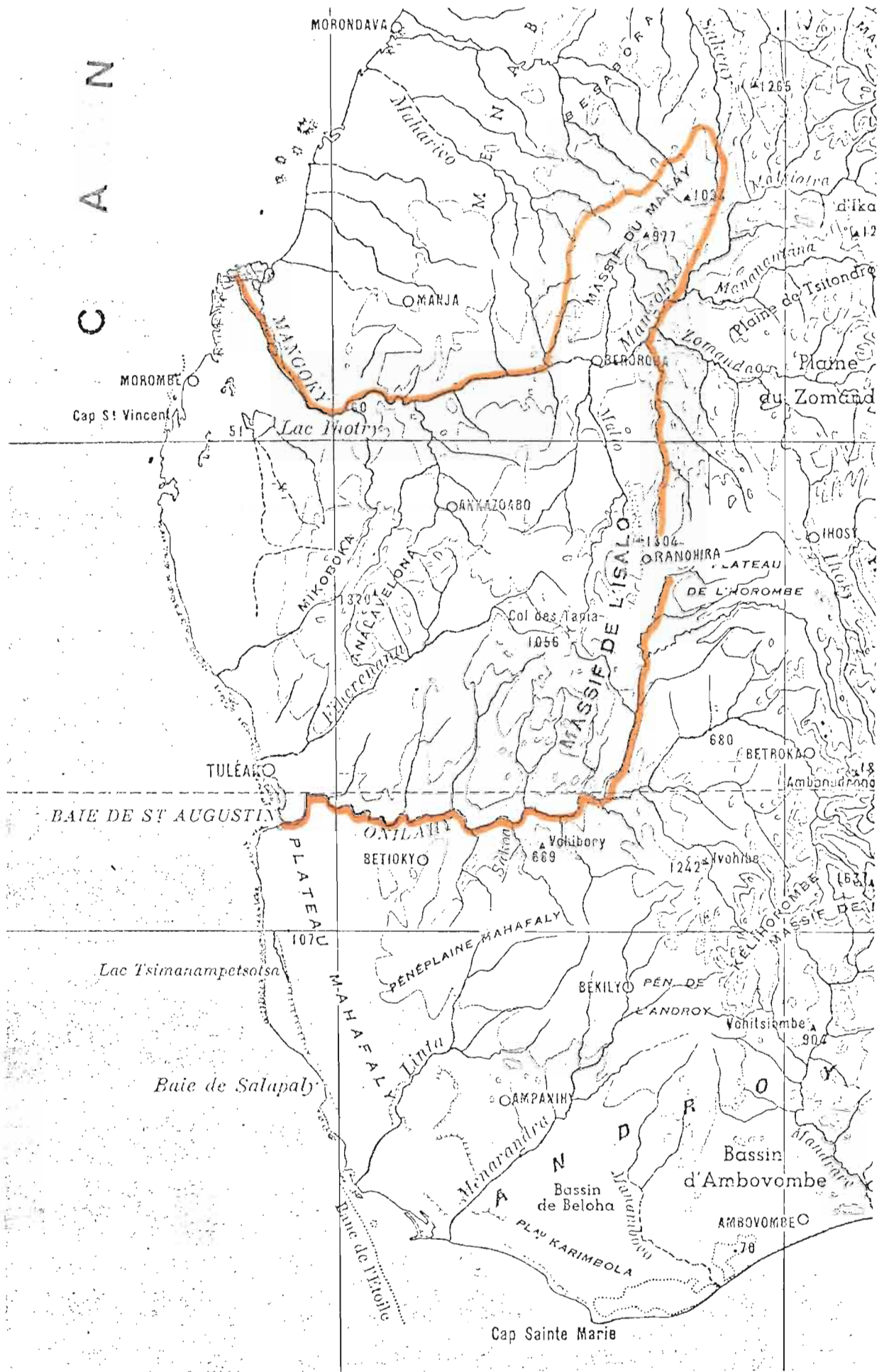


Fig. 2 - Les limites du Sud-Ouest
 (d'après la carte physique I.G.N. à 1/250000 et l'ATLAS de MADAGASCAR)

1/100.000. L'exploration de nombreuses petites zones a été effectuée sans obligations d'échelles.

La route nationale n° 7 suit les interfluves MANGOKY-ONILAHY et FIHERENANA-ONILAHY, entre RANOHIRA et TULEAR. Son tracé qui recoupe la plupart des compartiments géologiques du Sud-Ouest coïncide avec la ligne de plus grande pente du relief et des principaux gradients météorologiques. Nous avons effectué la plupart de nos prospections aux abords de cet axe privilégié.

D'autres ont été menées à ANKAZOABO, BERENTY-BETSILEO, ANDRANOLAVA, BEZAHA, BENENITRA, ANKAZOMANGA etc... Quelques raids nous ont conduit sur les hauteurs d'accès malaisé de l'ISALO NORD, de la MANAMANA et de l'ANALAVELONA et dans les forêts du bassin du FIHERENANA. La côte a été reconnue par points, de l'embouchure de la MANOMBO au Cap Ste MARIE (Extrême-Sud), ainsi que les clairières du plateau MAHAFALY et quelques itinéraires de l'ANDROY.

Intéressé par les modelés et les sols qui témoignent des phases morpho-climatiques anciennes, nous les avons recherchés dans les zones d'interfluves, de préférence aux zones basses périphériques où leur conservation semblait moins probable. Les massifs du MAKAY, de l'ISALO SUD et du MIKOBOKA n'ont pu être reconnus en raison de leur éloignement.

Présentation de l'étude.

Dans une première partie, après avoir rappelé les grands traits de la géologie, nous ferons le point des connaissances acquises concernant l'histoire morpho-climatique de Madagascar, et nous définirons le climat actuel du Sud-Ouest. Puis, nous évoquerons les paysages qui illustrent la diversité des milieux naturels de cette région. Ils seront regroupés en trois domaines : le domaine côtier, le domaine calcaro-basaltique et le domaine de l'ISALO.

Les quatre parties suivantes seront consacrées à l'étude des modelés et des sols correspondants (l'étude du domaine de l'ISALO étant scindée en deux parties). L'articulation de chaque partie sera adaptée à l'originalité propre du domaine considéré, et à l'intérêt des problèmes qui s'y trouvent posés.

Les conclusions suivront.

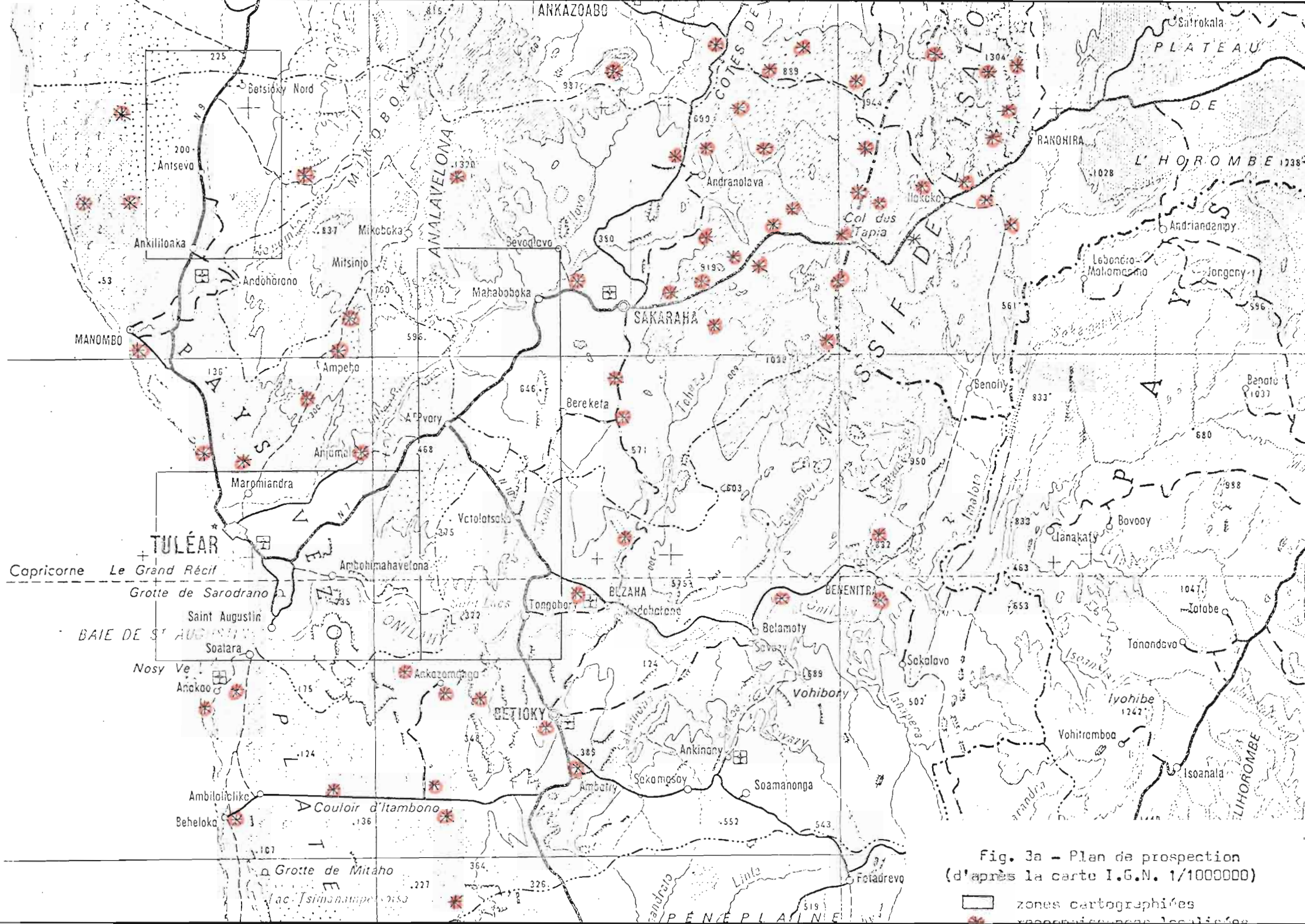


Fig. 3a - Plan de prospection
(d'après la carte I.G.N. 1/1000000)

zones cartographiques
* localisations

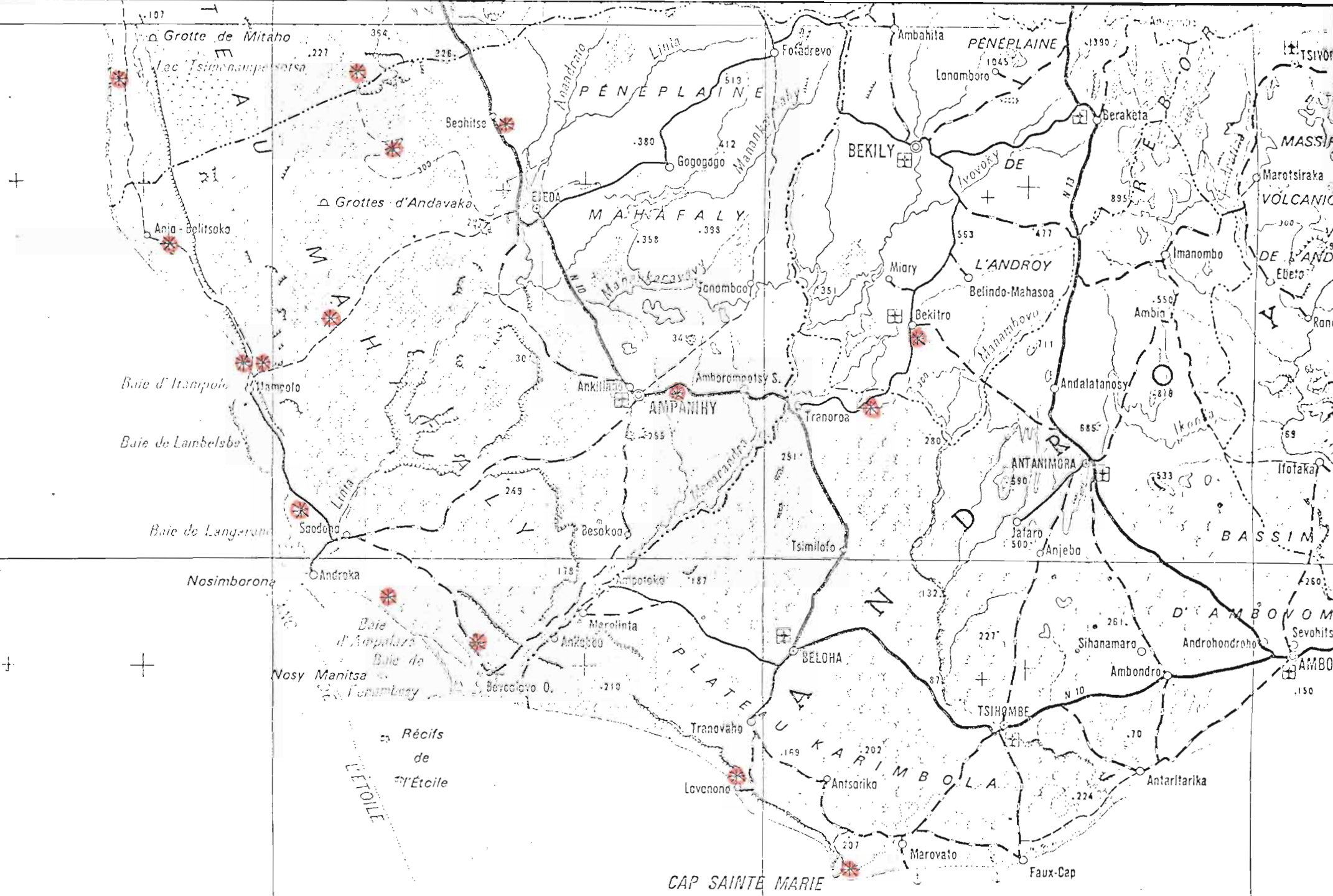


Fig. 3b - Plan de prospection (d'après la carte I.G.N. 1/1000000)

Première partie

**INTRODUCTION | A L'ÉTUDE
DU SUD-OUEST DE MADAGASCAR**

Chapitre 1

Géologie du Sud-Ouest

L'île de Madagascar est constituée par un socle granito-gneissique, une couverture sédimentaire et des épanchements volcanique¹. Les sédiments sont répartis en quatre bassins ; la région sud-ouest occupe une partie méridionale du bassin de MORONDAVA (Fig. 4 et 5). Les affleurements sont disposés en zones sub-méridiennes auxquelles s'adaptent les 3 domaines de l'étude.

Aux séries continentales datées du Karroo² et formées de grès acides correspond le domaine de l'ISALO.

Aux séries marines jurassiques à miocènes et aux laves interstratifiées correspond le domaine calcaro-basaltique.

Aux épanchages, dunes et alluvions plio-quadernaires correspond le domaine côtier.

1. TECTONIQUE.

La couverture sédimentaire présente une disposition monoclinale de pente Ouest. Elle a été fracturée selon deux directions majeures convergentes dites "Côte Est" et "Mozambique". Les mouvements les plus importants datent du Karroo mais d'autres se sont poursuivis jusqu'au Miocène et à nos jours. L'alternance stratigraphique de dépôts continentaux et marins résulte d'oscillations relatives localisées et non synchrones du niveau des mers, en relation avec des gauchissements partiels du socle. Un mouvement négatif pourrait persister actuellement.

La topographie du Sud-Ouest est marquée par la tectonique. Bien que les escarpements de cette région soient en dernier ressort l'oeuvre de l'érosion, beaucoup parmi les plus importants coïncident avec l'une ou

¹ - D'après BESAIRIE (1953, 1972) in ATLAS).

² - Le Karroo est l'équivalent africain d'une période qui s'étend du carbonifère au Lias. Il est représenté à Madagascar par des dépôts schisto-gréseux non plissés.

l'autre des directions tectoniques majeures et semblent trahir la présence d'accidents profonds.

Le volcanisme s'est manifesté au Crétacé par de puissantes émissions fissurales et, depuis l'Eocène, par de petits épanchements très localisés.

2. STRATIGRAPHIE.

Les formations continentales du Karroo.

Le Karroo malgache comporte trois groupes sédimentaires inégalement représentés dans le Sud-Ouest. Le premier (Sakoa) n'affleure qu'au Sud de l'ONILAHY ; le second (Sakamena) apparaît le long du couloir tectonique de RANOHIRA ; le troisième (Isalo) occupe une large superficie. Des phénomènes morpho-pédologiques originaux l'on affecté ; son érosion a été la source d'épandages détritiques dont l'influence s'exerce en aval jusqu'à la côte.

L'Isalo est essentiellement continental, avec des grès prédominants et des argiles subordonnées. Ce sont des grès arkosiques à ciment argileux. Leur stratification est typiquement entrecroisée et paraît résulter d'apports torrentiels massifs, en dépôts de piémont, avec vastes cônes de déjection.

Le groupe sédimentaire de l'Isalo emprunte son nom au massif de l'ISALO. Par la suite, nous distinguerons constamment par la typographie le groupe (minuscules) du massif (majuscules).

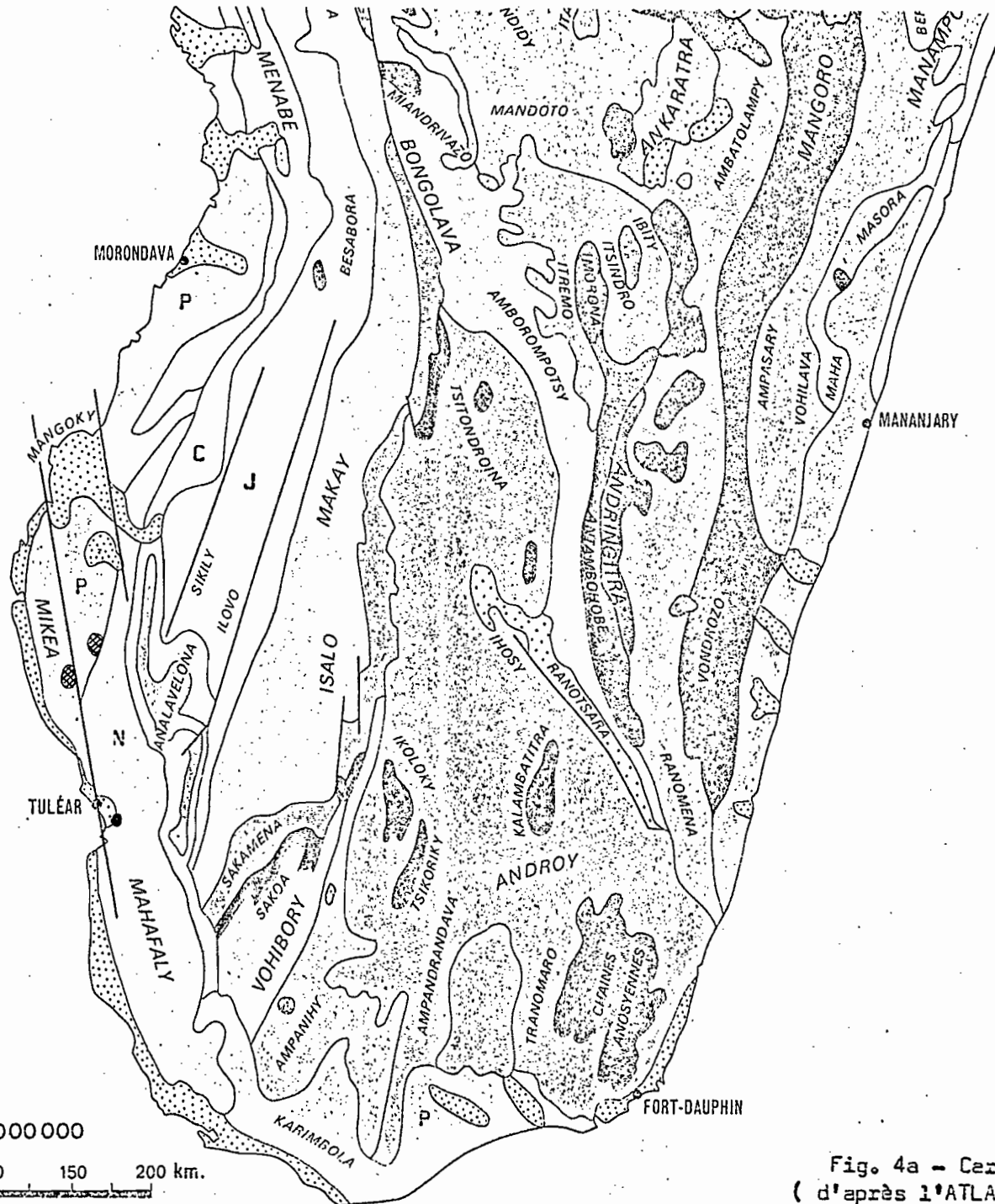
Les formations marines.

La sédimentation marine domine à Madagascar du Jurassique au Miocène inclus, non sans récurrences continentales.

Les formations jurassiques sont relativement peu représentées dans le Sud-Ouest. Elles constituent les côtes calcaires et les glacis marneux qui s'étendent au Nord et au Sud de SAKARAH.

Les formations crétacées sont plus remarquables par l'extension de leurs affleurements et par les phénomènes morpho-pédologiques qui les affectent. Elles forment un ensemble rigide de grès et de calcaires séparés par des basaltes turoniens. Sur le plateau de VINETA dont le pendage structural est conservé, ce sont les calcaires marins de l'étage terminal qui affleurent et se prêtent au développement d'une morphologie de type karstique. Des reliefs accidentés tels que ceux de l'ANALAVELONA, du MIKOBOKA et celui, plus modeste, de l'ANDRAMBO correspondent à un redressement des pendages qui a porté l'armature basaltique en altitude¹.

¹ - Cf. Chap. 8.



- TERRAINS SEDIMENTAIRES**
- Alluvions, sables
 - Pliocène continental
 - Mioène marin
 - Volcanisme néogène à quaternaire
 - Nummulitique
 - Volcanisme crétacé
 - Crétacé
 - Jurassique
 - KARROO**
 - Isalo
 - Sakamena
 - Sakoa
 - Permotrias marin

Fig. 4a

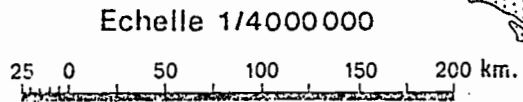


Fig. 4a - Carte géologique
(d'après l'ATLAS de MADAGASCAR)

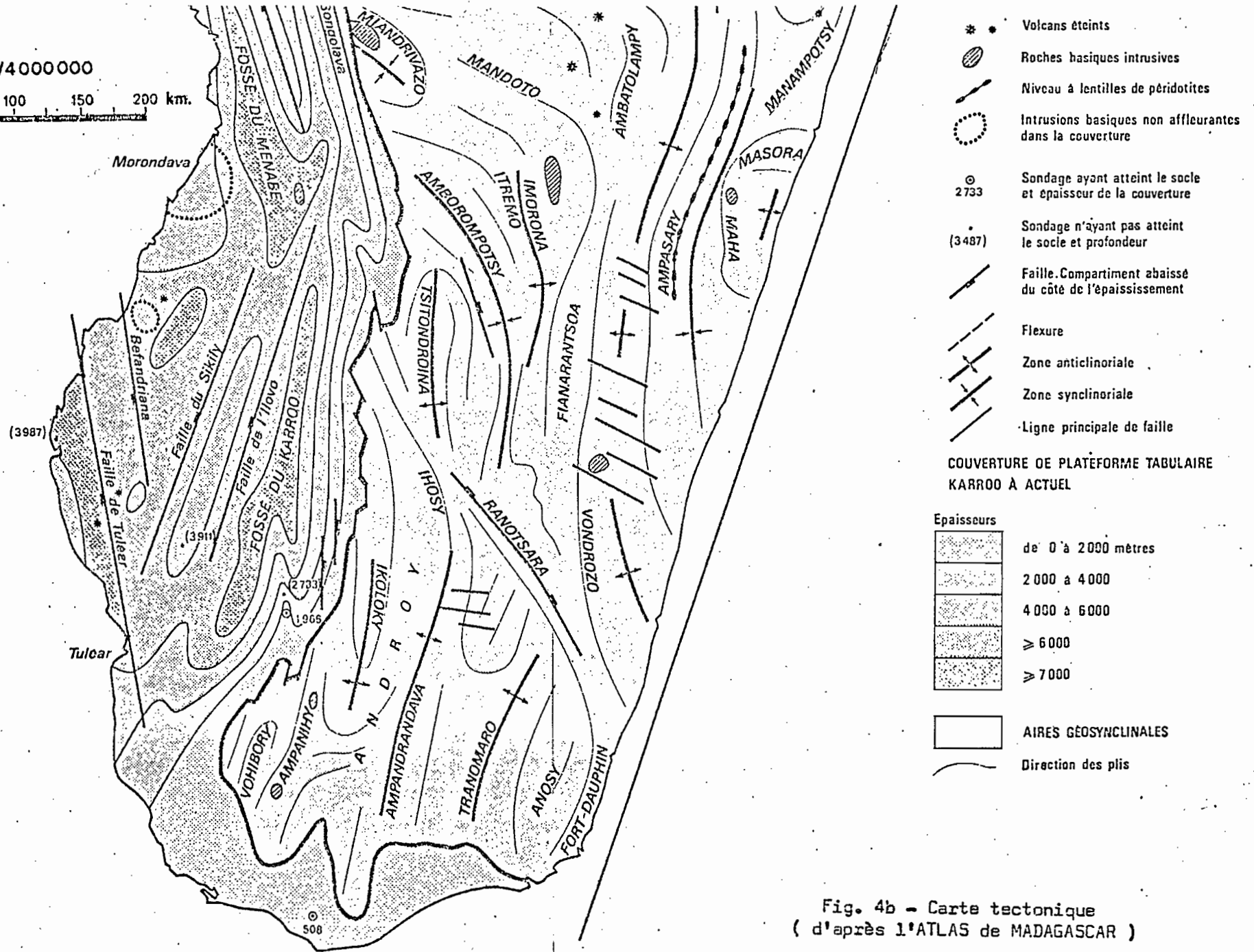
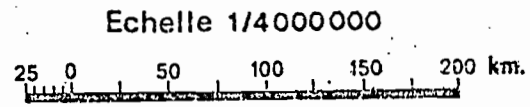


Fig. 4b - Carte tectonique
(d'après l'ATLAS de MADAGASCAR)

La sédimentation marine s'est poursuivie à l'Eocène où prédominent des couches de calcaires à Alvéolines purs et massifs, mais au Lutétien moyen succède une lacune stratigraphique.

La mer se retire puis revient. Les dépôts correspondants comportent d'abord un faciès lagunaire à gypse, puis des couches à Huîtres dévolues à l'Oligocène, et enfin des couches à *Cyphus arenarius* de l'Aquitano-burdigalien. L'Oligocène marin n'est connu qu'en coupe (dans le massif de la TABLE proche de TULEAR, sous la cote 207) et par sondage (à ANDAVADOAKA au Sud de l'embouchure du MANGOKY). L'Aquitano-burdigalien, localisé à l'affleurement entre la TABLE et l'ONILAHY, n'a pas été retrouvé, même par sondage, au niveau de la plaine côtière¹.

Le retour à la sédimentation continentale.

A l'issue de la régression généralisée qui marque la fin du Tertiaire, le Sud-Ouest acquiert la plupart de ses traits caractéristiques : planations, pédimentations et creusements ont marqué le modelé régional d'empreintes à peu près définitives ; les sédiments corrélatifs occupent, en aval, des positions dont ils ne seront délogés que progressivement et partiellement.

Les dépôts néogènes sont azoïques et ne peuvent être datés. Une série inférieure est bien représentée dans l'Extrême-Sud : c'est la série d'ANDRANOABO qui comporte des argiles rouges, des sables blancs, des grès kaoliniques ou siliceux et des pélites violacées, surmontés d'une cuirasse ferrugineuse. Une série supérieure qui comporte surtout des grès et des sables rubéfiés constitue un épais manteau transgressif sur le Karroo, les séries marines et la série d'ANDRANOABO : c'est la série des "Sables roux" ou "Carapace sableuse", seule représentée dans le Sud-Ouest (BESAIRIE, 1953).

Par analogie avec les formations similaires d'Afrique, la série inférieure a été rapportée au Miocène continental et la série supérieure au Pliocène.

Sables roux et Carapace sableuse.

Ces termes ont été vulgarisés par les géologues et sont consacrés par l'usage local. L'un prête malheureusement à confusion avec les formations pédologiques indurées, l'autre recouvre des réalités diverses en dépit des précisions apportées par HERVIEU (1959, 1968).

¹ - La datation des dernières périodes du Tertiaire a été controversée (BESAIRIE, 1953 - KARCHE, 1961, 1963 - BATTISTINI, 1964 - BESAIRIE, 1972). Nous suivons BESAIRIE comme l'auteur le plus autorisé pour conclure.

Pratiquement, la littérature réfère au Pliocène les dépôts cohérents et certains dépôts meubles, pour autant qu'ils soient suffisamment importants et individualisés. Elle recourt aux termes de Carapace sableuse ou de Sables roux pour pallier l'indétermination d'un ensemble de matériaux meubles, rubéfiés, ubiquistes, dont les rapports avec les substrats cohérents sont mal définis et dont l'unité génétique est incertaine.

Le Quaternaire malgache ou Aepyornien.

Il est encore impossible de dire si le Quaternaire malgache coïncide avec le Quaternaire européen et africain, ou s'il en est une séquence, courte ou longue. Un Quaternaire relativement récent est représenté à Madagascar par des nappes détritiques, des alluvions et surtout d'importantes formations dunaires, mais le passage du Pliocène au Quaternaire demeure mal connu. C'est pourquoi BATTISTINI (1964) a créé l'Aepyornien auquel il rapporte "tous les dépôts mis en place postérieurement aux épandages présumés néogènes et contenant, en même temps qu'une faune très riche en mollusques terrestres, des débris d'oeufs d'un grand Ratite fossile : l'*Aepyornis*".

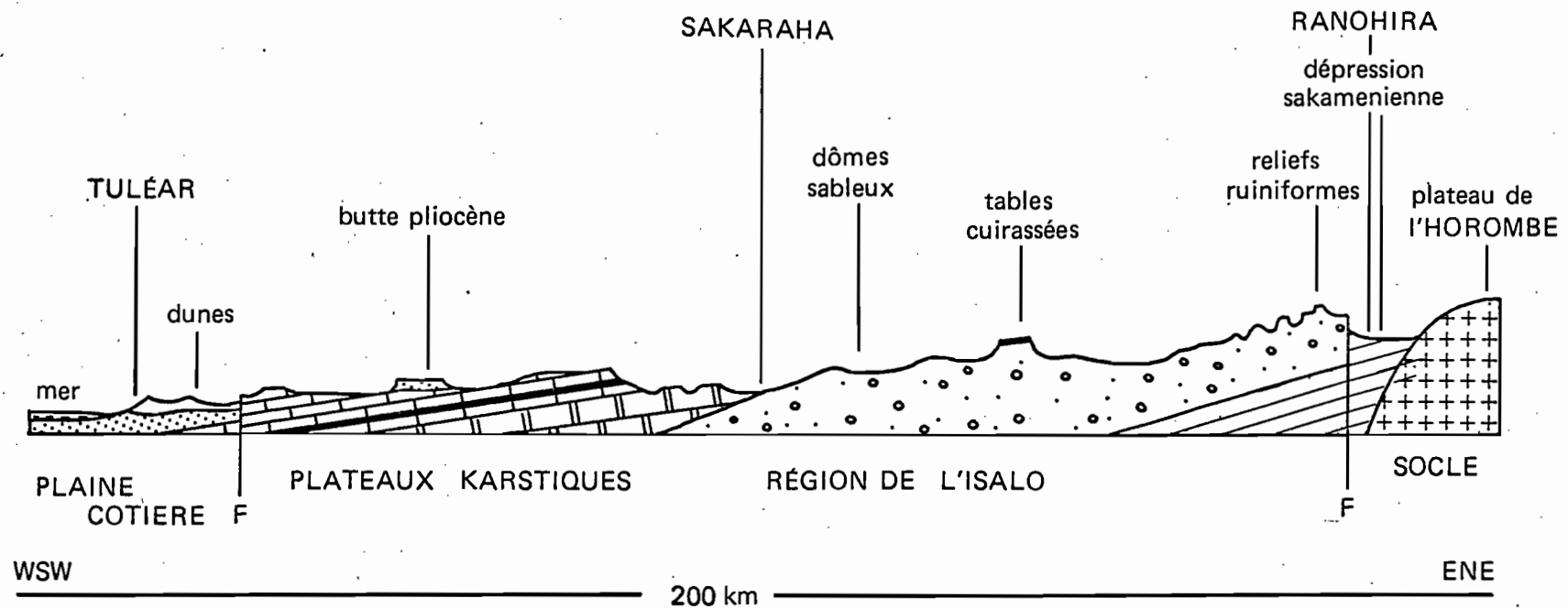
3. LES CYCLES D'EROSION.

Si le Sud-Ouest présente l'aspect d'un immense glacis en dépit des accidents qui affectent sa topographie, c'est du fait d'aplanissements anté-aepyorniens.

DIXEY (1958) a montré l'analogie des "surfaces" de Madagascar et de celles de l'Afrique de l'Est, révélant l'influence des cycles d'érosion sur la Grande Ile. Sans parler d'une hypothétique surface fini-crétacée dont témoigneraient les plus hauts sommets de l'ISALO et de l'ANALAVELONA, nivelés au voisinage de la cote 1350, on peut retenir pour le Sud-Ouest l'influence de deux cycles.

Un aplanissement méso-tertiaire intéresse le socle cristallin au niveau de l'HOROMBE et le sédimentaire ; ces formations sont nivelées au voisinage de la cote 1100 et les reliefs tabulaires de l'ISALO en sont les témoins les plus remarquables. Son influence se prolongerait jusqu'à la côte : une discontinuité stratigraphique qui sépare les couches oligocènes et miocènes du massif de la TABLE, à l'altitude d'une centaine de mètres, lui serait rapportée (SAINT-OURS, 1955).

La surface fini-tertiaire est représentée par l'ensemble des glacis d'érosion du Sud-Ouest et s'identifie au profil en long de la Carapace sableuse. Elle décroche de la surface méso-tertiaire au voisinage de la











- | | | | |
|---|---|---|-------------------------------|
|  | dunes aepyorniennes |  | calcaires marneux jurassiques |
|  | sables pliocènes |  | grès de l'Isalo |
|  | calcaires marins, crétacés, éocènes et miocènes |  | schistes de la Sakamena |
|  | basaltes interstratifiés |  | granito-gneiss du socle |
| | | F | faille |

Fig. 5 - Coupe géologique schématique du bassin sédimentaire de MORONDAVA

côte 1000 dans l'ISALO et se poursuit jusqu'à la côte : c'est le "biseau sédimentaire néogène" qui couvrait la plate-forme continentale lors de la première grande régression plio-quadernaire.

Plusieurs cycles géoclimatiques se sont succédés durant l'Aepyornien, mais leurs échelles spatiales et chronologiques ne peuvent être comparées. Leurs influences se réduisent à des retouches des glacis et aux dépôts dunaires.

4. ALTERNANCES BIORHEXISTASIQUES ET GEOCHIMIE.

La succession de sédiments marins ou continentaux exprime une alternance biorhexistasiqne (ERHART, 1967). Une sédimentation à caractère chimique dominant, corrélative d'une altération intense et prolongée des terres émergées, a prévalu durant les périodes transgressives du Secondaire, l'Eocène et une partie du Néogène. Les dépôts marins correspondants présentent des faciès calcaires et montmorillonitiques. Par contre, une sédimentation détritique corrélative d'une intense érosion a prévalu durant le Karroo, et les périodes régressives du Néogène. Les dépôts sont grossiers, kaoliniques et minéralogiquement monotones.

Des alternances analogues affectent l'Aepyornien mais leurs amplitudes sont fortement réduites en intensité et en durée. A cette échelle, certaines corrélations peuvent être inversées. A la surface des plateaux calcaires par exemple, la stabilité du milieu tend à conserver une couverture kaolinique plus ou moins allochtone dont l'évolution est parvenue à son terme antérieurement, tandis que la rupture de l'équilibre a pour effet d'éliminer cette couverture, de rapprocher le substrat de la surface et de réintroduire dans le circuit géochimique les bases la montmorillonite et les minéraux lourds qu'il contient. Il en est de même en milieu dunaire rubéfié.

La compétition entre les facteurs d'organisation et de destruction du milieu est aujourd'hui arbitrée par l'homme au profit des derniers, du fait surtout de la déforestation (MORAT, 1973).

5. SEDIMENTOLOGIE.

Des comptages de minéraux lourds et des granulométries de sables ont été effectués sur un grand nombre de prélèvements (environ 300) de matériaux superficiels du Sud-Ouest. Les données ont été exploitées par divers procédés, notamment par l'analyse factorielle des correspondances (AFC). Nous rappellerons brièvement quelques résultats.

Minéraux lourds (SOURDAT et MAHE, 1974, 1975).

Un petit nombre de prélèvements dont la composition minéralogique est exceptionnelle peuvent être immédiatement distingués et interprétés. Certains présentent des "pourcentages pondéraux" élevés et correspondent à des matériaux dérivés de basaltes. D'autres sont exceptionnellement riches en augite (matériaux dérivés de basaltes), en grenat, en andalousite, en sillimanite (matériaux dérivés de calcaires).

Pour le reste la similitude des cortèges justifie le recours à une méthode d'analyse multivariable, et au traitement des données par ordinateur.

Les distributions de points représentatifs s'ordonnent, sur les graphiques AFC obtenus, en fonction de la prédominance de trois minéraux cardinaux, mais à chacun d'eux sont liés un ou plusieurs compagnons.

- A la hornblende sont liées de petites quantités de pyroxènes.
- Au grenat sont liés en petites quantités l'andalousite, le disthène, la sillimanite la staurotide, la tourmaline.
- Au zircon sont liées, une quantité moyenne mais constante de rutile, et des quantités variables mais parfois importantes de monazite, d'épidote et de tourmaline.

L'exploitation systématique des diagrammes permet de regrouper les cortèges en 8 ensembles correspondant à quelques gisements typiques.

G1 - Cortèges à grenat, hornblende et alias - Matériaux originaires du socle, en transit par l'ONILAHY, soumis à la dérive littorale et rejetés à la côte sous forme de dunes. A TULEAR, ce sont notamment les formations dunaires les plus anciennes.

G2 - Idem avec moins de hornblende et plus de zircon et alias - Matériaux de même origine. A TULEAR on les retrouve dans les formations dunaires plus ou moins anciennes.

G3 - Cortèges à grenat et alias - Matériaux originaires du bassin sédimentaire et en transit par le FIHERENANA. A TULEAR, on les retrouve dans les dunes les plus récentes.

G4 - Cortèges intermédiaires dépourvus de signification.

Z1 - Cortèges à zircon et épidote, avec grenat et alias - Matériaux dérivés des calcaires et notamment les "sols rouges sur calcaires".

Z2 - Cortèges à zircon, monazite et épidote, avec du rutile - Carapaces sableuses des interfluves des domaines calcaro-basaltique et côtier.

Z3 - Cortèges à zircon avec épidote, rutile et monazite - Carapaces sableuses de l'ISALO. Sols ferrallitiques de l'ISALO réduits presque exclusivement au zircon. "Sols rouges associés aux calcaires".

Z4 - Cortèges à zircon et tourmaline avec rutile, disthène, staurotide... - Matériaux dérivés des grès de l'ISALO.

Les "cortèges spécifiques" des couches géologiques profondes s'opposent aux "cortèges résiduels" des couches superficielles. Les premiers, exportés tels quels par l'érosion linéaire, soumis à la dérive littorale puis à la déflation, se retrouvent dans les vallées et sur les côtes. Les seconds, sélectionnés en place par la pédogenèse sont réduits aux espèces les plus résistantes et occupent les interfluves.

Le hornblende témoignerait donc d'une filiation entre le socle, les alluvions des fleuves qui les drainent et les dépôts côtiers qui en héritent. Le grenat semble témoigner d'une filiation analogue à partir du sédimentaire. Le zircon est caractéristique des matériaux superficiels d'interfluve (Fig. 6).

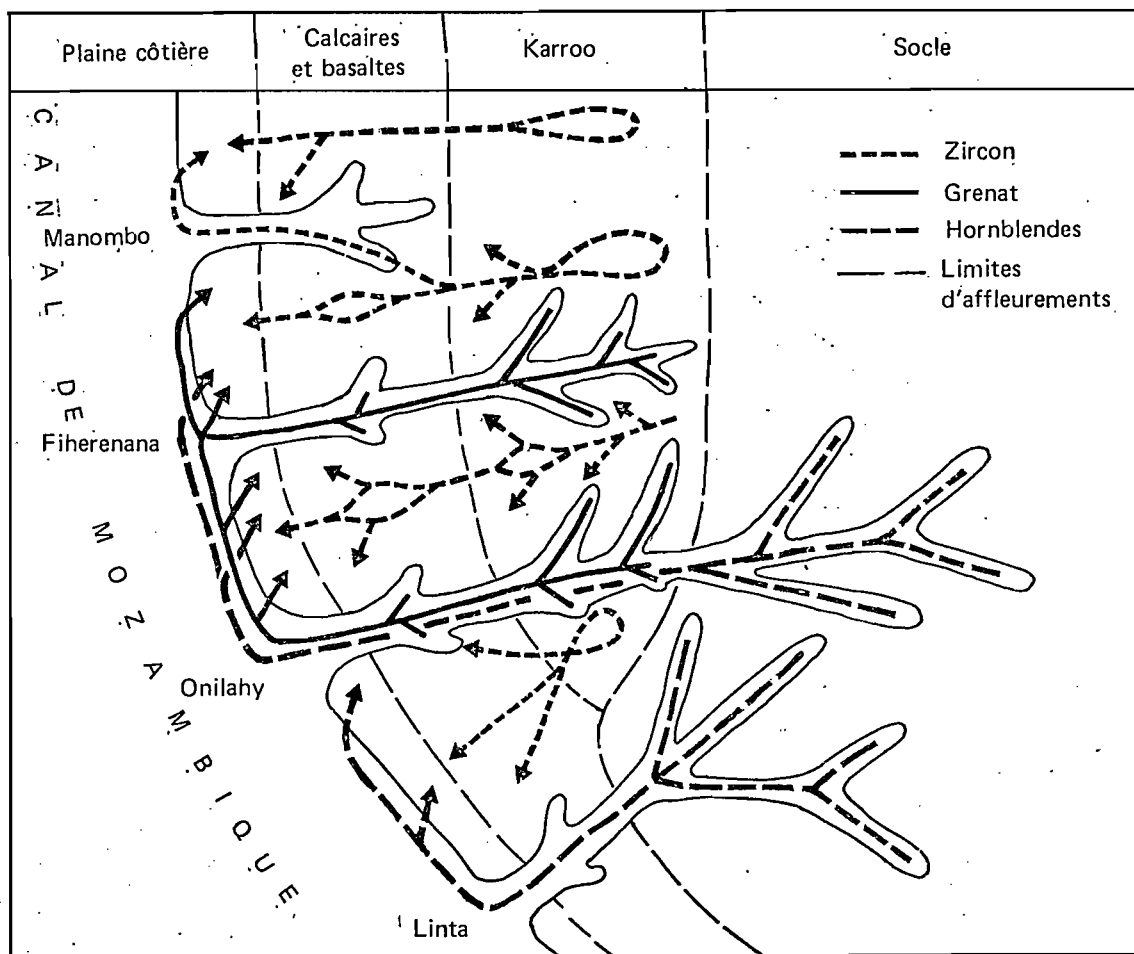


Fig. 6 - Cheminements de quelques minéraux lourds dans les bassins fluviaux et les interfluves du Sud-Ouest. (d'après SOURDAT et MAHE, 1974).

Granulométries (SOURDAT et MAHE, 1975 - SOURDAT, MAHE et DELAUNE, (1975).

Les diagrammes AFC ont été interprétés par référence aux "faciès granulométriques" de RIVIERE (1952). Sept regroupements ont été obtenus.

Famille L : faciès linéaires - Horizons rouges des sols sur grès des reliefs tabulaires de l'ISALO ; sols calcimorphes et horizons inférieurs des sols rouges associés aux karsts ; sols sur basaltes ou matériaux basaltiques ; un sol de référence prélevé sur leypptinite du socle. Tous ces matériaux sont présumés autochtones, c'est-à-dire développés sur le substrat cohérent.

Famille P : faciès paraboliques - Strate de base des carapaces sableuses.

Famille S1 : faciès paraboliques dégradés - Strates supérieures des carapaces sableuses ; formations analogues, telles que les terrasses rubéfiées anciennes ; quelques altérites et résidus de désagrégation expérimentale des grès.

Famille S2 : faciès en S - Horizons supérieurs des sols rouges associés aux karsts. Ces matériaux sont réputés allochtones, soit développés sur la carapace sableuse.

Famille H : faciès hyperboliques - Sols rouges des dolines ; quelques résidus de décarbonatation expérimentale.

Famille D1 : faciès logarithmique à médianes moyennes - Sables des formations dunaires les plus anciennes ; situées en positions relativement continentales et plus particulièrement au nord du fleuve FIHERENANA.

Famille D2 : faciès logarithmiques typiques - Sables des formations dunaires plus récentes, en positions littorales, notamment au Sud du FIHERENANA.

Ces résultats, de même que les résultats minéralogiques, précisent l'origine et l'histoire des divers matériaux superficiels de la région. Ils permettent souvent de distinguer les sols qui sont autochtones, c'est-à-dire développés en place au dépens du substrat cohérent, de ceux qui sont allochtones, c'est-à-dire remaniés après transport ou héritiers de matériaux meubles remaniés. Nous les rappellerons à diverses reprises.

Chapitre 2 :

Le Quaternaire malgache ou Aépyornien

La géologie du Quaternaire déborde l'étude de la stratigraphie pour se confondre bien souvent avec celle des paléoclimats. A Madagascar notamment, la plupart des phénomènes stratigraphiques, océanographiques, géomorphologiques, pédologiques, écologiques, paléontologiques et autres qui ont marqué la période aépyornienne sont liés par l'intermédiaire des climats dans la perspective du glacio-eustatisme.

Leur étude tend à établir des séquences qui correspondent aux observations significatives de toutes natures, étayées autant que possible par des datations, puis à les ajuster entre elles.

En ce qui concerne l'Aépyornien, la littérature nous propose plusieurs séquences et diverses façons de les ajuster. Il nous faudra opter pour un système et y insérer nos propres observations mais le choix n'est pas simple. Ces séquences ressortissant à des disciplines et à des cadres régionaux différents, leurs nomenclatures sont complexes et font parfois double emploi; les références datées sont encore trop peu nombreuses et limitées dans le temps ; les interprétations prêtées aux faits sont différentes.

Il est opportun de rappeler les observations fondamentales, de détailler les séquences et d'éliminer les confusions qui se sont introduites dans leur usage.

1. RAPPEL HISTORIQUE.

Une première vision globale de la géomorphologie malgache est due à DIXEY (1958) qui avait diagnostiqué l'influence des grands cycles d'érosion pré-aépyorniens et hiérarchisé les surfaces correspondantes. Par la suite, des pédologues et des géographes ont dégrossi l'étude du Plio-quaternaire à partir d'études régionales ou locales. Les faits observés laissant une certaine latitude à l'interprétation, les uns se sont référés aux conceptions les plus en cours, en Afrique de l'Est notamment ; d'autres ont serré au

plus près la réalité locale : d'où les divergences.

Une première synthèse régionale est due à BATTISTINI (1964). Elle est axée sur une séquence eustatique à partir de la géomorphologie littorale, et étoffée par l'observation des glacis, terrasses, dunes, rivages et autres formations de l'Extrême-Sud. La chronologie est rythmée par les oscillations du niveau marin, et s'y réfère par l'intermédiaire des traces de hauts stationnements dont certaines ont pu être datées. Une séquence climatique lui est associée. Elle repose sur l'observation de dépôts de bas de pente qui sont imputés à l'influence de phases climatiques humides (Cf. Tab. 1).

BATTISTINI a étendu son schéma aux côtes de l'île entière et aux rivages de l'Océan Indien. Il en a précisé la chronologie par de nombreuses datations absolues (1971).

Une autre synthèse, due à BOURGEAT (1972) est axée sur une séquence climatique à partir de la géomorphologie des Hautes Terres centrales, étoffée de considérations pédologiques et géochimiques. Cette séquence est rythmée par l'oscillation des climats entre des termes plus ou moins humides (pluviaux et displuviaux) ; la chronologie s'y réfère par l'intermédiaire des terrasses fluviatiles qui sont attribuées à l'influence de phases displuviales.

BOURGEAT et RATSIMBAZAFY (1975) ont justifié cette signification climatique des terrasses fluviatiles des Hautes Terres et l'ont généralisée : "la correspondance entre les displuviaux et les périodes d'alluvionnement se trouve confirmée par l'étude des processus actuels d'érosion et de sédimentation dans les différentes régions de l'île". Leur synthèse s'oppose donc sur ce point à celle de BATTISTINI. Par contre, la séquence climatique de BOURGEAT et RATSIMBAZAFY s'ajuste aisément à la séquence eustatique de BATTISTINI par corrélation des displuviaux et des régressions. Le nouveau schéma retient l'hypothèse d'un dédoublement des formations dunaires "karimboliennes", qui avait été constaté à TULEAR (SOURDAT et GENSE, 1969) et sur lequel nous reviendrons (Cf. Tab. 2).

2. BIORHEXISTASIE ET ALTERNANCES CLIMATIQUES.

La théorie biorhexistasique s'applique à l'évolution géo-climatique aepyornienne à condition d'adapter les échelles spatiales et chronologiques. Les oscillations eustatiques et climatiques dont les traces sont conservées sont en effet de plus en plus brèves et d'intensités décroissantes.

Dans le Sud-Ouest et l'Extrême-Sud, les divers climats n'ont plus cessé de tendre par saccades de plus en plus courtes vers les termes

Climat	Erosion et sédimentation continentales	Dunes	Littoraux	Divisions Chronologiques
Sec	Attaque du piedmont lavanonien	Dune flandrienne	Niveau marin actuel Maximum flandrien	Période actuelle Aepyornien supérieur
Plus humide que le climat actuel (Lavanonien)	Formation du piedmont lavanonien		Transgression flandrienne Régression préflandrienne	
Sec		Petite dune	Maximum karimbolien	Aepyornien moyen
Plus humide que le climat actuel (Ambovombien)	Creusement des reculées et rubéfaction de la Grande dune		Transgression karinbolienne	
Sec		Grande dune	Régression prékarimbolienne Maximum marin tatsimien	Aepyornien inférieur
Plus humide que le climat actuel (rubéfaction prêtatsimienne)	Découpage du biseau néogène en éléments de plateaux et buttes tabulaires		Transgression tatsimienne	
?			Grande régression pliocène	
Plus humide que le climat actuel à saisons alternées	Cuirassement de la série néogène			Néogène
Climat tropical humide	Intense latérisation			

Tableau I - Succession des périodes climatiques, du Néogène à l'Aepyornien.
(d'après R. BATTISTINI, 1964).

Division chronologique	Transgressions (d'après R. BATTISTINI)	Période climatique	Principales manifestations
Période actuelle 500 à 1000 ans		Assèchement plus ou moins marqué du climat	Reprise de l'érosion sur les hautes terres et versant occidental, "lavaka", plaines alluviales. Pédogenèse active sur versant oriental.
Aepyornien (R. BATTISTINI)	Flandrien	Pluvial post-vavatenien	"stone-line", recouvrement de sols remaniés pénévolués. Pédogenèse, formation des sols fer-rallitiques pénévolués.
8000 ans		Displuvial vavatenien	Dépôt basse terrasse, formation de "lavaka" Dune K II (M. SOURDAT).
20 000 à 25 000 ans		Pluvial post-sambainien	Encaissement profond du système hydrographique. Recouvrement, "stone-line". Individualisation des sols ferrallitiques rajeunis.
40 000 ans (?)	Karimbolien II	Displuvial Sambainien	Mise en place terrasse moyenne, dune K I (M. SOURDAT) Cuirassement, formation pseudosables...
70 000 ans (?)		Pluvial Ambovombien	Pédogenèse active, individualisation gibbsite (résidus d'altération). Formation sols ferrallitiques anciens.
120 000 ans (?)	Karimbolien I	(R. BATTISTINI)	
		Displuvial Moramangien	Dépôt haute terrasse, formation glaciaires, cuirassement pseudosables. Dunes anciennes (R. BATTISTINI).
	Tatsimien	Pluvial pré-moramangien	Pédogenèse et altération intense.
Néogène			

Tableau 2 - Succession des périodes climatiques, du Néogène à l'Aepyornien.
d'après BOURGEAT et RATSIMBAZAFY, 1975).

"sub-humides, semi-arides et arides" à régime pluviométrique court. (dis-pluviaux) que nous connaissons aujourd'hui¹. Les récurrences périodiques de climats humides à régime long. (pluviaux) ont été de moins en moins accentuées. Cette évolution des climats implique une diminution constante de l'efficacité pédogénétique des pluviaux et de l'agressivité érosive des dis-pluviaux.

3. LA CHARNIERE CHRONOLOGIQUE PLIO-AEPLYORNIENNE.

Postérieurement à son dépôt, le glaciaire détritico fini-tertiaire a été affecté par diverses phases d'altération de rubéfaction d'hydromorphie et d'induration. Les témoins de cette évolution sont nombreux dans l'Ouest (HERVIEU, 1966) et dans l'Extrême-Sud (BATTISTINI, 1964). L'analogie avec ce qu'on observe actuellement dans d'autres régions de l'île implique une alternance de phases climatiques humides de régime long et de phases sub-arides de régime court (BATTISTINI, 1969).

Le creusement des basses vallées du versant Ouest à un très bas niveau (-100 m dans l'estuaire du FIHERENANA), leur remblaiement et le dépôt de galets quartzitiques le long des grands axes hydrographiques (HERVIEU, 1964 - VOGT, 1965) manifestent aussi l'alternance de phases successivement humides et arides. La période de remblaiement pourrait coïncider avec la deuxième phase de démantèlement de l'ISALO central (SOURDAT, 1970) et avec la phase de cuirassement évoquée plus haut.

Faute de repères chronologiques, cette phase-charnière est désignée tantôt comme post-pliocène et tantôt comme pré-aepyornienne ce qui n'ajoute rien à sa connaissance.

4. LA SEQUENCE EUSTATIQUE DE BATTISTINI : LES OSCILLATIONS DU NIVEAU MARIN.

A aucun moment de l'Aepyornien, la mer ne semble avoir dépassé de plus de quelques mètres son niveau actuel et la théorie galcico-eustatique de DEPERET ne saurait être prise à la lettre en ce qui concerne Madagascar. Aucune trace généralisée d'un stationnement marin supérieur à la cote + 5 m n'a pu être trouvée si ce n'est les plages soulevées de l'Extrême-Nord (B. 1968).

Dans ces limites, trois maximums peuvent être retenus. Ils sont marqués dans l'Extrême-Sud par des dépôts grésifiés et des encoches marines, aux niveaux respectifs de + 5 m, + 3 m et + 1,50 m et constituent la référence

¹ - Cf. Chap. 3 & 4.

originelle du système proposé en 1964 et précisé en 1971.

Les transgressions marines correspondantes sont dites :

Tatsimien,
Karimbolien,
Flandrien.

La datation du Tatsimien reste incertaine. BATTISTINI le situait naguère entre 1 million et 500.000 années B.P. mais un texte plus récent (1971) envisage qu'il puisse déborder sur la fin de Pliocène, si les fossiles encore indéterminés des coupes tatsimiennes les plus anciennes se révélaient pliocènes.

Le Karimbolien est mis en parallèle avec l'Ouljien atlantique et pourrait occuper le dernier interglaciaire, entre 200.000 et 70.000 ans B.P. Des édifices coralliens de l'Océan Indien, datés de 160.000 ans (Maurice) et de 125.000 ans B.P. (Europa, Glorieuses, Aldabra) lui seraient dévolus (B. 1971).

Bien qu'aucun stationnement marin contemporain de l'Inchirien atlantique (35.000 - 30.000 B.P.) n'ait été identifié, un équivalent malgache n'est pas à écarter (B. 1971).

Quant à la transgression Flandrienne, elle est bien connue dans le monde et à Madagascar où son maximum, voisin de 1,50 m, pourrait avoir été atteint vers 3700 ans B.P. (B. 1970).

Ces transgressions sont encadrées de très importantes régressions. Le déblaieement pré-tatsimien de la basse vallée du FIHERENANA atteint environ 100 m de profondeur. Rien ne témoigne de la régression pré-karimbolienne. Quant à la régression pré-flandrienne, BATTISTINI (1970) lui rapporte des débris végétaux récoltés à -20 m dans la baie d'ANTONGIL (côte Est) mais elle pourrait avoir atteint -100 m (JOUANNIC, 1972).

5. LES SEQUENCES DUNAIRES : LEURS SIGNIFICATIONS.

Trois systèmes dunaires occupent le littoral de l'Extrême-Sud. Ils ont été distingués par leur ampleur, l'usure de leur modelé, leur degré d'évolution pédologique (HERVIEU, 1958, 1959), et associés à chacune des trois transgressions marines (BATTISTINI, 1964). Chacun d'eux en effet fossilise les poudingues et lumachelles du rivage correspondant ; chacun est entaillé par le rivage ultérieur et fossilisé par le système suivant. De ce fait, les systèmes dunaires sont usuellement désignés par les mêmes termes que les transgressions.

La grande dune rouge est dite "tatsimienne",
 La petite dune jaune est dite "karimbolienne",
 La dune bordière beige est dite "flandrienne".

A TULEAR cependant, quatre systèmes ont été distingués au lieu de trois. A l'issue d'une première prospection, nous les avons déterminés par leurs couleurs qui sont fidèles, et affectés de notations chiffrées qui réservent prudemment les équivalences (SOURDAT et GENSE, 1969).

Système "roux-rouge"	- Q1	- assimilé implicitement au "Tatsimien"
" "roux-foncé"	- Q21	" " "Karimbolien"
" "roux-clair"	- Q22	- sans équivalent
" "beige"	- Q3	- Flandrien.

Des prospections ultérieures ont confirmé que ces quatre systèmes sont distincts puisqu'ils se fossilisent l'un l'autre¹.

Certes, l'existence d'une dune supplémentaire n'implique pas celle d'un cycle marin correspondant mais on peut le supposer par analogie. On pourrait donc envisager une récurrence transgressive de la mer, d'âge karimbolien supérieur et contemporaine de l'Inchirien atlantique, ce dont... BATTISTINI admet l'éventualité. On peut aussi envisager de dédoubler le Tatsimien au lieu de Karimbolien.

Il faut en tous cas porter à quatre termes la séquence climatique, prévue par BATTISTINI en harmonie avec sa séquence marine à trois maximum, pour rendre compte du dépôt, de la décarbonatation et de la rubéfaction de la dune Q 22. C'est ce dont BOURGEAT et RATSIMBAZAFY ont pris acte, d'autant plus... volontiers que leurs dernières observations corroboraient cette hypothèse.

Remarques - Il est regrettable que l'on désigne usuellement les systèmes dunaires par le même nom que les hauts-stationnements marins car ce langage suggère une contemporanéité contestable.

Il nous semble en effet peu probable que le dépôt dunaire soit synchrone de la transgression puisque la dune fossilise le rivage correspondant. De plus, on imagine mal que la déflation se soit exercée sans un minimum de recul. Il y a donc lieu d'associer la phase de déflation au retrait de la mer et à l'émersion de la plateforme continentale, si étroite qu'elle fût le long de ces côtes, et de parler des dunes "post-tatsimiennes", "post-karimboliennes" etc...

Les dunes ont également une signification climatique car leur dépôt, leur décarbonatation et leur rubéfaction ne peuvent être imputés à l'influence d'un seul et même climat : on incline à considérer comme "plus sèche"

¹ - Cf. Chap. 6.

la phase de mise en mouvement des sables, comme "plus humide" la phase de décarbonatation, et à lier leur rubéfaction à un nouvel assèchement. A la limite, on pourrait envisager qu'un matériau tel que la Grande Dune rouge dite "Tatsimienne" ait été déposé, décarbonaté et rubéfié au cours d'épisodes successifs, déphasés chacun d'une demi-période par rapport au précédent, ce qui conduit à considérer son dépôt comme "post-tatsimien" et sa pédogenèse comme "post-(post-tatsimienne)", c'est-à-dire comme karimbolienne. Les significations stratigraphiques et climatiques de chaque dune sont distinctes et peuvent se reporter d'un cycle sur un autre.

Par ailleurs, si l'on admet que les matériaux dunaires ont été enlevés à la plate-forme continentale à la faveur de son émergence sous climat sec, cela implique une corrélation régression-displuvial.

6. LES SEQUENCES CLIMATIQUES.

Les termes de l'alternance : pluviaux et displuviaux.

BATTISTINI envisage pour l'Extrême-Sud une alternance de climats "secs" analogues au climat actuel ¹ et de climats "plus humides". Pour les Hautes Terres et la Côte Est, BOURGEAT met l'accent sur l'atténuation ou l'accentuation des contrastes saisonniers par rapport aux régimes pluviométriques actuels.

En dépit de différences, évidentes d'une région à l'autre, une généralisation reste possible car le plus important n'est pas de considérer les données météorologiques dans l'absolu mais plutôt les variations qui les affectent, dans le sens de l'humidification ou de l'assèchement.

La séquence pluviale de BATTISTINI.

Des phénomènes d'érosion et de sédimentation qui affectent la Grande ou la Petite Dune de l'Extrême-Sud ont été décrits par BATTISTINI (1964). Ces phénomènes se manifestent aussi dans le Sud-Ouest.

- Dans la région d'AMBOVOMBE, des brèches de pentes et des épandages de piémont sont associés à une évolution composite des versants et au démantèlement des vieux grès dits tatsimiens. A TULEAR, les brèches à ciment rouge de SARODRANO-BINA et les flancs encroûtés du relief dunaire grésifié dit d'ANKASY ainsi que la plupart des thalwegs du domaine calcaire paraissent homologues.

¹ - Cf. Chap. 3.

- Dans la région d'ANKITRY, on observe des formations semblables bien que distinctes : dépôts et brèches de pentes, assez intensément rubéfiés.

- Dans la région de LAVANONO, les dépôts et brèches de pentes sont associés au démantèlement de la Petite Dune dite Karimbolienne ; ils sont beaucoup moins rubéfiés. Le glacis marno-calcaire qui forme la partie sud de la "plaine" de TULEAR serait homologue ¹.

BATTISTINI a observé par ailleurs la décarbonatation et la rubéfaction plus ou moins intense de divers matériaux intercalés entre le Néogène et la dune tatsimienne, des dépôts de pentes, des dunes aepyorniennes etc... Se ralliant à la position des auteurs est-africains, il associe érosion, dépôts et rubéfaction qu'il attribue à l'influence de climats "plus humides que le climat actuel". Sur ces bases il définit quatre pluviaux (dont un - l'Ankitrien - est proposé sous réserves).

- Un pluvial pré-tatsimien correspond à la rubéfaction de sols rouges qui sont fossilisés par la Grande Dune tatsimienne.

- Un pluvial post-tatsimien correspond au démantèlement de la Grande Dune et à sa rubéfaction : c'est l'Ambovombien.

- Un pluvial intermédiaire dit Ankitrien correspondrait à une phase distincte de démantèlement de la Grande Dune, accompagné de rubéfaction.

- Un pluvial post-karimbolien dit Lavanonien correspond au démantèlement de la Petite Dune et à une légère rubéfaction.

Cette séquence prête semble-t-il à diverses remarques critiques. Ces pluviaux ne sont réellement datés que par rapport aux dunes et non par rapport aux transgressions marines. Il s'en suit un cumul d'approximation dans la mesure ou l'on conteste que chaque dune soit contemporaine de chaque transgression.

Il est intéressant de noter qu'en introduisant un épisode ankitrien, BATTISTINI est amené à dédoubler le cycle climatique correspondant à l'Aepyornien moyen : cette démarche est parallèle de celle que nous avons adoptée à propos des systèmes "roux-foncé" et "roux-clair" de TULEAR.

HERVIEU (1959, 1964) a contesté la signification pluviale des dépôts de bas de pentes tels que ceux de LAVANONO dont la mise en place et la consolidation résulteraient plutôt d'une tendance à l'assèchement. La séquence pluviale ne devrait plus être basée que sur les phénomènes de décarbonatation et rubéfaction et les dénominations choisies par BATTISTINI devraient être écartées puisqu'elles se réfèrent aux dépôts d'AMBOVOMBE, LAVANONO et ANKITRY ; il faudrait leur substituer des termes qui n'évoquent rien d'autre que des phénomènes pédogénétiques.

¹ - Cf. Chap. 6.

Ces considérations ont été développées par d'autres pédologues qui proposent une séquence displuviale.

La séquence displuviale de BOURGEAT.

L'existence, le rôle et la chronologie des termes displuviaux de la séquence climatique ont été discernés et explicités par BOURGEAT (1972) puis par BOURGEAT et RATSIMBAZAFY (1975) en accord d'ailleurs avec de nombreux auteurs d'expérience européenne, américaine ou africaine. Selon eux, les displuviaux sont responsables de phénomènes d'arasement de surfaces, de rajeunissement des sols et d'épandages détritiques. La séquence des displuviaux malgaches fait référence à des terrasses fluviatiles emboîtées observées sur les Hautes Terres et sur la Côte Est, et aux localités près desquelles ces formations sont bien représentées. Pour mémoire, une séquence pluviale, référée aux displuviaux, est associée.

pluvial pré-moramangien
 displuvial moramangien - haute terrasse
 pluvial post-moramangien
 displuvial sambainien - moyenne terrasse
 pluvial post-sambainien
 displuvial vavatenien - basse terrasse
 pluvial post-vavatenien
 displuvial actuel

La signification climatique de ces terrasses semble incontestable : leur disposition est en effet trop constante pour être imputée à une influence locale de la tectonique ; elle n'est pas d'origine directement eustatique puisqu'elle se manifeste à l'intérieur des terres, loin de l'influence du niveau marin.

Une séquence de trois terrasses fluviatiles avait été signalée et décrite par BATTISTINI dans l'Extrême-Sud et le Sud-Ouest : haute terrasse sableuse rubéfiée, moyenne et basse terrasses, limoneuses et non rubéfiées. Leur signification climatique se trouve confirmée et généralisée.

7. LA FIN DE L'AEPYORNIEN.

Postérieurement au Flandrien il semble que l'on observe un retrait de la mer, une aridification du climat, de nouvelles modalités d'érosion et de sédimentation, l'extension des savanes aux dépens des forêts, la diminution des ressources en eau, la disparition des espèces animales dites "sub-fossiles", indépendamment ou non de l'implantation humaine. Il est

d'autant plus difficile de discerner parmi ces phénomènes ceux qui ont valeur de cause de ceux qui ont valeur d'effet qu'il existe sans doute, entre eux tous, interaction et réciprocité.

Des controverses se sont cristallisées récemment sur les problèmes de la savanisation et de l'extinction des sub-fossiles. Une position, résumée par BATTISTINI (1964), tend à incriminer l'intrusion de l'Homme. Une autre, illustrée par MAHE et SOURDAT (1971), met l'accent sur l'évolution naturelle du milieu. Plus nuancé, MORAT (1973) pense que l'Homme a été le catalyseur d'une crise latente.

8. UNE CHRONOLOGIE SYNTHETIQUE DE L'AEPYORIEN (Cf. Tab. 3).

En définitive, une chronologie de l'Aepyorien devrait retenir quatre pulsations du niveau des mers et en harmoniser la séquence avec celle de quatre pulsations d'aridité climatique. Nous avons tenté de réunir en un tableau synoptique les principales informations, relatives ou datées, proposées par la littérature récente.

Par commodité, nous n'avons pas figuré de déphasage entre les oscillations eustatiques et climatiques car nous n'en savons avec précision ni le sens ni l'ampleur. On peut cependant penser avec TRICART (1966) que les régressions marines accompagnent les glaciations et que les périodes sèches suivent les régressions.

Les glaciations en effet entraînent le retrait de la mer mais aussi la diminution de l'évaporation océanique : "à l'échelle du monde entier, les périodes froides ont donc été nécessairement aussi, des périodes sèches". Régression refroidissement et assèchement associés perturbent la circulation atmosphérique qui devient plus brutale et plus irrégulière ; les climats se montrent plus contrastés, et leurs manifestations plus agressives ; les équilibres biologiques en souffrent de telle façon que les sols sont plus vulnérables à l'érosion, et les cours d'eau moins capables d'assumer l'évacuation d'un supplément de charge.

C'est pourquoi pratiquement, deux phénomènes antagonistes se manifestent au cours d'une même période régressive : l'incision des thalwegs et leur remblaiement. La période dont les débuts avaient été marqués par l'un s'achève par l'autre. Il y a inversion de la tendance morphogénétique par l'intermédiaire d'une modification du climat.

Repère chronologique :	Séquence eustatique - Oscillations du niveau des mers	Séquence climatique - Alternance des pluviaux et displuviaux
	Grande régression <u>fini-pliocène</u> ou <u>pré-tatsimienne</u>	
	Niveau -100 m atteint dans le Bas-FIHERENANA	
Charnière chronologique plio-aepyornienne		
	Transgression <u>tatsimienne</u>	Pluvial <u>pré-moramangien</u>
	Niveau +4 m au Cap Ste MARIE	
	Régression <u>pré-karimbolienne</u>	Displuvial <u>moramangien</u>
	Transgression <u>karimbolienne I</u>	Pluvial <u>post-moramangien</u>
	niveau +3 m	
160 000 B.P.	Coraux morts datés à MAURICE	
125 000 B.P.	" " " à EUROPA,...	
	Régression <u>post-karimbolienne I</u>	Displuvial <u>sambainien</u>
32 000 B.P.	Limite des datations par le carbone	
	Transgression <u>karimbolienne II</u>	Pluvial <u>post-sambainien</u>
24 000 B.P.		
	Régression <u>post-karimbolienne II</u>	Displuvial <u>vavaténien</u> comportant des récurrences pluviales localisées
17 000 B.P.		
11 850 B.P.		
6 760 B.P.		
	Transgression <u>flandrienne</u>	Pluvial <u>post-vavaténien</u>
3 700 B.P.	Niveau +1,5 m daté par coraux à FENERIVE	
	Régression <u>post-flandrienne</u>	Aridification <u>post-flandrienne</u> et modification des biotopes
		Première hécatombe de sub-fossiles
2 850 B.P.		
2 250 B.P.	Niveau +1,3 m de la Baie des Galions	
1 090 B.P.		Premier indice d'une présence humaine d'où déboisement accéléré
980 B.P.	Niveau +50 cm sur coraux morts à ITAMPOLO	
	Niveau très légèrement inférieur au zéro	
0 B.P.	Tendance à la remontée	Assèchement des nappes

Tableau 3 - Tableau synoptique des variations du (d'après BATTISTINI, BOULET, BOURGEAT, BOURGEAT)

Phénomènes morpho-pédogénétiques locaux	Repères universels
	GUNZ ? MINDEL ?
Remblaiement du delta du FIHERENANA par des sédiments grossiers argilo-sableux	
Rubéfaction des "sols rouges pré-tatsimiens", des sables roux, des basaltes de LAVANONO etc	
Emersion de la plate-forme continentale Dépôt de la dune Q1 Dépôt des glacis et stone-lines Dépôt de la haute-terrasse	RISS ?
Pédogenèse de la dune Q1, de la haute-terrasse etc...	<u>Ouldjien</u>
Dépôt de la moyenne terrasse, antérieur à 35 000. Dépôt du glacis de LAVANONO dont la base est antérieure à 32 600 B.P. Dépôt de la dune Q21	Dépôt d'une dune d'AFW daté 40 000 B.P.
Rubéfaction de la dune Q21 Sol à gley sur la terrasse moyenne Discordance des niveaux 4/3 de la coupe de LAVANONO	<u>Inchirien</u> : 31 000 B.P.
Dépôt de la dune Q22 Dépôt de la basse-terrasse avec strates datées à 17 000 et 8 110 B.P. Sol tourbeux corrélatif d'un lavaka : 11 850 B.P.	Dépôt d'une dune d'AFW entre 20 000 et 12 000 B.P. Climat humide en AFW à la fin de la remontée <u>pré-nouakchot-tienne</u> entre 12 500 et 5 550.
Sommet du glacis de LAVANONO daté 6 760 B.P.	
Pédogenèse de la dune Q22	
Dépôt de la dune bordière Q3	Régression <u>post-nouakchot-tienne</u> Dunes d'AFW : 3 000 B.P.

milieu au cours de l'aepyornien à Madagascar. et RATSIMBAZAFY, FAURE, SOURDAT et MAHE...).

Chapitre 3

Climatologie du Sud-Ouest

Pour chaque station et à chaque instant, le climat résulte de nombreux facteurs interdépendants. Une brève analyse des facteurs propres à l'Océan Indien, à Madagascar ou au Sud-Ouest laisse pressentir l'instabilité particulière de leurs équilibres, dans l'espace et dans le temps. Elle explique cette double variation : aridification géographique d'axe NE-SW, et aridification historique depuis le Tertiaire à nos jours.

1. LES FACTEURS GÉNÉRAUX DU CLIMAT.

Situation, topographie et orientation de l'île.

Allongée entre les parallèles 12° S. et 23°30 S, la Grande Ile est presque entièrement comprise dans la zone intertropicale, mais les conséquences de cette situation sont modulées en latitude, et sa partie sud subit l'influence de la zone tempérée australe.

Les versants orientaux et occidentaux de l'île subissent des influences dissymétriques du fait de l'immensité de l'Océan Indien d'un côté, de l'étroitesse relative du Canal de MOZAMBIQUE de l'autre. La brusque élévation des reliefs centraux accuse les contrastes de chaque côté d'une crête sub-méridienne.

Les gradients climatiques liés à la latitude s'analysent du Nord au Sud ; les gradients liés à la dissymétrie s'analysent d'Est en Ouest.

L'interférence de ces facteurs ménage, entre les domaines climatiques de l'Ouest et de l'Extrême-Sud, une région de transition qui est le Sud-Ouest ; la résultante coïncide avec l'axe NE-SW de notre étude (Cf. Fig. 7).

Alizés, mousson, fronts froids méridionaux et dépressions tropicales¹.

L'anticyclone du Sud-Ouest de l'Océan Indien dirige sur Madagascar des masses d'air tiède et humide, de secteur Est : les alizés. En s'élevant le long du versant oriental de l'île, ces masses d'air sont portées à saturation, d'où précipitations et abaissement de température. En redescendant le long du versant occidental, elles subissent l'effet de foehn, d'où évaporation et élévation de température. Par temps d'alizé, les régions occidentales jouissent donc d'un ciel clair et d'un temps sec.

D'autre part, le Front Intertropical de Convergence vient au Sud au cours de l'été austral et dirige sur l'île des masses d'air humides et chaudes de secteur NW (mousson). La dépression du Canal de Mozambique se creuse et se déplace vers l'Est, renforçant cette "mousson" sur le versant occidental de l'île où elle attire des vents de secteur W.

Le phénomène s'estompe néanmoins du Nord au Sud et les précipitations orageuses de fin de journée sont moins intenses, et plus rares, dans le Sud-Ouest que dans le Nord-Ouest.

Des fronts froids méridionaux influencent le Sud de Madagascar, au moins au cours de l'été austral, mais le courant marin froid qui longe les côtes sud-ouest de l'île tend à décharger précocement les masses d'air correspondantes, de sorte que les "pluies frontales" sont rares.

Alizés, mousson et pluies frontales sont des phénomènes annuels et assez réguliers. Les dépressions tropicales par contre présentent des itinéraires et des intensités imprévisibles. Leur irrégularité est la principale cause des variations interannuelles des précipitations.

Latitude, altitude et continentalité des stations.

L'abaissement relatif du Sud-Ouest en latitude amoindrit l'influence de la "mousson" et accroît celle des anticyclones méridionaux. Il ne modifie l'insolation que de façon nuancée puisque le soleil est au zénith de TULEAR au solstice d'été.

Un fort abaissement thermique est prévisible en altitude mais il ne peut être chiffré, faute de station sur les sommets de l'ISALO et de l'ANALAVELONA.

Le Canal de MOZAMBIQUE est une mer chaude, dépourvue d'influence régulatrice et le Sud-Ouest présente de ce fait un net caractère de conti-

¹ - d'après DONQUE, 1973.

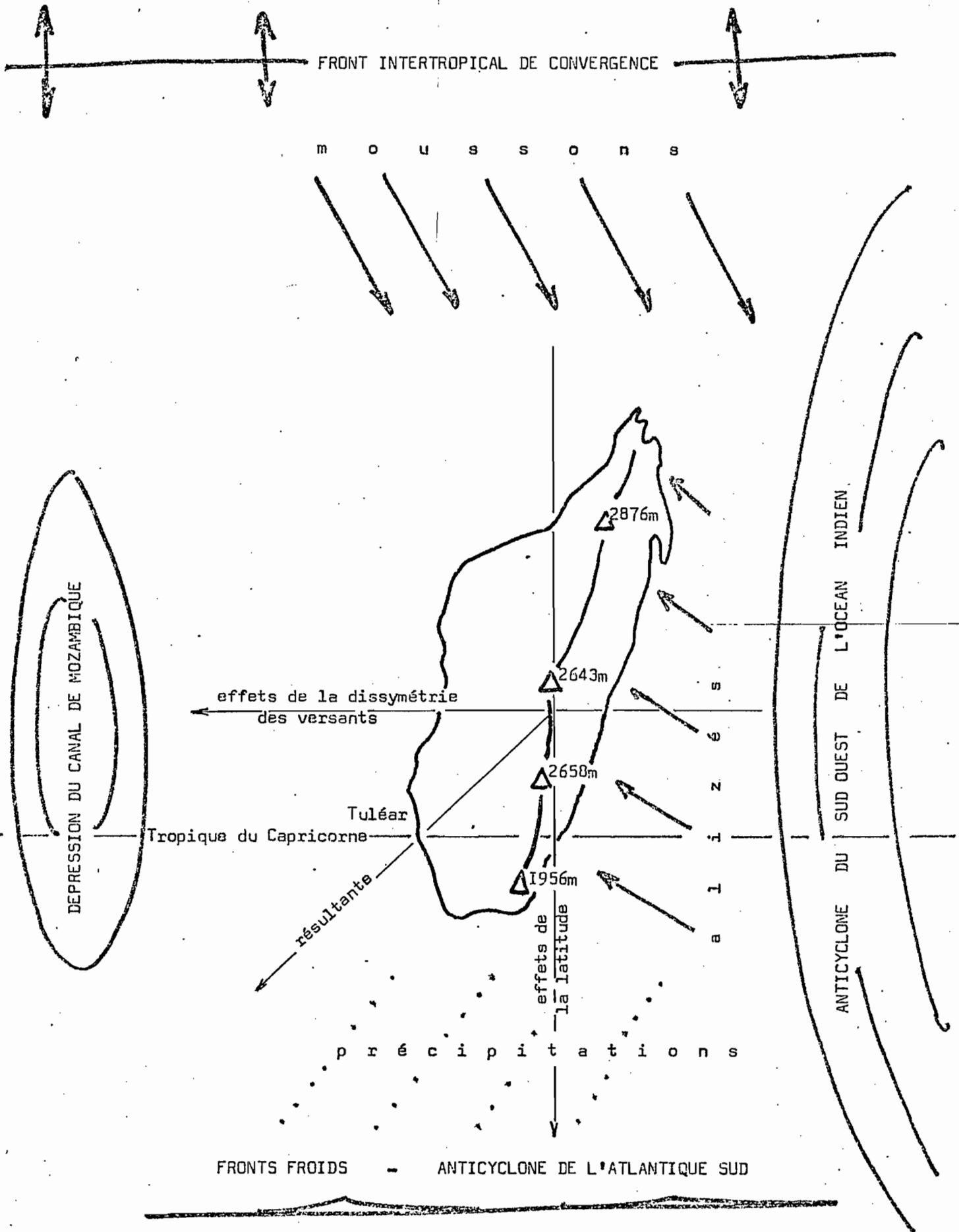


Fig. 7 - Les facteurs généraux du climat de Madagascar

mentalité, qui renforce l'effet de foehn sur la zone isalienne, privée de l'influence des brises de mer et de l'humidité littorale.

2. LES DONNEES METEOROLOGIQUES.

Un certain nombre de données ont été réunies et commentées dans un essai antérieur (SOURDAT, 1969). Elles concernaient 18 stations régulières de la Météorologie Nationale, représentant le Sud-Ouest, l'Extrême-Sud et quelques stations de référence. Nous ne rappellerons ici que les notations les plus propres à caractériser le Sud-Ouest. Elles seront rapportées à 6 stations du Sud-Ouest et, pour comparaison, à ANDROKA (Extrême-Sud), FIANARANTSOA (Hautes Terres centrales), FORT DAUPHIN (Côte Est) et MAJUNGA (Nord-Ouest). (Trois tableaux chiffrés sont annexés, Cf. Annexes 1, 2, 3, 4).

Précipitations et températures.

La répartition des pluies et des températures est illustrée par les cartes des courbes isohyètes et isothermes annuelles (Cf. Fig. 8). Elles mettent en valeur la singularité d'un triangle géographique MORANDAYA - TULEAR - FORT DAUPHIN¹, qui correspond au Sud-Ouest et à l'Extrême-Sud : les précipitations sont inférieures à 800 mm et se réduisent à 300 mm selon un gradient d'axe NE-SW ; les températures moyennes sont comprises entre 23° et 25°.

Ce gradient peut encore être illustré par les valeurs du tableau ci-après, les 7 stations citées se situant sur une ligne droite.

Gradient des précipitations, en volume et en jours de pluies, selon un axe NE-SW, entre MANANJARY et ANAKAO.				
	Situation	Altitude	P en mm.	Nbre de j. de pluie
MANANJARY	Côte Est	6 m	2799 mm	209
FIANARANTSOA	Hautes Terres	1106 m	1221	167
RANOHIRA	Versant Ouest	833 m	912	80
SAKARAHA	" "	460 m	733	63
VINETA	" "	430 m	685	-
TULEAR	Côte Sud-Ouest	9 m	341	34
ANAKAO	" " "	6 m	235	-

¹ - Plus exactement le Col de RANOPIISO à 30 km W de FORT DAUPHIN où se situe la "faille pluviométrique" qui sépare le domaine climatique de l'Extrême-Sud de celui de la Côte Est.

Amplitude thermique et définition du domaine tropical.

TROLL a défini le domaine tropical au moyen du rapport de l'amplitude diurne moyenne (A) à l'amplitude annuelle (Aa), ce rapport étant supérieur à l'unité.

Toutes les stations de l'île satisfont à ce critère, y compris celles qui se trouvent au Sud du Tropique du Capricorne, à la seule exception d'ANDROKA.

	A	Aa		A	Aa
ANDROKA	9,4	10,3	SAKARAHA	16,6	8,6
ANKAZOABO	15,1	6,8	TULEAR	11,7	7,4
BEZAHA	16,3	8,7	FIANARANTSOA	10,5	6,0
MOROMBE	11,4	7,1	FORT DAUPHIN	7,5	5,9
RANOHIRA	13,6	7,0	MAJUNGA	9,9	2,5

Basses températures hivernales.

Hiver frais 7 < m < 10	Hiver tempéré 10 < m < 14	Hiver chaud 14 < m < 15
RANOHIRA	BEZAHA	TULEAR
SAKARAHA	ANKAZOABO	ANDROKA
	MOROMBE	
FIANARANTSOA		FORT DAUPHIN
		MAJUNGA

Les basses températures hivernales sont liées à la continentalité et à l'altitude des stations plutôt qu'à leur latitude.

Les régimes pluviométriques.

Le régime tropical est caractérisé par une répartition inégale des précipitations avec un maximum saisonnier proche du solstice d'été. Les stations de Sud-Ouest et ANDROKA se partagent entre deux variantes ; les autres stations de référence en représentent une troisième.

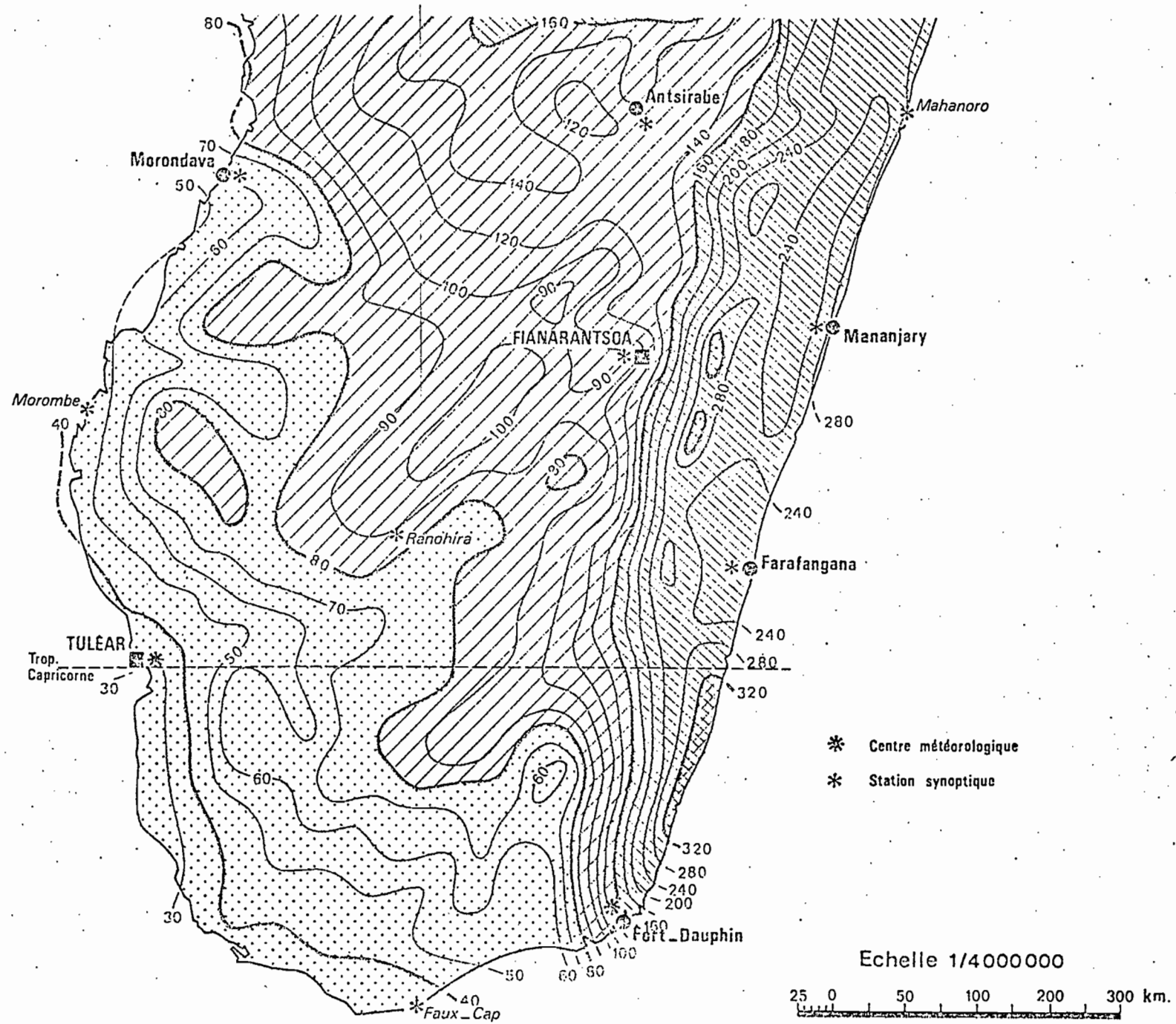


Fig. 8a - Carte isochète
 (d'après l'ATLAS de MADAGASCAR)

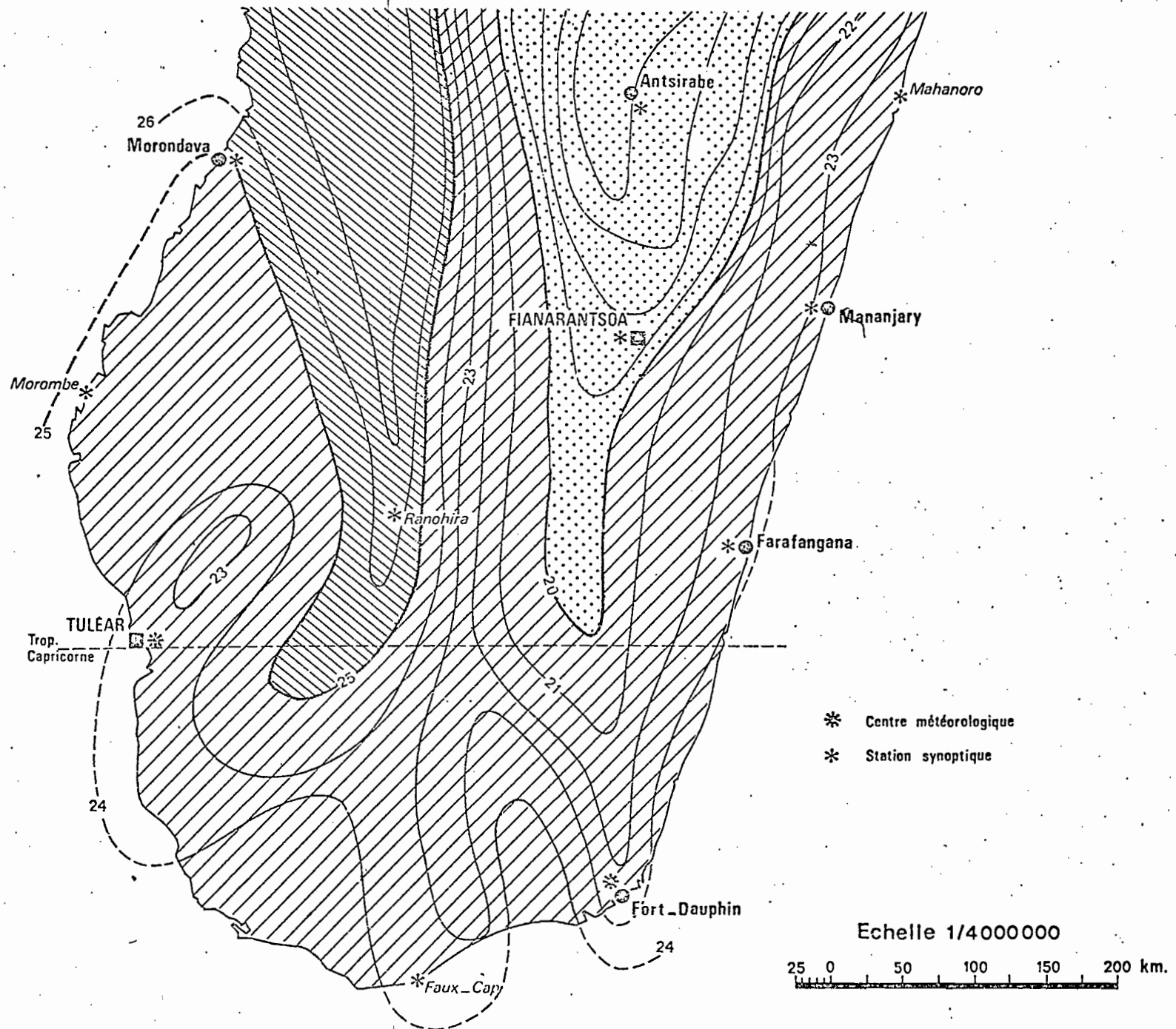


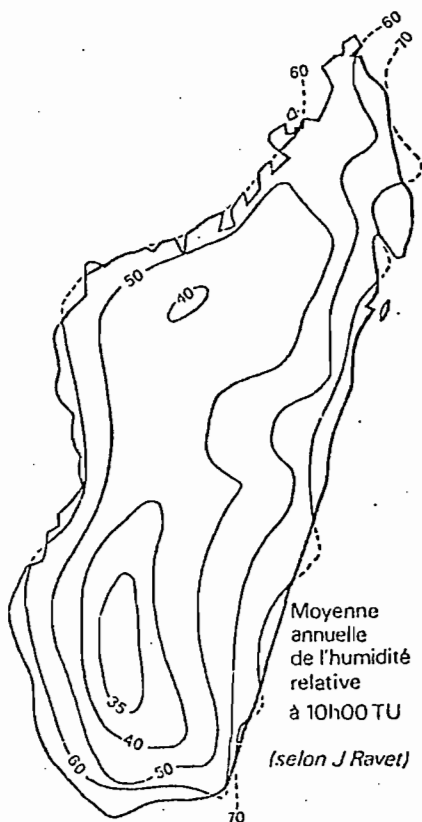
Fig. 8b

Fig. 8b - Carte isotherme
(d'après l'ATLAS de MADAGASCAR)

Rég. tropical long (6 mois recevant plus de 15 mm)		
ANDROKA	RANOHIRA	SAKARAHA
Rég. tropical court (moins de 6 mois recevant 15 mm)		
ANKAZOABO	BEZAHA	TULEAR MOROMBE
Rég. tropical uniformisé (chaque mois recevant au moins 15mm)		
FIANARANTSOA	FORT DAUPHIN	MAJUNGA

L'humidité atmosphérique.

L'humidité relative est maximale en saison chaude et minimale à la fin de la saison sèche. Les moyennes calculées sont sans doute sous-estimées, faute d'une observation à 0 h 00. ; le contraste entre les chiffres



relevés à 7 h 00. d'une part, 12 h 00. et 17 h 00. d'autre part, laissent présumer de fortes condensations occultes. On peut d'ailleurs constater que les rosées matinales sont souvent abondantes.

La répartition moyenne annuelle des maxima de l'humidité croît, du Nord-Est au Sud-Ouest, de sorte que l'augmentation de l'humidité atmosphérique pourrait compenser légèrement la diminution parallèle des précipitations : l'humidité relative est de 65 % à TULEAR et de 30 % dans l'ISALO. (Fig. 9a).

Fig. 9a - d'après l'ATLAS.

L'insolation.

Les durées cumulées d'insolation ne sont connues que pour RANOHIRA (3186 h) et TULEAR (3637 h), à comparer avec TAMATAVE (2510 h) et FIANARANTSOA (2308 h).

Les vents.

Aucune donnée n'est disponible dans l'intérieur des terres où les vents d'Est paraissent prédominants, avec une certaine violence en saison sèche sur les hauteurs de l'ISALO notamment.

A TULEAR se manifeste une alternance journalière : le matin, vent de terre de secteur ESE, de 8 à 15 km/h ; l'après midi, vent de mer, de secteur SSW, de 15 à 25 km/h. En fin de saison sèche, les vents de secteurs SSW peuvent atteindre 20 à 25 km/h.

3. EXPRESSIONS DU CLIMAT ¹.

L'aridité selon DE MARTONNE.

Le Sud-Ouest est caractérisé par des valeurs de l'indice A ² inférieures à 15, décroissant de l'intérieur vers la côte où il est voisin de 5. L'axe RANONIRA - TULEAR est normal aux courbes d'isoaridité (Cf. Fig. 9b).

Le nombre des mois "arides" est de 6 à 8.

En considérant le nombre des mois "humides" selon le critère de BIROT, et des mois "secs" selon le critère de GAUSSEN on obtiendrait une expression similaire de la même réalité (SOURDAT, 1969).

¹ - Les formules d'expression mathématique du climat sont extrêmement variées. DUFOURNET (1972) a répertorié 22 formules simples ou critères d'observation, et 3 formules d'expression analytique, avec 10 modalités de calcul pour la seule E.T.P.. Nous n'en citerons que deux.

² - L'indice est de la forme $A = \frac{P}{T + 10}$. L'indice global annuel est

la moyenne des indices A1 et A2 calculés respectivement à partir des données moyennes de l'année et du mois le plus sec. On définit de même un indice mensuel de la forme :

$$a = \frac{12p}{t + 10}$$

Le seuil d'aridité est fixé à 10.

	A1	A2	A	Na
ANKAZOABO	19.8	0	9.9	7
BEZAHA	11.4	0	5.7	7
MOROMBE	13.9	0	6.9	8
RANOHIRA	28.8	0.2	14.5	6
SAKARAHA	23.9	0.1	12.0	7
TULEAR	10.3	0.1	5.2	7
ANDROKA	9.0	0.2	4.6	8
FIANARANTSOA	43.8	0.6	22.2	3
FORT DAUPHIN	46.4	1.6	24.0	0
MAJUNGA	44.8	0	22.4	6
Indices d'aridité de DE MARTONNE et nombre de mois "arides"				

Le bilan de l'eau selon THORNTHWAITE.

Cette méthode consiste à comparer graphiquement la courbe de répartition mensuelle des précipitations à celle de l'évapotranspiration potentielle calculée pour en tirer toutes les conséquences¹. Elle offre une approche satisfaisante des climats locaux qui a servi de référence à toutes les études pédologique de Madagascar depuis 20 ans (RIQUIER, 1958, 1959, 1963, HERVIEU, 1967, 1968).

La région sud-ouest se caractérise par la valeur nulle ou négligeable de l'excédent d'eau (Ex), l'évapotranspiration réelle calculée (Er) étant partout égale à la pluviométrie annuelle (P). Les variations relatives des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle, au long de l'année et selon les stations (Cf. annexes 5, 6, 7), illustrent diverses manifestations du climat. Ces valeurs décroissent de l'intérieur vers le littoral, mais l'abaissement des précipitations est plus rapide, d'où accroissement de l'aridité.

¹ - Les surfaces comprises entre les courbes représentent soit un excédent d'eau (Ex) soit un déficit (Df), compte tenu d'un abattement conventionnel de 100 mm correspondant à la réserve en eau du sol. On définit graphiquement Df, Er (Evaporation réelle), Ex, tels que :

$$Er = ETP - Df$$

$$Ex = P - (Er - 100) - 100 = P - Er$$

P et ETP étant les valeurs annuelles des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle.

ETP a été calculée au moyen de la formule de PRESCOTT.

	P	ETP	Df	Er	Ex	Ns	Im
ANDROKA	305	1140	835	305	0	12	- 44
ANKAZOABO	719	1810	1057	719	0	8.4	- 35
BEZAHA	499	1830	1331	499	0	12	- 43
MOROMBE	485	1495	985	485	0	10	- 39
RANOHIRA	912	1415	660	755	160	6.8	- 16
SAKARAHA	786	1664	881	783	3	7.5	- 31
TULEAR	349	1297	948	349	0	12	- 43
FIANARANTSOA	1252	944	219	725	527	4.5	41
FORT DAUPHIN	1527	1021	0	1021	506	0	49
MAJUNGA	1659	1573	845	728	981	6.5	30

P = Pluviométrie annuelle
 ETP = Evapotranspiration potentielle calculée
 Df = Déficit en eau
 Er = Evapotranspiration réelle calculée
 Ex = Excédent d'eau
 Ns = Nombre de mois édaphiquement secs
 Im = Indice d'humidité.

Quelques valeurs caractéristiques calculées graphiquement
 par la méthode du bilan de l'eau

L'excédent positif calculé pour RANOHIRA confirme la position excentrique de cette station par rapport au domaine climatique du Sud-Ouest. La comparaison des diagrammes stationnels permet de distinguer une zone intérieure où une réserve d'eau peut se constituer partiellement et momentanément dans le sol (Exemple : SAKARAHA) d'une zone littorale où le déficit est total et permanent (Exemple : TULEAR). BEZAHA représente une enclave intérieure d'aridité¹.

4. DEFINITION DU CLIMAT DU SUD-OUEST.

A la suite des travaux de GRANDIDIER, de POISSON (1930), de THOMAS (1947), de DUVERGE (1949), de RAVET (1948), et sur la base des documents

¹ - Les bilans cités en référence indiquent pour ANDROKA un déficit permanent, pour FORT DAUPHIN une saturation permanente ; pour FIANARANTSOA et MAJUNGA un contraste accusé entre les régimes saisonniers des sols.

de la Météorologie Nationale, plusieurs études de climatologie ont été publiées récemment à Madagascar : DONQUE et KOECHLIN (in ATLAS), DONQUE (1971), DUFOURNET (1972), MORAT (1973), CORNET (1972).

Les diverses définitions et cartes proposées tendent à différencier, entre les grands domaines de l'Ouest et de l'Extrême-Sud, un domaine de transition, partagé en zones d'aridité croissante de l'intérieur à la côte ¹.

Nous retiendrons la carte proposée par RIQUIER (in HERVIEU, 1967) d'après le système de THORNTHWAITE, la plus souvent citée dans les travaux pédologiques (Cf. Fig. 9c).

L'efficacité des températures est représentée par les valeurs de ETP (formule de PRESCOTT). Les stations du Sud-Ouest sont dites "mégathermales" car ETP y est toujours au moins égale à 1140. Pour mémoire, ANDROKA et MAJUNGA sont mégathermales tandis que FIANARANTSOA et FORT DAUPHIN sont mésothermales.

L'efficacité des pluies est représentée par un indice d'humidité (Im) ².

: Climat aride : $Im < - 40$: ANDROKA, BEZAHA, TULEAR, MOROMBE	:
: " semi-aride : $- 35 < Im < - 20$: ANKAZOABO, SAKARAHA	:
: " sub-humide : $- 20 < Im < 0$: RANOHIRA	:
: " humide : $Im > 0$: FIANARANTSOA, FORT DAUPHIN,	:
:	: MAJUNGA	:
:	:	:

Le Sud-Ouest est donc une région du domaine thermique intertropical, partagée entre des zones de régime pluviométrique long et court.

De l'intérieur de la côte, le gradient climatique s'exprime par le passage d'un climat sub-humide mégathermique à un climat aride mégathermique. La station de RANOHIRA se situant en marge de ces définitions,

¹ - Le gradient climatique qui se manifeste de RANOHIRA à TULEAR est caractérisé par les divers auteurs dans les termes suivants :

- . Climat sénégalien - désertique océanique (DUVERGE).
- . Climat tropical sec - semi-aride (ATLAS).
- . Climat semi-humide adouci - sub-semi-humide et chaud - sub-semi-aride et chaud - sub-aride et chaud (DUFOURNET).
- . Etage sub-humide à hiver frais - semi-aride à hiver frais - idem à hiver tempéré - sub-aride à hiver chaud (MORAT).
- . Etage sub-humide - sub-aride avec sous-étages à déficit hydrique croissant (CORNET).
- . Climats de type Cwa - Aw - BSh - BWh selon KOPPEN (DONQUE).

² - $Im = \frac{100Ex - 60 Df}{ETP}$

la limite climatique du Sud-Ouest peut être fixée à l'escarpement oriental de l'ISALO.

Les limites climatiques sont excessivement floues en ce qui concerne les grands domaines de notre étude puisque la station de TULEAR est pratiquement la seule qui y soit incluse. Les stations représentatives du domaine de l'ISALO (RANOHIRA, SAKARAHHA, ANKAZOABO et BEZAHHA) sont marginales. Aucune station régulière ne représente le domaine calcaro-basaltique. MOROMBE est également marginale par rapport à la zone côtière étudiée.

Très approximativement, on peut dire que le climat sub-humide correspond au domaine de l'ISALO ; que le climat semi-aride correspond au domaine calcaro-basaltique (sauf en altitude) et à la zone sub-littorale du domaine côtier ¹ ; le climat aride correspond à la zone littorale.

5. PEDOCLIMATS ET VARIATIONS CLIMATIQUES.

Implications pédoclimatiques de la météorologie actuelle.

Les diagrammes et données du "bilan de l'eau" représentent la seule approche du pédoclimat dont nous disposons. Selon eux le domaine littoral et sans doute une partie du domaine calcaro-basaltique (à l'exclusion des hauts sommets) connaissent un déficit hydrique permanent. Pour le domaine isalien, et la partie orientale du domaine calcaro-basaltique, le nombre des mois "édaphiquement humides" atteindrait 4 à 5, l'excès d'eau restant nul et les sols n'atteignant théoriquement pas la capacité de rétention. De plus la concentration des averses, les caractères du relief et l'irrégularité du couvert végétal sont propres à renforcer la capacité érosive des climats au dépens de son efficacité pédogénétique.

Dans ces conditions il paraît probable que toute activité biogéochimique soit limitée ; que les mouvements ascendants et descendants de l'eau se compensent et que l'érosion prenne le plus souvent le pas sur l'approfondissement des sols. Les sols non ou peu évolués, calcimorphes et halomorphes sont l'expression de cet état de choses.

Arrière-effets des climats anciens.

La plupart des sols profonds et très évolués sont des "sols rouges" dont la genèse est rapportée à l'influence de climats anciens, plus humides. De par leurs caractères acquis, la profondeur notamment, ces sols

¹ - Cf. Chap. 5.

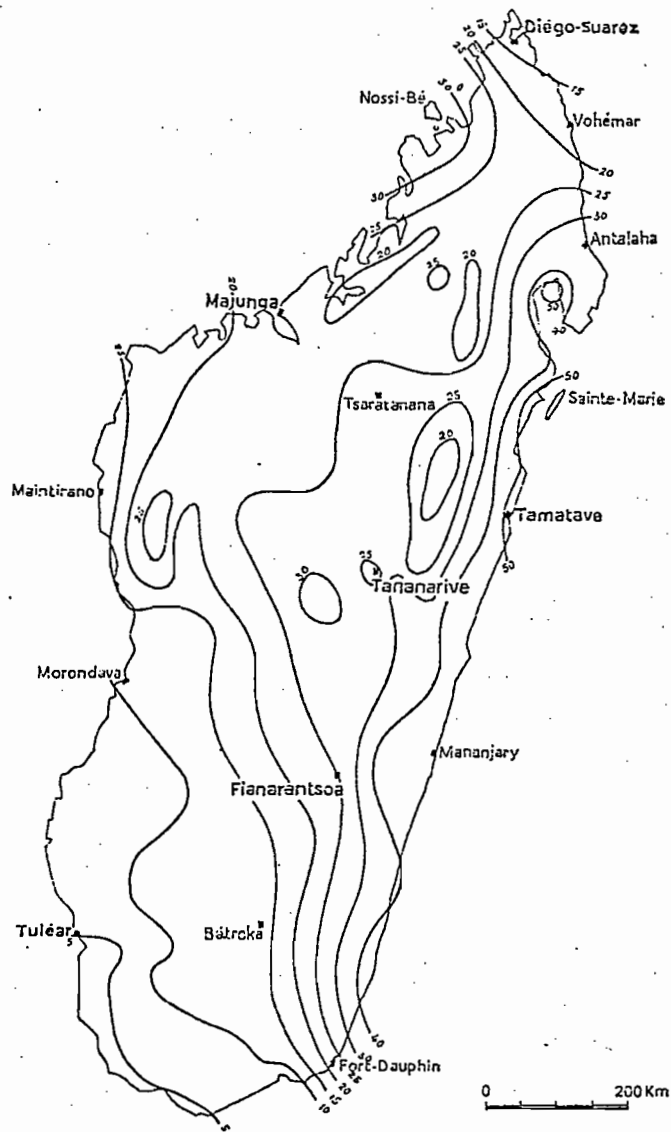


Fig. 9b - L'indice d'aridité
(d'après P. DUVERGE)

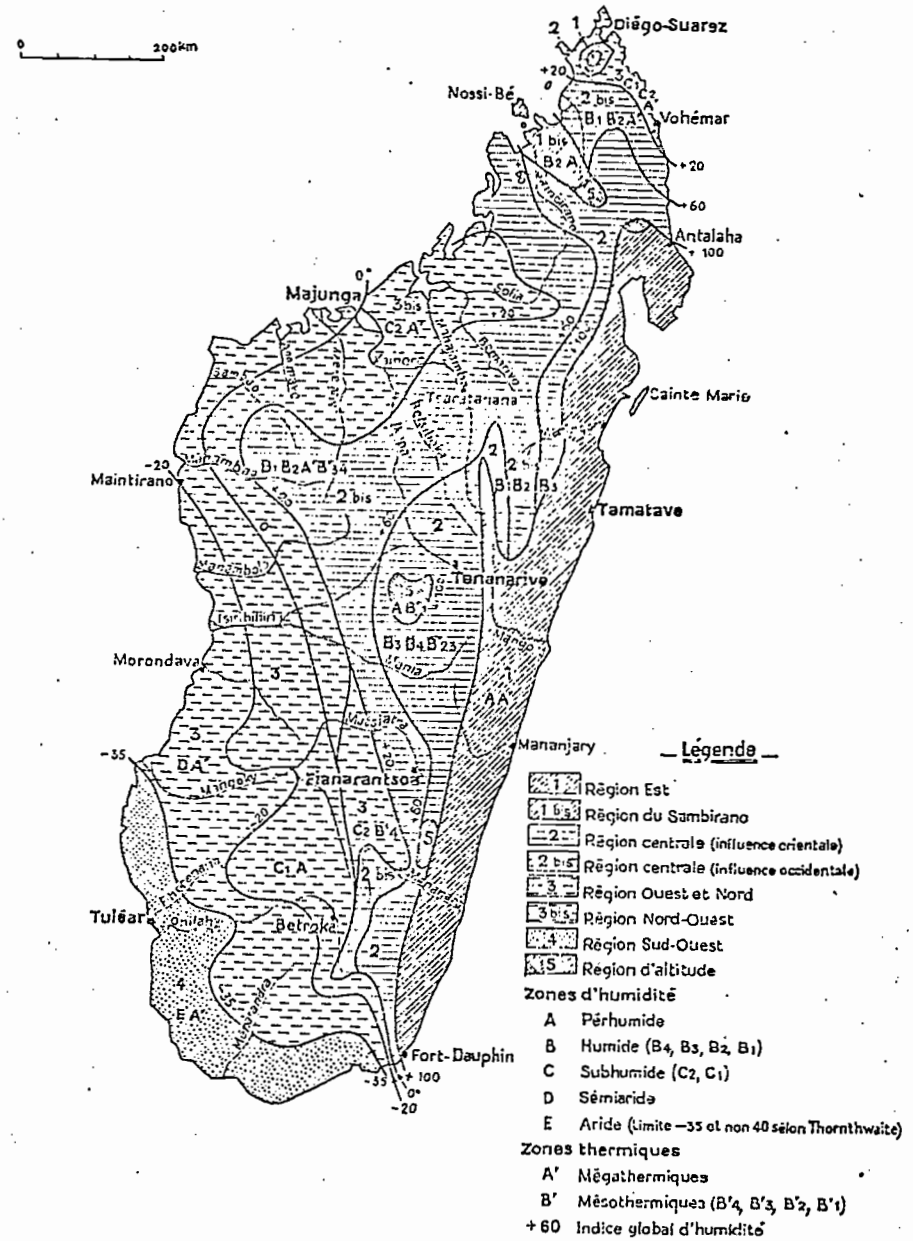


Fig. 9c - Les régions climatiques
(d'après RIQUIER et THORNTHWAITE)

Fig. 9b et 9c

entretiennent un pédoclimat tel qu'une certaine activité bio-géochimique pourrait se perpétuer, prolongeant l'influence des climats anciens en dépit de l'aridification météorologique.

Météorologie et géochimie.

En vue de limiter quelques grands domaines géochimiques à l'échelle mondiale, PEDRO (1968) a établi certains seuils de température et de précipitations en fonction desquels se répartiraient la bisiallitisisation, la monosiallitisisation, l'allitisisation et la ferruginisation. Dans le Sud-Ouest, la température moyenne annuelle qui atteint généralement 20° n'est pas un facteur limitant. Les précipitations par contre pourraient être considérées comme incompatibles avec l'allitisisation actuelle qui suppose environ 1200 mm de pluies. Le seuil de 500 mm séparerait le domaine de la monosiallitisisation et de la ferruginisation du domaine de la bisiallitisisation. Si l'on retient ces normes, le développement de sols allitiques est actuellement exclu du Sud-Ouest (sauf peut-être sur le sommet de l'ANALAVELONA) ; le développement de sols monosiallitiques rubéfiés est exclu de la partie occidentale du domaine calcaro-basaltique et du domaine côtier.

6. SENSIBILITE CLIMATIQUE DE MADAGASCAR.

Evoquant (à l'échelle mondiale) les divers phénomènes d'ordre climatique dont les perturbations sont liées aux oscillations glacio-eustatiques, TRICART (1966) nomme entre autres la circulation atmosphérique, les trajectoires cycloniques et les courants marins. Ce sont justement les phénomènes que nous avons cités, au début de ce chapitre, en montrant combien, à chaque instant et en chaque point de la Grande Ile, leur interaction déterminait la météorologie.

On peut penser que, en raison de son insularité, de sa situation, de ses dimensions, de son relief, Madagascar a été très particulièrement sensible aux séquences climatiques des oscillations glacio-eustatiques, et que leurs effets morpho-pédogénétique y ont été ressentis plus intensément peut-être que nulle par ailleurs. Cela justifie l'attention accordée par les naturalistes à l'histoire plio-aépyornienne de Madagascar.

Chapitre 4

Les trois principaux domaines du Sud-Ouest

La régionalité géographique du Sud-Ouest est d'ordre humain autant que physique. Des points de vue stratigraphique, géomorphologique et climatique, cette région n'est pas une entité mais une zone de transition spatiale. C'est de plus le siège d'une transition dans le temps, entre diverses formes d'équilibres naturels, harmonisées soit aux paléoclimats plus humides, soit au climat actuel plus sec. Ces transitions seront étudiées au niveau de trois principaux domaines naturels.

1. LE DOMAINE COTIER.

Ce domaine s'étend entre la falaise occidentale des calcaires et la mer. Il comporte quelques ressauts calcaires et quelques pointements volcaniques présumés, quaternaires, mais pour l'essentiel, il est constitué de sédiments plio-aépyorniens continentaux. Les épandages sableux et les dunes se succèdent d'Est en Ouest. Les alluvions sont d'abord fluviatiles, puis fluvio-marines et pour une faible part marines. Le climat est aride, mégathermique.

Le paysage littoral typique est celui de TULEAR et de la forêt des MIKEA, dont les dunes sont couvertes par diverses associations du bush, caractérisées par des Didieracées, des Euphorbiacées, des Mimosées, sous formes arbustives ou arborées. A cette curiosité naturelle sont associées des terrasses alluviales d'un intérêt économique plus considérable. La forêt galerie qui les occupait a été presque partout remplacée par des cultures vivrières et industrielles, florissantes dans la mesure où l'alimentation en eau peut être assurée. L'habitat est concentré sur ces terrasses et dans les villages de pêcheurs.

Une zone sub-littorale peut être distinguée, au Nord-Est ; elle correspond à l'affleurement des sables grossiers pliocènes et à un climat semi-aride voire sub-humide, mégathermique : c'est la zone d'ANTSEVA. Ses paysages ondulés, où les savanes arborées et la forêt dense sèche sont étroitement mêlées s'apparentent à ceux de la zone isalienne.

aux dépens des forêts ou des formations arbustives qui dominaient auparavant mais la savanisation semble à présent stabilisée.

L'ISALO est un pays d'élevage extensif traditionnel. Les cultures sont absentes des paysages d'interfluves qui ont principalement retenu notre attention, mais se développent dans les vallées où est concentré l'habitat.

Cette brève présentation des trois grands domaines du Sud-Ouest visait à montrer leurs contrastes et leurs relations. Leur description sera détaillée dans les parties suivantes de l'étude, consacrées à chacun d'eux.

2. LE DOMAINE CALCARO-BASALTIQUE.

Ce domaine coïncide avec l'affleurement des calcaires marins et des basaltes interstratifiés. Il est essentiellement formé de plateaux structuraux¹ et de crêtes dressées par la tectonique. Il s'étend sur une centaine de kilomètres à l'intérieur des terres et domine directement la mer à l'embouchure de l'ONILAHY. Les plateaux s'étagent entre 650 m et 100 m d'altitude. Les crêtes basaltiques atteignent 1348 m dans l'ANALAVELONA. Le climat est semi-aride, mégathermique, sauf variante d'altitude.

Ce domaine était encore récemment occupé par des formations forestières denses et élevées, sauf pour une frange occidentale sclérophylle qui passe graduellement au bush. Les affleurements de basaltes sont particulièrement bien couverts par une association forestière riche en baobabs², mais le déboisement de ce domaine s'est généralisé depuis peu. Des savanes, herbeuses ou arborées, de belle venue, remplacent la forêt sur les sols rouges profonds tandis que sur les affleurements de calcaires et de basaltes que les graminées ne colonisent pas, on ne voit repousser qu'un médiocre fourré.

L'élevage représente encore l'activité traditionnelle et l'habitat est dispersé, en dehors de terroirs qui sont privilégiés par des sols profonds et des cours d'eau pérennes. Quelques cultures de rapport, notamment le cotonnier, sont susceptibles de beaux développements. En outre, la "déforestation" attire une population de migrants spécialisés dont les villages s'implantent le long des percées forestières et des axes routiers.

3. LE DOMAINE DE L'ISALO.

Ce domaine coïncide avec l'affleurement des grès acides de l'Isalo, à la périphérie du bassin sédimentaire. Il occupe une position relativement continentale, entre 100 et 200 km de la côte, étagée entre 600 et 1300 m d'altitude. Les péripéties de la morphogénèse ont différencié trois modèles correspondant au massif ruiniforme, au massif tabulaire et aux dômes sabloux. Le climat est sub-aride, mégathermique.

Les paysages sont alternativement couverts par la savane herbeuse, la savane arborée ou diverses formations forestières. Il est possible que l'installation des savanes soit récente et ait été favorisée par l'Homme

¹ - Notre étude est limitée aux plateaux de calcaires tertiaires, à l'exclusion des côtes et glacis calcaro-marneux jurassiques de la région de SAKARAH.

² - Les baobabs de Madagascar sont des arbres de forêt dont l'isolement est signe d'un défrichement récent.

aux dépens des forêts ou des formations arbustives qui dominaient auparavant mais la savanisation semble à présent stabilisée.

L'ISALO est un pays d'élevage extensif traditionnel. Les cultures sont absentes des paysages d'interfluves qui ont principalement retenu notre attention, mais se développent dans les vallées où est concentré l'habitat.

Cette brève présentation des trois grands domaines du Sud-Ouest visait à montrer leurs contrastes et leurs relations. Leur description sera détaillée dans les parties suivantes de l'étude, consacrées à chacun d'eux.

Deuxième partie

LE DOMAINE CÔTIER

Chapitre 5

Introduction à l'étude du domaine côtier

Le domaine côtier du Sud-Ouest s'étend entre les plateaux calcaires et le Canal de MOZAMBIQUE. Il est très resserré au Sud du FIHERENANA, et interrompu par l'embouchure de l'ONILAHY devant laquelle la falaise est directement battue. Il s'élargit considérablement au Nord, surtout au-delà de la MANOMBO, mais nos prospections sont limitées à la latitude de BETSIOKY ¹.

On désigne souvent ce domaine sous le nom de "plaine côtière" par opposition aux plateaux calcaires qui le dominent topographiquement et présentent un aspect moins hospitalier. On nomme "plaine de TULEAR" la petite portion de la plaine côtière qui est au Sud du FIHERENANA.

1. STRUCTURE ET STRATIGRAPHIE.

Le substrat calcaro-basaltique et la "faille de TULEAR".

La signification du décrochement topographique (100 m environ) qui sépare le plateau calcaire du domaine côtier et donne lieu à un net escarpement, est controversée.

Des sondages géophysiques ont localisé les basaltes turoniens, de part et d'autre de l'escarpement, avec une différence de cote d'environ 1200 m. Par ailleurs, le Lutétien qui est calcaire au sommet de l'escarpement aurait été retrouvé par sondage mécanique sous forme de marnes, sous les sables de la plaine, le rejet à son niveau n'étant plus que de 200 m. S'il en est ainsi, le tracé de l'escarpement coïnciderait avec celui d'un accident tectonique majeur : la faille de TULEAR. Celle-ci aurait joué après le Turonien d'abord, puis postérieurement au Lutétien ; il y aurait eu épaissement des couches au Crétacé supérieur, et changement de faciès à l'Eocène dans le compartiment abaissé (CLIQUET, 1957).

¹ - BETSIOKY est orthographié par erreur BETIOKY sur la carte géologique (Cf. Fig. 10).

Cependant, l'attribution au Lutétien des marnes trouvées par sondage paraît contestable à MAUGE (1975) qui considère que le décrochement tectonique n'est vraiment certain qu'au niveau des basaltes. Relevant divers indices d'une coïncidence permanente des lignes anciennes du rivage et de l'escarpement, il rend à celui-ci sa signification de falaise morte.

Quoi qu'il en soit d'un brutal abaissement ou d'une lente subsidence du compartiment côtier, il est certain que la fossilisation du substrat calcaire tertiaire est la règle générale. Le petit ressaut en forme de croissant qui affleure au Nord de ANTSEVA n'y fait pas exception car il est aligné sur la "faille de TULEAR" et devrait logiquement marquer la limite orientale du domaine côtier. Cependant, la direction tectonique "Côte Est" prend le relais de la direction "Mozambique" au niveau de la MANOMBO ; un nouvel escarpement des calcaires s'aligne sur cette direction et reporte vers l'intérieur les limites conventionnelles du domaine côtier (Cf. Fig. 10).

La couverture plio-aepyornienne.

Pour l'essentiel, le domaine côtier est constitué par le biseau sédimentaire pliocène, partiellement masqué par des formations dunaires, colluviales et alluviales d'âge aepyornien.

Les matériaux détritiques plio-aepyorniens d'origine continentale qui ont remblayé le compartiment côtier ont été recoupés sur environ 80 m dans le lit du FIHERENANA et sur près de 100 m à proximité de ANTSEVA.

D'importants systèmes dunaires ont remanié et masqué la partie aval de ce biseau. Ils constituent une frange presque continue que les cours d'eau et leurs appareils alluviaux doivent contourner ou franchir sous peine de se perdre en bassins fermés.

Des nappes colluviales d'origine calcaire ou marneuse empâtent le pied des escarpements.

Les cours d'eau sont d'importances diverses. Certains appareils alluviaux complexes témoignent du caractère aride du climat et de l'irrégularité des régimes hydrologiques. Ils se surimposent aux autres formations et s'étalent au contact du milieu marin.

De petits épanchements volcaniques se sont manifestés au Nord de la MANOMBO, dans la zone de croisement des deux directions tectoniques majeures. Il semble que les laves percent la couverture sableuse et serait donc aepyorniennes ; une dizaine de petits cônes sont très bien conservés ; leur diamètre à la base est de quelques centaines de mètres. La coulée de l'AMBATOMAINTY¹ couvre 25 km².

¹ - ANDREFOREVO sur la carte géologique.

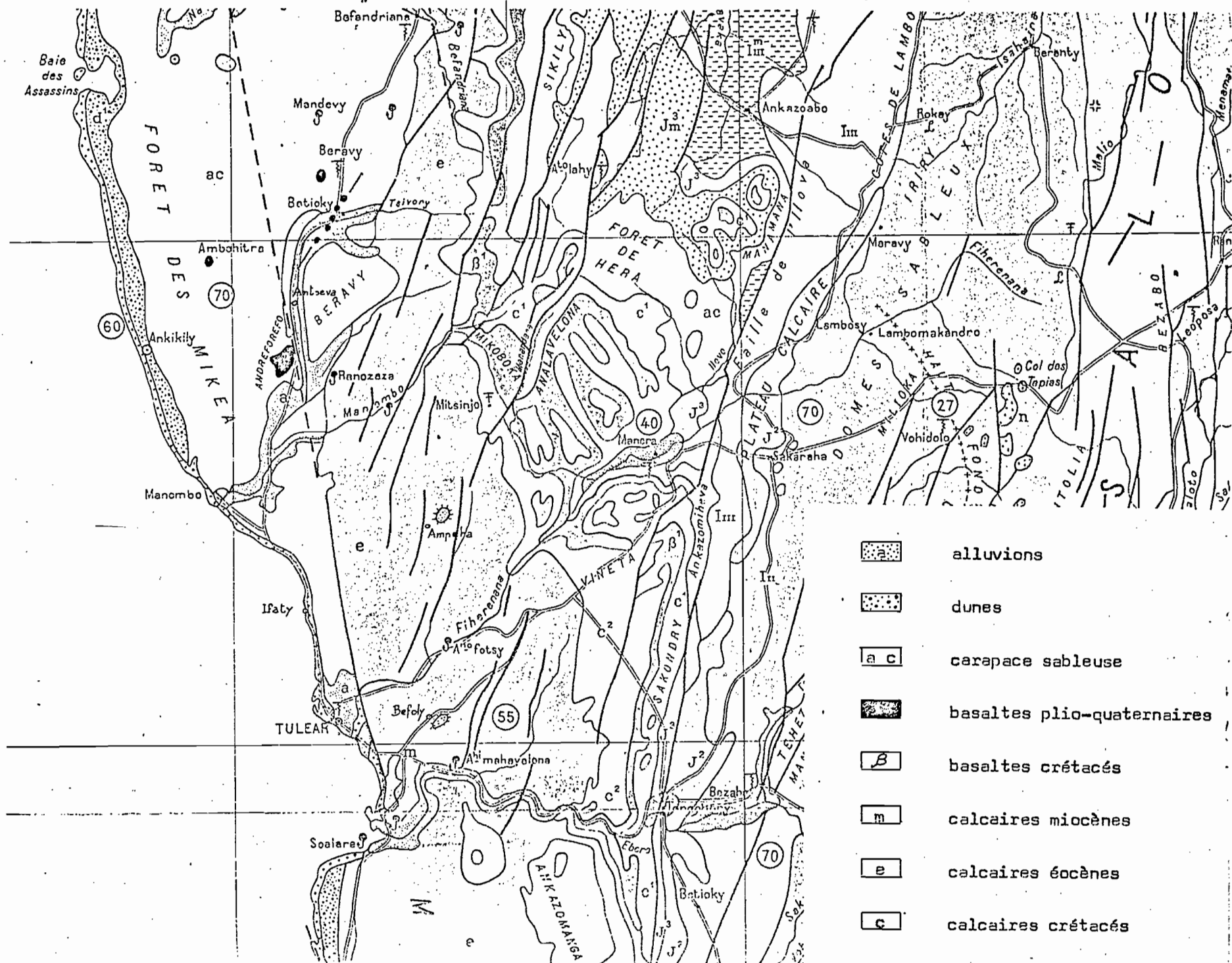


Fig. 10

Fig. 10 - Extrait de la Carte géologique à 1/1000000

2. PAYSAGE DU DOMAINE CÔTIER.

Trois paysages peuvent être distingués. Le plus original et le plus typique est constitué par l'association de sables dunaires et du bush à Euphobiacées et Didiereacées. Le bush est un fourré fermé, excessivement épineux : "l'un des types les plus remarquables de végétation xérophile qui soit au monde, tant par la richesse de ses espèces que par la diversité des modes d'adaptation des végétaux au climat sec de cette contrée" (HUMBERT, 1927). Le bush ne dispense au sol ni ombre ni litière de sorte que les colorations des sables conservent sous son couvert toute leur vivacité.

Le Sud-Ouest et l'Extrême-Sud de Madagascar ont l'exclusivité de ce paysage insolite puisque les Didiereacées sont endémiques. Le bush de la plaine de TULEAR méritait d'être préservé au titre de curiosité naturelle car ses divers aspects pouvaient être inventoriés à l'intérieur d'un petit espace d'accès facile. Par contre, la forêt des MIKEA est une sorte de désert vert dépourvu de ressources en eau. Les véhicules n'y peuvent accéder qu'autant qu'un layon a été frayé, et non sans peine en raison du relief des dunes et du comportement bouillant des sables¹.

En marge de l'association calcifuge à *Didierea madagascariensis*, cantonnée sur les sables roux dunaires, deux associations calcicoles sont remarquables : le bush à *Euphorbia stenoclada*, qui signale de loin la présence des cordons sableux beiges ; le bush à *Alluaudia comosa*, qui occupe les affleurements de grès dunaire encroûtés.

Un bush arbustif également calcicole est associé aux glacis marno-calcaires, c'est le groupement à *Salvadora angustifolia* (BOSSER et HERVIEU, 1958 - idem in SOURDAT, 1970).

Un paysage très différent et plus banal est constitué, au Nord de la MANOMBO, par l'association d'un glacis détritique (sables roux d'épandage) et de savanes arborées, coupées d'îlots résiduels de forêt sèche dense caducifoliée. Il s'agit de savanes à *Heteropogon contortus*, avec *Poupartia caffra*, *Gymnosporia linearis*, *Stereospermum euphorioides* etc... Les couloirs de ruissellement, favorisés par l'humidité, sont occupés par une savane herbeuse très dense à *Hypparhenia rufa*. La forêt sèche est une belle futaie à *Adansonia* sp. (baobab), *Euphorbia enterophora*, *Commiphora* etc...

Ce paysage ouvert est d'accès aisé. Sa vocation pastorale (dans l'état actuel du développement) est favorisée par la présence

¹ - La forêt des MIKEA est une zone d'interpénétration du bush et de la forêt sèche caducifoliée, et non un bush typique sur toute son étendue.

d'eaux superficielles mais elle peut être couplée aux riches potentialités culturelles des zones alluviales voisines.

Les zones alluviales constituent le troisième paysage important du domaine côtier. Les terrasses limoneuses s'emboîtent dans les glacis et dans les dunes. Elles portaient autrefois une haute forêt galerie, aujourd'hui remplacée par les cultures de Pois du Cap, de Cotonnier, de Manioc, de Maïs... Ces terrasses sont souvent irriguées grâce aux exurgences du réseau karstique. Les cuvettes argileuses de décantation sont partiellement exploitées (riz, pois du Cap).

Des zones de concentration saline se sont constituées à l'abri des barrages dunaires : petites mares ou vastes sebkra. Des zones d'infiltration se développent à l'aval de la zone deltaïque. Elles sont colonisées par les associations halophiles classiques.

Plusieurs petits marécages salins situés à l'arrière des crêtes dunaires post-flandriennes ont été le tombeau et constituent le gisement des faunes sub-fossiles malgaches. Il est probable que ces abreuvoirs avaient bénéficié d'exurgences karstiques qui se sont tarées au cours de crises d'aridification plus ou moins récentes (2200 et 1200 B.P.) (MAHE et SOURDAT, 1971).

3. ZONE LITTORALE ET ZONE SUB-LITTORALE.

Il y a lieu de distinguer une zone littorale, qui correspond aux paysages dunaires sous bush et au climat aride, d'une zone sub-littorale qui correspond aux paysages de glacis d'épandage sous savanes et à des climats plus humides, les alluvions se répartissant dans l'une et l'autre. Les formations dunaires ressortissant à la zone littorale s'étendent à l'intérieur des terres beaucoup plus largement que ne l'indique la carte géologique à 1/1.000.000 (Cf. Fig. 10) de sorte que la limite de nos deux zones pourrait coïncider avec le tracé de la faille de TULEAR.

Ainsi, la zone littorale correspond au compartiment tectonique occidental ; la zone sub-littorale correspond à un compartiment intermédiaire, limité par les failles de TULEAR et de BEFANDRIANA (direction Mozambique) et le faisceau de direction "Côte Est". Une influence de la tectonique récente sur la sédimentation dunaire n'est pas à exclure ; les émissions volcaniques de la zone ANTSEVA-BETSIOKY indiquent qu'une activité très récente des failles, dans la zone de croisement des directions tectoniques majeures, peut être envisagée.

4. LES SECTEURS-TEMOINS : TULEAR ET ANTSEVA.

Deux secteurs-témoins ont été cartographiés à 1/100.000 : TULEAR (SOURDAT, 1970) et ANTSEVA (SOURDAT, 1972). Faute d'avoir pu prospecter les 9000 km² du domaine côtier, nous ferons état de ces reconnaissances détaillées et de quelques raids périphériques.

Le petit secteur côtier situé au Sud du FIHERENANA et dit "Plaine de TULEAR" nous a longuement retenu. Sur une surface de 150 km², proche de la ville et quadrillée par les pistes, toutes les formations typiques du littoral se trouvent réunies. Les formations dunaires sont les plus remarquables et semblent la réplique miniaturisée de celles de l'Extrême-Sud, non sans présenter quelques aspects originaux. Par ailleurs quelques unes des formations dunaires du littoral MIKEA - mais non l'ensemble - se trouvent comprises dans le secteur d'ANTSEVA et occupent la partie occidentale de la carte correspondante.

La partie orientale de cette carte représente la zone sub-littorale. Les glacis d'épandage, les alluvions et les émissions limburgitiques y sont bien développés.

5. REFERENCE A L'EXTREME-SUD.

Trois formations dunaires aepyorniennes ont été décrites dans l'Extrême-Sud, dont deux sont superficiellement rubéfiées. (BATTISTINI, 1964).

La Grande Dune est rapportée au cycle tatsimien. Elle couvre plus de 2300 km² et atteint la cote 371 m. Ce dépôt d'ampleur considérable est aujourd'hui presque entièrement grésifié, la masse étant consolidée par le calcaire. Les horizons superficiels, décarbonatés, rubéfiés et meubles sont les "sables roux dunaires" (HERVIEU, 1959). Le relief est fixé par la végétation ; il a été érodé et ne garde aucune trace du modelé dunaire originel.

La Petite Dune est rapportée au cycle karimbolien. Elle est un peu moins importante ; les grès sont moins consolidés et la rubéfaction est moins vive. Les horizons superficiels ont été décrits comme "sables jaunes". La végétation fixe un modelé dunaire aisément identifiable.

La dune bordière beige est rapportée au Flandrien ; elle couvre environ 500 km². Elle est inégalement et faiblement consolidée et les horizons superficiels sont encore calcaires. Le modelé est remarquablement dessiné en longues avancées linguiformes associant des groupes de dunes en fer de lance ; il est colonisé par le bush mais parfois ravivé car les formations actuelles se développent en continuité.

Les formations dunaires de la région de TULEAR sont beaucoup plus modestes puisque l'ensemble situé au Sud du FIHERENANA ne couvre que 25 km² et ne s'élève plus au-delà de 50 m¹. Les mêmes formations pouvaient cependant y être reconnues : BOSSER et HERVIEU (1958) les avaient décrites, au nombre de 3, analogues par les modelés et les couleurs sinon par l'ampleur à celles de l'Extrême-Sud. La miniaturisation locale de la séquence de référence était fort intéressante en soi.

Le problème a été singulièrement compliqué par la reconnaissance d'une formation originale (SOURDAT et GENSE, 1969) : il a fallu dédoubler d'un des cycles connus et définir la valeur locale ou générale de la nouvelle séquence.

¹ - La faible ampleur des dunes de TULEAR s'explique à la fois par l'orientation de la cote qui est presque parallèle aux vents, et par l'absence probable d'une plateforme continentale susceptible d'alimenter la déflation (MAUGE, 1975). Notons toutefois que la présence de placages sableux sur le plateau, à la cote 90 m, laisse supposer que les gisements actuels sont hors de proportion avec les dépôts originaux.

Chapitre 6

La zone littorale - la plaine de Tuléar

LES FORMATIONS DUNAIRES

1. OBSERVATION FONDAMENTALE.

Le paysage dunaire de la plaine de TULEAR est constitué par plusieurs dépôts sableux qui se fossilisent partiellement, chacun d'eux étant par ailleurs le siège d'une différenciation pédologique plus ou moins importante. Le matériau originel commun est un sable fin quartzo-calcaire ($\text{CO}_3\text{Ca} = 15\%$) de couleur beige (10 YR), qui contient la faune aepyornienne à *Clavator*, *Tropidophora* et oeufs d'*Aepyornis*.

Stratification des sables beiges et des sables roux dunaires.

Lorsqu'on se dirige du rivage vers la falaise, partant des formations de plage actuelles, on traverse les zones alluviales limoneuses puis on franchit une longue crête dunaire morte, beige : la dune flamandaise. Au-delà, on rencontre une succession de crêtes dunaires ou de nappes sableuses rubéfiées réparties en trois formations dont les couleurs respectives sont de plus en plus vives et les modelés de moins en moins distincts : les sables roux dunaires. Ça et là pointent des affleurements de grès dunaire à ciment calcaire, plus ou moins encroûtés (Fig. 11).

Ces formations se fossilisent partiellement l'une l'autre. En effet, sous le matériau originel beige et calcaire de chaque formation, on peut retrouver un sable roux plus vivement rubéfié correspondant à la formation antérieure.

Compte tenu de la différenciation, au sein de chaque dépôt ancien, d'un horizon rubéfié et du matériau beige originel, la stratification des profils peut être schématisée comme suit :

Sables beiges / Sables roux-clairs / Sables roux-foncés / Sables roux-rouges
/ sur matériau beige / sur matériau beige / sur matériau beige

Cette série est analogue à celle de l'Extrême-Sud mais comporte un terme supplémentaire.

Profils des sables beiges et des sables roux dunaires.

La dune flandrienne présente des profils peu évolués, entièrement calcaires et de couleur beige. Le calcaire est irrégulièrement distribué mais toujours présent. Il ne consolide le profil que dans des conditions particulières¹. Les horizons superficiels ne se différencient du matériau originel que par la présence de matière organique qui est en très faible quantité, mais régulièrement répartie jusqu'à environ 1 m en profondeur (faciès isohumique).

Les trois autres formations présentent des profils très évolués. Pour chacun d'eux, l'horizon superficiel est décarbonaté et rubéfié, peu organique, parfaitement homogène, massif, légèrement tassé, excessivement meuble à la limite de l'éboulement. A chacun correspond un degré de rubéfaction caractéristique :

sables roux-clairs	-	carte 7,5 YR	du code MUNSSELL
sables roux-foncés	-	" 5 YR	" "
sables roux-rouges	-	" 2,5 YR	" "

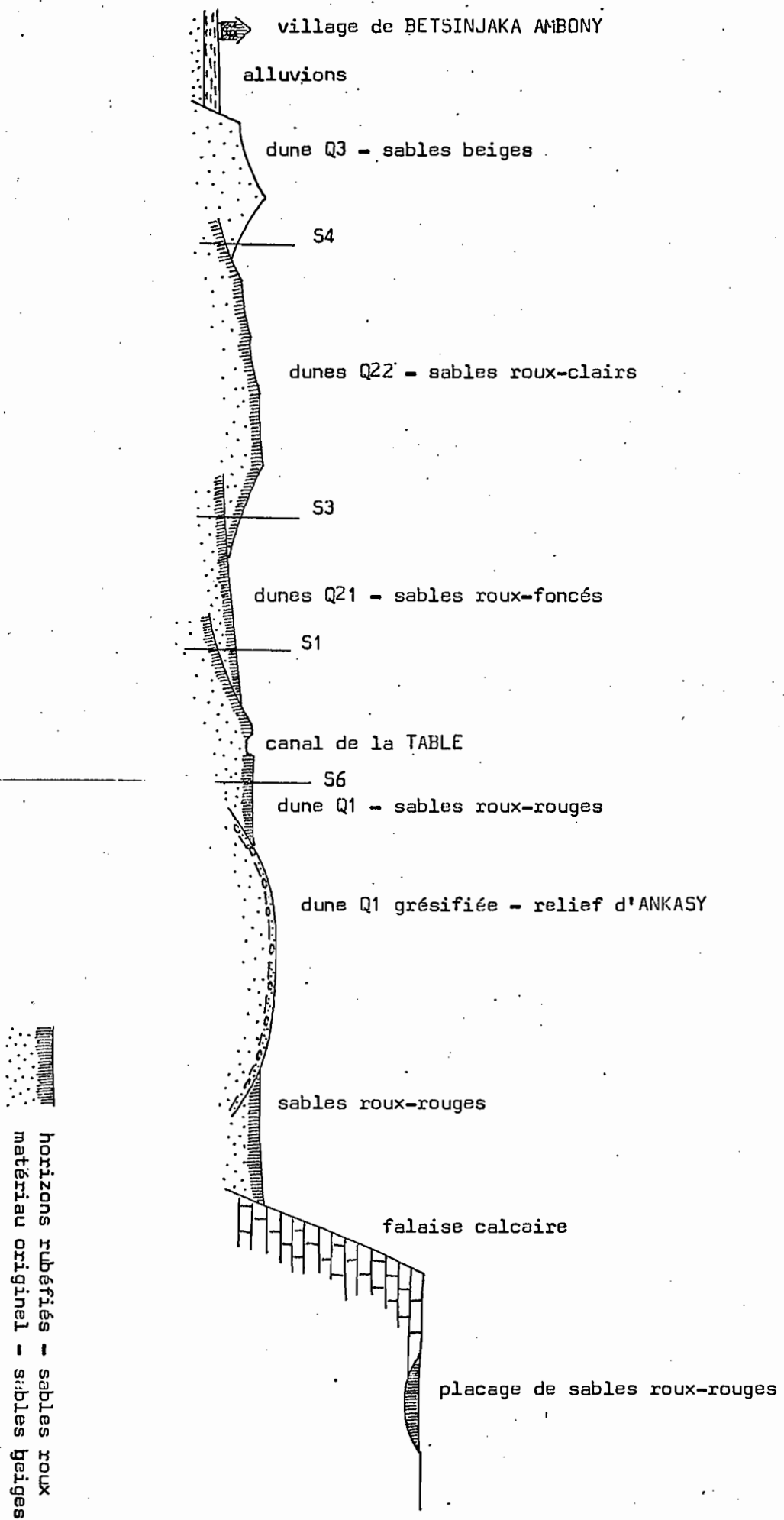
La couleur des horizons superficiels permet d'identifier chaque formation. En outre certains profils présentent un horizon intermédiaire brun-clair dans lequel le calcaire est concentré en amas et en granules ; cet horizon est également massif et meuble. Une légère accumulation de calcaire marque le passage au matériau originel beige.

Dans certains profils cependant, l'horizon rubéfié repose sans transition sur l'horizon calcaire profond dont le sommet est encroûté voire revêtu d'une pellicule calcaire zonée très dure.

En raison de l'aspect monotone de ces profils et de leur homogénéité, nous nous bornerons par la suite à identifier les horizons, en indiquant leurs épaisseurs, pour mettre l'accent sur la stratification des dépôts.

¹ - Il peut y avoir migration oblique et consolidation au sein des dunes bordières recoupées par le rivage. Il y a de fortes accumulations en profondeur en présence de nappes.

Fig. 11 - Coupe schématique E-W de la Plaine de TULEAR
Emplacements des sondages



2. GISEMENTS DES FORMATIONS DUNAIRES (Cf. Fig. 12).

Les formations actuelles et sub-actuelles.

Le delta du FIHERENANA est barré par une formation sableuse développée au Nord et au Sud de l'embouchure actuelle du fleuve. La plage de La BATTERIE montre un appareil dunaire actif où les dunes marines et éoliennes sont étroitement associées. Le premier rang est blanc tandis que le second est beige, peut-être par la sélection de certains grains organiques ou minéraux plus colorés. Une dune bioclastique¹ dont aucun équivalent se sera retrouvé dans les formations plus anciennes daterait l'émersion du récif corallien de la baie (MAUGE, 1975).

Plusieurs dunes, fixées par la végétation buissonnante et entourées d'alluvions forment un second plan. TULEAR est plusieurs villages les occupent. Elles jalonnent la progression récente du delta.

La formation beige flandrienne - Q3.

A TULEAR comme tout au long du littoral de l'Extrême-Sud et du Sud-Ouest, les dunes beiges s'interposent très constamment entre les alluvions en aval et les sables roux dunaires en amont. Au Sud de la plaine, elles sont remplacées par des cordons de plage à crêtes multiples auxquels on peut prêter le même âge et la même évolution.

Cette formation flandrienne est fréquemment réactivée en aval par l'éolisation actuelle tandis qu'en amont elle fossilise les sables roux-clairs (Q 22). Ce contact stratigraphique manque souvent de netteté en raison des faibles contrastes de couleur et de la présence d'une nappe (il est par contre manifeste au Nord du FIHERENANA, sur le front de mer d'IFATY).

La formation de sables roux-clairs - Q 22.

A TULEAR, il en existe deux gisements importants et plusieurs petits placages. Le gisement d'ANDRANOMENA est une zone de déflation plane, composée d'une multitude de très petites nebkas. Le gisement qui culmine à BEFABAMY à la cote 39 m est une accumulation plus importante de dessin très bien marqué : ensemble de crêtes paraboliques formant avancée linguiforme de direction NNE. L'ensemble était fixé par le bush calcifuge avant défrichement.

¹ - Cf. Sables grossiers coralligènes (SOURDAT, 1970).

Cette formation fossilise la suivante. Le contact stratigraphique a été trouvé par sondage.

La formation de sables roux-foncé - Q 21.

Il en existe deux gisements importants de part et d'autre du "relief d'ANKASY". L'ampleur de cette formation est comparable à celle de la précédente, mais le modelé est faiblement ondulé, presque plan, de sorte que les crêtes de sables roux-clairs dominent la nappe roux-foncé et semblent déferler sur elle. Ce modelé plan pourrait résulter d'une usure par érosion, ou correspondre au modelé de crêtes de plages, d'origine marine et non éolienne. L'ensemble était naguère fixé par le bush calcifuge.

Cette formation fossilise la suivante. Le contact stratigraphique a été trouvé par sondage. Il est visible en outre, au niveau des matériaux beige de l'une et l'autre formation, dans l'aven HIAVIRO où il est souligné par une concentration de mollusques.

La formation de sables roux-rouges - Q 1.

Les sables roux-rouges se présentent comme des placages ou des dépôts résiduels sans apparence de modelé éolien.

Nous en avons repéré 4 gisements de faibles superficies, associés à l'important relief grésifié en dos de baleine dit "relief d'ANKASY". Un cinquième placage a été observé sur le sommet du plateau calcaire, à la cote 90 m, à 3 km SE de MIARY. Sa superficie est très restreinte mais il est homologue d'un placage plus important situé également sur le plateau, au Sud de l'ONILAHY à 3 km W de SOALARA, et des gisements beaucoup plus considérables qui fossilisent le rebord de la falaise calcaire mahafaly, au Nord d'ITAMPOLO (Extrême-Sud).

Tous ces gisements sont couverts par le bush calcifuge.

Le "relief d'ANKASY".

Le dos de baleine qui s'étend au Sud du village d'ANKASY est formé de sables beiges, calcaires, consolidés en grès dunaire et très fortement encroûtés par une sorte de brèche à ciment rosé. Il atteint la cote 50 m, point culminant de la plaine. Une cavité semblable à un aven dépourvu d'eau s'ouvre au sommet et recoupe, les strates de grès à mollusques. Le bush à *Alluaudia comosa* couvre l'ensemble. La partie Sud de ce relief disparaît sous les sables dunaires roux-rouges.

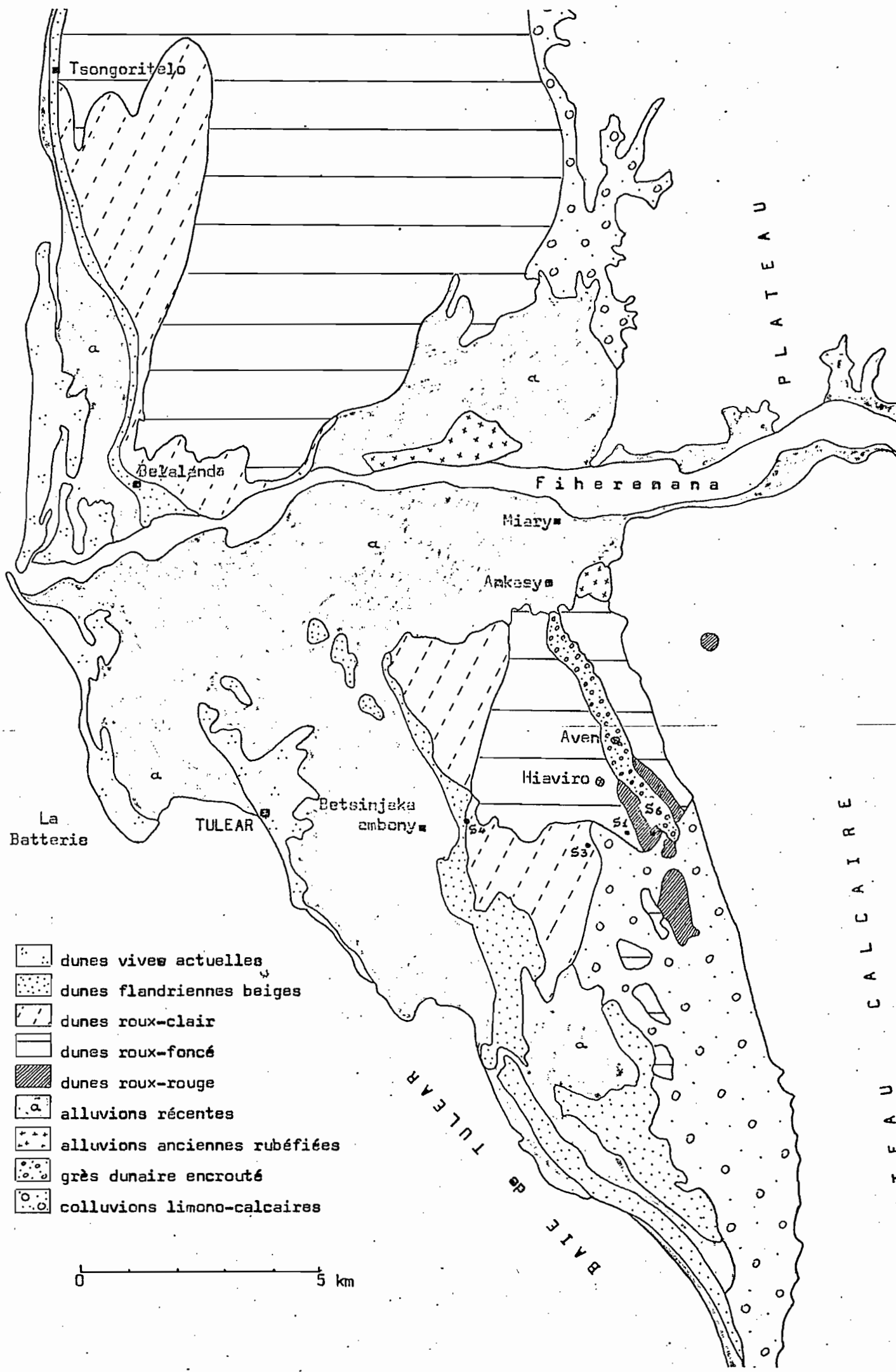


Fig. I2 - La plaine de TULEAR
(d'après SOURDAT, 1970)

Cette formation se distingue par la grossièreté des matériaux grésifiés et par l'épaisseur de l'encroûtement. Sa forme allongée et son orientation, parallèle à la falaise, suggèrent qu'elle soit d'origine marine et non éolienne. Elle pourrait représenter une crête de plage du rivage tatsimien sur laquelle se serait ancré le dépôt éolien. La partie encroûtée a dû être très précocement exhumée¹.

3. LES CONTACTS STRATIGRAPHIQUES.

Nous allons présenter un exemple de chacun des contacts stratigraphiques significatifs qui ont été observés. Les descriptions et commentaires se limitent à une simple identification des horizons de chaque formation².

Contact beige/roux clair - Q 3/Q 22.

Un forage pratiqué sur le revers de la dune flamandienne à la hauteur de BETSINJAKA AMBONY a donné la coupe suivante. (La crête dunaire atteint la cote 18 m).

Fosse S4. X = 304,4 Y = 120,8 Z = 9 m.

- 0-250 cm Sables beiges (10 YR 7/4), calcaires (CO3Ca = 14 %).
- 250-350 cm Sables roux-clair décolorés (7,5 YR 6/6), légèrement calcaires (2,5 %).
- 350-450 cm Sables beiges calcaires dans la nappe (CO3Ca = 16 %).

¹ - MAUGE suggère que ce relief témoigne d'un dépôt pliocène, battu par la mer puis fossilisé par la dune au cours de l'épisode tatsimien. Nous objecterons que les grès prélevés au fond de l'aven contiennent en grande abondance des hornblendes, pyroxènes et autres minéraux d'origine fluviale, communs à tous les sables roux dunaires, alors que les dépôts pliocènes sont des nappes d'interfluves, minéralogiquement appauvries (1975).

² - Les sondages auxquels nous avons procédé au moyen de matériel aimablement prêté par la Direction des Mines et de l'Energie n'ont atteint les niveaux de contacts stratigraphiques qu'au prix de longs efforts. La cohésion insuffisante des sables roux et des couches baignées par les nappes implique le tubage des trous. Les nappes ont été rencontrées entre 3,5 et 9 m. A leur approche, les horizons calcaires s'encroûtent et il faut les attaquer, avec trépan et sonnette, durant plusieurs heures avant de franchir les quelques décimètres durcis. Sous la nappe, il faut utiliser une soupape et l'on ne récupère plus que des boues décolorées.

Pour augmenter le nombre et la qualité des observations, il faudrait disposer de fosses atteignant la profondeur de 10 m au moins. C'est à ce prix qu'on pourrait reconstituer sur de meilleures bases l'histoire des rivages et des sédimentations anciens.

Les contrastes de couleur sont atténués par contamination mutuelle des formations et influence de la nappe mais les taux de calcaires sont significatifs. La pauvreté relative de l'horizon rubéfié, intercalé entre deux horizons nettement plus riches prouve qu'il y a eu décarbonatation suivie de fossilisation.

Contact roux-clair/roux foncé - Q 22/Q 21.

Ce contact et le suivant ont été obtenus par sondage le long de la piste qui monte de BETSINJAKA AMBONY vers la falaise. On y fait les mêmes remarques touchant les couleurs et les taux de calcaire.

Fosse S3 X = 304,0 Y = 123,6 Z = 11 m.

- 0-200 cm Sables roux-clairs (7,5 YR 7/8), non calcaires.
- 200-240 cm Sables brun-jaunes à granules calcaires (10 YR 8/6), (CO₃Ca = 6 %).
- 240-700 cm Sables beiges (10 YR 8/4), d'abord légèrement grésifiés par le calcaire, puis meubles (10 %).
- 700-750 cm Encroûtement calcaire avec croûte zonée très résistante.
- 750-880 cm Sables roux foncés (5 YR 7/8) non calcaire sauf contaminations (CO₃Ca = 1 %), humides puis baignant dans la nappe.
- 880-925 cm Encroûtement et boue argileuse blanche (CO₃Ca = 40 %).

Contact roux-foncé/roux-rouge - Q 21/Q 1.

Fosse S1 X = 304,0 Y = 124,5 Z = 15,6 m.

- 0-200 cm Sables roux-foncés (5 YR 6/8). CO₃Ca = 0,1 %.
- 200-300 cm Sables bruns avec amas calcaires (7,5 YR 8/2). Dans la "terre fine", CO₃Ca = 0,1 %.
- 300-400 cm Sables beiges calcaires (CO₃Ca = 20 %), (7,5 YR 8/2).
- 400-600 cm Sables roux-rouges, très légèrement contaminés par du calcaire, (CO₃Ca = 1,5 %). (2,5 YR 6/6).
- 600-700 cm Sables bruns avec amas calcaires (CO₃Ca = 3,5 %).
- 700-750 cm Sables beiges (5 Y 9/1), calcaire (30 %), grésifiés avec croûte de nappe zonée au sommet, formant arrêt.
- 750-780 cm Sables beiges calcaires (30 %), meubles et humides.
- 800 cm Arrêt sur un niveau concrétionné baignant dans la nappe.

4. LES MATERIAUX DUNAIRES.

Caractères généraux.

Il s'agit bien de sables puisque dans les horizons rubéfiés, la proportion d'éléments inférieurs à 50 microns dépasse rarement 6 % ; elle s'élève en profondeur en raison du calcaire. Les parois des fosses se maintiennent par tassement à la limite de l'éboulement. Les sables secs se débitent en éclats anguleux rigides, extrêmement fragiles.

Ces matériaux sont considérés comme "dunaires" parce que les 4 formations considérées et les dunes actuelles forment une séquence qui suggère la répétition du même mécanisme sédimentaire.

Toutefois, les caractères éoliens d'une dune littorale ne sauraient être aussi nets et généralisés que ceux d'une dune continentale de type saharien. Elles résultent en effet de remaniements éoliens superficiels d'intensités variables, appliqués à des matériaux divers. Seules les crêtes de dunes dont le caractère éolien est actuellement manifeste peuvent être comparées de ce point de vue. La base des dunes peut correspondre à une crête de plage ou à un ancien lit fluvial. C'est ce que montre la coupe de la berge du FIHERENANA en amont du grand pont.

Caractères sédimentologiques.

Des études granulométriques (SOURDAT, MAHE et DELAUNE, 1975), montrent que les squelettes quartzes des matériaux dunaires prélevés à TULEAR sont bien triés : les médianes sont comprises entre 110 et 125 mm ; les indices de classement (Qdphi) sont compris entre 0,60 et 0,20.

Les sables les mieux triés (faciès logarithmique) correspondent aux modelés dunaires des formations beiges et roux-clairs. Les sables plus grossiers (faciès logarithmiques à tendance hyperboliques) correspondent aux modelés aplanis des formations roux-foncé et roux-rouge. Il s'agirait de formations marines, superficiellement éolisées, et non pas de formations éoliennes érodées.

L'étude minéralogique régionale a montré que des cortèges à hornblendes et pyroxènes représentent l'héritage du socle, transmis par voie fluviale, dérive littorale et déflation ; les cortèges à grenat représentent l'héritage du sédimentaire. Ces premiers sont apportés par l'ONILAHY et les seconds par le FIHERENANA. Ils s'opposent aux cortèges à zircon qui représentent l'héritage des nappes détritiques d'interfluves (SOURDAT et MAHE, 1975).

Cela permet d'avancer que les matériaux dunaires de TULEAR ne doivent rien à leur substrat pliocène mais sont héritiers de sables fluvio-marins. Il apparaît même que l'héritage de l'ONILAHY a été prédominant au cours de l'Aepyornien ancien et cède le pas à celui du FIHERENANA dans les sables post-flandriens.

5. L'EVOLUTION PEDOGENETIQUE DES SABLES ROUX-DUNAIRES.

Les analyses chimiques.

Les sables roux dunaires étant constitué à 95 % de quartz, les résultats d'analyse correspondants au sol sont suspects mais par ailleurs la dispersion des éléments fins ne peut être obtenue que par un moyen énergétique tel que l'application des ultra-sons.

La capacité d'échange atteint 4me/100 g, en raison sans doute de la présence de matière organique. Elle est presque saturée (V = 80 %) par le calcium, le pH étant égal ou supérieur à 8.

Le rapport silice/alumine obtenu à partir de la fraction fine est généralement élevé (2,8) mais pour certains échantillons il s'abaisse à 2. On ne peut donc préjuger du degré d'évolution atteint mais il semble être le même pour les divers sables roux comme le montre le tableau suivant.

	S 61	S 11	S 31
	roux-rouge	roux-foncé	roux-clair
Perte au feu	11,8	12,2	15,3
Résidu	14,6	19,4	19,2
Silice	32,5	32,5	30,0
Alumine	19,6	19,9	17,7
Fer	15,5	12,5	14,0
Titane	1,2	1,0	1,2
Silice/alumine	2,8	2,8	2,9
Analyse triacide de la fraction fine (A + L)			

Diffraction et microscopie électronique.

L'étude minéralogique a été effectuée par diffraction R.X. et contrôlée par examen au microscope électronique à transmission (MET). Les

résultats sont significatifs bien qu'ils ne soient pas du même ordre : les diffractogrammes traduisent la réponse collective d'un grand nombre de cristaux au passage des rayons X tandis que l'examen MET montre individuellement les cristaux qui figurent dans un champ de vision excessivement restreint.

Par diffractométrie d'agrégats orientés, on constate le développement plus ou moins grand de pics qui correspondent aux intervalles de 17 A° , 15 A° , 10 A° et 7 A° , et réagissent plus ou moins au glycollage et au chauffage des lames. On en déduit la présence de montmorillonite, de chlorites, d'illite et de kaolinite, en proportions diverses.

Des sables beiges originels aux sables roux les plus intensément rubéfiés on observe la disparition de la montmorillonite puis des chlorites et de l'illite tandis que les proportions de la kaolinite semblent accrues. Cependant la cristallinité de ces minéraux paraît altérée ou masquée par la présence de minéraux amorphes de telle sorte que, à la limite, les diffractogrammes des sables roux-rouges ne présentent plus qu'un tracé en dent de scie, sans pics exploitables (GENSE et SOURDAT, 1969) - (Cf. Annexes 8 et 9).

Les diffractométries de poudres montrent la présence de goethite dans les sables roux-clairs ou d'hématite dans les sables roux-foncés et surtout dans les sables roux-rouges. Elles laissent pressentir la présence de quantités croissantes d'amorphes.

L'examen MET révèle la présence de fines baguettes d'attapulгите, en quantités très grandes dans les matériaux originels beiges, et moindre dans les sables roux. On observe par ailleurs des montmorillonites dans les sables beiges. Des chlorites et micas sont partout présents, mais plus nombreux et en cristaux plus gros dans les matériaux les moins évolués. La kaolinite est partout présente mais apparaît mieux lorsqu'elle n'est masquée ni par l'attapulгите ni par les minéraux amorphes ce qui est le cas des sables roux-clairs.

La goethite et l'hématite apparaissent dans les proportions que faisaient pressentir la diffractométrie.

La différenciation la plus frappante vient de l'augmentation progressive des amorphes qui prédominent dans les sables roux-rouges (Cf. Planche 2).

Le tableau suivant résume synthétiquement les variations quantitatives et qualitatives des compositions minéralogiques observées¹.

¹ - Les compositions minéralogiques évaluées par diffractométrie R.X. ou par examen au microscope électronique seront notées conventionnellement au moyen des signes suivants :

(+) : traces de ...
 + : un peu de ...
 ++ : présence de ...
 +++ : beaucoup de ...
 ++++ : très grande quantité de ...

	Sables beiges	Roux-clairs	Roux-foncés	Roux-rouges
Calcite	++++	(+)	(+)	(+)
Chlorites	+++	++	+	-
Montmorillonite	++	(+)	-	-
Illites	++	+	+	+
Attapulgites	++++	++	+	(+)
Kaolinite	+	+++	++	++
Goethite	(+)	+	(+)	-
Hématite	-	-	++	+++
Amorphes	+	++	+++	+++

On note que de rares cristaux d'illite qu'il faut rechercher par un examen attentif de la préparation sous le microscope électronique se signalent par des pics bien développés sur les diffractogrammes tandis que l'attapulgite dont les cristaux par centaines remplissent le champ de vision microscopique ne donne qu'une réponse discrète aux rayons X. En fait cette réponse apparaît comme un épaulement (10,5 Å) à la base du pic de l'illite (10 Å) et tend à être confondue ou négligée.

En définitive, la différenciation de la série des sables roux et beiges est bien corrélative d'une différence de composition minéralogique et n'est pas imputable à une simple différence d'épaisseur de la pellicule colloïdale des quartz. Elle résulte d'évolutions pédogénétiques différentes et non de remaniements mécaniques. Pour l'attapulgite, elle peut être héritée car les marnes du massif de la TABLE en contiennent (MILLOT et LUCAS, in BESAIRIE, 1972) ; on ne peut exclure néanmoins sa néoformation en milieu lagunaire ou pré littoral.

Notons encore que les horizons intermédiaires bruns, à amas calcaires, qui forment transition entre les horizons rubéfiés et les horizons beiges, contiennent des proportions plus élevées de montmorillonites.

6. SIGNIFICATION DES SABLES DUNAIRES ROUX ET BEIGES.

Les quatre formations dunaires observées à TULEAR se fossilisent l'une l'autre ; leur dépôt et leur rubéfaction sont décalés dans le temps ; le degré de différenciation est proportionnel à l'ancienneté de la formation.

Cette constatation est capitale ; il faut en souligner les conséquences. Elle prouve la réalité de cycles morpho-climatiques aepyorniens, carac-

térisés par des épisodes nettement plus humides que les épisodes post-flandrien et actuel. Elle prouve que chaque épisode climatique a été moins efficient (moins long ou moins intense) que l'épisode précédent puisque les différenciations de couleur et de composition minéralogique sont de moins en moins importantes. La différenciation intense des sables les plus anciens ne peut résulter seulement d'un cumul des effets pédogénétiques des phases suivantes puisque, les sables des horizons fossilisés étant semblables à ceux des horizons superficiels correspondants, la différenciation était entièrement acquise avant la fossilisation.

La rubéfaction des sables dunaires littoraux antéflandriens pose des jalons entre l'altération ferrallitique des formations pré-tatsimiennes¹ et les sols peu évolués post-flandriens et actuels. Cette altération paraît modérée puisque des minéraux tels que l'attapulгите, les chlorites ect... subsistent dans les sables roux les plus anciens. Sans être un critère déterminant, la présence de hornblende et de pyroxènes dans ces sables, pratiquement au même taux que dans les sables beiges, laisse supposer une évolution ménagée. On peut considérer les sables roux dunaires comme des sols fersiallitiques.

LES FORMATIONS COLLUVIALES

7. LES FORMATIONS INDUREES.

Le bas de la falaise calcaire est partiellement couvert par une brèche à ciment rouge décrite sous le nom de "brèche de SARODRANO-BINA" par BLANC, CHAMLEY et FROGET (in BATTISTINI, 1969). Cette formation est rapportée à l'Ambovombien par BATTISTINI qui donne à cet épisode une signification pluviale.

La brèche qui recouvre le relief gréseux d'ANKASY est analogue. Ces formations sont postérieures au démantèlement de la formation roux-rouge. Considérant ces dépôts hétérométriques encroûtés comme des formations de climats displuviaux, on peut les dater de la fin du Moramangien.

¹ - Altération observée dans l'Extrême-Sud (Cf. Chap.10).

8. LES FORMATIONS MEUBLES.

Au Sud des gisements dunaires, l'espace compris entre la falaise et la mer est couvert par un glacis colluvial. Au Sud de la RN 7 ce glacis est sous l'influence des couches marneuses du massif de la TABLE : il est formé de strates non consolidées de matériaux marno-calcaires, riches en Huîtres et en débris d'oeufs d'*Aepyornis*. Au Nord de la route le glacis, sous l'influence des calcaires éocènes, est essentiellement calcaire.

Les sols correspondants sont de type "brun sub-aride", caractérisés par des gradients réguliers de matière organique et de calcaire variant en sens contraires. La pédogenèse n'efface la stratification que superficiellement.

Le faciès de ce glacis rappelle celui de LAVANONO, décrit par BATTISTINI qui en fait le témoin d'un pluvial post-karimbolien. Nous le référons plutôt aux displuviaux Sambainien ou Vavatenien.

On pourrait considérer la recarbonatation des sables roux dunaires comme la trace d'un troisième épisode colluvial de phase displuviale. Une telle recarbonatation s'observe à l'Est d'ANDRANOMENA. Le ruissellement qui provient de la falaise, dans l'axe d'un important thalwegs, apporte non seulement des bicarbonates dissous mais sans doute aussi des particules calcaires qui viennent s'intégrer aux profils fersiallitiques ; ceux-ci acquièrent alors des caractères de sol brun sub-aride.

Il ne nous a pas été donné d'observer de contacts stratigraphiques entre les sables roux et les glacis, ce qui serait la façon la plus sûre de dater les uns par rapport aux autres. Les phases de colluvionnements semblent suivre les phases de dépôt dunaire.

LES FORMATIONS ALLUVIALES

9. TERRASSES RUBÉFIEES ANCIENNES.

On observe dans le delta du FIHERENANA, à MIARY (tombeau des rois) et à MAROFATIKA des terrasses de sables grossiers non calcaires, rubéfiés, qui représentent la Haute Terrasse décrite dans l'Extrême-Sud par BATTISTINI.

Ces terrasses sont représentées aussi dans la moyenne vallée. Le matériau semble n'avoir jamais été calcaire. Il est constitué uniquement de quartz, de kaolinite et d'oxydes de fer.

10. BASSES TERRASSES.

La vallée et le delta du FIHERENANA sont en grande partie occupés par un ensemble de terrasses alluviales, qui comporte des bourrelets de berge et des défluent sableux, des zones moyennes limoneuses et des cuvettes argileuses de décantation. Les sols correspondants sont peu évolués, calcaires et riches en montmorillonite.

On ne trouve pas dans la zone littorale d'équivalent de la "moyenne terrasse" qui a été décrite ailleurs.

Les alluvions actuelles déposées en milieu fluviatile ou fluvio-marin sont également calcaires et montmorillonitiques ; de plus elles sont éventuellement salées.

GENERALISATION AU LITTORAL DU SUD-OUEST

Entre le FIHERENANA et la MANOMBO, la dune beige est très bien représentée tout au long de la côte, soit en arrière des alluvions récentes, soit battue par la mer. Une longue avancée dunaire en fer de lance qui prend naissance dans le delta et s'étend au Nord vers TSONGORITELLO paraît représenter les sables roux-clairs. Les autres formations n'ont pu être différenciées. Il semble que la nappe de sables aplanie qui s'étend jusqu'à la falaise représente les sables roux-foncés. On est donc en présence d'une séquence incomplète.

Ces matériaux semblent avoir été dès l'origine plus quartzeux que calcaires, car les accumulations calcaires sont relativement profondes. De fait, la formation la plus ancienne est remaniée à partir de nappes d'épanchages continentales comme l'indiquent la granulométrie et le cortège minéralogique à zircon. L'avancée dunaire roux-clair hérite des sables du FIHERENANA et de leur cortège à grenat. Seuls les sables beiges pourraient hériter de matériaux d'origine marine riches en calcaires, en hornblendes et en pyroxènes.

Au Nord de la MANOMBO, des raids effectués à l'Ouest d'ANTSEVA à travers le bourrelet dunaire MIKEA n'ont pas atteint la mer et nous n'avons pas reconnu la frange de grès dunaires qui est indiquée sur la carte géologique (Cf. Fig. 10) ; elle pourrait correspondre à une formation flandrienne.

Sur nos parcours, nous avons pu distinguer des sables roux-rouges, roux-foncés et roux-clairs ; la séquence à quatre termes serait donc complète.

Un gisement résiduel de sables roux-rouges occupe le sommet de la coulée limburgitique de l'AMBATOMAINTY (ANDEFORÉVO sur la Fig. 10), à la cote 180 d'où il domine toutes les autres formations dunaires (142 m au plus).

Ces gisements de sables-roux compris dans notre carte de ANTSEVA semblent profonds et nous n'avons pas vu de grès dunaire. Par ailleurs ces sables se distinguent minéralogiquement et granulométriquement de ceux de TULEAR. Leurs revêtements argileux sont monosiallitiques. Ils contiennent des cortèges à zircon. Ils sont relativement grossiers bien que triés : faciès logarithmiques à fortes médianes.

Il faut donc distinguer très nettement parmi les formations à caractères dunaires, celles qui résultent du remaniement éolien de formations marines et celles qui résultent du remaniement de nappes d'épandage continentales. Les sables roux dunaires du premier groupe héritent de matériaux bien triés, calcaires, pourvus de cortèges minéralogiques à horblendes ou à grenat, riches en minéraux argileux divers tels que montmorillonites, chlorites, illite, attapulgite etc... Ils sont bisiallitiques. Les sables roux du second groupe héritent de matériaux plus grossier et moins triés, acides, appauvris minéralogiquement, réduits à des cortèges à zircon et à la kaolinite. Ils sont monosiallitiques.

Les formations colluviales ne semblent pas représentées ailleurs que dans la Plaine de TULEAR. Les formations alluviales sont très bien développées dans l'estuaire de la MANOMBO (KILIAN, 1968). Elles ne semblent pas différer de celles de TULEAR.

La reconnaissance détaillée de la Plaine de TULEAR (SOURDAT, 1970) nous avait permis de recenser des sols minéraux bruts, des sols peu évolués, des sols isohumiques, des sols à sesquioxydes (Ferrugineux tropicaux correspondant à la Haute Terrasse rubéfiée et fersiallitiques correspondants aux sables roux dunaires) des sols halomorphes et hydromorphes, par référence à la classification C.P.C.S. (1967). Ce recensement peut être étendu aux autres zones du littoral Sud-Ouest que nous avons pu pros- pecter (SOURDAT, 1972).

En termes géochimiques (PEDRO, 1968) cela revient à reconnaître la présence d'une part de sols anciens qui sont monosiallitiques sur matériaux

acides et bisailitiques sur matériaux calcaires, et d'autre part de sols récents ou actuels (post-flandriens) qui sont tous bisiallitiques. On constate l'absence de matériaux allitiques.

Chapitre 7

La zone sub-littorale - le secteur de Antseva

1. LES PRINCIPALES FORMATIONS.

Glacis de sables roux continentaux.

A l'Est d'ANTSEVA, des glacis convexes de pente assez forte (3,5 %) ressemblant à des cônes de déjection paraissent déboucher des hauteurs du MIKOBOKA. En fait il s'agit de sables roux très grossiers, plaqués en faible épaisseur sur un glacis calcaire qui se substitue localement aux escarpements habituels. Il ne nous a pas été donné de voir si cette pente est structurale ou érosive. Les lieux-dits correspondants, AMPEFY et BEKITSY, sont par ailleurs riches de cavités karstiques (DUFLOS, 1968).

La partie la plus importante des apports plio-quadernaires est épanchée, au centre du secteur d'ANTSEVA, dans une sorte de couloir, évidé entre deux affleurements sub-méridiens des calcaires. C'est un glacis sableux de pente SW très faible (0,7 %). Des sondages hydrogéologiques y ont révélé jusqu'à 100 m d'épaisseur de sables et d'argiles rouges ou beiges : matériaux quartzeux et kaolinique mêlé d'éléments ferrugineux qui semblent provenir du démantèlement de l'arrière-pays isalien (en admettant l'existence d'un "pont" topographique entre cet arrière-pays et le glacis sub-littoral, par dessus les canyons de la zone calcaro-basaltique). Ces sédiments seraient partiellement rouges dès l'origine.

Le ruissellement est canalisé à la surface de ce glacis, en direction SSW, par une série de crêtes et sillons anastomosés. Les sables renferment une nappe sub-superficielle dont les ramifications sont capricieuses, et qui est exploitée localement par des puits et abreuvoirs (SOURDAT, 1972).

Les appareils alluviaux.

Plusieurs ouadi drainent les reliefs calcaro-basaltiques et débouchent torrentiellement en périodes de crues, de canyons étroits et fortement inclinés.

Au niveau du glacis sableux, chacun dépose d'abord un important cône de déjection prolongé de cordons sableux longitudinaux et divergents. Puis les eaux s'étalent en défluent anastomosés où se déposent les sables fins, puis les limons : les dépôts finement stratifiés, de textures moyennes, ainsi formés sont les "baibohos" très propices aux cultures.

Au-delà des baibohos, les eaux assagies et partiellement décantées se rassemblent en un oued unique qui les conduit à la dépression marécageuse de la RANOZAZA où elles confluent avec celles d'une exurgence karstique. Aux abords de l'oued (l'ANDROKA) et de la dépression, la décantation se poursuit par dépôt d'argiles.

Dans tous les cas, les dépôts alluviaux, calcaires et peu évolués, sont plaqués sur le glacis de sables roux, en épaisseur faibles : 2 m dans les baibohos, et 50 cm dans les couloirs de ruissellement. Nulle part nous n'avons trouvé d'alluvions anciennes rubéfiées. Les alluvions sont récentes et recouvrent les sols rouges. C'est une disposition dont nous trouverons l'équivalent dans le domaine calcaro-basaltique. Elle manifeste une rupture d'équilibre récente du milieu, d'origine climatique peut-être, mais accentuée par un déboisement historique.

Epanchements volcaniques.

Nous n'avons trouvé aucun sol rubéfié à la surface de l'AMBATOMAINTY ni des petits cônes limburgitiques qui parsèment la région. Les replats de la coulée sont propices au développement de vertisols. Rappelons la présence de sables dunaires au sommet de l'AMBATOMAINTY.

2. LES SOLS.

La reconnaissance détaillée du secteur de ANTSEVA (SOURDAT, 1972) a permis de recenser des sols minéraux bruts et peu évolués, des vertisols, des sols calcimagnésiques, des sols à sesquioxydes (ferrugineux tropicaux et fersiallitiques), des sols hydromorphes et halomorphes (C.P.C.S., 1967). La récapitulation peut se faire en termes géochimiques : il n'y a pas de matériaux allitiques ; les sols rubéfiés sont monosiallitiques et les sols non rubéfiés

sont bisiallitiques ¹.

Sols monosiallitiques.

Deux types de sols sont associés à la surface des glacis : un sol rouge, homogène et meuble; et un sol jaune, tâcheté, concrétionné et induré.

Le sol rouge est sablo-argileux, très peu différencié en dehors des dégradations superficielles dues au surpiétinement. La structure est massive; la consistance est ferme, rigide en paroi à l'état sec mais fragile et immédiatement friabilisée par humectation.

La réaction est légèrement acide (pH 6,3) ; la capacité d'échange est très faible (2 mé/100 g), peu saturée (V entre 55 et 90 %). Le rapport silice/alumine est voisin de 2 ou légèrement supérieur, mais la diffractométrie ne révèle aucun autre minéral argileux que la kaolinite qui semble abondante et bien cristallisée.

Le sol jaune tacheté est sablo-argileux, de couleur ocre-grenat, tacheté ou marmorisé par des trainées ocre-rouille, olive ou gris, ou des concrétions violacées.

La structure est massive, à éclats rigides, peu fragiles et lentement friabilisés par humectation. On discerne des fentes fines et l'individualisation en profondeur d'éléments grossiers voire vertiques.

La réaction est légèrement acide en surface ; la capacité d'échange est très faible (6 mé/100 g), le complexe, légèrement désaturé en surface (V = 60 %) et saturé en profondeur où la nappe est parfois légèrement alcaline. La kaolinite est le seul minéral argileux représenté.

Le type jaune tacheté dérive du type modal par ségrégation du fer, sans modification du bilan chimique.

Sols bisiallitiques.

Les sols sur alluvions (baibohos limono-sableux et cuvettes argileuses) sont peu évolués ou vertiques, éventuellement hydromorphes. Dans tous les cas, ils sont riches en bases et en montmorillonite dont le matériau originel, d'origine calcaro-basaltique, est abondamment pourvu.

Leurs couleurs sont grises ou brunes. Leur capacités d'échanges sont élevées (20 à 50 mé/100 g) et la saturation généralement totale.

¹ - Pour des raisons que nous avons justifiées dans la notice certains types de sols monosiallitiques avaient été cartographiés et décrits comme "sols fersiallitiques sans réserves calciques".

Les sols vertiques noirâtre développés sur limburgites présentent les mêmes caractères.

Chapitre 8

Conclusions sur le domaine côtier

Les formations dunaires de la zone littorale, et notamment celles de TULEAR ont longuement retenu notre attention. A juste titre puisqu'il ressort de leur étude stratigraphique et pédologique que quatre cycles morphoclimatiques ont exercé sur cette région des influences successives et d'efficiences décroissantes.

Cette observation essentielle placée d'emblée l'étude du domaine côtier, et plus généralement celle du Sud-Ouest dans la perspective d'une évolution cyclique du modelé et des sols, évolution dont il nous faut définir et articuler les phases, en harmonie avec les connaissances acquises (Cf. Chap. 2).

Nous constatons que trois formations de sables roux dunaires se fossilisent l'une l'autre et que leurs horizons superficiels se différencient par leurs degrés respectifs d'évolution ; de plus, la formation beige mise en place ultérieurement n'est pas rubéfiée. Cela permet d'affirmer que les sables roux dunaires sont des sols anciens. Le caractère d'ancienneté de certains sols n'est donc plus une hypothétique commodité d'interprétation mais une certitude.

Toutes les formations du domaine côtier, dunes, glacis et terrasses, étant d'une certaine façon hiérarchisées, le caractère ancien des sols rouges qui a été bien établi pour les dunes peut être généralisé.

Les divers types de sols recensés sont regroupés en fonction du degré d'altération et d'individualisation des minéraux silicatés et des sesquioxydes.

Ce groupement met en évidence deux déterminismes.

D'une part, les sols rubéfiés sont "anciens" et s'opposent aux sols non rubéfiés, relativement récents.

D'autre part, les sols qui héritent de matériaux minéralogiquement complexes sont bisiallitiques ; seuls, les sols qui héritent selon toutes présomptions de matériaux minéralogiquement simples sont mono-siallitiques.

: Sols allitiques rubéfiés	: Néant.
: Sols monosiallitiques rubéfiés	: Les sables roux d'épandage, les sables roux alluviaux et certains sables roux dunaires qui héritent de matériaux d'épandage acides et minéralogiquement simples.
: Sols bisiallitiques rubéfiés	: Certains sables roux dunaires qui héritent de matériaux fluviomarins calcaires et minéralogiquement complexes.
: Sols bisiallitiques non rubéfiés	: Les vertisols, sols isohumiques, sols calcimorphes, etc... et les sols peu évolués, tous héritiers de matériaux riches en bases et en minéraux complexes.

Il convient de ne comparer deux sols, du point de vue de leur ancienneté relative, que si leurs matériaux originels sont analogues. Il se peut en effet que tel matériau sableux, drainant, acide, soit rubéfié pendant qu'au cours de la même période climatique, tel matériau plus argileux, moins drainant et plus calcaire ne le soit pas. Par ailleurs, tel sol monosiallitique, héritier de matériaux minéralogiquement simples peut être exactement contemporain de tel autre sol bisiallitique, héritier de matériaux minéralogiquement complexes.

Si l'on admet que la mise en place des dunes s'est effectuée à la faveur d'un retrait de la mer et d'une phase climatique relativement sèche (displuvial), on doit conclure que, dans le Sud-Ouest, ces conditions ont été réunies à quatre reprises, et chaque fois de façon moins intense ou moins prolongée puisque les dépôts correspondants sont analogues mais de dimensions décroissantes. De même, si l'on admet que la décarbonatation et la rubéfaction se sont effectuées à la faveur de climats relativement humides (pluviaux), on doit conclure qu'il y en eut trois manifestations - de durée et d'intensité décroissantes - à la suite des trois premiers displuviaux. A la suite du dernier displuvial, l'évolution du climat vers la phase actuelle se traduit par une évolution pédologique faible.

L'histoire morpho-pédogénétique du Sud-Ouest s'insère donc bien dans le cadre des hypothèses et de la séquence climatique proposées par BOURGEAT et RATSIMBAZAFY (1975). Quant à la séquence eustatique de BATTISTINI (1964), on peut envisager d'en dédoubler un terme selon le schéma proposé implicitement naguère (SOURDAT et GENSE, 1969) et qui a été retenu par BOURGEAT et RATSIMBAZAFY ainsi que par MAUGE (1975).

L'éventualité d'une récurrence marine karimbolienne, contemporaine de l'Inchirien atlantique, n'était d'ailleurs pas exclue par BATTISTINI (1971).

Séquence climatique	Séquence dunaire	Séquence eustatique
		TATSIMIEN
Displuvial moramangien pluvial	Dépôt Q1 rubéfaction roux-rouge	KARIMBOLIEN I
Displuvial sambainien pluvial	Dépôt Q 21 rubéfaction roux-foncé	KAR. II (Inchirien)
Displuvial vavaténien pluvial	Dépôt Q 22 rubéfaction roux-clair	FLANDRIEN
Displuvial	Dépôt Q 3 steppisation	ACTUEL

Ce schéma nous satisfait dans la mesure où il s'harmonise avec les données de portée générales précédemment admises. Il appelle néanmoins quelques réserves.

D'une part, aucune trace d'un haut stationnement d'âge inchirien n'a encore été observée à Madagascar.

D'autre part, la séquence des quatre dunes a été observée à TULEAR et, avec moins de certitude, à la latitude d'ANTSEVA en forêt MIKEA mais elle se réduit à trois termes entre FIHERENANA et MANOMBO de même que dans l'Extrême-Sud qui reste la plus importante référence. Est-il possible que le dédoublement d'un épisode dunaire puisse être effectif ici et non là ; que ses manifestations soient distinctes à TULEAR et confondues ailleurs ?

Or, il y a plus de différence apparente entre les formations roux-foncé à relief plan et roux-clair à relief vif, qu'entre les formations roux-rouge et roux-foncé, toutes deux aplanies. Si donc deux formations devaient être rapprochées dans le temps et éventuellement confondues sur le terrain, n'est-ce pas les deux plus anciennes qu'il faut réunir ? Cela revient à dédoubler le Tatsimien au lieu du Karimbolien, et à rétrograder la séquence dans la chronologie absolue. Il faut en effet respecter les datations dont nous disposons.

Le tableau ci-après résume d'un côté l'hypothèse précédemment avancée (I) et de l'autre une hypothèse nouvelle (II). Les glaciations sont prises comme repères pour situer chronologiquement les oscillations eustatiques mais il est évident que la contemporanéité des dépôts continentaux moramangien et autres ne peut être solidement établie.

Hypothèse I			Hypothèse II	
			Tatsimien I	
		MINDEL	Tatsimien II	Moramangien
Moramangien	Karimbolien I	RISS	Karimbolien	Sambainien
Sambainien	Karimbolien II	WURM I	-----	-----
Vavatenien	Flandrien	WURM II	Flandrien	Vavaténien

Le Karimbolien marin I reste fixé puisqu'il a été daté autour de 125-160 000 ans B.P. (BATTISTINI, 1971). Il se place dans l'interglaciaire RISS-WURM. Dans la nouvelle hypothèse, les transgressions tatsimiennes dédoublées viendraient occuper les intervalles MINDEL-RISS et éventuellement GUNZ-MINDEL. Les deux formations dunaires aplanies sont ainsi reportées au Quaternaire moyen et ancien, en accord avec cette remarque de TRICART (1972) : "antérieurement à l'interglaciaire MINDEL-RISS, les formes ne sont plus guère conservées que dans des cas particuliers".

Le décalage corrélatif des phases displuviales pourraient se faire sans inconvénient en ce qui concerne le Moramangien et le Sambainien, car les dépôts correspondants ne sont datés que par antériorité à l'âge du carbone mort, au-delà de 35 000 ans. Par contre le Vavaténien étant daté par divers dépôts âgés de 25 000 et 8 000 ans B.P. on ne peut le rétrograder : il subsiste alors entre le Vavaténien et le Sambainien une lacune stratigraphique, correspondant à l'épisode WURM I, ce qui ne paraît pas logique. Aucune tentative d'ajustement chronologique n'est donc absolument satisfaisante.

Bien qu'elle ne résolve pas tous les problèmes chronologiques, l'étude du domaine côtier a clairement montré dans quelle perspective devait être envisagée l'étude morpho-pédogénétique du Sud-Ouest de Madagascar. Elle semble avoir répondu à notre propos qui était de restituer à l'espace géographique sa quatrième dimension : celle de l'évolution.

Remarques - Selon PEDRO (1968), l'évolution superficielle de l'écorce terrestre se ramène à quatre processus fondamentaux que l'on peut définir schématiquement comme suit. L'allitisation (individualisation d'alumine), la monosiallisation (individualisation de minéraux 1/1 du type kaolinite) et la bisiallisation (individualisation de minéraux 2/1 du type montmorillonite) qui procèdent de la solluviation ; la podzolisation (accumulation de

de silice) qui procède de la chevuliation. A cela s'ajoute la rubéfaction (individualisation d'oxydes et hydroxydes de fer).

Il s'avère que cette terminologie et la caractérisation minéralogique qu'elle exprime permettent une ventilation aisée et générale des sols du Sud-Ouest. Nous la substituerons donc dans le cadre de cette étude aux terminologies plus élaborées que nous avons utilisées naguères et qui nous avaient conduit à des "impasses", en présence de sols polygéniques ou d'évolutions polyphasées.

Troisième partie

LE DOMAINE CALCARO-BASALTIQUE

Chapitre 9

Introduction au domaine calcaro-basaltique

Le domaine calcaro-basaltique du Sud-Ouest correspond à l'affleurement de matériaux d'âge jurassique moyen à miocène, souvent masqués par des épandages sableux plio-aépyorniens. Les calcaires d'origine marine et les basaltes sont prédominants.

Les limites de l'étude sont nettement marquées par la falaise occidentale et les cuestas orientales¹. Les plateaux calcaires s'étendent entre les altitudes moyennes de 200 à 600 m, mais en marge les crêtes basaltiques s'élèvent jusqu'à 1347 m.

Les précipitations se renforcent d'Ouest en Est. Le domaine chevauche les limites actuelles des climats aride et sub-aride mégathermiques.

1. STRUCTURES D'ENSEMBLE.

Stratigraphie.

En dehors des zones fracturées la structure monoclinale est affectée d'un léger pendage vers l'Ouest. Quatre couches conformes de sédiments sont séparées par une coulée basaltique ; les affleurements correspondant se succèdent d'Est en Ouest : grès du Crétacé inférieur, basaltes turoniens, calcaires massifs du Crétacé et de l'Eocène, puis marnes et calcaires aquitano-burdigaliens (Cf. Fig. 13). En raison de cette disposition, la topographie ne recoupe les basaltes que sur la pente d'escarpements majeurs ou du fait d'accidents tectoniques.

Les formations superficielles sont d'origine continentale : elles sont représentées à AMPEHA et BEFOLY (Cf. Fig. 10) par des buttes, et sur l'ensemble du domaine par des épandages plio-aépyorniens. Les buttes sont constituées par quelques mètres d'épaisseur de sables grossiers et de grès ferrugineux. Les deux buttes reconnues couvrent ensemble 18 km² (SOURDAT, 1970). Des gisements de bois silicifiés leur sont associés.

¹ - Elles excluent la dépression calcaro-marneuse de SAKARAHA.

Tectonique.

La tectonique s'est manifestée par un réseau de fractures et de failles de direction "Côte Est", dont les rejets atteignent 500 m. Des couches de basaltes redressées et portées à de fortes altitudes, forment les crêtes du MIKOBOKA (1080 m) de l'ANALAVELONA (1348 m) et de l'ANDRAMBO (646 m).

La grande cuesta orientale qui domine les vallées de l'ILOVO et de la SAKONDRY, de même que la série de "touches de piano" qui compartimentent le BELOMOTRA, sont également d'origine tectonique et de direction "Côte Est".

Paysages.

Les massifs du MIKOBOKA et de l'ANALAVELONA sont accidentés ; aucune piste carrossable ne les pénètre. Une puissante forêt qui s'est maintenue au sommet de l'ANALAVELONA, sur basaltes, correspond à un faciès altitudinal de la forêt sèche dense ; elle est entourée de savanes à *Loudetia simplex* (MORAT, 1973). L'ANDRAMBO est une réplique modeste de l'ANALAVELONA dont il reproduit les structures et les paysages à une altitude inférieure à 700 mètres ; un îlot de forêt sèche dense à *Andansonia* sp. y est entouré de savanes à *Heteropogon contortus*.

Les plateaux de VINETA et du BELOMOTRA présentent des paysages karstiques plus ou moins typiques. Les karsts couverts ont été défrichés et se présentent maintenant sous savanes herbeuses ou arbustives (*Heteropogon contortus*, avec *Poupartia caffra* et alias). La forêt se maintient sur les karsts nus. Sa composition floristique varie progressivement d'Est en Ouest en incorporant des groupements sclérophylles qui deviennent exclusifs et tendent vers le bush à Euphorbiacées et *Alluaudia comosa*. Les karsts couverts présentent de très beaux paysages de sols rouges coupés de lapiaz ; certaines zones sont criblées de dolines (au Nord d'AMPEHA) ou percées d'avens. Ces plateaux constituent l'essentiel de notre étude centrée sur VINETA.

La zone d'affleurement de marnes miocènes qui constitue le massif de la TABLE (207 m) présente un modelé de côtes empatées, couvert par le bush à Euphorbiacées très dégradé de nos jours.

Le contraste entre le modelé rigide des karsts et les contours émoussés de quelques formations superficielles nous a permis de repérer¹ les buttes sableuses d'AMPEHA et BEFOLY. Leur végétation est très disparate : forêt sèche, taillis secondaires, savane arborée... on y trouve un îlot de bush à *Didierea madagascariensis*.

¹ - Par examen stéréoscopique des photographies aériennes.

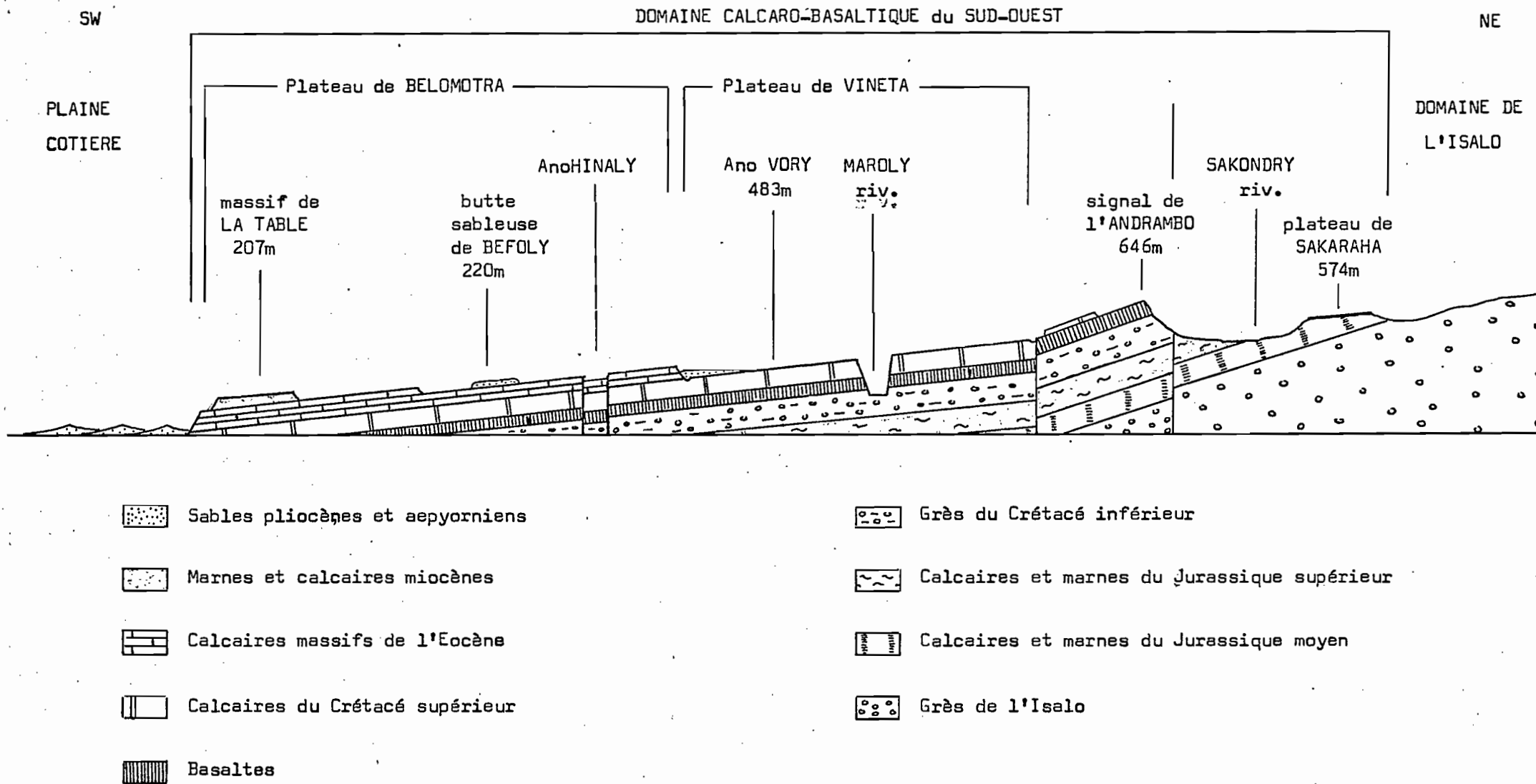


Fig. 13 - Coupe schématique du domaine calcaro-basaltique du Sud-Ouest

2. LE PLATEAU DE VINETA.

Le plateau de VINETA et les reliefs sub-tabulaires qui le dominent à l'Est (lieux-dits ANDRAMBO, SOATEMPENAKA, etc...), forment un ensemble géographique bien individualisé, remarquable par la variété des modelés et des sols qui y sont associés.

Cet ensemble triangulaire est limité de tous côtés par des escarpements puissants : canyon du FIHERENANA, côtes de la Haute SAKONDRY et cuesta de l'Eocène dont le franchissement donne accès au BELOMOTRA.

Structure.

Le plateau est constitué par les calcaires du Crétacé supra-basaltique auxquels se superposent à l'Ouest ceux de l'Eocène. Les basaltes n'apparaissent qu'en contrebas, sur la pente des cuestas et des canyons (Cf. Fig. 14).

A l'Est, le compartiment surélevé d'une faille constitue l'ANDRAMBO, le SOATEMPENAKA, etc... Les formations correspondantes (grès infra-basaltiques, basaltes et calcaires) dominent le plateau à la faveur d'un rejet d'environ 120 m. L'érosion y est plus vive en raison d'une topographie plus contrastée ; les matériaux arrachés à l'ANDRAMBO viennent s'épandre, sur le compartiment abaissé où ils constituent la nappe colluvio-alluviale de la rivière SIVA-MAROLY.

D'une extrémité à l'autre du plateau, on observe une pente générale d'orientation NNE-SSW, d'environ 0,6/100. Cette pente est structurale mais correspond aussi à celle de la surface méso-tertiaire qu'on peut calculer entre le Col des TAPIAS (1056 m) et la TABLE (159 m). Cette pente moyenne est gauchie dans le détail, du fait des failles et des reprises d'érosion.

Les facteurs structuraux et lithologiques se conjuguent pour donner à la plus grande partie du plateau l'aspect d'un karst couvert. Ils exercent une influence déterminante sur la répartition des matériaux et des sols.

Lithologie.

Les grès santoniens affleurent au pied de l'ANDRAMBO. Le rejet tectonique les a élevés à une cote légèrement supérieure à celle du plateau et ils pourraient être la source de certains épandages sableux. Ce sont en effet des grès peu cimentés à stratification entrecroisée, constitués de sables quartzeux grossiers analogues à ceux de l'ISALO.

Aspect général.

VINETA est l'une des unités géographiques les mieux individualisées et l'un des paysages les plus attachants du Sud-Ouest. Il est essentiellement constitué par l'association de sols rouges de couleur très soutenue, et de savanes denses, ombragées d'arbres à port de pommier (*Poupartia*) de tamariniers (*Tamarindus indica*), de figuiers associés aux dolines (*Ficus sakalavarum*), et de baobabs *Adansonia sp.* qui témoignent d'un passé forestier récent. Sur les alluvions basaltiques de la SIVA, les cultures ont remplacé la forêt et donnent de très forts rendements (maïs, manioc, cotonnier).

La présence de rivières pérennes et de mares permanentes (ranovory), ont favorisé l'implantation des villages. La population s'adonne à l'élevage ou à la culture selon les ressources des terroirs, les traditions ethniques et la conjoncture. VINETA est une étape importante de la migration des boeufs vers TULEAR. Une agriculture salariale suscitée autrefois par l'exploitation du sisal est entretenue depuis peu par celle du cotonnier.

L'épaisseur de la coulée basaltique est de 30 m le long de la cuesta orientale et de 150 m dans le canyon du FIHERENANA. Il s'agit de sakalavites.

Les couches sénoniennes ont 130 m d'épaisseur. Elles comportent des calcaires microcristallins à *Milioles*, de couleur jaune (10 YR 7/6), contenant environ 3 % de résidus argileux dépourvus de quartz. Ces calcaires sont massifs et constituent l'armature de la topographie de détail. Ils se dissolvent progressivement au contact des sols rouges légèrement acides qui leur sont associés, et sont profondément creusés de lapiaz. Des calcaires lités, plus ou moins gréseux ou argileux alternent avec les calcaires massifs. Leur taux d'impureté varie de 10 à 20 %, avec ou sans quartz. Ils s'altèrent partiellement en libérant des résidus limono-calcaires qui freinent le drainage et l'évacuation des bicarbonates de sorte que les sols rouges qui leur sont associés sont neutres ou faiblement alcalins et qu'il ne se forme pas de lapiaz.

La base de l'Eocène se distingue mal du Crétacé. Elle comporte des calcaires à algues, puis des lits gréseux ou sableux, parfois argileux (12 % de résidus) : ceux-ci affleurent autour d'ANDRANOVORY ; des sols rouges sableux et bien drainés, ou des sols vertiques engorgés leur sont associés selon les cas.

Des calcaires massifs à *Milioles* et à *Lithothamnium* affleurent à l'Ouest de la cuesta et constituent le BELOMOTRA ; ils sont blancs, purs

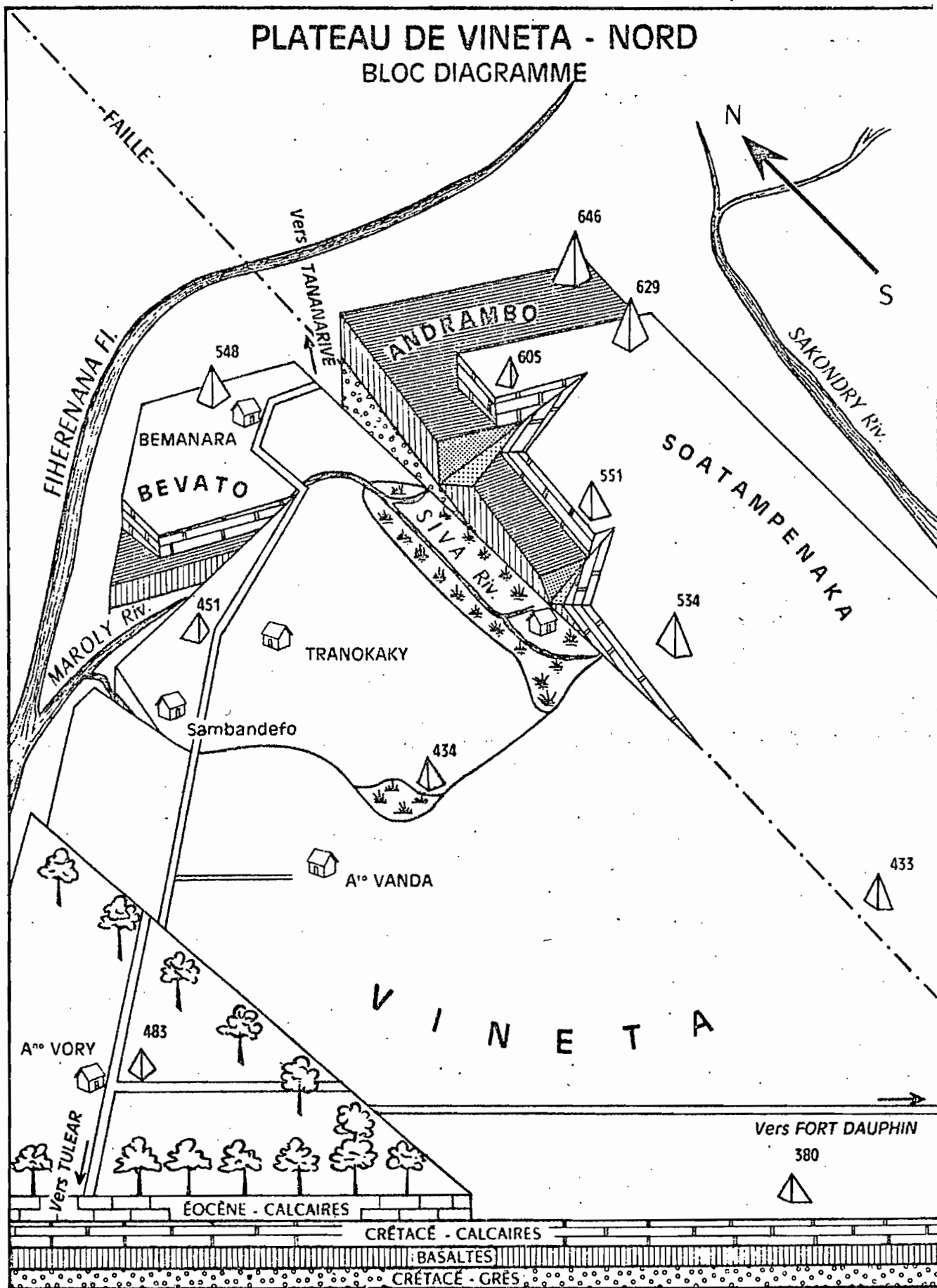


Fig. I4 - Structure du Plateau de VINETA
(d'après SOURDAT, 1973)

(résidu inférieur à 1 %). La plus grande partie des affleurements est décappée mais quelques sols rouges sableux leurs sont associés, au voisinage des buttes sableuses.

Il n'existe pas à la surface de VINETA de buttes bien individualisées mais on observe autour d'ANDRANOVORY et dans la partie sud-ouest du plateau, de même qu'autour de BEMANARA, des sables grossiers mêlés de débris de grès ferrugineux qui présentent le faciès de la carapace sableuse. On trouve à la base de quelques profils, ravinant les calcaires lapiazés, des lits de gravats ferrugineux qui semblent indiquer que des épandages plio-aépyorniens ont rempli les cavités d'un karst pré-existant.

Les dépôts les plus récents sont les colluvions-alluvions basaltiques issues de l'ANDRAMBO et déposées par la SIVA. Ils forment un gisement important le long de l'escarpement de faille, dans le bassin de cette rivière. L'entaille du lit permet de voir qu'ils fossilisent de vieux sols rouges associés au calcaire. Cet exemple de fossilisation d'une génération de sol par une autre est exceptionnel dans le domaine calcaro-basaltique.

En outre, on devra envisager une extension plus ancienne de dépôts analogues qui auraient fossilisé le karst à peu près complètement et dont il reste un témoignage à TRANOKAKY (Cf. Chap. 10).

3. LA MOSAÏQUE DES SOLS ET LA SEQUENCE GEOCHIMIQUE.

Nous avons inventorié le domaine calcaro-basaltique dans le cadre de trois cartes pédologiques à 1/100 000 (SOURDAT, 1970, 1972, 1973) et à l'association de quelques reconnaissances ponctuelles¹.

Il est difficile de déterminer les parts respectives du substrat cohérent et des épandages sableux dans la genèse de ces sols qui semblent tout à la fois polygéniques et polyphasés. Il existe des sols *sur* calcaires ou *sur* basaltes ou *sur* sables, mais on rencontre plus souvent des sols *héritiers* des sables et *associés* au calcaires ou aux basaltes. Nous verrons même le cas d'un sol héritier de matériaux basaltiques et associé au calcaire.

Par ailleurs, des sols qui représentent tous les degrés de l'échelle d'altération hydrolytique (soluviation) s'y trouvent juxtaposés. Ces degrés très divers excluent l'influence pédogénétique d'un seul et même climat et

¹ - L'inventaire pédologique effectué selon la classification C.P.C.S. (1967) a montré l'existence de toutes les classes de sols à l'exception des Andosols, des Podzols et des Sols Halomorphes.

doivent être interprétés dans le cadre d'une évolution cyclique, analogue à celle que nous avons mise en évidence dans le domaine côtier.

Le développement des sols est lié à leurs matériaux originels et aux modèles auxquels ils sont associés. Cependant, si l'on peut discerner certaines séquences d'ordre topographique ou stratigraphique, elles ne sont ni assez évidentes ni assez généralisées pour servir de plan à un exposé exhaustif. Ces sols ne se fossilisent pas sauf exception ; leurs profils ne présentent généralement pas de discontinuités majeures : on ne relève aucune preuve péremptoire de leur ancienneté relative.

Nous étudierons donc successivement les sols sur sables, sur calcaires (ou associés aux calcaires) et sur basaltes, en adoptant pour chacune de ces catégories l'ordre d'altération minéralogique croissante qui correspond à la séquence géochimique de PEDRO (1968).

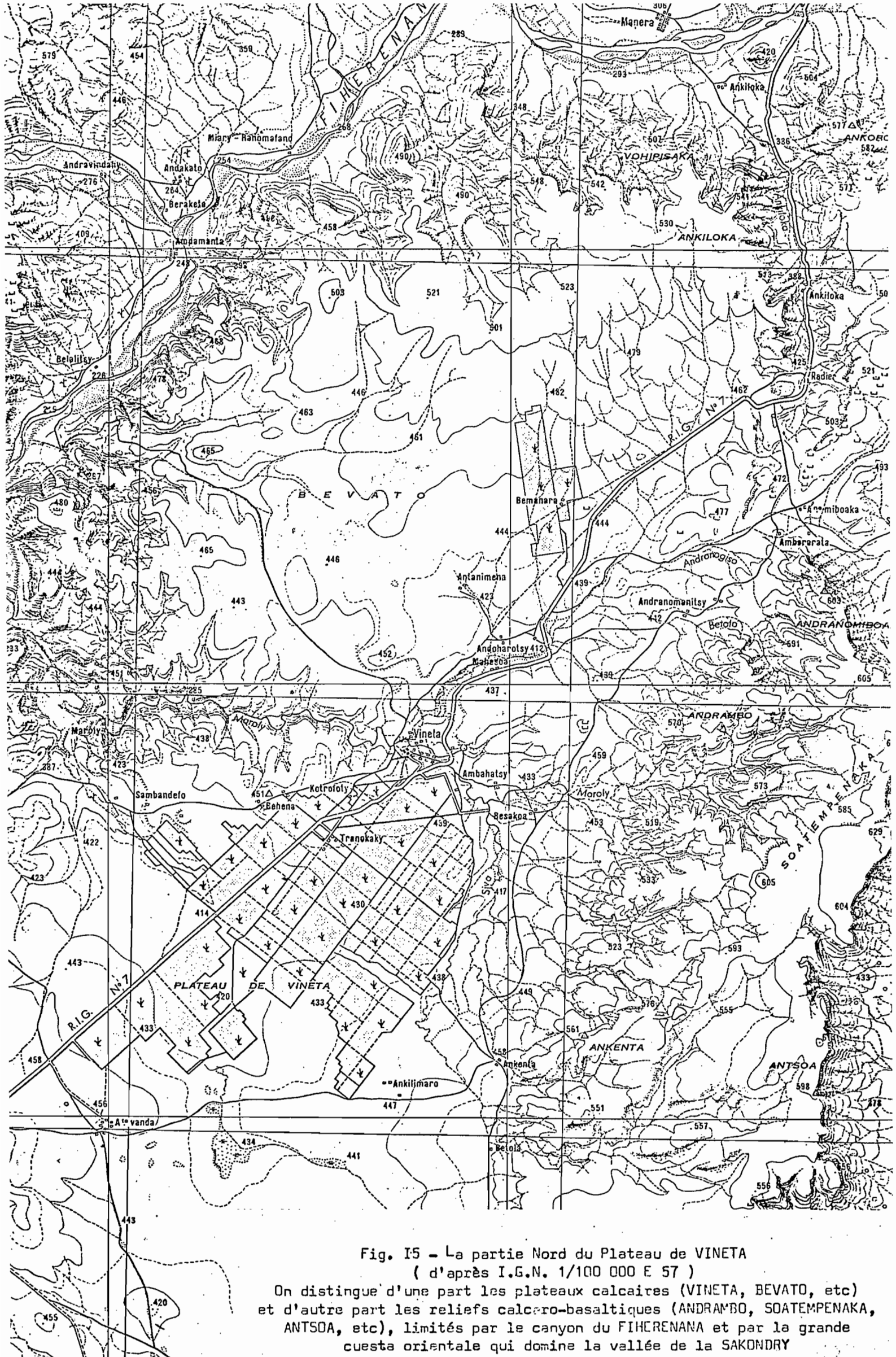


Fig. I5 - La partie Nord du Plateau de VINETA
 (d'après I.G.N. 1/100 000 E 57)

On distingue d'une part les plateaux calcaires (VINETA, BEVATO, etc) et d'autre part les reliefs calcaire-basaltiques (ANDRAMBO, SOATEMPENAKA, ANTSOIA, etc), limités par le canyon du FIHCRENANA et par la grande cuesta orientale qui domine la vallée de la SAKONDRY

Chapitre 10

Les sols du domaine calcaro-basaltique

LES SOLS SUR SABLES

Les buttes sableuses d'AMPEHA et de BEFOLY qui représentent les épan-
dages continentaux à la surface des karts sont suffisamment épaisses pour
que le développement des sols correspondants soit indépendant du substrat
calcaire. On n'y observe qu'un seul type de profil qui est monosiallitique.
Il est opportun de le décrire en premier lieu puisque ce sont ces sables,
ou des sables analogues, qui sont censés contaminer toutes les autres for-
mations du domaine.

1. SOLS MONOSIALLITIQUES.

LE SOL ROUGE DE LA BUTTE DE BEFOLY¹.

Fosse 610 X = 307,5 Y = 144,5 Z = 250 m.

Sur la butte de BEFOLY, au centre de l'interfluve FIHERENANA-ONILAHY
et du plateau de BELOMOTRA, sous forêt sèche et fourrés à Didiéacées.

- 0-30 cm Horizon sableux grossier humifère, gris-brun terne (5 YR 5/4).
Structure massive à éclats quelconques, peu cohérents et
fragiles.
- 30-600 cm Horizons très peu différenciés, sableux plus ou moins grossiers,
rouge foncé (humide) ou clair (sec) (10 R 5/6). Structure massive
à éclats friables. Les quartz sont parfaitement enrobés par les
colloïdes. On n'aperçoit pas de minéraux primaires.

¹ - Les localités de repérages sont disséminées sur toute l'étendue des
plateaux. On pourra se reporter aux figures 3, 10 et 15.
Sur certaines cartes, BEFOLY est transposé en BEFETY.

Caractères physico-chimiques.

Ces sols présentent des profils peu différenciés sur des matériaux stratifiés. Les textures sont trop grossières pour que d'éventuelles variations du taux d'argile puissent être appréciées.

La capacité d'échange est très faible (inférieure à 2 mé/100 g). Elle est peu saturée (V compris entre 30 et 80 %) ; le pH s'abaisse à 5,8 (Cf. Annexe 10).

Le rapport silice/alumine ne peut être déterminé valablement que sur la fraction fine : il est compris entre 1,8 et 2,1. La diffractométrie R.X. révèle la présence de quartz, de kaolinite, d'hématite et de goéthite.

Extension et signification.

Ce type de sol excessivement sableux et peu différencié est commun aux buttes sableuses pliocènes de BEFOLY et d'AMPEHA. Ces sables reposent (à des profondeurs maximum de 10 mètres) sur des calcaires marneux. A l'interface se sont développés d'une part, une dalle de grès ferrugineux d'autre part une couche d'argile jaune montmorillonitique, en rapport avec la présence d'une nappe aquifère qui ne s'est tarie que depuis quelques années¹.

Ces buttes peuvent être considérées comme témoins des épandages pliocènes et sources des matériaux qui ont contaminé superficiellement les plateaux calcaires et se sont mêlés aux résidus de décarbonatation au sein des sols associés au karsts.

LES SOLS SUR CALCAIRES OU ASSOCIÉS AUX CALCAIRES

Les matériaux calcaires se présentent sous forme de roches massives creusées de lapiaz, ou de roches litées ; exceptionnellement sous forme de colluvions. A l'affleurement, les calcaires massifs s'ornent de micro-lapiaz sculptés à même la roche tandis que les calcaires lités évoluent en encroûtements et en croûtes (Cf. Chap. 11). Le plus souvent, ces matériaux sont surmontés par des sols.

¹ - Selon le témoignage d'un vieillard.

Les sols associés au lapiaz de calcaire massif sont monosiallitiques, voire allitiques. Les sols sur calcaires lités et sur colluvions sont bisiallitiques.

2. LES SOLS BISIALLITQUES NON RUBEFIES.

Parmi ceux-ci, on peut citer des exemples de sols calcimagnésiques, de sols isohumiques et de vertisols.

LE SOL BRUN CALCAIRE D'ANDRANOMANITSY.

Fosse 7 X = 341,5 Y = 181,3 Z = 447 m.

Au sommet d'une croûte calcaire. Surface parsemée de petits morceaux de croûte calcaire, sous savane herbeuse.

- 0- 20 cm Horizon argilo-limono-sableux, brun-rouge sombre (7,5 YR 3/2), calcaire avec de nombreux graviers. Structure grumeleuse fine dans un ensemble massif. Transition graduelle. Calcaire (21 %).
- 20- 40 cm Horizon limono-calcaire peu organique, brun clair (7,5 YR 5/4), massif, incluant de petits morceaux de calcaire altéré encroûté. Transition brutale. Calcaire (66 %).
- 40- 41 cm Encroûtement calcaire au sommet d'une strate de calcaire limoneux altéré, jaune foncé : pellicule zonée continue. Calcaire (90 %).
- 41- 60 cm Strate de calcaire altéré jaune (10 YR 8/3 à 8/4).
- 60- 61 cm Encroûtement.
- 61- 80 cm Strate de calcaire altéré.
- 80- 81 cm Encroûtement.
- 81-100 cm Calcaire altéré...

Caractère physico-chimiques.

L'analyse confirme le caractère limono-argileux de la texture. Le calcaire intervient aux taux de 20 à 90 % ; dans les encroûtements, ce taux atteint 97 %.

La matière organique est assez abondante (7 %). La capacité d'échange est moyenne (17 mé/100 g), saturée par le calcium. Les argiles contiennent de la montmorillonite.

LE SOL BRUN-SUBARIDE D'ANALAMITSIVALANA.

Nous citerons pour mémoire un type de profil isohumique, caractérisé par une répartition de la matière organique et du calcaire en gradients réguliers et inverses. Il se développe sur les affleurements de calcaires grésomarneux du BELOMOTRA et du MAHAFALY (climat sub-aride). Le calcaire est souvent individualisé sous forme d'amas blancs plus ou moins durcis qui contrastent avec la couleur rosée de la terre fine.

LE SOL VERTIQUE SUR COLLUVIONS CALCAIRES D'ANDRANOMANITSY.

Ce type de sol a été observé dans quelques thalwegs barrés, qui séparent des mamelons de calcaire érodé.

Fosse 8. X = 341,3 Y = 181,7 Z = 440 m.

- 0- 20 cm Horizon argileux très organique, noir (frais) ou jaune sombre (10 YR 2/1). Structure grumeleuse fine.
- 20- 50 cm Horizon argilo-limoneux avec matière organique localisée noire, dans une argile jaune-olive (10 YR 4/2) riche en concrétions noires friables et en amas calcaires blancs. Structure massive ou polyédrique selon état.
- 50-100 cm Idem avec structure verticale généralisée en prismes gauches à faces luisantes. Le calcaire est présent partout en amas.

Le taux de calcaire varie de 13 à 35 %. Le pH est voisin de 8,5. La capacité d'échange est élevée (50 mé/100 g), saturée essentiellement par le calcium.

EXTENSION ET SIGNIFICATION.

Nous n'avons pas observé dans le Sud-Ouest de véritables rendzines. Le développement des sols isohumiques et vertiques sur calcaires répond à des facteurs lithologiques particuliers et n'intéresse que des superficies restreintes.

Les profils dits "brun-calcaires" sont associés d'une part à des sols rouges bisiallitiques, d'autre part à des sols peu évolués calcaires ou à des affleurements de croûtes. Il ne semble pas que les conditions actuelles soient favorables à un approfondissement des sols ni à une rubéfaction. Bien au contraire, on peut penser que les sols brun-calcaires résultent du rajeunissement de sols rouges et que leur propre rajeunissement aura pour terme un affleurement de croûte.

Le profil 7 montre l'individualisation interne de plusieurs niveaux encroûtés correspondant à l'interface des strates calcaires ; si l'exhumation de ces niveaux se réalise, elle se fera sous forme de croûtes.

Dans ces profils, la contribution de substrat paraît prédominer sur celle d'éventuelles contaminations superficielles et leur développement pourrait être considéré comme l'expression actuelle de l'interaction roche-climat. Compte tenu des sols avoisinants et du rôle de l'érosion, on peut envisager une signification différente.

3. LES SOLS BISIALLITIQUES RUBEFIES.

On rencontre à VINETA des sols rouges à montmorillonite qui sont superficiellement décarbonatés mais calciques. Ils présentent à divers degrés les caractères de sols rouges "méditerranéens", en dépit du fait qu'ici la saison sèche est fraîche tandis que la saison humide est chaude. Le développement des caractères typiques, en particulier le développement de la structure, semble lié au degré d'impureté des calcaires et à la prédominance des résidus de décarbonatation sur les contaminations sableuses.

LE SOL ROUGE CALCIQUE D'ANDRANOVORY.

Ce profil est développé sur calcaires marneux de la base de l'Eocène.

Fosse 59. X = 328,1 Y = 165,7 Z = 470 m.

- 0- 15 cm Horizon argilo-sableux organique, brun-rouge (5 YR 4/2). Structure grumelleuse grossière avec fentes importantes.
- 15- 40 cm Horizon argileux rouge (2,5 YR 5/4). Structure prismatique très nette et généralisée. Eléments moyens à faces tourmentées luisantes, recoupées par des plans irréguliers. Fentes larges et pénétration de matière organique.
- 40- 50 cm Horizon argilo-calcaire, brun-clair (10 YR 8/6), prolongeant la structure du précédent.
- 50-200 cm Strates de calcaire marneux jaune.

Caractères physico-chimiques.

L'analyse confirme la texture argileuse (60 % d'argile). La dispersion est aisée et l'emploi d'un déferrifiant (ClH 2 %) ne modifie pas le rendement en argile.

La capacité d'échange est élevée (30 mé/100 g). Elle est saturée par les bases. Le taux de calcaire qui est négligeable dans les horizons rouges

s'élève à 50 % dans l'horizon marneux.

Le rapport silice/alumine est de 2,8 pour le sol total, avec un taux de fer total relativement faible (10,5 %).

Composition minéralogique.

: Diffraction R.X. sur la fraction argileuse :							
: Profondeur: MONT.:KAOL.:ILLIT:GOET.:HEMA.:CALC. :							
: 0-15 cm :	++	:	+	:	(+)	:	+
: 20-35 cm :	++	:	+	:	(+)	:	+
: 40-50 cm :	++	:	+	:	(+)	:	(+)
:	:	:	:	:	:	:	:

L'examen sous le microscope électronique à transmission (MET) montre les cristaux de montmorillonite et d'illite, accompagnés et chlorites. Le caractère bisiallitique de ce sol est donc bien affirmé.

Caractères micromorphologiques.

L'altération des calcaires et l'individualisation d'un plasma argilo-ferrique s'effectuent de manière très progressive à la base du profil. Le calcaire organogène est fragmenté, ses cristaux sont entourés puis encroûtés d'un nuage plasmique brun-rouge peu biréfringent, sans organisation ni orientations définies. Puis le plasma s'individualise en plages homogènes dont la réunion forme le sol rouge au niveau supérieur.

L'assemblage est porphyrosquelique c'est-à-dire que le plasma englobe des quartz de petites tailles (50-200 µm) ; comme le calcaire n'en contient pas, ils doivent provenir de contaminations. Le plasma est aseptique, tendant à omnisépie, c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'orientation collective des cristallites argileux : leur extinction est ponctuée ou complexe. Les plages plasmiques sont dilacérées, vacuolaires mais il n'apparaît pas non plus de vides organisés. Le plasma apparaît comme une mosaïque de grains élémentaires pressés les uns contre les autres sans phénomène de contact.

Il n'y a ni cutanes, ni papules ni pédoreliques.

LE SOL ROUGE CALCIQUE DE BEMANARA.

Ce sol surmonte les calcaires lités du Crétacé, dans la partie NE du plateau. Ce dernier est disséqué, très superficiellement, par un réseau de couloirs qui isolent des croupes encroûtées. Les sols rouges sont à mi-pente et dans les couloirs.

Fosse 155. X = 345,0 Y = 181,2 Z = 440 m.

Sous savane à *Heteropogon* et *Poupartia*.

- 0- 12 cm Horizon rouge-brun sombre, argilo-sableux à structure polyédrique moyennement développée, à éléments fragiles.
- 12- 60 cm Horizon brun-rouge vif (2,5 YR 4/8), argilo-sableux. Structure polyédrique moyenne à grossière bien développée avec sous-structure polyédrique fine. Ligne de gravats ferrugineux.
- 60- 80 cm Horizon d'altération. Morceaux de roche altérée limono-calcaire isolés dans le sol rouge puis strates confuses de limon calcaire jaunâtre et de blocs durs fossilifères.

Caractères physico-chimiques.

La différence entre les taux de "non-quartz" et d'éléments fins laisse prévoir la présence d'une certaine quantité de pseudo-particules, mais la dispersion chimique donne des résultats satisfaisants et les sables sont à peu près propres après lavage. La texture argilo-sableuse est confirmée (A = 40 %).

La capacité d'échange est moyenne (10 à 15 méq/100 g) et saturée. Le pH est légèrement alcalin (8). Le rapport silice/alumine ne s'abaisse pas en-dessous de 2,2. Le taux de fer total est voisin de 13 %.

Compositions minéralogiques.

: Profondeur:	KAOL.:	MONT.:	ILLI.:	GOET.:	HEMA.:	CALC.:
: 0- 20 cm :	++ :	++ :	(+) :	++ :	++ :	- :
: 30- 40 cm :	++ :	++ :	(+) :	++ :	++ :	- :
: 40- 60 cm :	++ :	++ :	(+) :	++ :	++ :	- :
: 80-100 cm :	++ :	++ :	(+) :	++ :	+	++ :
: Calcaire :	++ :	++ :	:	++ :	:	:

Ces résultats montrent que le sol contient bien de la montmorillonite, de la kaolinite et des traces d'illites et que ces argiles sont contenues dans le calcaire, les résidus d'une décarbonatation expérimentale ayant été examinés.

Aspect micromorphologique.

L'assemblage est de type porphyrosquelique lâche. Il y a environ 50 % de vides inorganisés. Le squelette représente 15 %. Il est formé de quartz clastiques de 50 à 200 μ , dispersés. Le plasma est omnisépique, d'aspect dilacéré, à contours peu nets, sans orientation au contact des quartz. L'aspect est celui d'un fond anisotrope, jaune clair en LP, voilé par des nuages isotropes rouges sombres. On distingue quelques pédoreliques.

Remarque - Au voisinage de ce profil, on observe quelques épandages de gravats ferrugineux qui évoquent l'influence locale d'un dépôt pliocène. La présence de ces gravats dans le profil, contraste avec divers indices d'une origine autochtone (Cf. § 9). Un tel profil semble donc d'origine mixte, héritiers à la fois du substrat calcaire et des nappes superficielles sableuses.

LE SOL ROUGE CALCIQUE DE TRANOKAKY.

Ce sol a été observé sur les calcaires lités du Crétacé, dans la zone de TRANOKAKY où il est proche de sols rouges monosiallitiques et de sols jaunes allitiques.

Fosse 32. X = 335,5 Y = 174,5 Z = 430 m.

Sous friche après culture de coton.

- 0- 15 cm Horizon organique brun-foncé sablo-argileux. Structure peu nette, grumeleuse fine associée à particulaire. Eléments friables, peu cohérents.
- 15- 30 cm Transition nette, horizon sablo-argileux rouge sombre. Structure bien développée et généralisée, polyédrique émoussée à éléments moyens, fermes, peu fragiles.
- 30- 40 cm Transition graduelle. Horizon argilo-sableux rouge. Structure nette, polyédrique.
- 40- 75 cm Transition graduelle. Horizon argilo-sableux à argileux, rouge. Structure nette généralisée, polyédrique tendant à prismatique. L'aspect de la paroi est massif, mais les éléments, bien que pressés les uns contre les autres sont nettement individualisés, peu fragiles, mais friables.

75-200 cm Horizons limono-calcaires d'altération. Des amas blancs friables, apparemment sableux, sont noyés dans une masse limono-argileuse brun-clair, à pseudo-mycelium calcaire jaune. Ensemble massif, frais, à éclats friables, d'où se dégagent des éléments polyédriques anguleux.

Caractères physico-chimiques.

L'analyse confirme le caractère argileux de la texture (55 % A). La présence de pseudo-particules, sensible sur le terrain au sommet du profil, est confirmée par l'analyse différentielle (méthode CHAUVEL)¹.

:	Déformation du profil granulométrique par les					:
:	pseudo-particules					:
:	Particules de comportement/Particules vraie					:

:	:	AR.	LF.	LG.	SF.	SG.

:	0-15 cm	56 %	96 %	178 %	160 %	132 %
:	15-25 cm	63 %	156 %	106 %	194 %	158 %
:	30-40 cm	75 %	212 %	112 %	118 %	105 %
:	50-60 cm	77 %	213 %	88 %	160 %	116 %

Le pH est compris entre 6,3 et 6,9 dans les horizons décarbonatés. La capacité d'échange est assez élevée (plus de 16 mé/100 g) et intégralement saturée.

Le rapport silice/alumine du sol est compris entre 2,1 et 2,5. Le fer total atteint 14 % (Cf. Annexe 11).

¹ - Les sols rouges de Madagascar sont caractérisés par leur forte teneur en pseudo-particules cimentées par du fer pectisé (ZEBROWSKI, 1967 - BOURGEAT, 1972). Ces particules résistent à la dispersion chimique habituelle, ce qui fausse les résultats de l'analyse mécanique et empêche la séparation totale des fractions fines autrement que par des méthodes plus énergiques (ultra-sons ou déferrifiants).

Dans certaines conditions le taux d'argiles vraies peut être assimilé à celui du "non quartz" = 100-R, R étant le résidu insoluble de l'attaque triacide.

Une approche comparative de la "granulométrie de comportement" et de la granulométrie minéralogique vraie peut être obtenue en confrontant les résultats obtenus à la suite d'une dispersion ménagée et d'une dispersion énergétique (CHAUVEL et FAUCK, 1969).

On peut exprimer les résultats de cette approche de différentes façons. Nous avons choisi de chiffrer la "déformation" du profil granulométrique. Pour chaque horizon, cette déformation correspond au rapport des particules de comportement (dispersion ménagée) aux particules vraies (dispersion énergétique).

Par exemple, s'il y a formation de pseudo-limons au dépens des argiles vraies on peut calculer que l'argile de comportement ne représente plus que X % de l'argile vraie (X < 100), tandis que le taux des limons de comportement est porté à Y % des limons vrais (Y > 100).

Composition minéralogique.

Le diagnostic diffractométrique peut se résumer comme suit.

		Metahal.	Montmor.	Goeth.	Hemat.
10-25	cm	++	(+)	++	++
30-40	cm	++	+	++	++
30-40	cm	++	+	++	++
50-60	cm	++	++	++	++

Ce profil se distingue donc des précédents par la présence de métahalloysite. La microscopie électronique fournit un diagnostic légèrement différent. Les cristaux de métahalloysite paraissent rares. Ce sont la kaolinite et la montmorillonite qui apparaissent le plus distinctement, avec des goethites, de l'hématite et des particules amorphes. On aperçoit aussi quelques micas, et des illites.

EVOLUTION EN PRESENCE DE L'EAU.

Lorsque les profils sont engorgés, les sols rouges bisiallitiques évoluent et acquièrent des caractères vertiques et hydromorphes dont on peut observer le développement sur plusieurs séquences.

Près d'ANDRANOVORY, à proximité du profil 59, une légère dépression topographique favorise l'engorgement ; du profil rouge, on passe progressivement à des profils marmorisés plus fortement structurés puis à un profil vertique jaune, avec marmorisation et amas calcaires.

Entre TRANOKAKY et la rivière SIVA, le glacié de sols rouges était autrefois bien drainé puisque des horizons rouges, de couleur franche, peuvent être observés jusque dans l'entaille de la rivière, mais il a été partiellement fossilisé par les alluvions basaltiques. Ces matériaux doués d'une forte capacité de rétention oblitèrent le drainage. L'engorgement se propage en aval où l'on observe des sols rouges progressivement hydromorphes et vertiques, caractérisés par des traînées de couleur gris-olive et par des structures prismatiques gauchies ; parallèlement, la texture est plus argileuse, la consistance est ferme ou plastique selon l'état, la capacité d'échange augmente, la saturation atteint le taux de 100 % et le pH dépasse la valeur de 8.

Ceci prouve que dans les sols rouges bisiallitiques, les minéraux argileux et notamment les composés du fer sont encore susceptibles d'évoluer, dans leur nature, dans leur degré de cristallinité et dans leur comportement.

EXTENSION ET SIGNIFICATION.

Dans le Sud-Ouest, les sols rouges bisiallitiques ne sont représentés qu'à VINETA mais il en existe sur le plateau MAHAFALY, au Sud de l'ONILAHY, sous climat aride.

Ils surmontent toujours des calcaires lités impurs, par l'intermédiaire d'horizon d'altérations limono-calcaires et sont associés latéralement à des sols brun-calcaires ou à des affleurements de calcaires encroûtés. On ne les trouve pas au contact de calcaires massifs lapiazés.

Le contact étroit entre le calcaire altéré et le plasma en formation révélé par l'examen micromorphologiques indique que ces sols évoluent en place. Les argiles 2/1 qu'ils contiennent proviennent des calcaires car la décarbonatation expérimentale montre que ceux-ci renferment des résidus silicatés assez abondants (10 %), composés de montmorillonite, de kaolinite et d'illite.

Celà n'exclut pas l'influence concurrente de contaminations sableuses allochtones, ni le fait que l'altération des calcaires et la rubéfaction du plasma ont pu s'amorcer dans des conditions climatiques différentes. Les examens sédimentologiques (Cf. § 9) confirment le caractère polygénique de ces sols.

4. LES SOLS ROUGES MONOSIALLITQUES.

Les sols rouges les mieux représentés à la surface du domaine calcaro-basaltique sont monosiallitiques : les silicates argileux sont essentiellement constitués de kaolinite ou de métahalloysite ; montmorillonite et gibbsite sont exceptionnelles. La gibbsite est cependant virtuelle dans de nombreux sols dont le rapport moléculaire silice/alumine est légèrement inférieur à 2.

Les sols sur calcaires sont décarbonatés et partiellement décalcifiés. Ils sont associés à des calcaires massifs profondément lapiazés.

LE SOL ROUGE PROFONDEMENT DECALCIFIE D'AMBATOVANDA.

Au centre de la concession d'AMBATOVANDA, un vaste glacis de sols rouges épais masque complètement les calcaires.

Fosse 619. X = 331,5 Y = 168,5 Z = 450 m.

- 0- 10 cm Horizon sablo-argileux humifère, brun-rouge très foncé (2,5 YR 3/4). Humus peu abondant mais bien lié. Structure massive, tassée, à éléments anguleux.
- 10- 30 cm Horizon sablo-argileux humifère, brun-rouge à rouge (2,5 YR-10 R 4/4). Structure polyédrique peu développée dans un ensemble massif. Eléments friables à sous-structure pseudo-grumeleuse.
- 30-200 cm Horizon sablo-argileux homogène, rouge (10 R 4/6). Massif, meuble, à éclats émoussés fragiles et très friables.
- 200-380 cm Prolongement à la sonde sans variations.
- 380-420 cm Horizon sableux grossier, voire graveleux (quartz).

Remarque - Le substrat calcaire n'a pas été atteint sous ce profil mais en d'autres endroits, des carrières l'ont exhumé sous forme de lapiaz en piliers surmontés de pseudo-galets de calcaire massif.

Caractères physico-chimiques.

La comparaison du taux de "non-quartz" et du taux d'argile obtenu par l'analyse mécanique de routine indique la présence de pseudo-particules. L'analyse mécanique différentielle (méthode CHAUVEL) montre qu'il s'agit essentiellement de pseudo-limons. Il faut souligner la stabilité des propriétés mécaniques du sol qui reste meuble quelque soit le degré de dessiccation ; les fosses se conservent identiques à elles-mêmes plusieurs années sans éboulement ni induration.

Déformation du profil granulométrique par les pseudo-particules						
particules de comportement ¹ /particules vraies ²						
Profondeur	AR	LF	LG	SF	SG	
0- 10 cm	75 %	120 %	114 %	100 %	107 %	
20- 30 cm	57 %	176 %	178 %	106 %	103 %	
50- 60 cm	58 %	126 %	147 %	106 %	103 %	
100-120 cm	66 %	114 %	108 %	115 %	97 %	
150-170 cm	68 %	94 %	134 %	110 %	103 %	
200-220 cm	68 %	111 %	144 %	109 %	100 %	
300-320 cm	68 %	120 %	115 %	106 %	108 %	
400-420 cm	74 %	123 %	100 %	104 %	106 %	
1 - après ferrification TAMM.						
2 - sans déferrification (Méthode CHAUVEL).						

Le pH est acide, et la capacité d'échange très faible dans tout le profil (inférieur à 2 mē/100 g). La saturation s'abaisse à 20 % entre 30 et 40 cm de profondeur ; elle remonte progressivement ensuite (Cf. Annexes 12 & 13).

L'analyse triacide, effectuée sur le sol et sur chacune des fractions granulométriques montre que le rapport silice/alumine est généralement de 2 pour l'argile ; il s'abaisse à 1,5 pour les limons. Le taux de fer total ne dépasse pas 8 % du sol mais traduit une nette concentration dans les pseudo-particules : il atteint 50 % dans les sables fins (Cf. Annexe 14).

: Taux de fer rapporté au "non-quartz" :			
: Profondeur :	AR	:LF + LG :	SF :
: 20- 30 cm :	22 %	: 27 % :	50 % :
: 50- 60 cm :	33 %	: 26 % :	49 % :
: 100-120 cm :	21 %	: 24 % :	40 % :
: 200-220 cm :	20 %	: 29 % :	50 % :
: 300-320 cm :	20 %	: 27 % :	46 % :
: 400-420 cm :	20 %	: 27 % :	48 % :

Composition minéralogique.

La diffractométrie montre que les silicates argileux sont réduits à la kaolinite et que le fer cristallin est représenté par de l'hématite. Le fer amorphe est abondant et masque les pics. Sous le microscope électronique on aperçoit cependant quelques cristaux résiduels, très exceptionnels, de calcite, de micas et de montmorillonite, voilés par une grande quantité de particules amorphes.

: Diffractométrie R.X. de la fraction :			
: argileuse (dispersion ultra-sonore) :			
: Profondeur :	KAO. :	HEM. :	GOE. :
: 20- 30 cm :	++	+++	(+) :
: 100-120 cm :	++	+++	(+) :
: 200-220 cm :	++	+++	(+) :
: 400-420 cm :	++	+++	+ :

LE SOL ROUGE DECALCIFIE SUR LAPIAZ DE LA COTE 436.

La cote 436 correspond à une petite butte de calcaires lités, recouverte de débris de croûte, et de matériaux rouges résiduels. Une surface structurale plane se rétablit en contre-bas de la butte, au niveau d'un banc de calcaire massif. Ce calcaire est créusé de lapiaz de dimensions métriques, dont les parties hautes affleurent en formes amiboïdes, lisses, dépourvues de micro-lapiaz.

Fosse 39. X = 322,2 Y = 175,1 Z = 430 m.

- 0- 50 cm Horizons sablo-argileux organiques, rouge sombre (2'5 YR 3/6), peu différenciés sauf pénétration diffuse de matière organique et tassement de surface. Structure massive à éclats anguleux fragiles.
- 50-180 cm Par transition graduelle, horizons plus argileux, rouge vif (10 R 4/8), indifférenciés. Structure massive à éclats émoussés, à faces bosselées, friables ou peu fragiles.

Les piliers de calcaire occupent 40 % environ du volume de la fosse et se rejoignent pour la fermer en profondeur. C'est un calcaire à gros organismes, jaune, dur et massif, modelé en formes arrondies. Le contact du sol se fait par l'intermédiaire d'un cortex jaunâtre relativement épais (0,5 mm), de plus en plus friable en profondeur.

Caractères physico-chimiques.

Le taux de "non-quartz" atteint 40 % tandis que celui de l'argile dispersée chimiquement ne dépasse pas 30 %. Les sables restent rouges après lavage. Il y a donc une forte quantité de pseudo-particules.

La saturation s'abaisse à 60 % dans la partie supérieure du profil et n'atteint 100 % qu'à la profondeur de 160 cm alors que les piliers calcaires montent jusqu'à 50 cm de la surface. La capacité d'échange des horizons non organiques est inférieure à 4 mé/100 g. Le pH reste voisin de 7 (Cf. Annexe 15).

Le rapport silice/alumine du sol est compris entre 1,6 et 1,9. Il ne s'élève pas en profondeur bien que le prélèvement inférieur soit effectué entre les piliers calcaires. La diffractométrie ne révèle pas de montmorillonite. La kaolinite est remplacée par de la métahalloysite. L'hématite est abondante.

Diffractionométrie R.X. sur le sol				
Profondeur	Quartz	Métahalloysite ou fire clay	Hématite	Goethite
0- 10 cm	+++	++	++	-
20- 30 cm	+++	++	++	-
40- 50 cm	+++	++	++	-
70- 90 cm	+++	++	++	-
110-120 cm	+++	++	++	-
160-180 cm	+++	++	++	-

Dans ce profil, le calcaire se dissout sans laisser de résidus.

Caractères micromorphologiques.

Le profil est indifférencié sauf présence de matière organique et tassement. Il n'y a aucune trace d'éluviation ni d'illuviation. Le fond matriciel est granulaire, composé de grains de squelette et de grains de plasma, parfois isolés au milieu de vides d'entassement et parfois comprimés en plages d'un seul tenant.

Le squelette représente environ 35 % de la surface du champ. Il est formé de quartz excessivement corrodés qui se divisent en clastiques et donnent lieu à de très nombreux arrachements sur lames. Diamètres variables de 500 à 2000 μ pour les entiers ; de 50 à 150 μ pour les clastiques.

Le plasma est brun-rouge sombre, pigmenté de noir. Il contient beaucoup de minéraux opaques (LN). Il est isotrope (LP), opaque en éclairage normal ; avec le condenseur il apparaît rouge-vif. Les grains ont un fort relief et sont dépourvus d'orientations. Le plasma représente 45 % du champ. Une fraction est intimement accolée aux grains de quartz ; une autre est organisée en micropeds (30-50 μ) tassés les uns contre les autres, dépourvus d'organisation interne. Le plasma présente un aspect globuleux et floconneux qui pourrait être dû à la diffusion d'hématite et de fer amorphe.

EVOLUTION EN PRESENCE D'EAU.

Les sols rouges monosiallitiques sont généralement bien drainés mais un excès d'eau allant jusqu'à l'engorgement total peut les affecter lorsqu'ils se trouvent accumulés en position basse, dans les couloirs de ruissellement

et dans certaines cuvettes aréiques. On observe alors que les profils sont réfractaires aux séquelles ordinaires de l'engorgement et se distinguent nettement par là des sols rouges bisiallitiques.

Un sondage ayant été effectué dans le fond, temporairement à sec, d'une mare située à 3 km S d'AMBATOVANDA, on observe sur 2 m de profondeur tous les caractères du sol rouge : couleur rouge vive (10 R 4/6), structure massive, consistance friable, texture argilo-sableuse avec pseudo-particuels etc... Des nodules argileux beiges n'apparaissent qu'à partir de 2 m.

Du fond d'une mare pérenne voisine, on ramène par sondage un matériau rouge analogue. Une fosse, creusée à 5 m du bord de l'eau et dont l'engorgement peut être considéré comme quasi total et permanent montre un profil dont la couleur rouge n'est altérée que par la présence de petits amas ferrugineux friables et de taches grises presque ponctuelles. La capacité d'échange est par ailleurs faible, désaturée, avec un pH légèrement acide. Une décoloration généralisée avec rassemblement d'amas ferrugineux noirâtres n'est réalisé qu'au delà de 150 cm.

Les constituants de ces sols sont donc très stables.

EXTENSION ET SIGNIFICATION.

Ces sols rouges monosiallitiques ou très faiblement allitiques sur calcaires, décarbonatés et partiellement décalcifiés, caractérisent les karsts couverts de VINETA et du BELOMOTRA. Ils sont associés à des calcaires massifs et purs, sculptés en lapiaz, (lapiaz virtuels ou nus). Cette association (sol rouge monosiallitique - lapiaz) s'oppose nettement dans le pays à l'association des sols rouges bisiallitiques et des calcaires lités avec champs de croûtes.

Les sols rouges de texture argilo-sableuse ou sablo-argileuse que nous avons décrits se rencontrent ordinairement en position topographique basse, favorable à une plus grande humidité ; des sols analogues, mais de texture sableuse occupent les parties hautes et jouissent d'un pédo-climat plus sec. Ceux-ci semblent hériter plus directement des nappes sableuses pliocènes dont le faciès est signalé par la présence fréquente de gravats ferrugineux.

5. LES SOLS ALLITIQUES.

Nous n'avons pas observé de gisements d'étendue cartographiable de sols allitiques sur calcaires (ou associés) ; un gisement de sols jaunes gibbsitiques associés aux lapiaz de TRANOKAKY ressortit aux matériaux basaltiques

(Cf. § 9). Néanmoins il faut noter que les sols répertoriés "monosiallitiques" peuvent présenter ponctuellement des caractères allitiques, réels (gibbsite) ou virtuels (rapport silice/alumine inférieur à 2).

L'exemple ci-après est en outre remarquable du fait des gravats ferrugineux qui se trouvent piégés dans les lapiaz et prouvent l'allochtonie du matériau de remplissage.

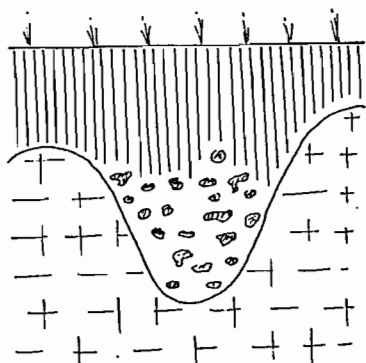
LE SOL ROUGE ALLITIQUE DE ANTSOA.

Fosse 15. X = 320,8 Y = 179,8 Z = 480 m.

A proximité d'un affleurement de lapiaz en saumons ; surface jonchée de morceau de cuirasse et grès ferrugineux ; sous savane arborée.

- 0- 40 cm Horizon sablo-argileux à pseudo-particules, peu organique. Structure massive à éclats émoussés et emballage pseudo-particulaire dans un ensemble prismatique à fentes très fines. Consistance assez rigide ; éclats fragiles et très friables. Couleur rouge (10 R 3/6).
- 40-120 cm Horizon graveleux et caillouteux comportant 70 % de débris de grès ferrugineux ou de cuirasse ferrugineuse très pure, enveloppés d'un cortex rouge, lisse, emballé par le sol. Les parois du lapiaz se dégagent entre 20 et 150 cm, en blocs arrondis, lisses, peu carrié en non encroûtés.

Le rapport silice/alumine du sol est de 1,1. Celui des gravats ferrugineux est de 1,7.



Ce profil montre que les lapiaz ont été à un certain moment vidés des matériaux sous lesquels il s'étaient façonnés et remplis par d'autre matériaux, sableux et riches en débris de cuirasse.

L'allitisation des sols sur calcaires (ou associés) n'étant pas générale, on peut penser, soit que les matériaux d'épandage plio-aépyorniens étaient allitiques à l'origine, soit que, compte tenu de la nature quartzeuse des matériaux, l'allitisation n'a pu se manifester que dans quelques circonstances étroitement localisées.

LES SOLS SUR BASALTES ET MATÉRIAUX BASALTIQUES

Les basaltes affleurent le plus souvent sous forme de prismes, non ou peu altérés mais superficiellement couverts par des contaminations de signification douteuse. C'est le cas des petits cônes qui ont été signalés dans le domaine côtier, des affleurements sur pentes des canyons et cuestas, et de la crête de l'ANDRAMBO. Cependant, les replats structuraux et les épandages colluviaux-alluviaux sont propices au développement de sols qui présentent divers degrés de soluviation.

6. SOLS BISIALLITIQUES NON RUBEFIES.

LE VERTISOL HYDROMORPHE DE L'ANDRAMBO.

A la surface de l'ANDRAMBO, au milieu des affleurements de basalte en prismes, toutes les concavités topographiques favorables à une stagnation de l'eau donnent lieu au développement de sols à caractères vertiques et hydromorphes.

Fosse 172. X = 339,0 Y = 185,8 Z = 590.

La surface présente un relief boursoufflé de type gilgai. Elle est jonchée de pavés de basalte.

- 0- 5 cm Horizon superficiel formé de polygones fendillés à structure finement grumeleuse.
- 5- 50 cm Horizon argileux noir, à structure prismatique très grossière avec faces gauches à éléments peu individualisés et très fermes. Non calcaire.
- 50- 70 cm Transition brutale : horizon d'altération de basalte. Argileux et caillouteux, jaune (2⁵ YR 4/2) avec quelques particules calcaires.

L'analyse confirme le caractère argileux et minéral de ce profil qui comporte 67 % d'argile et seulement 2 % de matière organique. Son pH est légèrement acide (6,6). Sa capacité d'échange est élevée (49 mé/100 g) et saturée par le calcium (47 mé) et le magnésium en forte proportion (12 mé).

L'argile, déterminée par diffractométrie R.X. est une montmorillonite. Les cristaux sont remarquablement développés et bien visibles sous le microscope électronique à transmission (Cf. Planche 3).

LE VERTISOL SUR ALLUVIONS DE LA SIVA.

Les terrasses de la SIVA sont formées de galets, sables et limons basaltiques qui se prêtent à la rétention de l'eau et à l'altération.

Fosse 25. X = 334,0 Y = 177,2 Z = 427 m.

Sur la terrasse alluviale de la rive gauche de la SIVA. En bas du glacis de sols rouges qui descend de TRANOKAKY.

- 0- 20 cm Horizon argileux, organique, gris-noir (5 YR 2/2). Structure grumeleuse nette à l'état sec, dans un ensemble polyédrique.
- 20- 40 cm Horizon de transition jaune, argileux.
- 40-105 cm Horizon argileux non organique, jaune (7,5 YR 3/2 à 10 YR 3/2), marmorisé avec de petites concrétions rondes, ferrugineuses, noires. Structure prismatique recoupée horizontalement en plaquettes à faces gauches striées. Eléments très cohérents et fermes, bien individualisés. Transition brusque.
- 105-200 cm Horizon argilo-sableux grenat foncé (2,5 YR 3/6) avec quelques veines de matériaux d'origine basaltique piégés. Structure prismatico-cubique.

Caractères physico-chimiques et minéralogiques.

L'analyse confirme le caractère argileux de la texture. Le pH est légèrement alcalin (8). La capacité d'échange qui atteint 50 mé/100 g au niveau des alluvions n'est plus que de 19 mé/100 g au niveau du sol rouge fossilisé. La saturation est totale avec des taux relativement élevés de calcium (55 %) et de magnésium (8 %). La teneur en fer libre passe de 9 % (vertisol) à 17 % (sol rouge) (Cf. Annexe 16).

La diffractométrie montre la présence de montmorillonite au niveau des alluvions, en grande quantité. Elle est absente dans le sol rouge.

Extension et signification.

Ce type de profil montre que des matériaux basaltiques bruts extrêmement divisés et profondément pénétrés par l'eau ne rubéfient pas dans les conditions actuelles. Le profil 25 est un exemple typique de la fossilisation d'un sol rouge par un matériau récent. Il doit être rapproché de celui que nous avons

signalé dans la zone sub-littorale du domaine côtier où les "baibohos" fossilisaient le glacis rouge. Il témoigne d'un changement important de la morphogénèse et de la pédogénèse puisqu'une terrasse plus ou moins engorgée dont le matériau ne sont pas rubéfiés surmonte une surface lapiazée à laquelle étaient associés des sols rouges bien drainés.

7. SOLS BISIALLITTIQUES OU MONOSIALLITTIQUES RUBEFIES.

De nombreux replats structuraux basaltiques sont couverts par des sols de couleur brun-rouge dits "brun-eutrophes" et dont les caractères sont ambigus. Ils sont presque toujours dominés topographiquement par des sols calcaires et leur unité génétique est suspecte.

LE SOL BRUN-ROUGE SUR BASALTES DE ANTSOA.

Fosse 177 . X = 331,2 Y = 184,3 Z = 570 m.

Au lieu-dit ANTSOA, le glacis structural basaltique est dominé à 150 m par une butte témoin des calcaires supra-basaltiques. A 100 m en aval le glacis se termine sur un thalweg recrusé ou voisinent des sols bruns eutrophes, vertiques et calcimorphes.

- 0- 25 cm Horizon limono-argileux (boulette craquelée non plastique) ; organique, brun (5 YR 4/3). Structure polyédrique fine à grumeleuse moyenne, à éléments bien individualisés dans un emballage pulvérulent.
- 25- 50 cm Horizon argilo-limoneux brun-rouge (5 YR 4/4) avec de nombreux petits amas ferrugineux violacés qui se forment au sein de graviers de basalte altérés.
- 50- x cm Horizon d'altération des basaltes avec galets gris à cortex jaunâtre friable.

Caractère physico-chimiques et minéralogiques.

La texture de ce profil a été appréciée comme argilo-limoneuse, au plus. L'argile et les limons fins obtenus par dispersion chimique ne dépassent pas les taux respectifs de 50 % et 15 %. Cependant le taux de "non-quartz" résultant de l'attaque triacide atteint 90 %. Les pseudo-particules sont donc très abondantes.

Le pH est voisin de la neutralité. La capacité d'échange est moyenne dans la partie médiane du profil (16 mé/100 g) mais saturée à 80 % avec un taux élevé de magnésium (4,6 mé). La teneur en phosphore total est également

très élevée (5‰).

Le rapport silice/alumine est de 2,3. Le fer total atteint 25 %.

Diffraction R.X. et examen MET ont mis en évidence la présence d'une très grande quantité de particules amorphes, de kaolinite, de métahalloysite, d'hématite et d'un peu de gibbsite, mais non de montmorillonite.

Extension et signification.

Ces caractères tranchent en faveur d'une filiation basaltique, en dépit des doutes nés de l'environnement calcaire. Compte tenu du peu d'épaisseur du profil, de la présence immédiate des basaltes et de la permanence apparente de leur altération, on peut s'étonner de l'absence de montmorillonite.

On note en outre l'absence de traces de contamination, de sables ou de gravats ; l'autochtonie de ces sols pourrait donc être plus stricte que ne le laissent supposer leur situation et leur environnement.

Le degré d'altération reste mal déterminé puisque les rapports silice/alumine sont toujours supérieurs à 2 tandis que la montmorillonite ne peut être mise en évidence. Le caractère monosiallitique mérite d'être retenu car la présence possible de minéraux primaires dans le sol a pu fausser le résultat de l'analyse triacide qui, effectué sur la seule fraction argileuse, aurait sans doute conduit à un rapport silice/alumine plus bas.

8. LES SOLS ALLITIQUES.

LE SOL ROUGE FERRALLITIQUE DE L'ANALAVELONA.

L'affleurement de basalte qui forme le sommet de l'ANALAVELONA porte un sol rouge ferrallitique fortement désaturé, signalé par SEGALÉN (1957). Ce sol est unique en son genre dans le Sud-Ouest. Son extension est très restreinte, entre le front abrupt de la crête et son revers érodé.

Fosse 227. X = 387,6 Y = 168,3 Z = 1280 m.

Sous savane à *Hypparhenia* sp.

- 0- 40 cm Horizon argileux riche en pseudo-particules, humifère, rouge sombre. Structure polyédrique faiblement développée avec sous-structure particulaire.
- 40- 80 cm Horizon argileux riche en pseudo-particules, rouge. Structure polyédrique faiblement développée incluant de nombreux petits amas argileux plus compacts.

80-180 cm Horizon argileux rouge. Structure polyédrique à prismatique très développée avec faces luisantes argileuses.

Des ravins proches montrent la division du basalte en boules et l'altération des boules, écaille par écaille jusqu'à l'argilification totale du coeur.

Caractères physico-chimiques.

Le profil est entièrement argileux comme le montre le taux de résidus insolubles de l'attaque triacide, inférieur à 10 % du sol total, mais la micro-agrégation est intense : la granulométrie classique est totalement dénuée de signification.

La matière organique est abondante, eu égard à la moyenne régionale, en raison de l'altitude et d'une savane à *Hypparhenia*.

La capacité d'échange, qui atteint 23 mé/100 g dans l'horizon humifère s'abaisse immédiatement après à 3 mé/100 g. La saturation qui atteignait 40 % dans l'horizon humifère descend à 6 % entre 40 et 60 cm de profondeur pour remonter à 100 % à l'approche de l'altérite (Cf. Annexe 18).

Le rapport silice/alumine du sol total ou des fractions granulométriques ne dépasse pas 1,2. Il s'abaisse à 0,7 dans les pseudo-sables fins. Les taux de fer sont partout considérables et atteignent 40 % dans les pseudo-limons de profondeur.

Composition minéralogique.

Des diffractométries R.X. ont été effectuées, sur le sol total, et sur les fractions granulométriques obtenues par dispersion chimique et incluant les pseudo-particules.

La très nette prédominance de la gibbsite dans les argiles et limons de tous les horizons du profil est un cas unique dans le Sud-Ouest, de même qu'une nette individualisation de l'hématite (Cf. Annexe 19). Kaolinite et un peu de goethite sont également présentes.

Les pics de l'hématite sont plus développés dans les limons que dans les argiles. Les quartz dominent dans les sables fins mais la gibbsite et l'hématite s'y manifestent encore par des pics relativement très développés.

L'examen MET montre surtout un très grand nombre de cristaux de gibbsite sur un fond dense de particules amorphes (Cf. Planche 4).

Extension et signification.

Il s'agit d'un sol très fortement allitisé présumé ancien. Il est en place sur basaltes ; sa situation au sommet d'une crête isolée le met à l'abri de toutes contaminations. La fosse examinée ne montre pas de signes de remaniements. Par contre les coupes de ravins proches montrent des troncatures nombreuses affectant des niveaux qui se fossilisent successivement. Il est plausible que le sol ait été rajeuni en plusieurs phases.

Nous avons survolé l'ANALAVELONA et les hautes crêtes voisines (MIKOBOKA et VOHIDROA) pour y chercher les indices de gisements analogues. Nous n'avons observé aucune surface favorable au développement et à la conservation d'un tel sol. Les contreforts Sud du massif qui descendent en pentes douces vers le FIHERENANA semblent décapés. Sur l'ANDRAMBO qui représente, au Sud du fleuve, une réplique tectonique et stratigraphique de l'ANALAVELONA à une altitude moindre, il n'y subsiste que des lithosols et vertisols¹.

On ne peut imputer à la différence d'altitude (700 m) une différence aussi fondamentale du développement pédogénétique. Il faut admettre plutôt que l'ANDRAMBO et l'ANALAVELONA ont été tous deux couverts par les mêmes sols rouges mais que seul l'ANALAVELONA a pu les conserver.

LE SOL JAUNE ALLITIQUE DE TRANOKAKY.

A VINETA, autour de la ferme de TRANOKAKY, un espace de 2,5 km² correspond à l'affleurement d'une dalle de calcaire organogène, massif, creusé de lapiaz en forme de marmites peu profondes (1 m) dont les parois quadrillent le terrain. Un matériau argileux jaune se trouve retenu dans ces alvéoles calcaires.

Fosse 31. X = 336,6 Y = 174,0 Z = 430 m.

- 0- 15 cm Horizon labouré sablo-argileux avec pseudo-particules, organique, brun-jaune foncé (7,5 YR 4/4). Structure peu nette, particulière à grumeleuse fine, sans cohésion ni fermeté mais bien retenu par les racines et radicelles. Friable, moyennement plastique et peu collant.
- 15- 25 cm Horizon argilo-sableux fin avec pseudo-particules, de couleur brune, avec de petites taches ocres ou noires sans contours précis. Nombreux petites concrétions noires en grenaille. Structure polyédrique peu nette.
- 25-130 cm Horizon indifférencié argilo-sableux avec pseudo-particules, jaune-brun vif (7,5 YR 5/6). Structure massive à l'état frais,

¹ - Les deux sommets sont parfaitement comparables au point de vue du couvert végétal : forêt et savane y occupent des positions relatives semblables.

à éclats émoussés, friables, peu fermes et peu cohérents. Grande quantité de concrétions noirâtres en grenaille. Aucune effervescence à l'acide sauf au contact direct du calcaire.

Les piliers de calcaire du lapiaz occupent tout le profil au-dessous de 20 cm de profondeur. Ils sont massifs, présentent un cortex friable, sans induration zonée ni recristallisation. La roche est un calcaire à organismes, massif et dur, à éclats conchoïdes. Le fond du lapiaz se referme et aucun sondage n'a pu pénétrer au delà de 2 m de profondeur. Tout au fond se récolte un matériau jaune argileux.

Caractères physico-chimiques et minéralogiques.

Le taux de "non-quartz" de l'analyse triacide est tellement supérieur à celui de l'argile donné par l'analyse mécanique classique qu'il enlève à celui-ci toute valeur. Les taux de micro-agrégation résultant d'une granulométrie différentielle (méthode CHAUVEL) varient de 14 à 40 % de l'argile. La micro-agrégation du plasma ressort également de l'examen micro-morphologique. La structure est "alitique" (CHATELIN et MARTIN, 1972).

La capacité d'échange tombe à 6 mé/100 g en-dessous des horizons humifères soit 10 mé/100 g rapportée au non-quartz mais elle est saturée à 75 % dès la surface et à 100 % à faible profondeur. L'équilibre des cations est satisfaisant et le taux de potassium relativement élevé. Le pH est neutre.

Le rapport moléculaire silice/alumine est constamment compris entre 1,6 et 1,2. Il s'abaisse à 1,0 dans les concrétions (Cf. Annexe 20).

La diffractométrie R.X. révèle la présence constante de gibbsite, goethite, hématite, métahalloysite.

Le taux de fer atteint 25 % du sol et 42 % des concrétions. Sans égaler celui du sol rouge sur basalte, il dépasse ceux de tous les autres sols associés aux calcaires qui sont au plus égaux à 15 %. Le rapport fer/non-quartz atteint 30 % contre 20 % aux autres sols.

L'analyse granulométrique et minéralogique (Cf. § 9) des sables différencie ces matériaux des autres sols associés aux calcaires et les rapproche des matériaux présumés en place sur basaltes. Le taux des minéraux magnétiques extraits de deux échantillons de ces matériaux jaunes sont respectivement de 0,25 et 0,90 % alors qu'ils ne dépassent pas 0,15 % dans le cas de sols rouges sur calcaires.

Aspect micromorphologique.

La lame examinée ne provient pas d'un monolithe mais d'une prise de terre fine (2 mm) consolidée. L'organisation du sol se révèle néanmoins sans

ambiguïté par un fond matriciel granulaire, associant des micropeds, des grains de quartz et des traits pédologiques, séparés, sans aucunes relations mutuelles, par des vides d'entassement.

Les grains de quartz semblent se répartir en trois classes : petits et nombreux (50-100 μ) , moyens et peu nombreux (400-500 μ) , grossiers et rares (1500 μ) , (On sait par la granulométrie que la distribution pondérale est en fait égale). La surface totale de ce squelette ne dépasse pas 10 %. Les grains sont clastiques et anguleux corrodés, fissurés et ferruginisés.



Le plasma (70 % du champ) est organisé en micropeds arrondis : les uns petits (20-40 μ) , très nombreux, floconneux avec des contours flous ; d'autres moyens (200-300 μ) , très nombreux avec contours nets ; d'autres enfin, grossiers (1000 μ) et rares. Les micropeds moyens sont les plus représentatifs.

Certains paraissent homogènes en LN, brun-jaunes ponctués de noir ; en LP ils sont biréfringents, jaunes, avec une croix noire très marquée. D'autres, parfois centrés sur un minéral opaque sont auréolés de couches diffuses, rouges et jaunes en LN ; la LP révèle des domaines orientés en peïures d'oignons. La juxtaposition de ces micropeds ronds à vives orientation oosépique est très caractéristique.

Les traits pédologiques sont représentés par des concrétions (1-3 mm), noires et opaques, tant en LP qu'en LN, avec des transparences rouges vives, éclairées par la présence de petits quartz (aspect que nous retrouverons dans les cuirasses de l'ISALO et qui semble correspondre à une diffusion d'hématite). Un cortex fin et régulier les enveloppe ; il présente une biréfringence nette et régulière, de couleur orangée en LP.

Extension et signification.

Le gisement de matériau jaune allitique de TRANOKAKY est unique en son genre. Il existe à BEMENARA un sol similaire mais il n'est pas allitique.

Le matériau jaune de TRANOKAKY se différencie nettement de tous les autres matériaux associés aux calcaires, non seulement par la présence de gibbsite mais par divers caractères originaux qui nous incitent à le considérer comme un produit de remaniement des basaltes, piégé dans les lapiaz.

Il est plausible que des matériaux issus des hauteurs de l'ANDRAMBO

aient fossilisé le plateau de VINETA jusqu'à TRANOKAKY qui ne se trouve qu'à 4 km du lit de la SIVA ; le gisement est à la cote 440 environ, alors que le glacis détritique actuel s'étend à partir de la cote 475 sur l'autre versant de la vallée. Notons qu'il ne saurait être question ici de cendres.

Il faut admettre que les lapiaz avaient été façonnés dans les calcaires avant d'être comblés par l'apport basaltique. Il y a lieu en outre de déphaser l'allitisation, imputable à un pédoclimat humide mais lixiviant et l'évolution en place qui se manifeste par la couleur jaune et la présence de concrétions noires et implique un pédoclimat confiné.

On peut donc considérer que, au cours d'une période pluviale très ancienne, un sol rouge ferrallitique, analogue à celui de l'ANALAVELONA, s'est développé sur les basaltes de l'ANDRAMBO en même temps que les calcaires du plateau étaient profondément altérés et lapiazés. Au cours d'une période dis-pluviales ultérieure, ces surfaces ont été décapées ; les produits du démantèlement de la couverture de l'ANDRAMBO sont venus fossiliser le vieux karst. Ultérieurement encore, ces matériaux ont acquis leur couleur jaune en raison de leur confinement dans les lapiaz ; l'érosion a parachevé le décapage de l'ANDRAMBO et a isolé la relique de TRANOKAKY.

Le sol rouge ferrallitique sur basaltes de l'ANALAVELONA est le seul exemple cité par SEGALIN (1957) dans le Sud-Ouest et l'Extrême-Sud, tous les autres affleurements étant totalement érodés. Cependant dans l'Extrême-Sud, à LAVANONO, une coulée de basaltes crétacés affleure au niveau de la plage, au pied du talus des grès dunaires aepyorniens qui les fossilisent. Or ces basaltes sont superficiellement évolués en un sol rouge qui s'est révélé extrêmement riche en gibbsite. Ce sol rouge étant aujourd'hui couvert par les hautes mers se trouve recarbonaté, durci et déchiqueté en forme de lapiaz littoral.

ÉTUDES MINÉRALOGIQUES ET GRANULOMÉTRIQUES DES SABLES

L'étude systématique des cortèges de minéraux lourds et des granulométries des sables des matériaux superficiels du Sud-Ouest a permis d'établir quelques discriminations entre les sols du domaine calcaro-basaltique et leurs matériaux originels (SOURDAT et MAHE, 1974, 1975 - SOURDAT, MAHE et DELAUNE, 1975).

9. MINÉRAUX LOURDS.

Cortèges des matériaux basaltiques.

Les matériaux directement dérivés des basaltes - sols vertiques noirs et sols bruns eutrophes en place - se distinguent de tous les autres matériaux superficiels par un pourcentage pondéral très élevé de minéraux lourds, opaques compris (de 8 à 22 %). En outre quelques sols renferment de très fortes concentrations de pyroxènes (jusqu'à 94 % d'augites dans le cortège des minéraux transparents).

Le pourcentage pondéral relativement élevé (5 %) présenté par les prélèvements de sol jaune allitique de TRANOKAKY apparaît donc comme l'un des indices de son origine basaltique.

Cortèges des calcaires.

On peut considérer qu'il existe un "cortège spécifique" des calcaires du Sud-Ouest. Il est caractérisé par la présence de grenat et de minéraux accessoires qui forment la constellation du grenat : tourmaline, staurotide, anatase, andalousite, sillimanite, disthène... Ainsi, certains résidus de décarbonatation expérimentale de calcaires de VINETA et du BELOMOTRA ont donné jusqu'à 79 % de grenat, ou des concentrations relativement exceptionnelles de sillimanite et d'andalousite (10-20 %).

A ceci s'oppose le "cortège résiduel" des nappes d'épandage des interfluves, réduit aux minéraux les moins altérables : zircon et en second lieu rutil, monazite ou épidote. C'est celui des sables de BEFOLY et AMPEHA.

Le premier cortège est représenté dans les sols calcimorphes et dans les horizons profonds des sols rouges sur calcaires. Le second prend le dessus dans les horizons superficiels des sols bisiallitiques sur calcaires, et dans l'ensemble du profil des sols monosiallitiques.

D'un type de matériaux à l'autre, il existe toutes sortes de mélanges et d'exceptions. La discrimination ne s'appuie que sur des différences numériques parfois très faibles ; c'est pourquoi elle n'a pu être établie qu'à partir d'un grand nombre de comptages traités par l'analyse factorielle des correspondances.

10. ETUDES GRANULOMETRIQUES.

Nous avons établi au moyen de diverses représentations graphiques des données, les discriminations suivantes.

Les matériaux dérivés des basaltes se distinguent par des faciès granulométriques "linéaires" correspondant à des médianes élevées (200-700 μ) et des indices de classement très élevés (1,20-1,80). Le matériau jaune allitique de TRANOKAKY leur est bien apparenté.

Les sols calcimorphes et les horizons profonds des sols rouges sur calcaires présentent aussi des faciès "linéaires", mais avec des médianes (100-500 μ) et des indices de classements (0,90-1,50) moins élevés.

Les sables des buttes pliocènes présentent des faciès éparaboliques" plus ou moins dégradés, des médianes élevées (300-700 μ) et des indices de classement moyens (0,50-0,90).

Les horizons supérieurs des profils rouges sur calcaires et l'ensemble des profils monosiallitiques présentent des caractères intermédiaires : faciès "en S", médianes moyennes (200-300 μ) et indices moyens (0,60-0,80).

Ces divers résultats corroborent l'hypothèse d'un développement polygénique des sols rouges qui héritent des calcaires par le bas et des sables allochtones par le haut.

Chapitre 11

Morphogenèse et pédogenèse en milieu calcaire

1. MODELE KARSTIQUE ET MODELE "NORMAL".

L'érosion par dissolution tend au développement des modelés karstiques. Ceux-ci sont caractérisés par l'évacuation souterraine des eaux météoriques, par l'absence d'écoulement superficiel et de versants ; ils comportent des formes majeures (canyons, avens, dolines...) et des formes mineures (lapiaz). Leur développement est favorisé par l'affleurement de roches calcaires pures, massives et non plissées.

L'affleurement de calcaires impurs, lités ou plissés favorise l'écoulement superficiel des eaux, la dissection du relief et la formation de versants. Faute d'un terme plus approprié, nous désignerons le modelé correspondant comme "normal" par opposition à "karstique".

A Madagascar, il existe de nombreux karsts (SAINT OURS, 1959 - DECARY et KIENER, 1970). Les plus extraordinaires se sont développés sur les calcaires dolomitiques de l'Ouest et du Nord à la faveur de climats humides (ROSSI, 1973), mais le Sud-Ouest et l'Extrême-Sud n'en sont pas dépourvus. Au Nord du FIHERENANA le secteur de AMPEHA est criblé de dolines ; au Sud de l'ONILAHY, le plateau MAHAFALY est percé d'une centaine d'avens de grandes tailles ; d'autres secteurs pourraient être cités en raison de cavités diverses, incomplètement explorées (BATTISTINI, 1964 - DUFLOS, 1966, 1968). Le trait commun de ces karsts est l'inorganisation du réseau hydrographique superficiel et le développement du réseau souterrain.

A la surface des plateaux de vineta et du BELOMOTRA, entre le FIHERENANA et l'ONILAHY, les calcaires purs et impurs, massifs et lités voisinent ; l'interstratification de basaltes et la tectonique ont favorisé l'organisation d'un réseau superficiel tandis que les sables d'épandage surimposent localement au karst un modelé de glacis. Avens et dolines sont rares ; les karsts couverts et nus subsistent au centre de l'interfluye mais le modelé "normal" prend le pas à la périphérie. Les formes mineures correspondantes sont bien développées (SOURDAT, BATTISTINI et KARCHE, 1971).

Aucune observation ne prouve péremptoirement que les sols que nous avons

inventoriés (Cf. Chap. 10) dérivent les uns des autres dans un ordre ou dans un autre, mais l'ensemble des faits suggère que certains types de sols sont plus particulièrement associés, les uns dans le cadre du modelé karstique et les autres dans le cadre du modelé "normal" : deux séquences peuvent être proposées pour interpréter ces associations.

2. LES DEUX SEQUENCES D'EROSION (Cf. Fig. 16).

Karsts couverts.

Les "lapiaz virtuels", sculptés dans les calcaires massifs et purs sont associés aux sols rouges monosiallitiques plus ou moins calciques. Les masses calcaires sont noyées au sein d'un matériau homogène dont l'acidité est entretenue par un bon drainage ; elles subissent de ce fait une corrosion isotrope qui donne naissance à des formes convexes et lisses, sans autre interposition que celle d'un très mince cortex temporaire : la pellicule annuelle d'altération.

Karsts ouverts et karst nus.

Lorsque l'érosion amincit le sol, elle amène à l'affleurement les parties hautes des lapiaz et découvre successivement les pseudo-galets, les formes amiboïdes, les formes en saumon, les bancs ajourés et les bancs caverneux... La surface du sol se trouve compartimentée par ces affleurements rocheux qui se couvrent de ciselures, d'autant plus aiguës que l'exhumation est ancienne (lapièz). A la limite il ne reste que des poches de sol résiduel, calcique ou recarbonaté, dans les cavités du karst nu.

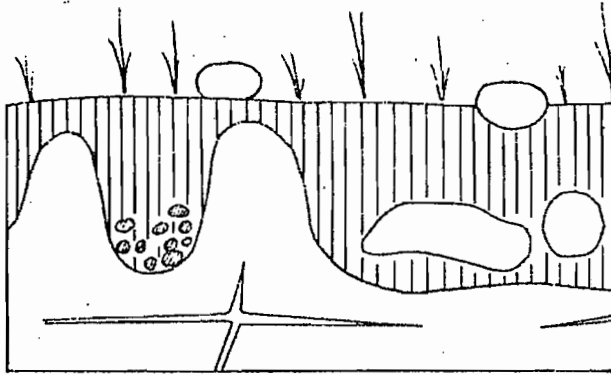
Plateaux disséqués et champs de croûtes.

L'écoulement superficiel s'organise, à la surface des zones de calcaires lités et impurs, par le biais de couloirs de ruissellement qui isolent des mamelons. Les sols rouges bisiallitiques qui couvraient ceux-ci s'érodent ; les horizons d'altération limono-calcaires se rapprochent de la surface et se transforment en encroûtements puis en croûtes. Les plaques de calcaire encroûté se divisent, se déchaussent et s'individualisent en surface. La croûte zonée qui se forme à leur partie supérieure s'orne de lapièz émoussés.

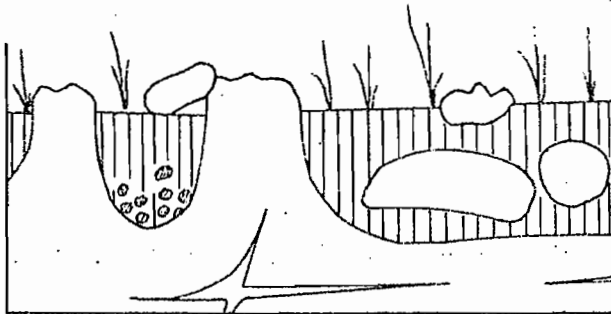
Les sols rouges calciques amincis sont l'objet d'une recarbonatation et acquièrent une morphologie de sols calcimorphes, puis de sols peu évolués calcaires.

Toutes les croûtes calcaires observées dans le Sud-Ouest dérivent de

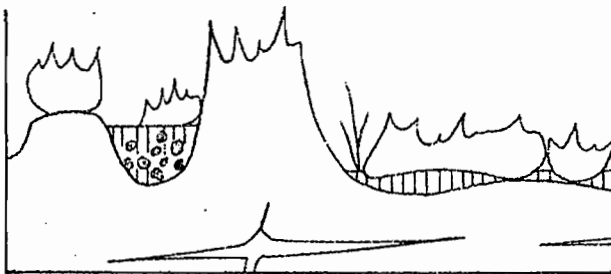
MODELE KARSTIQUE
sur calcaires massifs






1. Karst couvert On observe les lapiaz virtuels, les pseudo-galets et le contact direct roche-sol. Le sol est plus ou moins calcique.



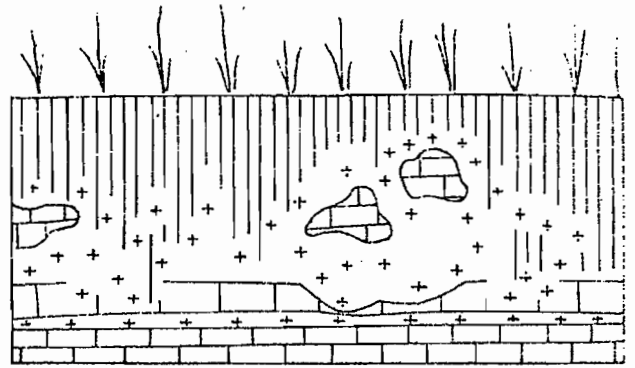
2. Karst ouvert On observe l'affleurement des lapiaz et la naissance de lapiez. Le sol est calcique.



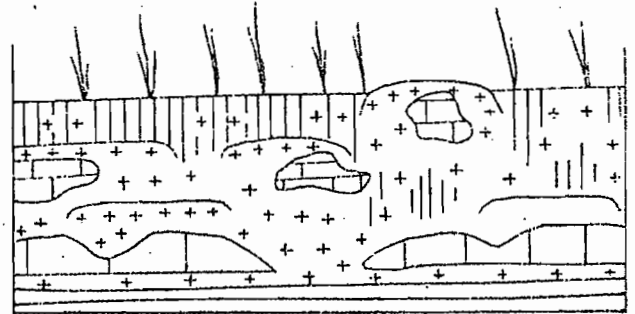
3. Karst nu Développement des lapiez sur piliers et chicots.

-  Calcaire massif
-  Sol rouge
-  Limon calcaire d'altération

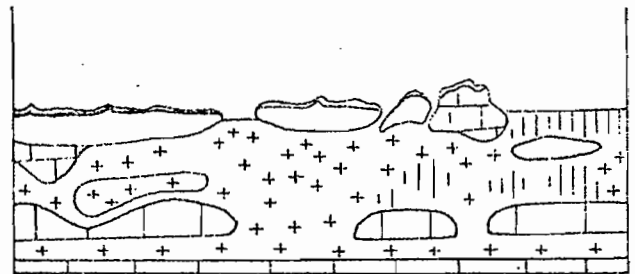
MODELE NORMAL
sur calcaires lités



1. Sol rouge sur calcaire lité
Des horizons limono-calcaires s'interposent entre roche et sol. Le sol est calcique.



2. Sol rouge devenant calcaire
On observe l'encroûtement des horizons limono-calcaires et la recarbonatation du sol rouge.



3. Champ de croûtes Les encroûtements se couvrent de croûtes zonées. Le sol résiduel est calcaire.




-  Calcaire lité
-  Gravats ferrugineux
-  Croûte zonée

Fig. 16 - Séquences d'érosion des sols sur calcaires
(d'après SOURDAT, 1973)

l'exhumation des lits de calcaires impurs partiellement altérés qui se trouvaient à la base des sols. L'examen en lames minces montre dans ces croûtes la trace de la texture originelle et des fossiles de la roche, plus ou moins effacée par une néo-formation de calcite cryptocristalline. La pellicule zonée de surface correspond à une plus forte cristallisation de calcite ; sa coloration rosée est due à la diffusion d'oxydes de fer, en rapport avec la présence de minéraux opaques, de magnétite notamment, apportés par contamination. Les croûtes et encroûtements de Madagascar sont donc différents de ceux qu'on observe par exemple en Afrique du Nord ; les profils calcaires différenciés sont exceptionnels (sols bruns sub-arides). (Cf. Planche 5).

Croûtes bréchoïdes à ciment rouge.

On observe souvent, à la limite des modelés karstiques et "normaux" l'affleurement de formations indurées, de couleur vive, ornées de lapiaz très aigües. Elles contiennent des pseudo-galets de calcaire fossilifère dur, non altérés, enrobés par divers domaines non concentriques de ciments calcaires plus ou moins rubéfiés (5 YR 2,5 YR, 10 R) dont la coloration semble s'être diffusée à partir de grains de magnétite. La magnétite accompagne les quartz ; ils sont absents du calcaire fossilifère et concentrés dans certaines zones du ciment : il s'agit donc de contaminations. La coloration rouge est proportionnelle à la densité des magnétites. Le tout est compris dans un ciment blanc, pur, vide de magnétites et de quartz et que l'on peut considérer comme une croûte d'évaporation.

L'agencement interne de ces croûtes bréchoïdes reproduit celui des horizons d'altération des sols rouges où s'observent des pseudo-galets, des poches rubéfiées, des zones limono-calcaires beiges ou saumon... Ces horizons exhumés, recarbonatés et durcis par évaporation puis ciselés en lapiaz sont à l'origine de ces croûtes bréchoïdes.

3. EVOLUTION PROGRESSIVE OU REGRESSIVE.

La séquence géochimique des sols du domaine calcaire peut être envisagée de deux façons.

↑ P			↓
↑ E			E ↓
↑ D	Sols monosiallitiques (voire allitiques) rouges décalcifiés		R ↓
↑ O	Sols monosiallitiques rouges calciques		O ↓
↑ G			S ↓
↑ E	Sols bisiallitiques rouges calciques		I ↓
↑ N	Sols bisiallitiques calcaires		O ↓
↑ E			N ↓
↑ S	Lithosols et sols peu évolués calcaires		
↑ E			

Dans le sens de la pédogenèse, il y aurait altération du substrat, approfondissement du sols, rubéfaction et hydrolyse de plus en plus poussée.

Dans le sens de l'érosion, en supposant que la surface des plateaux calcaires ait été presque entièrement couverte autrefois de sols rouges monosiallitiques, profonds et désaturés, il y aurait amincissement, recalcifcation, recarbonatation et réenrichissement des sols par les minéraux argileux du substrat.

Pratiquement, tous les termes de la séquence géochimique se trouvent, plus ou moins virtuellement associés au sein d'un même profil.

En profondeur, au contact des calcaires et des minéraux argileux qu'ils sont susceptibles de libérer, le sol reste calcaire et bisiallitique. Vers le sommet, la dissolution des carbonates ouvre la voie à celle du calcium (décarbonatation puis décalcification), à celle de la silice (monosiallisation et éventuellement allitisation) et à l'individualisation du fer (rubéfaction).

Selon qu'un tel profil s'approfondit ou s'érode, les équilibres de la séquence géochimique se déplacent vers le haut ou vers le bas. En cas d'érosion, les termes successifs se trouvent portés à l'affleurement jusqu'à dénudation totale du substrat.

4. ACTUALITE OU ANCIENNETE DE LA GENESE DES SOLS.

On observe l'altération des calcaires, notamment l'altération pelliculaire des calcaires massifs, au sein des sols rouges. Cette permanence de l'altération ne permet pas de conclure que le bilan de la pédogenèse et de l'érosion soit positif. Le contexte donne à penser que l'érosion prime et que le domaine évolue vers une dénudation.

On observe que le réseau hydrographique périphérique mord sur les zones aréiques centrales en provoquant çà et là des "hémorragies" de matériaux rouges qui s'en vont dans les thalwegs. Dans les zones karstiques on observe des lapiaz dont l'aspect lisse prouve que leur exhumation est récente tandis qu'en aucun cas nous n'avons observé de lapiaz ciselés (lapièz) enfouis.

Chapitre 12

Conclusions sur le domaine calcaro-basaltique

A la surface de ce domaine, nous avons constaté l'existence de sols dont les degrés d'évolution minéralogique sont fortement décalés.

Sols bisiallitiques calcaires non rubéfiés,
 Sols bisiallitiques décarbonatés et rubéfiés, calciques,
 Sols monosiallitiques rubéfiés plus ou moins décalcifiés,
 Sols allitiques.

Les termes de cette séquence géochimique ne sont pas représentés de la même façon sur calcaire et sur basaltes. Sur calcaires il peut y avoir quelques indices d'allitisation localisée des sols rouges mais il n'existe aucun gisement étendu de sols notoirement allitiques tels que ceux du Nord-Ouest (sur calcaires dolomitiques) et les Hautes Terres centrales (sur cipolins) qui sont constamment et abondamment pourvus en gibbsite et en boehmite. Sur matériaux basaltiques, l'existence du terme bisiallitique rubéfié n'est pas exclue mais elle est rendue suspecte par la contamination.

D'importants décalages d'évolution sont néanmoins évidents et peuvent être imputés aux matériaux originels, à la situation des gisements ou à un déphasage climatique.

En ce qui concerne les matériaux, il est certain que l'orientation (calcimorphe, isohumique ou verticale) prise par le développement des sols bisiallitiques non rubéfiés dépend de la nature du substrat et de sa capacité à fournir en plus ou moins grandes quantités du calcium, du magnésium, de la montmorillonite etc... L'association constante des sols rouges bisiallitiques et des calcaires impurs d'une part, des sols monosiallitiques rouges et des calcaires purs d'autre part est également significative. Selon que les roches contiennent ou non une grande quantité de minéraux silicatés, la dissolution des carbonates et l'hydrolyse des résidus se poursuivent ou tendent vers une limite.

Il est plausible que l'élimination de la silice et l'accumulation d'alumine soient plus poussées sur les crêtes basaltiques que sur les plateaux calcaires à la surface desquels les épandages sableux entretiennent presque partout un excès de matériau siliceux. On peut donc concevoir qu'à l'évo-

lution monosiallitique des basaltes corresponde, toutes choses étant égales par ailleurs, le stade bisiallitique des sols sur calcaires, et qu'à l'évolution allitique des basaltes corresponde le stade monosiallitique des sols associés aux calcaires.

Il est néanmoins certain que pour chaque substrat on peut trouver au moins trois termes d'évolution.

Les conditions liées à la situation des gisements de paraissent pas en cause. Certes, le développement des vertisols est favorisé par des insuffisances locales de drainages et l'on pourrait invoquer la dénivellée de 700 m qui sépare les sols allitiques de l'ANALAVELONA des sols bruts ou vertiques de l'ANDRAMBO mais cette explication ne paraît pas suffisante.

On se trouve donc ramené à l'hypothèse d'un déphasage chronologique et climatique : elle se fonde sur ce que nous savons par ailleurs de l'évolution morpho-pédogénétique, dans l'ensemble de l'Ile et, plus près de nous, dans le domaine côtier ; elle s'appuie aussi sur quelques observations locales.

Ainsi, la fossilisation du karst et des sols rouges du plateau de VINETA par les apports basaltiques bruts de la SIVA implique une nette rupture des conditions d'équilibre du milieu.

Les sols rouges monosiallitiques et bisiallitiques ne peuvent être contemporains car, à climat égal, les plus évolués devraient être les moins quartzeux et non le contraire.

Enfin, si l'on admet que les sols jaunes allitiques qui sont piégés dans le vieux karst de TRANOKAKY sont développés sur d'anciens apports basaltiques originaires de l'ANDRAMBO et que ces sédiments sont homologues de ceux qui, à l'état de matériaux bruts ou de vertisols, occupent la vallée de la SIVA, il faut envisager un important décalage chronologique entre la mise en place de ces deux dépôts, et un grand décalage d'intensité entre les facteurs climatiques de leur évolution respective. En effet, le dépôt de TRANOKAKY se trouve à une cote supérieure de 10 m environ, et parfaitement isolé du dépôt de la SIVA ; son caractère allitique le distingue sans ambages.

L'historique morpho-pédogénétique du domaine calcaro-basaltique peut être schématisé comme suit.

- Phase pluviale très ancienne : karstification et ferrallitisation généralisées (sol rouge de l'ANALAVELONA¹).
- Phase displuviale (M) : érosion et dépôts de bas de pentes ; transfert de matériaux des hauteurs de l'ANDRAMBO vers le karst de TRANOKAKY ; redistribution des nappes sableuses pliocènes.
- Phase pluviale : évolution monosiallitique et éventuellement allitique des divers matériaux avec participation des substrats.
- Phase displuviale (S) : érosion partielle de la couverture des roches remettant à nu certains affleurements de calcaires lités.
- Phase pluviale : évolution des sols rouges bisiallitiques.
- Phase displuviale (V) : nouvelle érosion de l'ANDRAMBO amenant des matériaux bruts dans la vallée de la SIVA, au-dessus des sols rouges ; rajeunissement des plateaux à modelé "normal".
- Phase pluviale : évolution des sols bisiallitiques non rubéfiés.
- Phase sub-aride récente et actuelle : tendance à l'érosion généralisée.

Ce schéma comporte 3 phases displuviales anciennes qu'il est logique d'identifier au Moramangien (M), au Sambainien (S) et au Vavatenien (V).

L'évolution morpho-pédogénétique de ce domaine peut donc être interprétés dans le cadre cyclique général. Ici comme ailleurs chaque phase a été d'efficacité inférieure à la précédente puisque les phases érosives n'ont pas totalement effacé les traces de la morphologie antérieure et la pédogenèse récente n'a pas sensiblement modifié l'état dans lequel les phases antérieures avaient laissé les sols.

L'approfondissement des sols rouges ne paraît plus compatible avec la météorologie actuelle et les autres facteurs d'évolution du milieu. L'altération persistante du substrat à la base de ces sols, et leur épaisseur même, sont des anachronismes qui prolongent à l'heure actuelle les effets de climats plus humides.

¹ - Une hypothèse chronologique applicable au sol de l'ANALAVELONA sera exposée en conclusion du Chapitre 15.

Quatrième partie

LE DOMAINE GRÉSEUX DE L'ISALO -

LES FORMATIONS FERRALLITIQUES

DES HAUTES SURFACES

Chapitre 13

Introduction au domaine de l'Isalo

1. GEOLOGIE¹.

Stratigraphie.

L'épaisseur des sédiments du groupe de l'Isalo (Isalo I et II) atteint 5000 à 6000 m au centre de notre zone d'étude, dans la grande fosse du Karroo.

L'Isalo I est un ensemble massif de bancs de grès, grossiers et friables, à lits ou nids de galets et lentilles d'argiles. Leur stratification entrecroisée est très remarquable. Il n'y a aucune trace de calcaire.

Cette masse sédimentaire ébranlée par la tectonique est parcourue par une circulation pseudo-karstique d'eaux chargées de silice. La silification des diaclases a donné naissance à un réseau extrêmement serré de travées résistantes qui constituent l'armature du relief. Si ces masses de grès tendres et disloqués ont pu résister partiellement à l'érosion, c'est sans doute aux silifications qu'elles le doivent.

Les grès sont blancs, jaunes ou rosés. La plupart sont formés de grains assez fins et bien calibrés auxquels le tassement, la présence d'un ciment argileux et les silifications assurent une relative cohésion.

Des grès à ciment siliceux imprégnés d'oxyde de fer, de couleur violacée, forment des bancs minces, d'épaisseur décimétrique ou centimétrique, de forme souvent ondulée ; on les désigne comme grès ferrugineux interstratifiés².

On trouve également intercalé, sans ordre déterminé, des conglomérats à galets quartzitiques, des grès conglomératiques à stratification entrecroisée, des conglomérats à ciment silico-ferrugineux, etc...

¹- d'après BESAIRIE, 1972. Ce paragraphe vaudra pour la 5ème partie (Glacis et dômes).

²- Les grès ferrugineux interstratifiés ne doivent pas être confondus avec les grès ferrugineux d'origine pédologique qui représentent une forme de cuirassement superficiel.

Les bancs d'argiles, finement sableuses et micacées, roussâtres ou jaunes, sont très rares et ne forment que des lits lenticulaires dont l'épaisseur est inférieure au mètre.

L'Isalo II comporte des grès moins grossiers, voire fins, et des intercalations argileuses plus puissantes et plus nombreuses de couleurs rouge ou verte. Au sein des grès même, le ciment argileux est plus abondant et plus coloré (rouge, jaune, parfois ferrugineux et violacé). La stratification entrecroisée reste de règle.

Au sommet de la série sont signalés des grès à ciment ou à nodules calcaires.

Pétrographie.

Des prélèvements ont été effectués sur quelques reliefs résiduels de massif ruiniforme oriental, sur les flancs des reliefs tabulaires centraux ou dans les canyons. Il s'agit de grès gris ou jaunes, plus ou moins friables et poreux, représentant le faciès le plus commun. Leur examen pétrographique servira de référence pour l'examen des matériaux pédologiques ; c'est une approximation car il n'est pas certain que ces prélèvements soient représentatifs des grès dans leur état originel et plus particulièrement des couches qui ont été transformées en sols.

Le petit nombre d'observations effectuées recoupe les renseignements donnés par la littérature : ce sont des grès arkosiques à ciment argileux, colorés éventuellement par la présence d'oxydes de fer.

Les quartz prédominent par le nombre et la taille. Ils sont souvent émoussés, mais assez peu corrodés. La proportion de feldspaths varie de 5 % à 50 % du squelette, qui représente lui-même 85 % environ de la roche. Il s'agit le plus souvent de feldspaths alcalins non mâclés et peu altérés du type orthose, mais les microclines et plagioclases ne sont pas rares.

On reconnaît tous les stades de la pseudomorphose des feldspaths, qui se transforment en plages de kaolinite. Celle-ci est très bien cristallisée.

On note aussi la présence de fer, sous forme de cristaux opaques extrêmement divisés qui pourraient être de la magnétite, de l'ilménite ou des esquilles de ferromagnésiens. Leur oxydation donne lieu à une légère diffusion de couleur rouille, plus ou moins abondante, dans le ciment.

L'analyse chimique, la diffractométrie R.X. et l'examen sous le microscope électronique confirment l'examen optique. Les diffractogrammes

obtenus à partir de la roche broyée ou de lames non couvertes, montrent la prédominance du quartz, auquel sont associés un peu de kaolinite et des feldspaths. Dans la fraction argileuse ne subsiste que de la kaolinite, révélée par des pics ou par des images cristallines, nets et bien développés.

Le fer n'est présent qu'à des taux inférieurs à 1 % du total, ou 2 % de la fraction fine (A + L). Il ne donne pas de pics et très peu d'images (Cf. Annexe 21).

Minéraux lourds.

Selon les géologues de la Société des Pétroles Malgaches, qui ont travaillé sur des carottages profonds, les cortèges des grès sont dominés par le zircon et contiennent en outre du grenat, de la tourmaline, de la monazite, de la staurotite, et de l'apatite (BRAXMEYER, 1959). Les cortèges de matériaux superficiels dérivés des grès sont dominés numériquement par le zircon, constamment associé à de petites quantités de rutile et d'andalousite. Cependant quatre familles peuvent être distinguées selon les taux de tourmaline, d'épidote et de monazite (SOURDAT, DELAUNE et MAHE, 1975).

Une famille Zircon - Tourmaline - Rutile regroupe les matériaux prélevés au plus près des grès de l'ISALO ruiniforme correspondant aux couches de l'Isalo I.

Des familles Zircon - Epidote - Rutile, ou Zircon - Monazite - Rutile regroupent les matériaux prélevés à la surface des Dômes sableux, correspondant aux couches de l'Isalo II, et ceux des pédiments les plus méridionaux de l'Isalo I. Les deux types de cortèges étant très mêlés, on peut penser qu'ils représentent l'une ou l'autre des strates entrecroisées.

Une famille réduite à la dominance presque exclusive du zircon avec un peu de rutile et de monazite représente les sols ferrallitiques des Hautes Surfaces.

Ces matériaux superficiels sont dépourvus d'apatite.

Granulométries des sables.

Les résultats sont paradoxaux car les matériaux qui semblent les plus représentatifs des grès, dont un résidu de désagrégation expérimentale, contiennent des sables triés à faciès paraboliques plus ou moins redressés tandis que les horizons superficiels des sols rouges

ferrallitiques des Hautes Surfaces montrent des faciès linéaires correspondant à une distribution granulométrique non triée. On peut supposer que l'altération de roches litées, cumulant des stocks granulométriques triés reconstitue un stock final hétérométrique. La fragmentation pédogénétique des quartz peut être également invoquée.

Grès et altérites.

On observe, sous les sols rouges ferrallitiques des hautes surfaces de l'ISALO, des horizons altériques, blancs, argileux, maléables et dépourvus de toutes traces de stratification. Leur état d'altération contraste avec l'aspect sain des grès sous-jacents : ceux-ci sont colorés, fermes et typiquement stratifiés.

L'état de ces grès n'est cependant "sain" que relativement aux altérites qui les surmontent puisque l'examen pétrographique révèle la corrosion des quartz, la pseudomorphose des feldspaths, le développement du ciment kaolinique, la rareté, ou l'absence de minéraux primaires et d'argiles complexes.

Rien ne permet d'attribuer l'état actuel des constituants de ces grès aux conditions originelles, d'âge Karroo, dans lesquelles ils ont été déposés et consolidés, ou aux phases d'altération et de reconsolidation qu'ils pourraient avoir subies au cours du Tertiaire.

Pour définir l'état originel des grès, il faudrait des carottages profonds. La plupart de nos prélèvements ont été effectués à la base de reliefs résiduels, et ne représentent peut-être que l'affleurement d'anciens horizons altéritiques après rajeunissement et consolidation.

Nous inclinons vers cette hypothèse car nous n'avons pas observé d'apatite, signalé par BRAXMEYER (1959) comme constituant ordinaire du cortège des grès, ni de montmorillonite, signalée par BESAIRIE et par HERVIEU (1968) parmi les argiles du ciment.

2. PAYSAGES¹.

Le domaine d'affleurement des grès de l'Isalo comporte un massif ruiniforme, un massif tabulaire et des "dômes sableux". Ces paysages sont bien individualisés globalement et leur distinction est couramment admise ; néanmoins leurs éléments s'interpénètrent : glacis dans le paysage ruiniforme, escarpements ruiniformes parmi les dômes, etc... (Cf. Fig. 17).

¹ - d'après BESAIRIE, 1972.

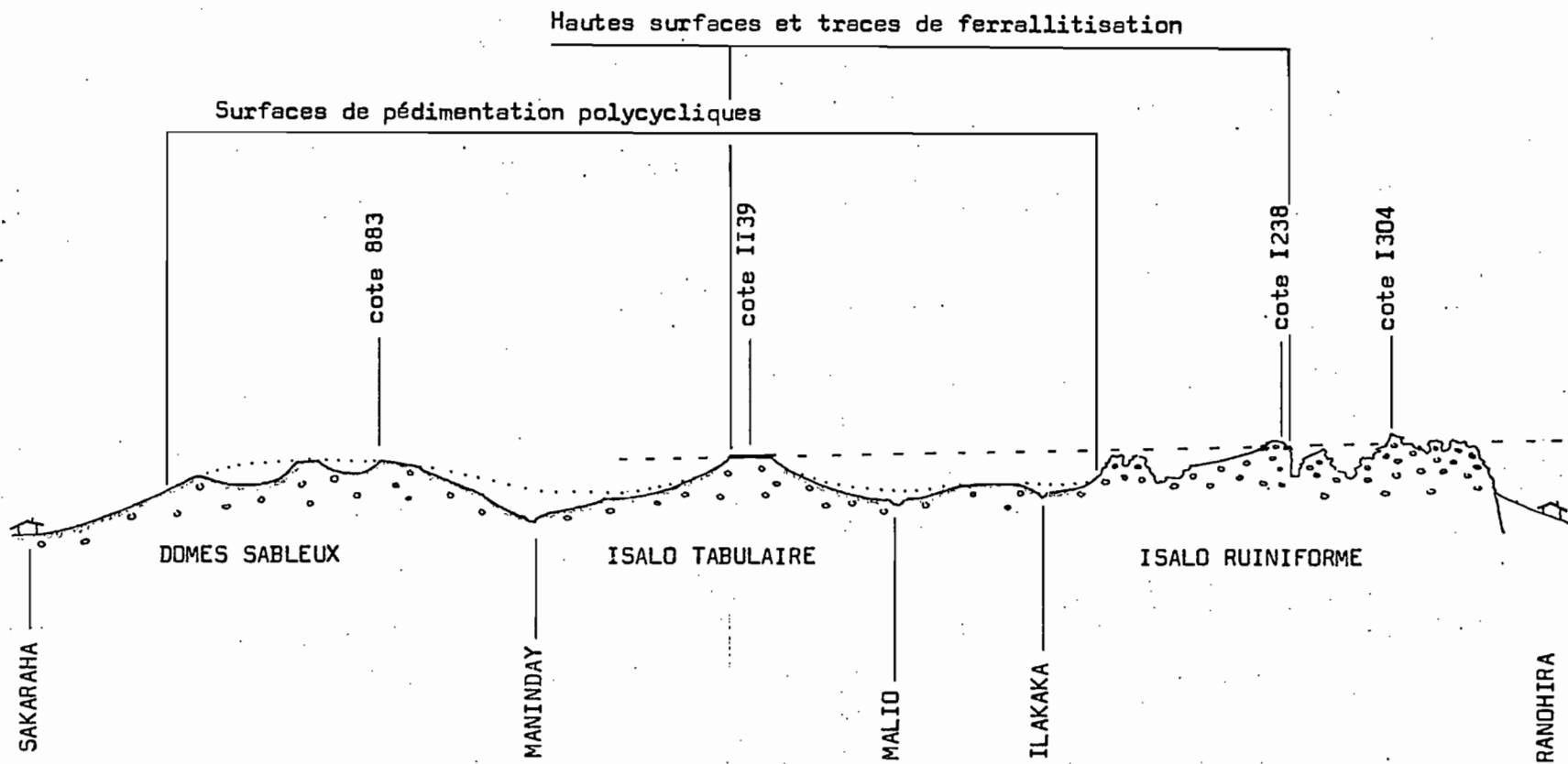


Fig. 17 - Schéma géomorphologique de l'ISALO

Le massif ruiniforme.

C'est une chaîne montagneuse, rocheuse, excessivement accidentée, longue de 140 km, large de 20 à 25 km. Au niveau de l'interfluve central, le Col de l'ISALO sépare deux chaînons : l'ISALO NORD et l'ISALO SUD (Cf. Fig. 18).

A l'Est, une muraille verticale s'élève de plusieurs centaines de mètres au-dessus de la dépression de RANOHIRA et révèle une faille inversée (BATTISTINI et DOUMERGE, 1966). Les confins sont moins nets à l'Ouest où les reliefs ruiniformes se raccordent graduellement aux reliefs tabulaires et aux dômes (Cf. Planche 6).

Une érosion polycyclique a dégagé cette chaîne des pénélaines finicrétacée et méso-tertiaire qui l'arasaient (DIXEY, 1958). Elle s'est manifestée selon les directions privilégiées de la stratigraphie et de la tectonique : de larges dépressions méridiennes et des canyons transversaux séparent d'épais bastions rocheux, légèrement basculés les uns par rapport aux autres, plus ou moins disloqués et superficiellement déchiquetés.

Deux composantes structurales interfèrent dans le façonnement superficiel de ces bastions.

L'une, sub-horizontale, traduit la résistance des strates sédimentaires les mieux consolidées et particulièrement des argilites. Elles se manifeste par un modelé sub-tabulaire dont le KOROBE, le KELYHOROMBE et le BEKOAKY sont les témoins les plus remarquables.

L'autre, sub-verticale, en rapport avec la silification intense du réseau des diaclases, se manifeste par un hérissément de superstructures dentelées : celles-ci couronnent la falaise orientale, s'élèvent jusqu'au piton du MITSINJOROY (1304 m) et constituent les alignements méridiens d'arêtes, pinacles et tourelles qui émergent des sables au voisinage du Col de l'ISALO (Cf. Planche 7).

L'ISALO est un massif insolite d'aspect grandiose ; sa pénétration est malaisée.

Les grès, nus ou revêtus de ferruginisations, affleurent au niveau des superstructures dont le modelé de détail est extrêmement tourmenté (BATTISTINI et DOUMERGE, 1966, SOURDAT, 1967). La végétation est réduite à des mousses, lichens et sclérophytes.

Des sols squelettiques et des fourrés à Ericacées sont associés sur les replats. La plate-forme du KOROBE porte par contre un sol épais auquel est associée une savane herbeuse dense à *Loudetia simplex*, *Schizachirium dominquinse*, etc...

Les fortes pentes, plus ou moins entaillées en escalier, conservent des accumulations localisées de litière et de sables, piégées parmi les blocailles ferrugineuses. Là se développe l'association typique à *Uapaca bojeri* et Ericacées, autrement dit "bois à Tapias", forêt claire des pentes de l'Ouest, etc...

Les stations humides et ombreuses des canyons accueillent la forêt galerie luxuriante où dominent les *Pandanus*.

De part et d'autre de la ligne de partage des eaux, l'altitude des vallées s'abaisse : de 800 m au voisinage du Col de l'ISALO à 250 m aux rives du MANGOKY et de l'ONILAHY. La ligne des crêtes par contre se maintient proche des 1000 m. Les dénivellations sont donc beaucoup plus accusées à la périphérie du massif qu'en son centre.

Les grès sont poreux, plus ou moins imperméabilisés par des silicifications et des ferruginisations. Les eaux ne ruissellent que sur de courtes distances et s'engouffrent dans un réseau pseudo-karstique. Elles réapparaissent au niveau des bancs d'argilites et souavent les parois des canyons. A l'étiage, elles se perdent dans les sables. En crues, elles débouchent avec violence, principalement vers l'Est.

Sur le revers occidental du massif et au voisinage du Col de l'ISALO par contre, la pédimentation est généralisée. Le ruissellement est diffus. Les reliefs ruiniformes émergent des glacis sableux (Cf. Planche 6).

Le massif tabulaire.

Les éléments d'un relief tabulaire ancien, remarquable par son étendue et sa parfaite régularité, sont conservés au centre du domaine gréseux dont ils occupent le faite hydrographique¹. On compte une trentaine de "tables cuirassées" dispersées sur une bande de 50 km du Nord au Sud. Quatre d'entre elles sont de superficie importante (4 à 8 km x 1 à 2 km) (Cf. Fig. 19).

Les sommets tabulaires sont rigoureusement plats, couverts d'un sol rouge et d'une savane herbeuse à *Loudetia simplex*, ceinturés de cuirasses et de grès ferrugineux. Les flancs sont concaves et abrupts sous les corniches cuirassées. Ils se raccordent aux piémonts sableux. Les grès et altérites sont masqués par des éboulis de cuirasse au milieu desquels se développe la forêt claire à Tapias (Cf. Planche 10).

Les hauteurs de commandement sont variables. Au voisinage du Col des TAPIAS, les glacis de piémont rejoignent presque le sommet des tables où un véhicule trouve accès. Plus loin la dénivellation est d'une centaine

¹ - Le massif tabulaire partage les eaux tributaires du MANGOKY (par la MALIO), de l'ONILAHY (par l'IMALOTO, les 2 SAKAMARE et la TAHEZA) et du FIHERENANA

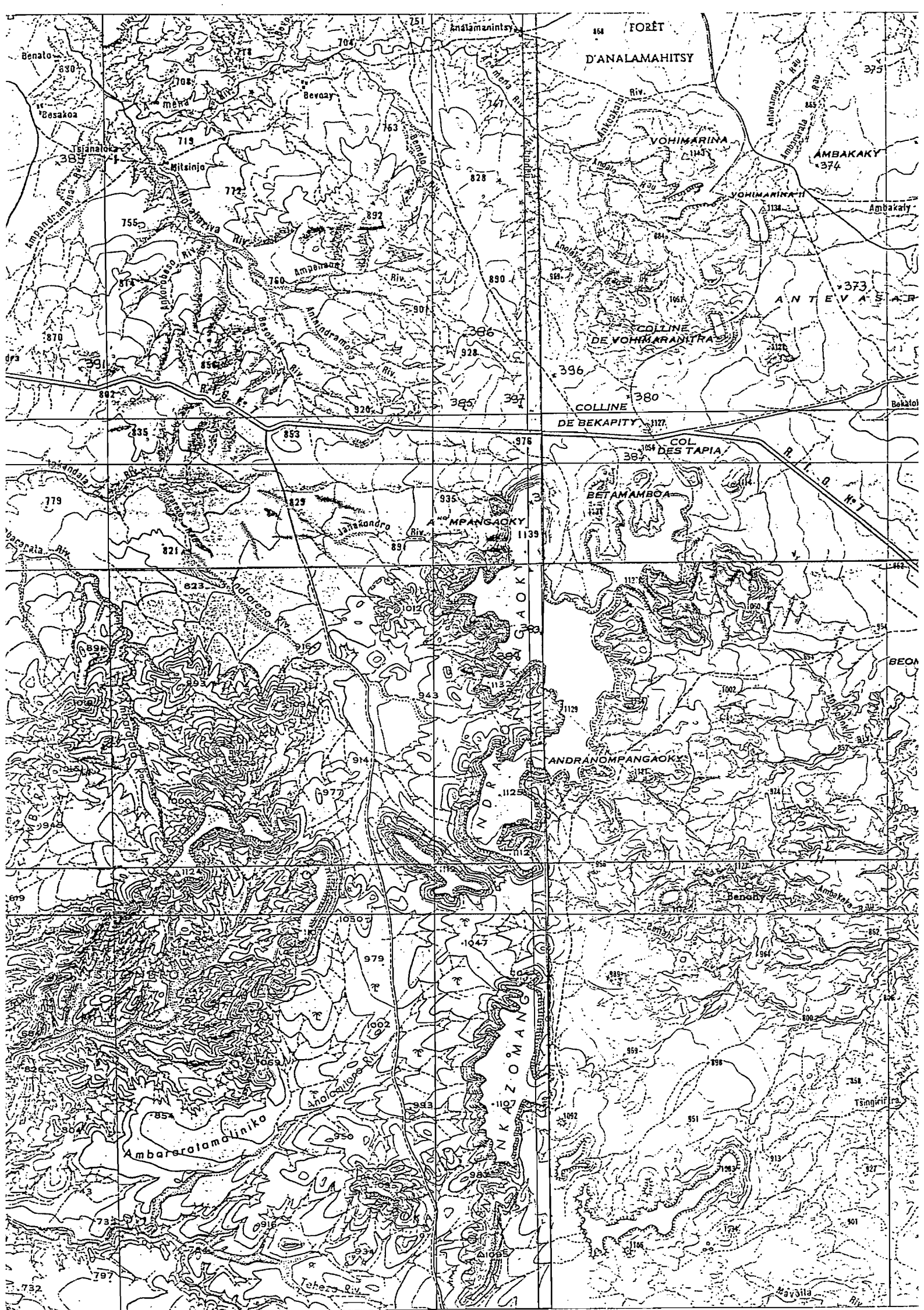


Fig. 19 - Partie Nord du Massif tabulaire de 1° ISALO
 (d'après I.G.N. 1/100 000 GH 56-57)

de mètres et s'accentue, notamment au Sud. La grande table du BETRANDRAKY surplombe les glacis de plus de 400 m ; elle en est séparée par un labyrinthe de canyons.

L'ensemble tabulaire culmine à la cote 1143 du VOHIMARINA, à 6 km au Nord du Col des Tapias. Compte tenu du remarquable nivellement de quelques points cotés, alignés sur un axe NW-SE (les points cotés 1125, 1129, 1127, 1135, sont alignés sur 25 km entre l'ANDRANOMPANGAOKY, le BENAHY et un plateau sans nom du Sud-Est du BENAHY - les points cotés 1028, 1029 du VOHIDAVA et du BETRANDRAKY définissent un alignement parallèle appartenant au même plan), on peut admettre l'orientation NE-SW comme ligne de plus grande pente, et évaluer celle-ci à $4,5/1000^2$.

²- Le paysage des dômes est décrit dans la 5ème Partie, Chap. 16.

Chapitre 14

L'Isalo tabulaire

L'étude de l'ISALO tabulaire se réduit à celle d'un modelé tabulaire et d'un sol ferrallitique.

1. COUPE D'UNE TABLE. L'ANDRANOMPANGAOKY.

La plateforme de l'ANDRANOMPANGAOKY est située à 3 km au Sud-Ouest du Col des TAPIAS. C'est un élément témoin de l'aplanissement méso-tertiaire (DIXEY, 1958 - BATTISTINI et DOUMENGE, 1966), long de 8,5 km et large de 2 km. La surface originelle était horizontale (pente 4,5/1000 SW) et rigoureusement plane comme le montre une vue d'ensemble du massif (Cf. Planche 8). Par suite de la dissection, la couverture meuble a été décapée à la périphérie de la table qui se trouve affectée d'un léger bombement : sa pente, évaluée sur carte est environ 2,5/1000 SW ; ses flancs sont escarpés et dominés par des corniches.

En fait, pente et bombement sont peu perceptibles. La surface sommitale paraît plate et nue ; on y rencontre ni arbres ni arbustes ni termitières.

La table est couverte par un sol rouge ferrallitique. Au centre, les horizons rubéfiés meubles sont épais de 3 à 4 mètres ; ils reposent sur des horizons altériques polychromes par l'intermédiaire d'horizons gravillonnaires. A la périphérie, les horizons meubles rubéfiés sont décapés ; les horizons gravillonnaires et une partie des horizons altéritiques sont consolidés sous formes de cuirasses et grès ferrugineux qui affleurent et forment corniches (Cf. Fig. 20).

Ne disposant pas de fosses assez profondes ni de tranchées assez longues pour analyser les processus pédogénétiques dans leur continuité, nous

en avons reconstitué les étapes et évalué le développement au moyen d'observations fragmentaires. L'exploration des flancs de la table relaie l'observation superficielle des profils. La pédogenèse s'exerce verticalement sur une trentaine de mètres, et latéralement sur toute la largeur de la table.

2. SCHEMA GENERAL DE LA FERRALLITISATION ET DU CUIRASSEMENT.

On peut observer sur l'ANDRANOMPANGAOKY les manifestations typiques de la ferrallitisation et du cuirassement. Les horizons correspondants sont les suivants¹.

De bas en haut.

- Les grès entrecroisés en place.
- Un horizon meuble, dont l'organisation reflète encore celle de la roche et dont la *pédoplasation*² n'est qu'ébauchée. (*Altérite*).
- Un horizon minéral évolué, caractérisé par des taches ou marbrures formant réseau et susceptible de s'indurer (*Retichron*).
- Un horizon minéral meuble, organisé par pédoplasation, présentant le maximum de différenciation et d'homogénéité du point de vue de la couleur. (*Structichron*).
- La zone de contact et d'interpénétration du retichron et du strutichron est marquée par la présence de gravillons : gravoretichron et gravostrutichron constituant le *gravolite*.
- Un horizon supérieur humifère, parfois appauvri en argile et en sesquioxydes, (*Appumite*).

¹ - En raison de la complexité et du développement exceptionnel atteint par le sol ferrallitique des tables de l'ISALO, nous utiliserons la terminologie de CHATELIN et MARTIN (1972) qui, pour ce cas, nous a paru commode et bien adaptée. Il ne nous a pas paru opportun d'en étendre l'usage aux autres chapitres de cette étude.

² - *Pédoplasation* : transformation du matériau originel en sol par argilification, division des particules, homogénéisation en un plasma à isotropie générale.

Du centre à la périphérie.

- Des horizons gravillonnaires, de plus en plus denses et consolidés.
- Des horizons indurés (*Stérite*), comportant tous les termes de passage entre les horizons retichromes (*Retistérite*) et les horizons gravillonnaires (*Gravostérite*).

Les horizons appumiques et structichromes ont pu être observés sur fosses car ils sont limités aux 3 ou 4 premiers mètres. Ils correspondent à l'*apexol*. Les autres horizons n'ont pu être observés que par sondage ou par exploration des flancs de la table. Ils correspondent à l'*infrasol*¹.

Nous allons étudier les matériaux pédologiques de la table dans l'ordre naturel de leur double différenciation : de bas en haut (plasmation, rubéfaction et allitisation), et latéralement (ferruginisation, consolidation et induration) (Cf. Fig. 21).

3. PEDOPLASMATION, RUBEFACON, ALLITISATION (Cf. Fig. 22).

Les horizons altéritiques.

Le passage des grès² aux horizons altéritiques semble rapide. Aux grès entrecroisés, de couleur jaunâtre ou grisâtre uniforme et de consistance ferme succèdent des matériaux dont la stratification est effacée, de couleur blanche veinée de jaune ou de rouge et de consistance plastique. Leur épaisseur peut être évaluée à près de 20 mètre (Cf. Planche 8).

Aux niveaux inférieurs de l'altérite, la texture micromorphologique est encore celle d'un grès arkosique à ciment argileux mais les proportions et l'organisation du ciment sont modifiées. La kaolinisation des feldspaths est généralisée ; il est possible également que des transferts limités d'ions ou de particules accroissent la proportion de kaolinite.

Sur lames minces, on constate que les quartz sont corrodés mais non divisés. Un grand nombre de plages optiques ont conservé les contours des feldspaths et le dessin de leurs réseaux cristallins, mais elles sont occupées par de la kaolinite dont les agencements cristallins se distinguent

¹ - Nous admettons que la limite inférieure de l'*apexol* coïncide avec celle du structichron. Elle se situe entre 2 et 3 m de profondeur. L'*infrasol* par contre est développé sur une trentaine de mètres.

² - Rappelons que le matériau originel est un grès arkosique à ciment argileux, constitué de quartz, de feldspaths plus ou moins altérés, de kaolinite, en présence de quelques minéraux ferrifères.

avec netteté : accordéons et éventails blancs nacrés (LP), atteignant 100 μ de longueur. Le microscope électronique révèle les cristaux eux-mêmes ; ils sont de grande taille (1 μ) et leurs formes cristallines sont très nettes (Cf. Planche 9).

On distingue par ailleurs l'apparition de nombreux dépôts de kaolinite microcristalline. Ces dépôts sont bien développés autour des vides, brun-beige (LN) ou gris-beige (LP), microlités, biréfringents avec extinction roulante. Ces dépôts semblent repousser devant eux des amas de fer, figuré sous forme de micro-esquilles (1 μ) noirâtres, ou diffus à l'état réduit.

Une fragmentation des plages kaolinitiques se dessine ; elle est soulignée par de fins liserés jaunes, biréfringents, vraisemblablement constitués de goethite.

La comparaison des diffractogrammes R.X. des grès et de l'altérite montre la prédominance des quartz dans les uns et de la kaolinite dans l'autre.

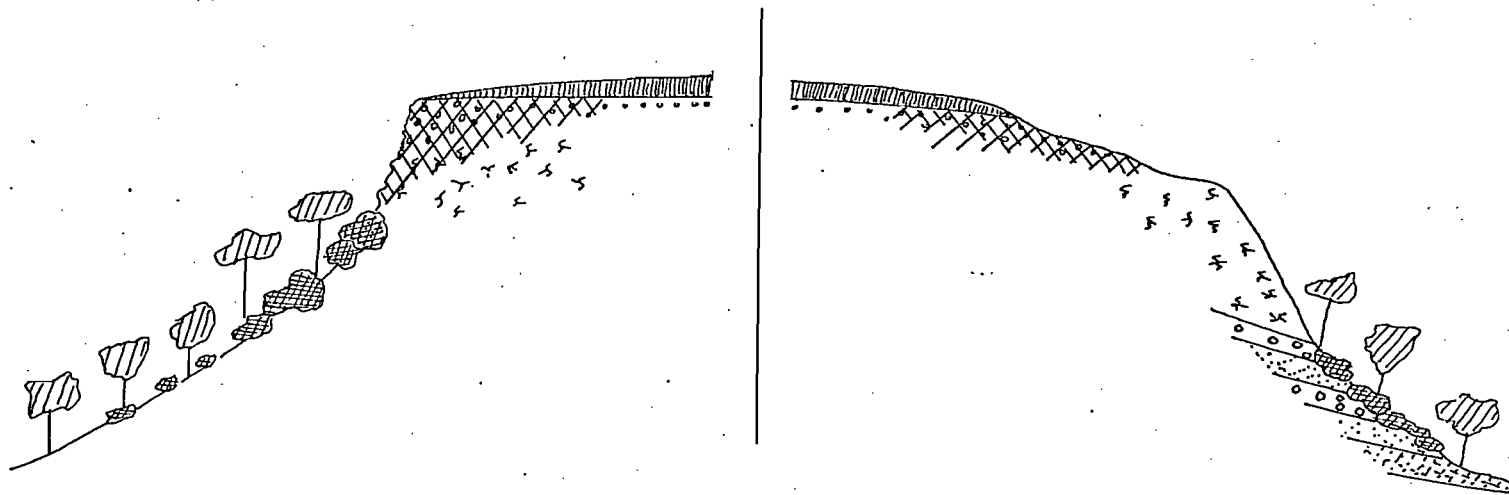
Les horizons retichromes.

Ils se présentent sous l'aspect classique de matériaux blancs, veinés ou tachetés de rouge, et de consistance plastique. En lames minces, la texture de ces matériaux n'apparaît plus comme celle d'un grès mais comme celle d'un sol.

Les quartz sont non seulement corrodés, mais fissurés, disloqués en esquilles et dispersés dans le plasma. Les pseudomorphoses de feldspaths sont rares ; ce stade est dépassé, et la pédoplasmation se manifeste par de larges domaines kaolinitiques cryptocristallins discontinus. Ceux-ci tendent à se fragmenter en micro-agrégats dont les contours sont parfois soulignés par un liseré ferrugineux jaune. On reconnaît aussi des dépôts de plasma microlité, dans les vides, et une organisation du plasma autour des grains du squelette.

En lumière polarisée, les domaines plasmiques se présentent comme un fond nébuleux, gris-olive, peu biréfringent. Il est éclairé d'une part par des microcristaux de quartz ou de ferro-magnésiens fortement biréfringents, d'autre part par l'éclat nacré de quelques édifices cristallins de plus grandes tailles formés de kaolinite.

Ces domaines sont circonscrits ou quadrillés par de minces accumulations de fer, sous forme de goethite bien cristallisée de couleur orangée vive. Ces contours ferrugineux semblent propres à faciliter l'in-









- | | | | |
|--|-------------------------|--|-------------------|
|  | sol rouge ferrallitique |  | argiles tachetées |
|  | gravillons |  | grès entrecroisés |
|  | cuirassement |  | éboulis |

Fig. 20 - Coupe schématique de la Table de l'ANDRANOMPANGAOKY

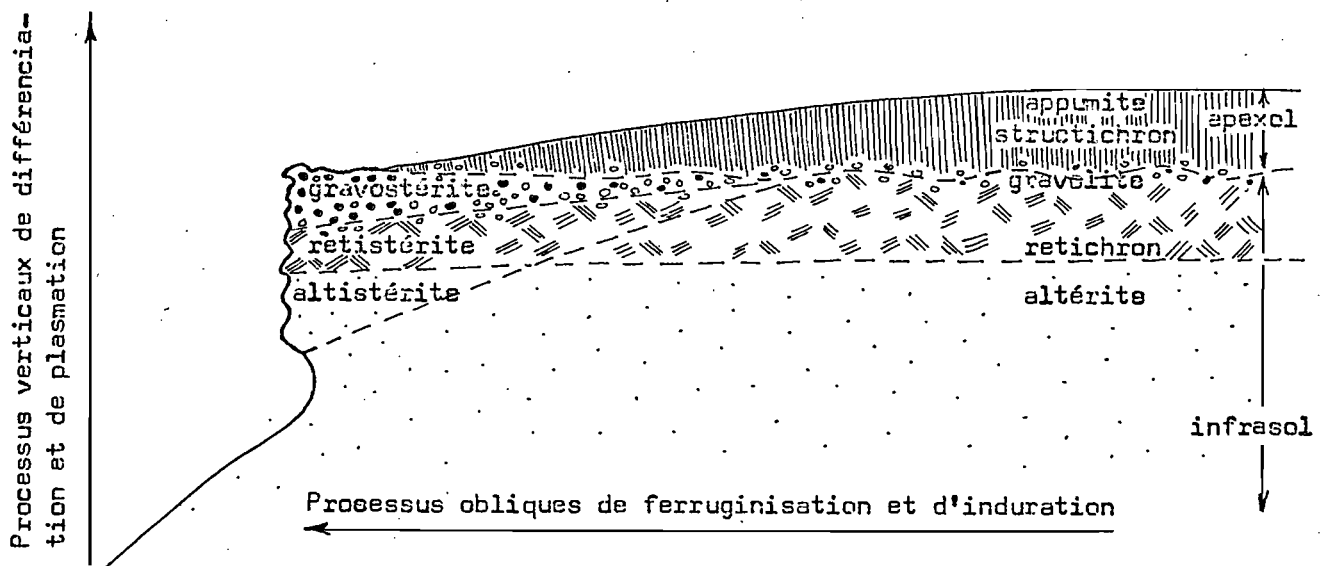


Fig. 21 - Schéma général de pédogénèse et de cuirassement des tables

dividualisation du plasma en micro-agrégats : cette individualisation s'observe sur des lames de sol tamisé et reconsolidé.

Le sommet du retichron est plus vivement coloré et renferme des gravillons. C'est un matériau argileux à argilo-sableux, bariolé de rouge, rosé ou gris, incluant des amas argilo-sableux d'aspect gréseux, rouges. En lame mince, on constate l'entassement de domaines plasmiques très divers et fragmentés (\varnothing 500 μ) : les uns succèdent aux domaines plasmiques de couleur gris-olive (LP) des niveaux inférieurs et les autres annoncent les micro-agrégats rouges de structichron. Le squelette quartzieux est très dispersé.

Plusieurs fragments plasmiques montrent une mosaïque de micro-domaines accolés les uns aux autres, les uns réduits et de couleur gris-olive (LP), les autres oxydés et de couleur rouge-orangé, d'autres encore à moitié colorés. Ils sont éclairés par des orientations enchevêtrées. A la limite du structichron, là où des poches de sol rouge et de sol jaune sont mêlées, on peut constater que la couleur rouge correspond à une oxydation généralisée des micro-agrégats tandis que la couleur jaune correspond à la réduction de ceux-ci.

A ce niveau, le rapport silice/alumine est compris entre 1,8 et 2,0. La capacité d'échange est très faible (2 mé/100 g) et fortement désaturée. La diffractométrie R.X. montre la nette prédominance du quartz et de la kaolinite, avec apparition de petites quantités de gibbsite. La kaolinite microcristalline ne peut plus être identifiée sous le microscope optique mais sous le microscope électronique ses cristaux donnent des images cristallines très nettes et très développées (1 μ).

Les horizons structichromes et appumiques (apexol).

Les horizons appumiques sont humifères (3 à 5 % de M.O.), et passent de brun sombre à brun-rouge (5 YR 4/3 - 5/4). Les horizons structichromes sont remarquablement homogènes et peu différenciés, si ce n'est par l'apparition de gravillons à la base, au contact du retichron. La couleur est grenat-rouge, vive, soutenue et uniforme (2,5 YR 4/6, tendant à 10 R à l'état frais) (Cf. Annexe 22).

La texture a été appréciée comme sablo-argileuse à argileuse, et appauvrie. L'analyse mécanique de routine fait apparaître vers 80 cm de profondeur un "ventre" d'argile qui évoque un lessivage. L'examen micro-morphologique par contre ne montre aucune trace d'illuviation dans le profil. La comparaison des résultats de l'analyse mécanique différentielle (méthode CHAUVEL) permet de supposer qu'un réel appauvrissement du

sommet est doublé par le blocage de fortes proportions de l'argile à différents niveaux. Au sommet, 34 % de l'argile vraie se comporte en pseudo-limons. A la base, 57 % de l'argile vraie se comporte en pseudo-sables (Cf. Annexe 23).

L'analyse triacide confirme que les taux de résidus insolubles sont nettement inférieurs aux taux des sables granulométriques, ce qui prouve que les "sables" contiennent beaucoup de concrétions. Le résidu correspondant à l'analyse de la fraction fine (A + L) par contre, est toujours inférieur à 2 % (Cf. Annexe 24).

La structure est massive et se résoud aisément en éclats friables, non fragiles, peu cohérents et peu fermes, à sous-structure "pseudo-grumeleuse" ; il s'agit de la structure "aliatode" définie par CHATELIN et MARTIN.

La capacité d'échange qui atteint 8 mé/100 g dans l'horizon humifère s'abaisse à 1 mé/100 g à la base du structichron. Le rapport silice/alumine est de 1,2 entre 80 et 100 cm.

La diffractométrie R.X. de la fraction argileuse montre la répartition minéralogique suivante (par ordre d'importance décroissante) :

- kaolinite, importante à tous les niveaux,
- gibbsite, assez importante à tous les niveaux,
- hématite, assez importante, surtout au sommet,
- un peu de goethite, plus importante à la base.

Tous ces éléments sont visibles sous le microscope électronique qui montre de plus une grande quantité de particules ferrugineuses amorphes. La goethite est toujours plus apparente que l'hématite (Cf. Planche 9).

Il s'agit donc bien d'un sol rouge moyennement allitique, profond et fortement désaturé.

L'aspect micromorphologique apparaît comme un critère important de la typologie ferrallitique (BEAUDOU, 1972). Il révèle une micro-agrégation nette et généralisée sous forme de "micropeds" argilo-ferrique, fortement biréfringents, de couleur rouge-orangé vive (LP), présentant des orientations concentriques, en pelures d'oignon (orientation oosepique). Certains sont centrés sur un grain opaque. Quelques uns sont de couleur gris-olive à l'intérieur ; leur cortex ferrique est rouge-orangé. Le squelette quartzueux est extrêmement divisé et corrodé. Il présente des liens très lâches avec la disposition aggloméroplasmique du fond matriciel. La gibbsite n'est pas figurée.

Les horizons gravillonnaires.

Ces horizons sont développés au contact du structichron et du retichron. Ils se présentent sous un aspect très complexe. Trois observations permettent de les décrire et de les interpréter.

Dans une fosse située au centre de la table, des petits amas argilo-sableux rouges sont mêlés à la "terre fine" du structichron. Ils sont relativement fermes, centimétriques, et contiennent des sables grossiers. Au-delà de l'horizon qui les contient, on passe progressivement à un retichron polychrome qui n'a été vu que par sondage. Ce type de succession offrait donc le maximum de continuité dans son développement.

Dans une autre fosse, plus proche des bords de la table, on observe entre 160 et 260 cm de profondeur la présence de nombreuses concrétions centimétriques, les unes rouge violacé, contenant de gros quartz, les autres jaune moutarde et argileuses. Elles sont noyées dans la terre fine rouge sur laquelle les concrétions jaunes se détachent plus vivement.

Cependant, à partir de 260 cm de profondeur, la terre fine devient elle-même jaune. Elle contient les deux types de concrétions mais ce sont les concrétions rouges qui forment contraste. En fait on peut constater que l'apexol rouge pénètre l'infrasol jaune selon une ligne de contact largement festonnée : l'apexol ravine l'infrasol. La concentration des concrétions qui était apparue brusquement dans l'apexol semble cesser assez rapidement dans l'infrasol comme si leur développement était lié à la zone de contact.

Dans un autre profil encore, les concrétions rouges et jaunes sont rassemblées à un niveau étroit et nettement délimité qui fait figure de stone-line gravillonnaire (300-330 cm). Les concrétions tendent à se souder en une carapace de structure très complexe. On y distingue 4 types de constituants que l'on retrouvera, plus ou moins consolidés par ferruginisation dans les cuirasses (gravostérite).

- Des nodules primaires rouge (\emptyset 4 - 10 mm) constitués d'un plasma argileux rouge, porphyrique, à squelette quartzeux grossier, enveloppés d'un cortex jaune. Le matériau rouge est friable et peut être extrait du cortex qui forme une enveloppe sphérique rigide.
- Des nodules primaires jaunes, constitués de fragments de plasma jaune, enveloppés également d'un cortex jaune.
- Un emballage de nature très particulière, constitué par un entassement de petits oolithes argileux, comportant un cœur jaune, friable et un cortex plus foncé, dur (\emptyset 100 - 400 mm).
- L'ensemble est cimenté par une pâte jaunée plus foncée. Les concrétions primaires et leur emballage oolithique sont parfois réunis sous forme de concrétions secondaires, limitées elles aussi par un cortex jaune.

Le gravolite est donc constitué de nodules pisolithiques, pris dans un emballage oolithique, et repris - ensemble ou séparément - à l'intérieur de concrétions gigognes.

Des analyses totales portant sur une sélection de concrétions rouges ou jaunes, et sur la terre fine rouge ou jaune, montrent que le rapport silice/alumine est de 1,6 dans la terre fine contre 1,9 dans les concrétions. Le résidu quartz compte pour 28 % dans le sol, 14 % dans les concrétions rouges, et 3 % seulement dans les jaunes. Le taux de fer total est de 11 % dans la terre fine, de 16 % dans les concrétions jaunes et de 28,5 % dans les rouges.

4. BILAN DES PROCESSUS DE PEDOGENESE.

L'examen micromorphologique des prélèvements discontinus dont nous disposons, appuyé sur quelques déterminations chimiques, diffractométriques et par la microscopie électronique, nous a permis de suivre le développement des processus de pédoplasation, de rubéfaction et d'allitisation (Cf. Fig. 22).

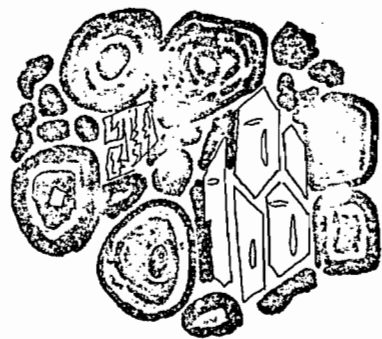
- Corrosion et fragmentation du squelette quartzeux.
- Élimination du squelette feldspathique par substitution de kaolinite (pseudomorphose) au niveau de l'altérite, puis redistribution de cette kaolinite par pédoplasation au niveau du retichron.
- Microagrégation du plasma kaolinitique, par fragmentation des domaines plasmiques, latente dans l'altérite, exprimée dans le retichron, généralisée dans le structichron et le gravolite.
- Dissolution et diffusion du fer figuré de l'altérite, puis cristallisations localisées (retichron) ou rubéfaction diffuse (structichron).
- Individualisation d'un gravolite.

L'individualisation du gravolite nous est apparu comme un accident, lié à une discordance entre l'apexol et l'infrasol. La similitude des constituants plasmiques du retichron, du structichron et du gravolite suggère une continuité génétique tandis que l'aspect de certaines zones de contact suggère l'intervention d'une dynamique externe qui en décapant le retichron primitif, aurait individualisé, roulé et durci les éléments de plasma kaolinique jaune ou de plasma quartzo-kaolinique rouge qu'il contenait, pour les noyer ensuite au sein d'un matériau de recouvrement. Bien que nos observations ne soient pas de nature à prouver une telle intervention, on ne peut en écarter l'hypothèse.

D'une façon ou d'une autre les éléments plasmiques du retichron se sont individualisés et pourvus d'un cortex goethitique, puis agglomérés en éléments gigognes à la faveur d'alternance d'humectation-dessiccation et de réduction-oxydation assez complexes.

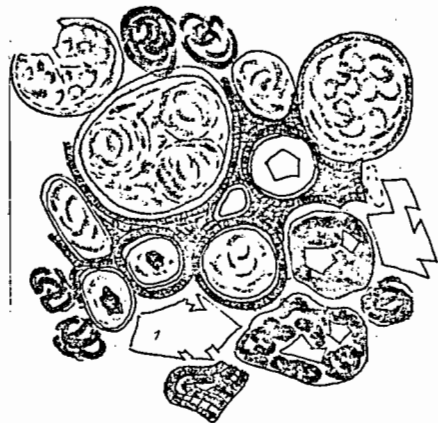
STRUCTICHRON

QUARTZ fragmentés, anguleux, corrodés. OPAQUES au centre des micro-agrégats.
 KAOLINITE crypto-cristalline, sous forme de micro-agrégats plasmiques rouges, sphériques, pourvus d'orientations internes oosépiques.
 FER diffus à l'état d'hématite cryptocristalline ou amorphe.
 Fond matriciel granulaire à grains plasmiques très bien individualisés.



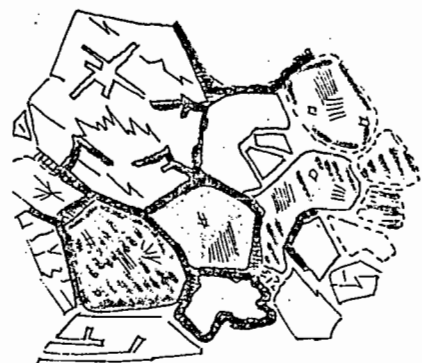
GRAVOLITE

Fond matriciel presque exclusivement plasmique. Les QUARTZ ne sont représentés que s'ils sont intégrés à des domaines primaires. OPAQUES au coeur des micro-agrégats.
 KAOLINITE cryptocristalline ; elle constitue le coeur des micro-agrégats dont le cortex est formé de goethite, et les domaines plasmiques où le FER est diffus.
 Orientations oosépiques nettes dans les microagrégats. Couleur jaune dominante.
 Le FER migre vers le cortex des micro-agrégats et remplit les méats (goethite). Il diffuse dans les nodules rouges (hématite et amorphes).



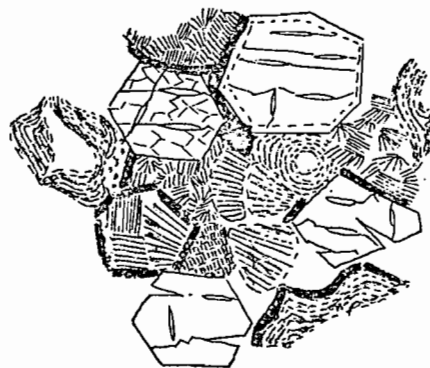
RETICHRON

QUARTZ fissurés, craquelés, corrodés. FELDSPATHS à l'état de fantômes kaolinitiques. KAOLINITE figurée en paillettes dans les domaines plasmiques. Ceux-ci sont déjà fragmentés en micro-agrégats dont les contours sont soulignés par de la goethite.
 Le FER n'est pas diffus et l'ensemble est de teinte claire ; il cristallise en dépôts oranges autour des domaines plasmiques.



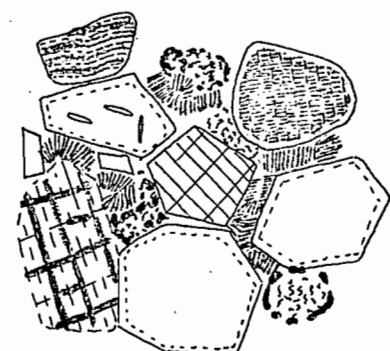
ALTERITE

QUARTZ intensément fissurés, craquelés, corrodés. Pseudomorphose généralisée des FELDSPATHS. KAOLINITE nettement figurée en édifices cristallins (éventails et accordéons) ; elle s'organise aussi en cutanes dans les vides et autour des grains. Elle est de teinte claire.
 Le FER est diffus, à l'état réduit ; il cristallise en goethite entre les domaines plasmiques et les quartz. Des OPAQUES et des FERROMAGNESIENS sont figurés sous l'aspect de "limaille" noirâtre.



GRES

QUARTZ sub-anguleux, souvent revêtus de silicifications secondaires, plus ou moins corrodés.
 FELDSPATHS corrodés et transformés en KAOLINITE par pseudomorphose.
 FER à l'état d'esquilles de FERROMAGNESIENS et d'OPAQUES, noirâtres, diffusant des "nuages" de teinte rouille.



Représentation approchée au grossissement 10

L'allitisation se manifeste sans doute déjà dans l'infrasol. Elle est très nette dans l'apexol où la gibbsite a été reconnue par diffractométrie et examen MET.

5. CONSOLIDATION ET CUIRASSEMENT.

Au niveau du gravolite meuble ou faiblement induré qui se trouve au centre de la table, on observe déjà une consolidation des structures : formation de cortex par ségragation fer-kaolinite au sein des nodules jaunes ou rouges ; rassemblement de gravillons au sein de concrétions complexes (Cf. Fig. 23).

Les nodules porphyriques rouges, les nodules jaunes et les microagrégats jaunes s'isolent à l'intérieur de cortex argilo-ferriques à zonations concentriques, de couleur générale gris-olive (LP), biréfringentes avec orientations concentriques et cristallisations zonées de goethite jaune ou orangée, et durcissement.

Les micro-agrégats de l'emballage se transforment en oolithes dont le coeur kaolinitique apparaît gris-olive (LP) et le cortex ferrique, brun-rouge. Les cortex tendent à s'épaissir et à se rejoindre pour former une sorte de tissu alvéolaire goethitique. Le plasma kaolinitique donne parfois l'aspect d'une rétraction à l'intérieur de son enveloppe.

La cristallisation de goethite en fleurs irisées jaune-doré, dans les méats intergravillonaires représente un second stade de transformation et de consolidation.

Dans un troisième stade qui se manifeste au voisinage des bords de la table, l'ensemble des structures plasmiques est envahi par la diffusion et le dépôt de fer de couleur rouge vive, qui colonise les trames kaolinitiques en respectant leurs orientations et qui s'insinue dans les plus fines fissures des quartz.

A l'issue de ce stade ultime, le gravolite est transformé en une cuirasse d'aspect pisolithique, car l'envahissement ferrique souligne le dessin des concrétions pisolithiques et masque le dessin des concrétions oolithiques. Parallèlement, le retichron et une partie de l'altérite évoluent en cuirasses réticulées ou en grès ferrugineux. Il est notable que cet envahissement de fer "rouge" se présente sous le microscope optique comme des traînées ou des gouttes isotropes dont l'aspect contraste avec la biréfringence et la couleur jaune du fer goethitique.

Au niveau des "grès ferrugineux", on reconnaît bien la structure élémentaire des horizons altéritiques : squelette quartzeux corrodé et

ciment kaolinitique à édifices cristallins bien développés (éventails et accordéons). On peut constater la colonisation de ces édifices kaolinitiques par le fer dont les "gouttes" de couleur rouge vive isotrope viennent s'aligner le long des feuillets argileux, en soulignant les structures réticulaires héritées de la pseudomorphose des feldspaths. A côté de ces accumulations nébuleuses de fer "rouge" on observe des cristallisations de goethite en fleurs irrisées et même la formation de micro-géodes de goethite jaune-doré.

Diverses diffractométries R.X. ont été pratiquées, soit sur poudres, soit sur lames minces non couvertes, afin de déterminer les constituants des formations indurées et de diagnostiquer, autant que possible la nature des éléments repérés sur lames.

Toutes les déterminations mettent en évidence la présence de kaolinite, abondante et bien cristallisée. Elles révèlent la présence assez constante de gibbsite bien que celle-ci ne soit pas visible au microscope. Elle confirme évidemment la présence de formes diverses du fer.

En ce qui concerne le gravolite meuble ou faiblement induré situé au centre du plateau, un balayage diffractométrique des lames non couvertes différencie ses constituants : lorsque le faisceau ne traverse que l'emballage jaune formé d'oolithes, les pics de kaolinite et de goethite apparaissent seuls ; lorsque le faisceau intercepte un nodule rouge où une zone de diffusion du fer "rouge", des pics d'hématite se dessinent.

Par contre, les diagrammes de poudre relatifs aux cuirasses et surtout aux grès ferrugineux de la périphérie révèlent de fortes quantités d'hématite dominant la goethite. On peut donc penser que le fer diffuse à l'état d'hématite amorphe et cristallise lentement là où il s'est fixé.

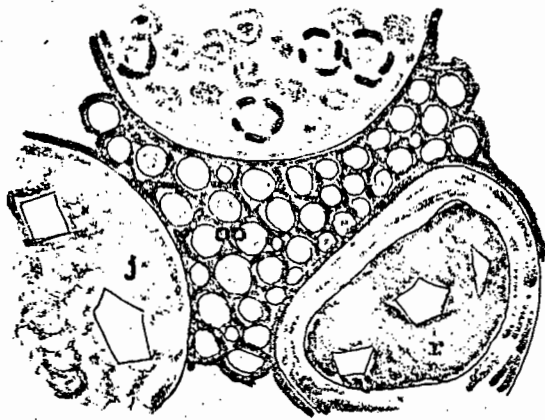
6. GENERALISATION A L'ENSEMBLE DE L'ISALO TABULAIRE.

Les tables du VOHIMARINA II (1138 m), du VOHIMARANITRA, du BEKAPITY (1127 m) et du VOHIDAVA (1100 m) ont été reconnues. Ces tables sont étroites et leurs surfaces sont beaucoup plus décapées que celle de l'ANDRANOMPANGAOKY. Les sols rouges y sont réduits à une mince couverture résiduelle mêlée à une très grande quantité de gravillons. Les cuirasses affleurent presque partout, parfois même les grès ferrugineux.

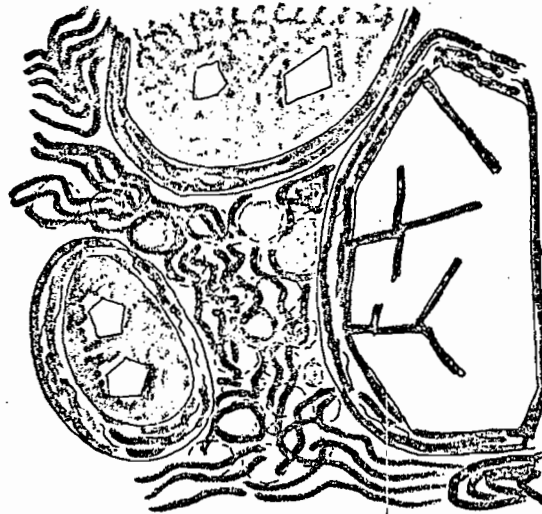
Quoi qu'il en soit du degré d'érosion, les matériaux en place permettent d'affirmer que la pédogenèse est identique. Les contrôles analytiques, diffractométriques et micromorphologiques confirment l'identité des structures et de la composition minéralogique ou chimique.

Il est regrettable que nous n'ayons pu parvenir jusqu'à la grande table du BETRANDRAKY qui se trouve assez éloignée, et défendue par un réseau de

CONSOLIDATION du GRAVOLITE - Des nodules rouges porphyriques (r), des nodules jaunes (j), un emballage formé de nombreux colithes à coeur de KAOLINITE et cortex de GOETHITE (co), sont consolidés par la cristallisation de la GOETHITE, soit individuellement, soit en ensembles gigognes.



CUIRASSEMENT du GRAVOLITE - Le squelette quartzéux est profondément pénétré par du FER diffus, cryptocristallin ou amorphe (HEMATITE) qui envahit également tous les éléments plasmiques du gravolite, en nappes de couleur rouge vive, de contours imprécis.



FERRUGINISATION des GRES - Le squelette est intensément corrodé, cataclasé, pénétré par du FER du FER diffus de couleur rouge. Les édifices cristallins de KAOLINITE (k) sont colonisés par le fer qui dépose des "gouttes" et des nappes rouges le long des mailles. Le FER s'organise dans les vides. On remarque que des micro-géodes de GOETHITE à l'intérieur de nappes d'HEMATITE.

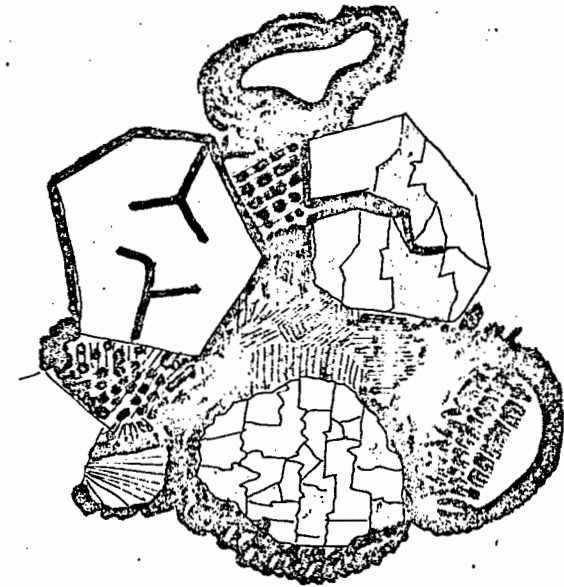


Fig. 23 - Consolidation et cuirassement des formations ferrallitiques de l'ISALO

canyons extrêmement impressionnant. En raison de son étendue, à juger d'après les photographies cette table pourrait donner lieu à quelques observations originales.

Chapitre 15

L'Isalo ruiniforme -

Généralisation et conclusions sur les Hautes Surfaces

1. MATERIAUX FERRALLITIQUES ROUGES DU MASSIF RUINIFORME.

Nous avons exploré les hauteurs de l'ISALO NORD par deux itinéraires pédestres qui pénètrent le massif d'Est en Ouest, à partir de RANOHIRA LE VIEUX et de IANABOTY (SOURDAT, 1967). Dans l'ISALO SUD nous avons reconnu le signal de l'ANKELAKA qui domine BENENITRA. Nous y avons trouvé les traces d'une ferrallitisation.

Le KOROBE est un plateau structural dont la surface est inclinée selon une pente de 5/100 W. Sa bordure orientale forme une crête, jalonnée par les cotes 1238 et 1213. Elle surplombe la partie extrême-orientale du massif par des abrupts inaccessibles. Le KOROBE est prolongé au Nord par les plateaux du KELYHOROMBE et du BEKOAKY qui appartiennent de toute évidence au même ensemble morphologique.

Du point coté 1238 jusqu'à 1 km au Nord du point 1213, la crête du KOROBE est occupée par des gisements sporadiques de sol rouge gravillonnaire; elle est jonchée de débris de cuirasse et grès ferrugineux (Cf. Annexe 25).

De plus, des masses très volumineuses (plusieurs mètres d'épaisseur) de grès ferrugineux forment une corniche plus ou moins effondrée au-dessus du canyon qui sépare le KOROBE du KELYHOROMBE au Nord de 1214 (Cf. Planche 10).

Des grès ferrugineux analogues bien qu'en blocs moins importants ont été vus au sommet de l'ANKELAKA (832 m). Une exploration systématique des hauteurs des deux massifs permettrait sans doute de multiplier ces constatations.

Faute d'avoir observé de véritables cuirasses du genre pisolithique, on pourrait douter de la signification pédogénétique de ces grès ferrugineux et les assimiler aux grès ferrugineux interstratifiés d'origine sédimentaire qui sont abondants dans l'Isalo. Cependant, les grès ferrugineux interstratifiés se présentent en bancs décimétriques nettement délimités, discordants sur les grès, d'aspect vitrifié, durs, à cassure esquilleuse, tandis que les grès ferrugineux dont il est question sont en masses épaisses, bourgeonnantes, vacuolaires, friables en continuité avec les grès gris. Par

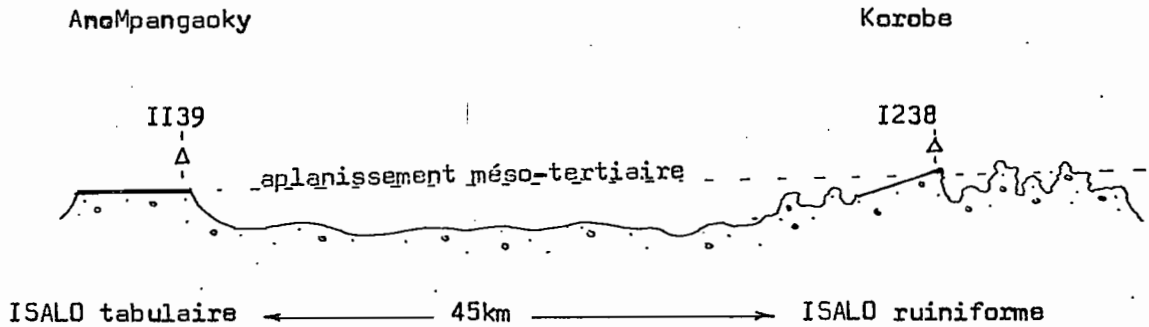
ailleurs nous avons établi par l'observation des tables que de telles formations représentent un faciès habituel du cuirassement des grès.

L'analogie entre les grès ferrugineux de KOROBE et ceux des tables est confirmée par l'examen microscopique, chimiques et diffractométriques. On y reconnaît les mêmes composants et les mêmes structures ; la micro-agrégation du plasma, l'envahissement par le fer, la présence de gibbsite, d'hématite, de goethite, associées à la kaolinite, avec un rapport silice/alumine inférieur à 2 (Cf. Annexes 26 et 27).

2. SIGNIFICATION GEOMORPHOLOGIQUE DE CES MATERIAUX.

Par analogie avec l'Afrique de l'Est, DIXEY avait diagnostiqué l'influence, sur le Sud-Ouest de Madagascar, aplanissements fini-secondaire et méso-tertiaire dont les témoins seraient respectivement voisins des cotes 1300 m et 1100 m. BATTISTINI et DOUMERGE ont cru pouvoir identifier les plateaux du KOROBE, du KELYHOROMBE, etc..., à l'aplanissement méso-tertiaire, en raison de leurs cotes moyennes proches de 1100 m et de leur morphologie sub-tabulaire. Cependant, l'ensemble de ces plateaux est incliné de 5/100 et il est malaisé de le raccorder aux tables du Col des TAPIAS, d'altitude voisine, mais éloignées de 50 km et dont la pente est de 4,5/1000. Par ailleurs les itinéraires de crêtes que nous avons suivis ne nous ont jamais permis d'observer de nettes discordances angulaires entre les pendages sédimentaires et les surfaces. Enfin la surface du KOROBE est couverte d'un sol ferrallitique jaune, probablement colluvial, et seule sa crête orientale est occupée par des reliques ferrallitiques rouges et gravillonnaires.

Il y a donc lieu de retenir le schéma interprétatif que nous avons esquissé en 1967. La crête de la cote 1238 et elle seule est raccordée à la surface d'aplanissement méso-tertiaire dont les principaux témoins constituent le massif tabulaire. Les plate-formes sub-tabulaires du groupe du KOROBE sont considérées comme des surfaces structurales qui ont été dégagées par suite de la dissection de la surface d'aplanissement.



3. LE SOL JAUNE FERRALLITIQUE DU KOROBE.

Le plateau structural sub-tabulaire du KOROBE porte un sol d'aspect original que nous avons reconnu en deux endroits. C'est un sol du type ABC, séparé du substrat par une ligne de gravats (Cf. Annexe 28).

L'horizon B est légèrement rubéfié (5 YR 5/8). Le matériau originel est jaune (10 YR 5/8). La diffractométrie révèle de la kaolinite, des traces d'illite et un peu de gibbsite ; l'hématite n'existe qu'en traces dans le B ; la goéthite, en traces dans le profil serait plus abondante dans le substrat. Le rapport silice/alumine est 1,7.

Le substrat semble constitué par la même altérite polychrome que nous avons reconnue par sondage au niveau de la cote 1238 et sur les tables.

En dehors de ses caractères allitiques, ce sol est très différent des sols rouges précédemment décrits ; il est très différent aussi des sols ocres, sableux qui occupent les glacis de l'ISALO et que nous décrivons ultérieurement.

Il s'agit d'un sol ferrallitique ancien, fortement désaturé (V inférieur à 10 %), remanié, voire colluvial. Nous n'en avons pas rencontré d'autres exemples. Il est possible que son originalité soit liée à la présence d'une strate d'argilite dont la résistance mécanique expliquerait par ailleurs la morphologie structurale du plateau.

4. GENERALISATION.

La MANAMANA est un plateau long de 4 km et large de 3 km, situé à 65 km NW du Col des TAPIAS et à 15 km S d'ANKAZOABO. Sa cote est de 932 m et sa pente est à peu près nulle.

Nous y avons observé un sol rouge peu profond (1 m), mais assez fortement allitique et fortement désaturé (rapport silice/alumine inférieur à 1 - V inférieur à 5 %).

La plate-forme sommitale est conforme au pendage local des grès d'âge crétacé et BESAIRIE (1972) la considère à bon droit comme structurale. Il n'est pas pour autant exclu qu'elle ait été autrefois intégrée à l'ensemble de la surface d'aplanissement régionale.

Par ailleurs, il faut rappeler que DIXEY intégrait l'épaulement basalitique qui constitue le sommet de l'ANALAVELONA (1243 m) à la surface finissecondaire ; ceci en vertu d'arguments altimétriques qui ne sont pas absolument convaincant puisqu'il s'agit d'une zone notoirement ébranlée par la technique.

Nous inclinons quant à nous à rattacher les hauteurs de la MANAMANA et de l'ANALAVELONA à la topographie méso-tertiaire et à considérer la ferrallitisation de ces sommets comme contemporaine de celle des Hautes Surfaces de l'ISALO.

5. CONCLUSIONS SUR LES HAUTES SURFACES DE L'ISALO ET DU SUD-OUEST.

Le massif tabulaire de l'ISALO est le témoin central de formations aplanies et ferrallitisées dont les témoins périphériques ont été reconnus dans le massif ruiniforme (crête du KOROBE, ANKELAKA, etc...), et (avec réserves) sur le MANAMANA et l'ANALAVELONA. L'articulation ancienne des processus d'arasement, d'altération, d'allitisation et de rubéfaction est hypothétique mais il paraît possible de poser quelques jalons.

Selon la théorie biorhexistasique, le dépôt de sédiments marins calcaires est corrélatif d'une intense hydrolyse des terres émergées. Les grès isaliens, ainsi que les calcaires et basaltes crétacés ont donc subi cette hydrolyse au cours de l'Eocène (le conditionnement préalable des roches n'a pu que faciliter l'arasement méso-tertiaires des reliefs), et au cours du Miocène. Elle a provoqué "une altération massive de tous les minéraux primaires, associée à l'absence de phyllites 2/1", ce qui définit la ferrallitisation selon PEDRO, DELMAS et SEDDOH (1975).

Par contre, l'évacuation de la silice dissoute et l'allitisation correspondante n'ont vraisemblablement pu se manifester qu'après dissection

de la surface et organisation du drainage¹.

Selon BOURGEAT (1972) les processus d'allitisation sont directement liés aux oscillations cycliques du climat : la gibbsite s'individualise au cours de phases pluviales, propices à la pédogenèse, mais les horizons où elles apparaissent ont été altérés en profondeur au cours du cycle précédent et rajeunis au cours de la phase displuviale intermédiaire. Ainsi, une allitisation a pu se produire au Miocène, après rajeunissement d'âge oligocène des altérites d'âge éocène ; il y a lieu de croire que les horizons correspondants ont été érodés au Pliocène.

Les horizons allitiques que nous observons résulteraient donc d'une allitisation aepyornienne (pré-moramangienne) après rajeunissement pliocène des altérites miocènes.

Nous avons avancé² que "l'apexol ravine l'infrasol" et que l'individualisation des microagrégats kaolinitiques à cortex goethitique, celle des nodules porphyriques rouges et la réunion de ces éléments en gravillons complexes et en carapaces, soient directement liés à une troncature du profil.

On peut envisager que la concentration du gravolite sous forme de stone-line gravillonnaire soit d'origine biologique (LEVEQUE, 1975). Ce n'est pas l'absence actuelle de termitières sur les Hautes Surfaces qui infirmerait cette solution mais plutôt le faciès granulométrique linéaire des horizons superficiels.

Si la troncature est réelle, on peut la référer au Pliocène, sans exclure qu'elle soit moramangienne. En tous cas les cycles post-moramangiens ont certainement été impuissants à modifier significativement l'état des choses.

Le tableau ci-après résume ces diverses hypothèses de travail.

: EOCENE	: biostasie	: Acidolyse profonde	:
: OLIGOCENE	: rhexistasie	: Aplanissement - rajeunissement	:
: MIOCENE	: biostasie	: Acidolyse - dissection de la surface	:
: PLIOCENE	: rhexistasie	: Demantèlement, rajeunissement et individualisation des tables	:
: AEPYORNIEN	:	: Allitisation pré-moramangienne	:
:	:	: Remaniement moramangien éventuel	:
:	:	: Conservation en l'état	:

1- L'incision des surfaces est liée aux conditions biostasiques tandis que leur rajeunissement superficiel est lié aux conditions rhexistasiques.

2- L'observation dont découle cette hypothèse devrait être contrôlée, non seulement sur l'ANDRANOMPANGAOKY et les autres tables, mais sur le MANAMANA et l'ANALAVELONA.

Cinquième partie

LE DOMAINE GRÉSEUX DE L'ISALO -

LES FORMATIONS COMPLEXES

DES GLACIS ET DES DÔMES SABLEUX

Chapitre 16

Introduction à l'étude des glacis et dômes sableux

1. GLACIS, DOMES SABLEUX ET RELIEFS DERIVES.

Une grande partie du domaine gréseux de l'ISALO est constitué de glacis. Dans quelques cas exceptionnels (la dépression de l'AMBOANDRIKA, Cf. Fig. 18), il s'agit bien de plans à pentes longitudinales nettes et régulières sans pentes latérales (DERRUAU, 1962), le long desquels se manifestent la dénudation, l'accumulation, l'épandage voire l'ennoyage (TRICART et CAILLEUX, 1962). On a plus souvent affaire à des formes composites, comprises entre les reliefs (ruiniformes ou tabulaires) qui commandent l'amont et les ravins qui dissèquent l'aval, de sorte que les effets de la dissection s'ajoutent à ceux du décapage aréolaire : les pentes longitudinales sont discontinues et les pentes latérales se multiplient en isolant des interfluves.

Ce qui nous intéresse dans le cadre de cette étude c'est le modelé original, et nous tenterons d'en retrouver les témoins, là où la dissection ne les a pas entièrement dénaturés. On peut appliquer à leur genèse la définition de BAULIG (1952) citée par HERVIEU (1968) : "le pédiment est modelé par un écoulement qui, constamment à la limite de sa charge, ne peut se concentrer durablement et creuser, mais reste toujours capable d'ablation".

Ce processus a pu se généraliser. Certains glacis se sont étendus aux dépens des reliefs et les ont résorbés en se rejoignant au sommet ; ils ont engendré les "dômes sableux". Ce terme, vulgarisé à Madagascar par les géologues, désigne un ensemble de collines nivelées, superficiellement sableuses, qui composent un paysage original en marge des reliefs. En fait, le modelé de ces dômes a été en maints endroits dénaturé par une reprise d'érosion et ils ont fait place à des "reliefs dérivés".

Il y a en effet lieu de croire qu'à l'issue d'une ou plusieurs phases plioaépyorniennes de pédimentation, le paysage isalien, modelé en glacis et en dômes, constituait son propre niveau de base : c'était une pédiplaine. Plus tard, le raccordement de ce niveau général a provoqué l'insertion du drainage et une reprise d'érosion. Ravinement et décapage ont progressé à partir de l'aval, isolant en amont les vestiges des glacis anciens. Le sub-

strat est revenu à l'affleurement et une nouvelle génération de reliefs s'est dégagée des sables : les "reliefs dérivés" (Cf. Fig. 24).

2. PAYSAGES.

Les zones de partages des eaux les plus centrales ont été les moins atteintes par la reprise d'érosion. Glacis et dômes y sont assez bien conservés sous leurs aspects originels; notamment aux abords du Col de l'ISALO, au KELIMILIOKY, au MILIOKY et au MILIOKAKELY. Leurs pentes sont très régulières (4/100), indemnes de creusement linéaires sur de grandes longueurs (10 km) ; le substrat est parfaitement masqué par la couverture meuble de "sables roux". L'altitude, le manque d'eaux phréatiques, l'éloignement des zones de culture et de l'habitat expliquent leur aspect désert ; le passage des feux annuels favorise l'hégémonie de la savane herbeuse à *Loudetia filifolia*.

Les zones périphériques par contre sont l'objet d'un rajeunissement du modelé et offrent des aspects plus diversifiés. Le réseau hydrographique, dans le bassin du FIHERENANA notamment, isole des mailles d'une dizaine de kilomètres de largeur centrées sur un dôme ou sur son relief dérivé. Les pentes sont accentuées et les sables superficiels s'érodent, découvrant successivement des stones-lines de galets, des stones-lines de gravats ferrugineux puis des grès plus ou moins bariolés qui tendent à former des reliefs dérivés. La présence de ces ressauts entrave le drainage et permet la conservation de mares à fonds cuirassés. Divers types de savanes arborées, alternent avec la forêt sèche décidue ou semi-décidue (MORAT, 1973). Les différences d'altitude et la répartition des nappes explique la variété des sous-groupements arbustifs ou arborés associés au *Loudetia filifolia* ou à l'*Héteropogon contortus* des savanes. Les zones de ravinement intense où affleurent les grès bariolés sont colonisées par un groupement arbustif pionnier à *Terminalia Seyrigii*.

3. EMBOITEMENTS DE GLACIS ET DISCORDANCES D'EPANDAGES.

Dans l'ensemble, ces paysages sont monotones et leurs modelés confus. Erosion et sédimentation ont remis en jeu ici et là les mêmes matériaux remaniés des grès, dépourvus, du fait d'une longue histoire morpho-pédogénétique, de tous caractères distinctifs. La reconstitution de cette histoire ne peut s'appuyer que sur deux constatations : l'emboîtement des glacis et la discordance des matériaux d'épandage.

On peut en effet retrouver les traces de quatre glacis, diversement significatifs, et sur les plus anciens d'entre eux, celles de quatre discordances majeures d'origine morpho-pédogénétique. Ces phénomènes se manifestent

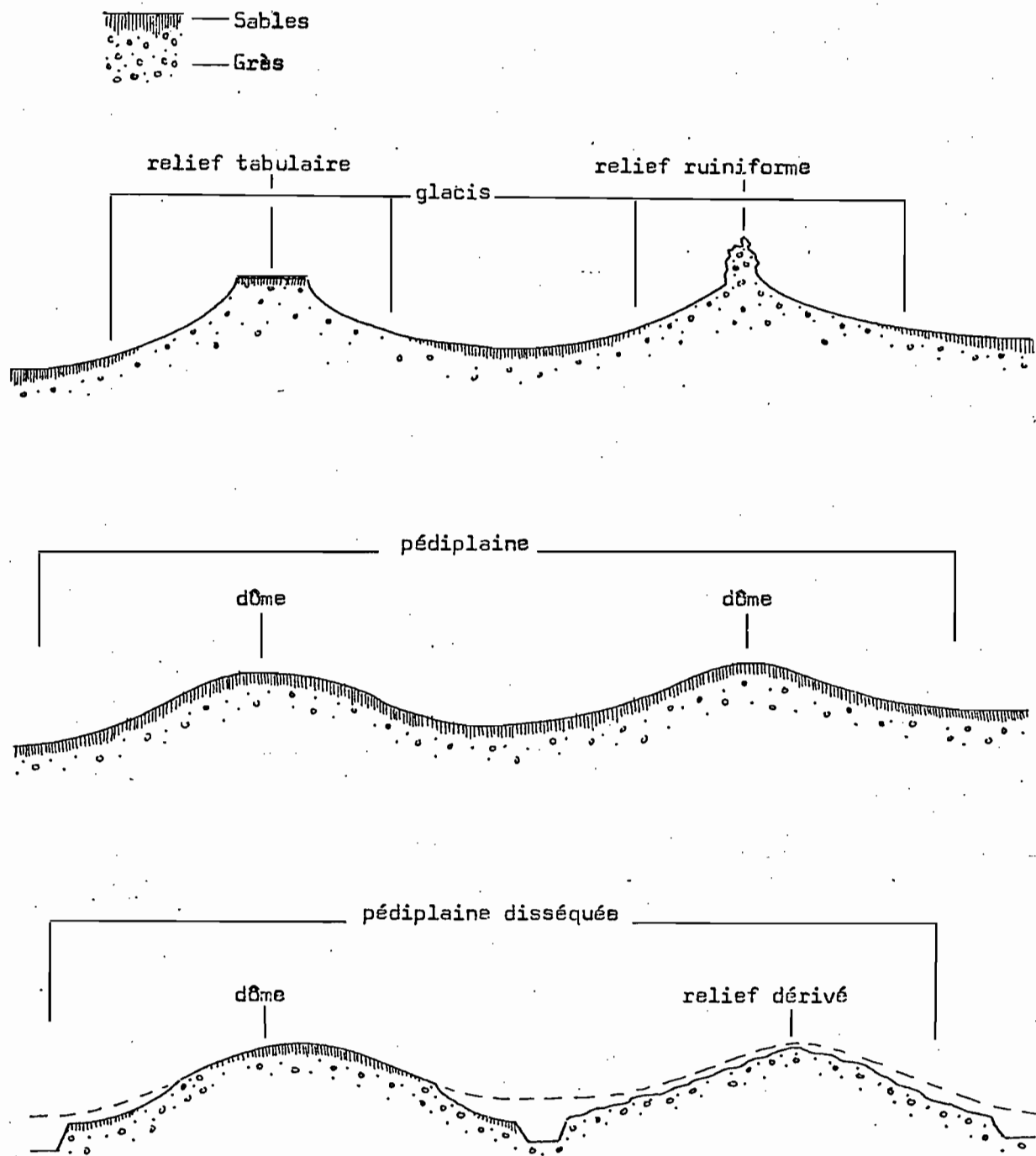


Fig. 24 - Evolution du modelé des dômes, par pédimentation puis dissection.

avec une netteté et une complexité plus ou moins grande d'un endroit à l'autre mais il nous a paru possible d'en dégager un schéma général et une interprétation.

4. PEDIMENTATION ET CREUSEMENT.

En ce qui concerne les emboîtements de glacis, il est généralement malaisé de distinguer les formes dues à la pédimentation de celles qui sont plus précisément dues au creusement ou à l'accumulation. Les glacis les plus anciens (notés I et II) évoquent une pédiplaine dont l'enveloppe peut être imaginée à partir des principaux dômes, se raccordant aux piémonts des reliefs (SOURDAT, 1970). On peut déduire de l'examen stéréoscopique des photographies que l'isolement et la conservation de ces glacis sont généralement dus à des accidents tectoniques ou stratigraphiques qui ont entravé la progression du creusement. Le glacis inférieur (III) par contre semble lié à la pénétration du réseau et au décapage partiel du glacis II dans l'emprise des ravins. Quant au glacis-terrasse (IV), ce n'est en fait qu'un remblai épisodique des ravins.

Dans l'emprise des plus grands ravins, les dénivellations sont fortes et l'érosion se manifeste par des accidents topographiques dont il est parfois difficile d'imaginer le façonnement. Il suffit cependant de remonter à la source de certains cours d'eau pour rencontrer une succession de modelés qui reproduit les étapes chronologiques du creusement. La haute vallée de l'AMPIO en offre un bon exemple.

L'AMPIO prend sa source dans une zone de dômes partiellement décapés. Elle coule d'abord à la surface d'une large ondulation de "sables roux" qu'on peut assimiler à celle du glacis II, le glacis supérieur n'étant pas représenté localement (Cf. Fig. 25). Puis cette ondulation se déprime et le ruisseau coule quelque temps au centre d'un large couloir évasé, remblayé, dont les dimensions sont sans rapport avec l'importance actuelle de l'écoulement. Le décrochement du niveau de base a entraîné simultanément le décapage des pentes inférieures du glacis adjacent, et l'individualisation d'un nouveau glacis noté III.

Plus bas encore, le ruisseau entaille brusquement les sables du remblai et les grès sous-jacents. Puis, les dimensions de ces diverses formes augmentent et le décapage se généralise. A la limite, il ne reste plus qu'un emboîtement de talus gréseux et les vestiges d'une couverture sableuse.

Le creusement linéaire tend donc à insérer son réseau dans les yallonnements préexistants ; l'écoulement concentré s'enfonce dans les couloirs du ruissellement superficiel dont il "ramone" les remblais.

5. NOTIONS DE "COUPE" ET DE "PROFIL".

La couverture meuble des glacis et dômes est constituée de sequums très complexes qui correspondent d'une part à une stratification d'épandages et d'autre part à une différenciation d'horizons.

Les *coupes* de cette couverture meuble - de la surface du sol au grès en place - montrent la superposition de plusieurs *niveaux* plus ou moins discordants. Chacun d'entre eux cependant a pu être l'objet de différenciations pédogénétiques. Pour les niveaux inférieurs, celles-ci sont réduites à peu de chose du fait de troncatures, mais au sein du niveau superficiel, on observe une succession d'*horizons* interdépendants qui constituent un *profil*.

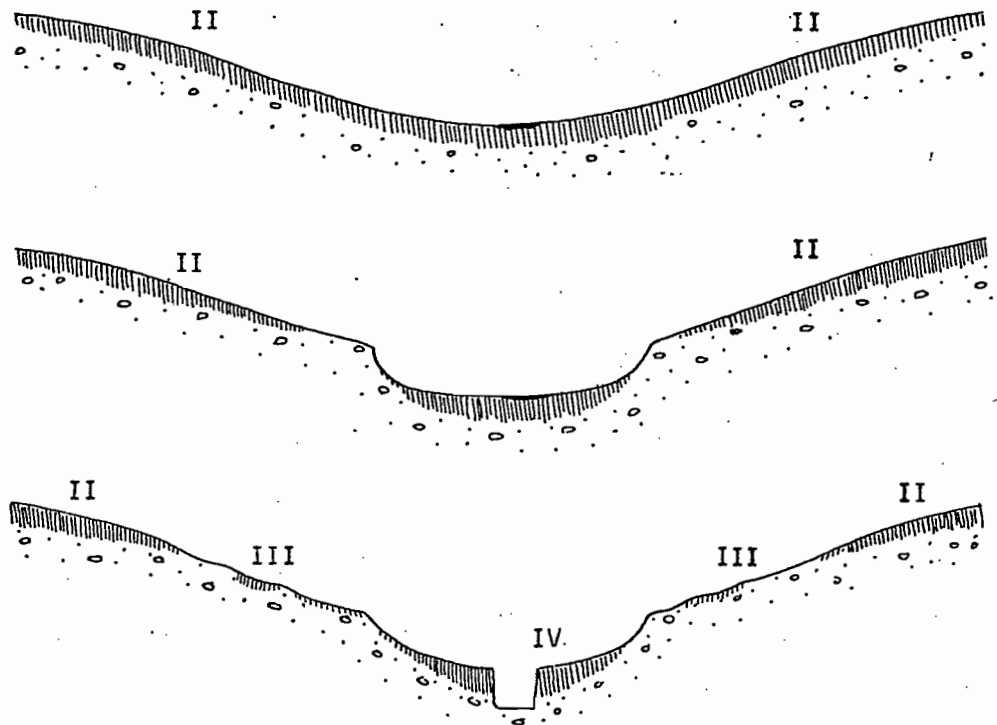
Les coupes témoignent de phases morpho-pédogénétiques successives et ont une signification historique tandis que les profils ne témoignent que de l'ultime pédogénèse.

Pour bien marquer cette distinction, nous étudierons d'abord, sous le nom de *coupe*, les polysequums correspondant à l'ensemble de la couverture meuble, réservant à un chapitre ultérieur l'étude des *profils*, c'est-à-dire des sequums superficiels.

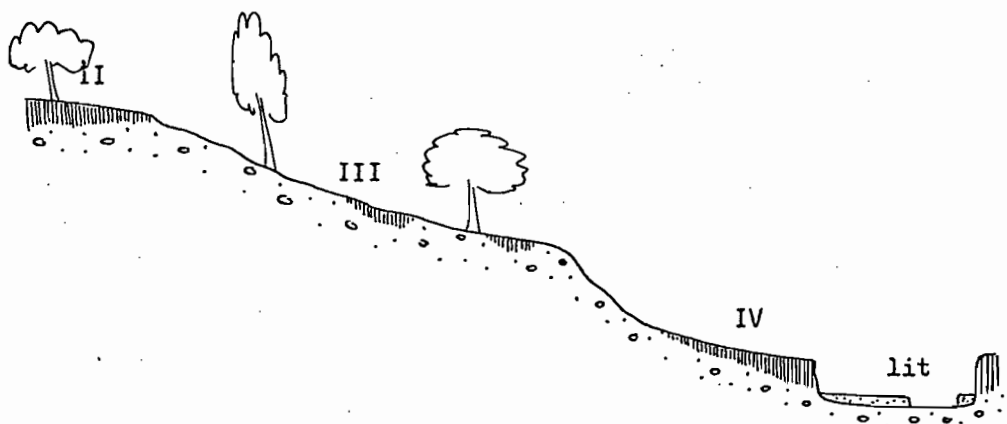
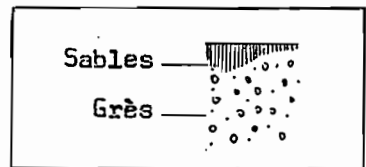
6. NOTION DE "COUPE COMPLETE FICTIVE".

Il est assez peu probable d'observer une coupe qui témoignerait de toutes les phases morpho-pédogénétiques de l'évolution plio-aepyornienne. De fait les coupes que nous avons observées nous ont paru incomplètes, soit par érosion superficielle et excessive concentration des niveaux supérieurs, soit par défaut de profondeur de nos fosses, soit du fait de lacunes accidentelles localisées.

Nos observations sont donc fragmentaires et tendent à la reconstitution d'une "coupe complète fictive". Anticipant sur les conclusions de l'exposé pour mieux éclairer ce dernier, nous proposerons ci-après cette coupe et, par la suite, nous lui comparerons les coupes naturelles. Les caractères retenus dans la description de chaque *niveau* ou *horizon* sont supposés typiques et serviront de critères d'identification.



Processus d'enfoncement de la rivière AMPID dans les glacis



Emboîtement final des glacis observé à ANDRANOLAVA en bordure du FIHERENANA.

LA COUPE COMPLETE FICTIVE (Cf. Fig. 26.

0-110 cm (M.)	0- 90 cm (P.)	a11 a12	Horizons sableux, plus ou moins organiques, appauvris ou lessivés.
		b	Horizon sableux, relativement argileux, rubéfié, cohérent.
		x	Horizon sableux, relativement peu rubéfié voire brun peu cohérent, parfois humifère.
	90-110 cm (y.)		Horizon sablo-argileux, moyennement rubéfié, cohérent, ferme.
110-200 cm (T4/M3)	niveau apparemment tronqué et discontinuité, analogues à T3/M2 qui suit.		
200-300 cm (T3/M2)	niveau apparemment tronqué, argilo-sableux, rouge, "aliate", dans lequel se différencient de bas en haut des amas argilo-sableux rouges, durcis. Ceux-ci se concentrent se durcissent et se patinent au niveau de la troncature où ils s'alignent en soulignant une discontinuité d'aspect "planique".		
300-350 cm (T2)	stone-line dense et continue formée de galets de quartzite et de morceaux de grès ferrugineux.		
350-450 cm (M1)	"niveau de base" argilo-graveleux, rouge, non ou peu "aliate", les quartz étant propres et peu liés à la fraction argileuse. Une stratification en lits minces, alternativement cimentés ou incohérents est bien visible. Il y a souvent des minéraux primaires.		
450-520 cm (T1)	"stone-line de base" épaisse et dense formée de blocs et de galets de grandes tailles.		
520-700 cm (Gg)	niveau tronqué argilo-sableux, blanc grisâtre ou jaune, tacheté ou veiné de rouge ou de rouille, massif et cohérent.		
700- cm (G)	grès entrecroisés.		

Cette coupe et sa schématisation appellent les remarques suivantes.

- Les profondeurs sont portées à titre indicatif et sont approximatives.
- Les divers niveaux, discontinuités et horizons sont désignés au moyen d'une nomenclature conventionnelle qui ne préjuge pas de leur signification génétique, surtout en ce qui concerne le profil (Cf. Chap. 18 § 1).
- Chacun des niveaux présente quelques caractères plus ou moins distinctifs, mais, les coupes naturelles présentent des lacunes, des mélanges et des exceptions de sorte que la parallélisation des niveaux restera hypothétique. Pour simplifier, nous avons supposé que les sequums étaient complets à partir de la base et que les lacunes concernaient les niveaux supérieurs.

- Les discontinuités observées ne sont pas également significatives. En présence d'accumulations épaisses d'éléments volumineux, on peut invoquer l'intervention d'une troncature suivie de recouvrement. Lorsqu'il s'agit d'un alignement discontinu de graviers, on ne peut que raisonner par analogie (à moins d'avoir pu suivre l'amenuisement d'une stone-line tout au long d'une séquence, ce qui est possible). Enfin, s'il s'agit d'amas argilo-sableux, on peut sans exclure absolument l'idée d'une troncature faire appel à d'autres mécanismes.
- Les galets de quartzite sont hérités de l'altération des grès au sein desquels ils étaient très abondants. Leur forme ne doit rien à leur dernière mise en place.
- Les coupes naturelles peuvent être ramenées à des types de stratifications tels que :

M / M3 / M2 / M1 / G

M / M2 / M1 / G

M / M1 / G

M / G

De telles séquences peuvent être regroupées par zones géographiques, les plus complexes occupant la zone des dômes et les plus rudimentaires se trouvant dans la zone ruiniforme.

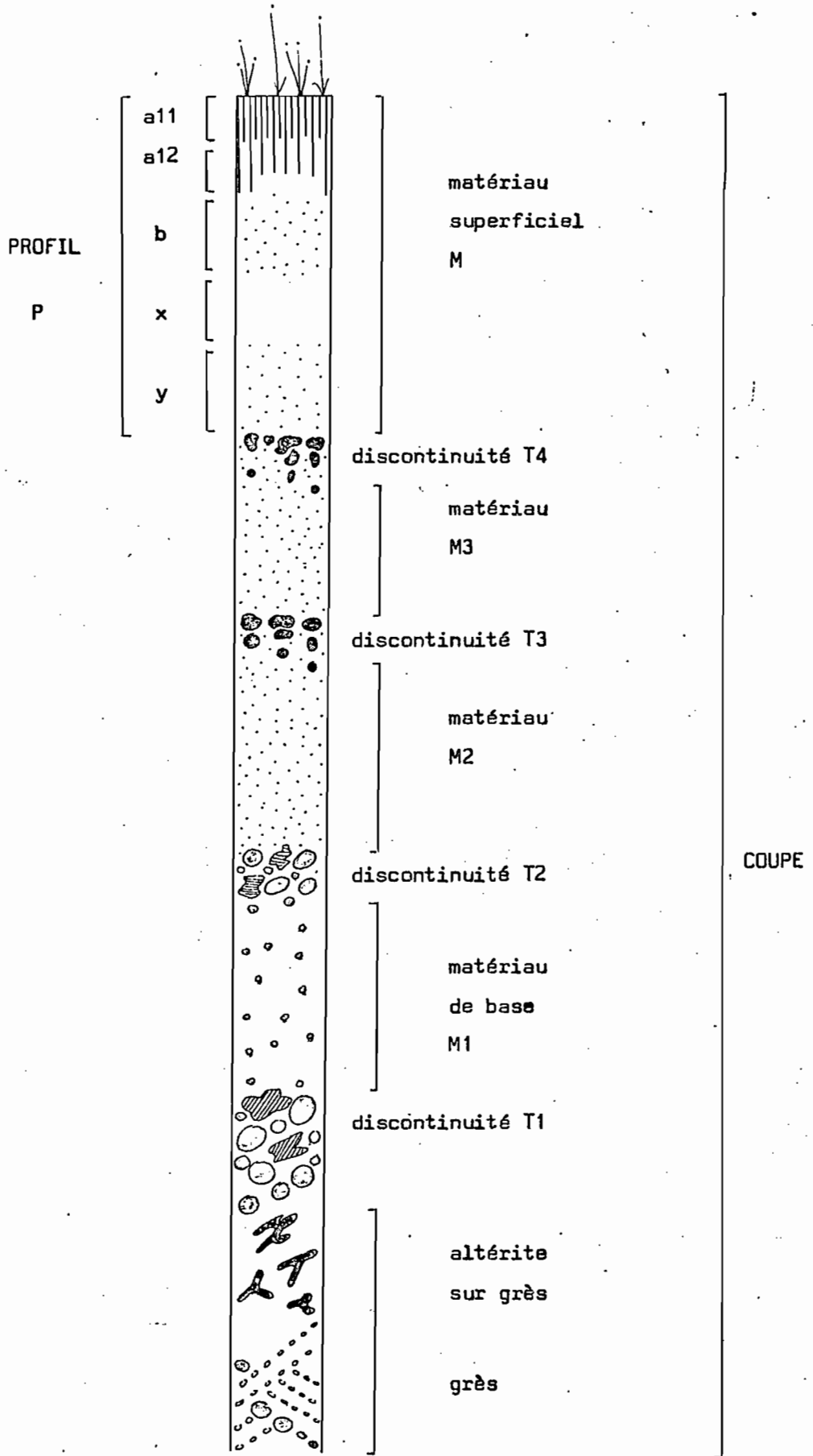


Fig. 26 - Coupe fictive des glacis et dômes sableux de l'ISALO

Chapitre 17

Étude des coupes des glacis et dômes sableux

ZONE DES DÔMES SABLEUX - SECTEUR DU MILIOKAKELY

1. ASPECT GENERAL.

Le MILIOKAKELY est un vaste ensemble de glacis coalescents qui se rejoignent au sommet sous forme de dômes nivellés (cotes 918, 917, 883 m) et se recourent en bas de pente en un large vallonnement central. Les trois dômes et le relief dérivé de l'ANDOHARIMBO (890 m) dominant la topographie à vingt kilomètres à la ronde. Le vallonnement central descend en pente très régulière (moins de 2/100) de la cote 880 vers la cote 780, sous couvert de savane herbeuse, et semble se prolonger sous forêt (Cf. Fig. 27).

Ce vallonnement indemne de creusement linéaire est l'élément le plus caractéristique du modelé ; il représente le niveau de base de l'ancienne pédiplaine qui, presque partout ailleurs, a été recreusée (Cf. Planche 11). En contraste, les glacis externes et les contreforts du MILIOKAKELY offrent divers aspects résultant de la dissection et du décapage corrélatif.

Certaines parties des versants Nord et Sud ont été violemment ravinées sous l'emprise des réseaux de la MANINDAY et de la TAHEZA, surtout au Sud de la cote 917 sous laquelle s'ouvrent de très profonds layaka. Cependant, le profil en long très régulier de la ligne d'interfluve qui joint les cotes 880, 751 et 701 et qu'emprunte la piste de MAHASOA témoigne d'un glacis qui modelait autrefois ce versant Sud.

Sous le couvert forestier du ZOMBITSY, il est malaisé de reconnaître le modelé du versant Ouest. Certaines pentes, dans le prolongement du glacis central, semblent bien conservées. D'autres sont sévèrement recreusées.

C'est le versant Nord-Est qui offre les meilleurs exemples de glacis emboîtés, de la cote 917 aux ravins de l'ANDOHARIMBO et de la MANINDAY (Cf. Fig. 28).

2. LES GLACIS.

C'est l'examen stéréoscopique des photographies aériennes qui nous a fait repérer les lambeaux du glacis ancien. (I). Certains d'entre eux s'étendent sur quelques centaines de mètres et sont limités par des talus. La netteté des contours et certains aspects de leur surface permettent de les discerner. D'autres sont réduits à quelques dizaines de mètres ; leurs contours sont imperceptibles mais ils se trahissent par l'affleurement localisé de stone-lines qui se répandent sur le glacis moyen, et par l'éclat d'un mulch sableux clair qui contraste avec la couleur plus soutenue des sables du glacis II. Lorsque le glacis I surplombe directement de glacis III, les contrastes physiographiques sont plus nets encore. Les coupes du glacis ancien présentent une succession serrée de niveaux érodés.

L'uniformité physiographique des grandes pentes qui correspondent au glacis moyen (II) retient l'attention. Leur régularité, leur ampleur (plusieurs kilomètres), la couleur soutenue du mulch sableux et la densité relative de la savane aident à l'identifier. Les coupes sont très peu différenciées.

Le glacis inférieur (III) est souvent séparé du glacis moyen par une bande d'affleurements gréseux qui limite la remontée de l'érosion ; en aval il débouche directement sur les grands ravins. La couverture sableuse est partiellement décapée, le mulch sableux est délavé, la savane est clairsemée, les entailles du ravinement alternent avec des langues d'épandage sableux récent et l'affleurement de reliefs dérivés. La superposition brutale d'épandages récents et de substrat anciens décapés donne lieu à des pseudo-profils.

3. LES COUPES DU GLACIS SUPERIEUR.

LA COUPE DE LA COTE 883.

Cette coupe, observée sur la cote 883 à côté du cairn est la plus complexe, la plus proche de la "coupe fictive" qu'il nous ait été donné de voir¹.

¹ - Les descriptions suivantes seront interprétées par référence à la coupe fictive et à sa nomenclature conventionnelle.

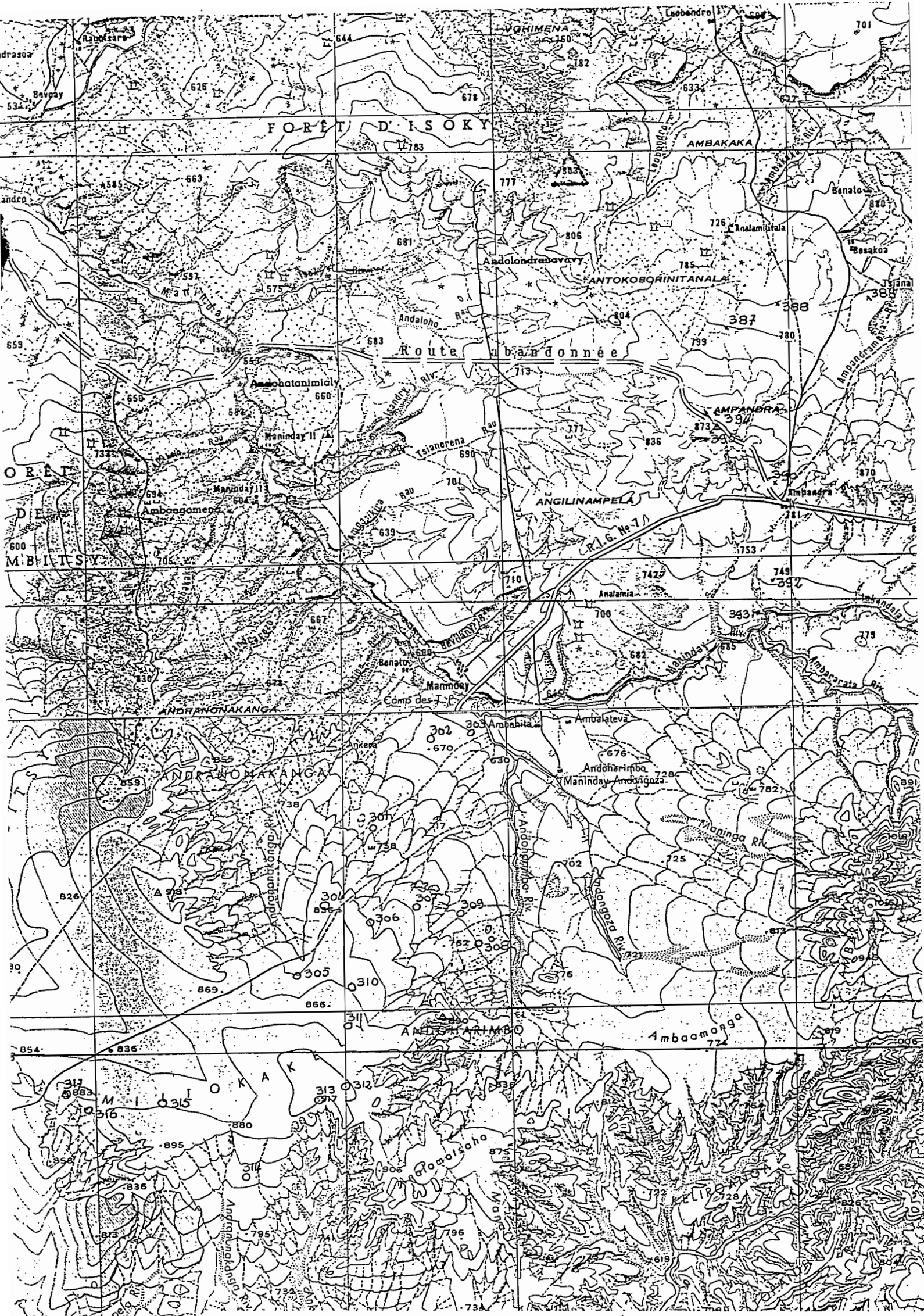


Fig. 27 - Les dunes sableuses de l'ISALO, le MILIOKAKELY, l'AMPANDRA, etc...
 (d'après I.G.N. 1/100 000 G 56-57)

Fosse 317. X = 359,1 Y = 223,8 Z = 883.

- 0- 70 cm (P) - Succession des 4 horizons qui constituent le "profil", aminci par érosion. Couleur brun-rouge (5 YR 4/8) dans le b. Transition très nette.
- 70-200 cm T4/M3 - Horizon sableux légèrement argileux brun-rouge (5 YR 5/8), massif, friable, contenant des amas argileux rouges, orientés verticalement, de plus en plus individualisés, volumineux et rapprochés vers le haut. Transition brutale.
- 200-320 cm T3/M2 - Idem, dans un emballage de terre fine rouge argilo-sableuse, partiellement gravelueuse, massive et friable, des amas argileux rouges indurés sont disposés en colonnes et coiffés d'éléments plus petits et roulés. Le sommet de l'horizon paraît patiné.
- 320-340 cm T2 - Stone-line de galets de quartzite, grès ferrugineux et amas argileux rouges.
- 340-400 cm M1 - Matériau argilo-graveleux rouge, firable, sans minéraux primaires apparents.
- L'observation est relayée par une zone de ravinement toute proche. On y voit le dépôt de base M1, caractérisé par l'alternance de fines strates sableuses et graveleuses, plus ou moins lâches ou cimentées, montrant des quartz propres dans une gangue argileuse rouge peu adhérente.
- Le talus qui domine la R.N. 7 permet de voir la stone-line de base (T1) et les grès entrecroisés à galets de quartzite.

Tous les niveaux de cette coupe ne sont pas parfaitement typiques. Le "profil" est peu développé ; il ne comporte pas d'horizon "y". Le niveau M2 est graveleux à la base contrairement à l'ordinaire. L'identification des niveaux relayés est délicate. Néanmoins on peut dire qu'il s'agit d'une coupe du type :

M / M3 / M2 / M1 / G

où les discontinuités, T4, 73, 72 notamment sont nettes.

Caractères physico-chimiques.

Tous les matériaux sont pauvres en argile. L'analyse courante n'en sort pas plus de 11 %. L'analyse mécanique différentielle (méthode CHAUYEL) montre que les pseudoparticules sont abondantes à tous les niveaux mais surtout en M3 (49 % de l'argile se trouve agrégée) et en M2 (53 %).

Les couleurs sont nuancées dans la gamme 5 YR à l'état sec ; 2,5 YR à l'état humide.

Les rapports silice/alumine sont de 1,5 (dans le b du "profil"), 1,6 (M2 et M3) et 1,9 (M1) ; les capacités d'échange sont très faibles (3 mé/100g) et la saturation inférieure à 5 %.

Composition minéralogique.

: Diffractométrie R.X. (fraction A + L) :						
	KAOL.	HEMA.	GOET.	GIBB.	QUAR.	
P	++	++	-	-	+++	
M3	++	++	(+)	+	+++	
M2	++	++	+	++	++	
"	++	++	+	+	+	
M1	+++	++	++	-	+	

Les résultats de la diffractométrie R.X. et de la microscopie électronique concordent quant à la kaolinite (abondante partout, mais surtout en M1 où les cristaux sont plus grands et les pics plus développés) et pour la gibbsite dont la plus grande quantité apparaît en M2. Il s'agit de matériaux monosiallitiques ou allitiques.

Ces résultats divergent quant aux proportions d'hématite et de goéthite. La goéthite n'apparaît qu'à l'état de traces sur les diffractogrammes mais elle est visible en cristaux abondants et caractéristiques (baguettes de 1 micron de long) sous le microscope, surtout en M2 et M3. L'hématite, qui est détectée en quantités importantes et régulières par la diffractométrie, ne donne pas d'images MET significatives. Par ailleurs la diffractométrie des fractions A et L montre que la kaolinite et la goéthite pourraient être mieux représentées dans l'argile, que l'hématite et la gibbsite se répartissent plus également entre les deux fractions.

Caractères micromorphologiques.

Chaque niveau de cette coupe paraît cumuler les traits d'une organisation antérieure et ceux qui lui sont propres. Ainsi, le niveau de base M1 est constitué d'un entassement de grains qui sont individuellement bien organisés : grains de squelette revêtus d'une fine couche de plasma orienté d'une part, grains de plasma incluant des "papules" d'autre part. Ces papules qui sont des fragments de domaines plasmiques orientés, anisotropes, n'ont aucune raison d'être dans l'organisation présente et sont nécessairement héritées après destruction d'une organisation préexistante.

Le niveau M2 montre une homogénéisation du matériau précédent : l'organisation propre (micro-agrégation généralisée) a pris le pas sur l'organisation héritée. De même en M3, mais avec un relatif appauvrissement en plasma.

Le niveau supérieur (P) montre un appauvrissement plus sévère en plasma. La fraction individualisée a été évacuée et il ne reste que la fraction liée au squelette.

L'important peut-être est de noter que la plus forte microagrégation des niveaux M2 et M3 coïncide avec la plus forte allitisation de la coupe (Cf. Annexe 29).

OBSERVATIONS COMPLEMENTAIRES - LES COUPES DES COTES 917 et 836.

Fosse 313. (X = 358,9 Y = 229,3 Z = 917 m). Au sommet de la cote 917, à quelques mètres du grand lavaka qui entaille le dôme.

- 0- 90 cm (P) - Ensemble des 4 horizons du "profil" avec b sableux, brun-rouge.
- 90-110 cm (y) - Horizon sablo-argileux brun-rouge. Discontinuité très nette.
- 110-200 cm (T3/M2) - Niveau sablo-argileux à argilo-sableux grenat clair (2,5 YR 5/8), massif à éclats fermes, à sous-structure aliatique, limité au sommet par une ligne d'amas argilo-sableux rouges durcis et bien individualisés.
- 200-240 cm (T2) - Stone-line dense de quartzites, d'amas argileux et de grès ferrugineux.
- 240-340 cm (M1) - Alternance de strates fines (10 cm) de matériau sableux rouge frais et friable, et de matériau argilo-sableux graveleux frais et cimenté. Pas de feldspaths apparents.

Dans l'entaille du lavaka, on retrouve le niveau M2, la stone-line et le niveau M1 épais de 3 mètres. Ce dernier rayine, sans interposition de la stone-line de base, un faciès local particulier du substrat gréseux : matériau sablo-limoneux polychrome très profondément altéré (plusieurs dizaines de mètres, riches en feldspaths et en micas.

Les caractères physico-chimiques minéralogiques et micromorphologiques de cette coupe sont analogues à ceux de la précédente.

Fosse 304. X = 363,3 Y = 229,5 Z = 835 m.

Cette fosse est placée sur la pente du glacis résiduel (I) de la cote 836. La surface est régulière, faiblement inclinée. La savane à *Loudetia sp.* est clairsemée. Le mulch de sable grossier est brun jaune clair (7,5 YR 6/6).

- 0-140 cm (M) - Ensemble des horizons (a, b, x, y) correspondant au niveau supérieur, concentrés par l'érosion. Ensemble sableux, massif, tassé, brun-clair (5 YR 6/6). Transition brutale.
- 140-240 cm (M2) - Horizon sablo-argileux à pseudoparticules, rouge (2,5 YR 4/6) dont le sommet est induré, avec des amas rouges argilo-sableux, individualisés et enveloppés d'un cortex patiné.
- 240-270 cm (T2) - Stone-line de petits galets de quartzite.

270-350 cm (M1) - Matériau argilo-graveleux contenant des feldspaths, dans un emballage de terre-fine rouge.

Une carrière située à proximité permet de voir les niveaux supérieurs ramenés par érosion à une profondeur de 50 cm environ, surmontant la stone-line de galets (20 cm) puis le matériau M1 (110 cm), rouge, légèrement bariolé, très consolidé par la dessiccation, puis une stone-line discontinue de galets et enfin une série de strates d'un sédiment arénacé à quartz, feldspaths et argiles rosé, plus ou moins bariolé de veines jaunes.

Le rapport silice/alumine minimum est de 1,5 dans la partie supérieure du niveau M2. Il remonte à 1,9 et 2 dans la partie inférieure de M2, dans M1 et dans le grès altéré de la carrière.

Résultats de la diffractométrie R.X..

	KAOL.	HEMA.	GOET.	GIBB.	QUAR.
M2	++	+	-	(+)	(fraction A)
M2	++	+	-	-	
M1	++	+	(+)	(+)	
G	+++	+	(+)	-	
P	++	+			++ (fraction A + L)
P	++	+			++
M2	++	+			+
M2	++	+			+
M1	+++	+			+

Cette coupe paraît moins allitisée, à niveau égal, que les précédentes car on n'y trouve que des traces de gibbsite. Cependant la microagrégation est bien développée et l'examen micromorphologique permet d'envisager l'influence successive de plusieurs phases de ferrallitisation.

Les taux d'argile agrégée en pseudoparticules, calculés d'après les résultats d'analyses différentielles sont les suivants :

a	20,5 %	M3	43 %
P b	15 %	M2	62 %
x	18 %	M1	46 %

Micromorphologie.

Le fond matriciel du niveau de base M1 est porphyroplasmique lâche. Il contient des microclines et des plagioclases en voie d'altération (pseudomor-

phose). Le plasma est très hétérogène. C'est un assemblage désordonné de petits domaines plasmiques indépendants les uns des autres, vivement biréfringents et parfaitement orientés, jaune (LP). Ces papules proviennent vraisemblablement de la destruction d'un matériau évolué et organisé plus ancien. Il existe aussi quelques organisations propres : ce sont des cutanes argilo-ferriques moyennement biréfringentes, brun-rouge.

Le niveau moyen M2 présente la morphologie typique d'un horizon ferrallitique rouge compact. Des microagrégats sont pressés les uns contre les autres, et les vides d'entassement qui subsistent sont comblés - au sommet du niveau - par des cutanes argilo-ferriques à biréfringence moyenne. Il est possible de distinguer des revêtements rouges, et d'autres, brun-gris plus récents. Les microagrégats présentent une orientation oosé- pique peu marquée.

Le niveau supérieur est appauvri en plasma et ne comporte plus que des quartz, revêtus d'une pellicule brun jaune, et des vides d'entassement lâches. La pellicule brun-jaune recouvre les vestiges de revêtements rouges. On retrouve donc la trace de trois phases de ferrallitisation : la première est antérieure au dépôt du niveau M1 et correspond aux papules de ce matériau ; la seconde correspond aux revêtements propres à ce niveau ; la troisième correspond aux revêtements rouges de M2. Il y aurait de plus une phase de lessivage en conditions hydromorphes correspondant aux revêtements brun-gris.

4. COUPE DU GLACIS MOYEN.

Les vastes unités physiographiques du glacis moyen (II) présentent des coupes dont l'analyse est malaisée. Les épandages sableux sont épais ; les discontinuités sont remplacées par des transitions diffuses ; les "stone-lines" s'étirent en chapelets discontinus de graviers... Le niveau supérieur M se prolonge fréquemment au-delà de la profondeur usuelle des fosses (3 m) et c'est par sondage que l'on repère l'existence d'une modification discrète mais assez constante du matériau. On passe d'un niveau sablo-argileux, de coloration brun-rouge stable et d'aspect mat, à un niveau gravelo-argileux de même couleur, mais d'aspect luisant à l'état humide et qui palit très rapidement à l'air libre. La base n'est pas connue.

Par contre le "profil" est très nettement différenciée au sommet de M. On peut donc considérer les coupes comme du type M / M1... Les analyses corroborent cette interprétation.

Fosse 307. X = 363,2 Y = 231,6 Z = 770 m.

- 0-280 cm (M.) 0-120 cm (P) 0-20 - *a11* - horizon sableux, humifère, brun-gris (5 YR 3/3), massif, tassé, à sous-structure particulière.
- 20- 50 - *a12* - idem, plus clair (7,5 YR 4/4), moins humifère.
- 50- 90 - *b* - transition nette, horizon sableux très légèrement argileux, rouge-grenat délavé à moyen (2,5 YR 5/6 - 4/6), massif à éclats légèrement cohérents et consistants mais fragiles.
- 90-120 - *x* - transition graduelle, horizon sableux très légèrement argileux, brun délavé à brun-rouge (5 YR 6/6 - 4/6), massif à sous-structure particulière lâche, à éclats inconsistants.
- 120-280 cm (*y*) Transition graduelle, horizon sablo-argileux rouge-grenat (2,5 YR 4/6), blanchissant à sec, massif, légèrement cohérent et consistant.
- 280-470 cm (M1) Matériau argilo-graveleux, rouge-grenat vif (2,5 YR 5/6), comportant une passée de galets de quartzite et de grès ferrugineux vers 280, qui pourrait représenter la stone-line.

Caractérisation.

Il s'agit d'une coupe entièrement sableuse dans laquelle le taux d'argile obtenu par l'analyse usuelle ne dépasse pas 9 % mais une analyse comparative (Méthode CHAUVEL) montre que des taux importants d'argile sont bloqués sous forme de pseudoparticules dans le niveau superficiel.

: Taux d'argile bloquée en pseudo-particules :			
:	M	<i>a11</i>	8 %
:		<i>a12</i>	32 %
:		<i>b</i>	32 %
:		<i>x</i>	42 %
:		<i>y</i>	58 %
:	M1		9 %
:	M1		7 %

Ce résultat souligne, entre M et M1, une nette différenciation qui n'était pas évidente sur la coupe.

L'examen des diffractogrammes situe la différenciation minéralogique au même niveau.

:Minéralogie d'après la diffractométrie R.X.:				
	: KAOL. :	HEMA. :	GIBB. :	QUAR. :
<i>b</i>	++	+	-	++
<i>x</i>	++	+	-	+++
<i>y</i>	++	++	-	+++
Ml	+++	++	(+)	+

L'examen micromorphologique du niveau de base Ml montre qu'il comporte un plasma assez abondant individualisé par rapport au squelette, intégrant une grande quantité de papules fragmentées. Le niveau supérieur montre un fond matriciel presque exclusivement granulaire, le plasma étant réduit à une pellicule brune liée aux grains de quartz. Il paraît remanié et appauvri.

Des particularités significatives apparaissent parfois au niveau de l'horizon *x* et plus souvent au niveau de *y*. Dans le cas (Fosse 311) d'une coupe dont les textures sont légèrement plus argileuses, on a pu noter que la relative abondance de plasma, qui distinguait le *b* du *a*, persistait en *x* et que dans cet horizon quelques plages d'accumulation argileuse diffuse subsistaient : il s'agit de cutanes argilo-ferriques rouges qui comblerent les vides intergranulaires, au contact de la pellicule plasmique brune avec laquelle ils forment contraste. Ces cutanes semblent en voie de désagrégation. Dans un autre cas (Fosse 362), c'est dans l'horizon "y" que ces accumulations se manifestent, corrélativement à une différence notable de texture et de structure.

5. COUPES DU GLACIS INFÉRIEUR.

Le couloir dans lequel est creusée la première fosse est à la tête d'un ravineau affluent de l'ANDOHARIMBA ; il est dominé à l'Ouest par le glacis (I) où se trouve la fosse 304, et à l'Est par le glacis (II) où se trouve la fosse 307.

Fosse 306. X = 362,0 Y = 230,6 Z = 795 m.

La surface est légèrement dégradée par l'érosion, sous savane herbeuse à *Chrysopogon serrulatus* (faciès de dégradation). Un mulch de sables grossiers jaune délavé (7,5 YR 6/6) couvre un horizon superficiel meuble, noirâtre.

- 0-120 cm (P) - Horizons du "profil", sableux légèrement argileux, brun-rouge délavé (5 YR 5/6-4/6) quant au *b*.
- 120-250 cm (y) - Passage très progressif à un matériau sableux légèrement argileux, brun-blanchâtre à sec, tendant à grenat à l'état humide (5 YR 5/6-4/8).

- 250-360 cm (M1) - Par sondage, on atteint des passées de sables plus grossiers et de graviers quartzeux. Ensemble grenat à l'état humide (2,5 YR 4/6).
- 360 cm Apparition d'un matériau barriolé, à taches rouges et jaunâtres, contenant quelques feldspaths et blanchissant à sec. Il pourrait s'agir de l'altérite gréseuse.

La fosse suivante est située sur le bas-glacis proche de la MANINDAY. Il est dominé par une zone de dénudation ou affleurent les grès entrecroisés et des masses importantes de grès ferrugineux. La surface est très dégradée (alternances d'épandages récents et de ravinements), ce qui favorise la repousse forestière.

Fosse 308. X = 362,4 Y = 239,0 Z = 725 m.

- 0-140 cm (P) - Horizons d'un "profil" bien développé.
- 140-150 cm (T1) - Stone-line de galets de quartzite et d'éléments isolés de l'horizon inférieur.
- 150-200 cm (G) - Grès altérés, très consolidés, de couleur grenat délavée bariolée de taches jaunes et apparemment riches en feldspaths.

On voit par ces exemples que l'érosion rajeunit le glacis inférieur à des niveaux divers : grès ou matériau de base de la carapace sableuse. Les colluvions superficielles paraissent empruntées soit aux grès soit à la carapace sableuse mais le "profil" se surimposent également à ces apports.

ZONE DES DÔMES SABLEUX - SECTEUR DE AMPANDRA

6. ASPECT GENERAL.

Le dôme d'AMPANDRA est situé au Nord de la R.N. 7, à mi-distance entre le MILIOKAKELY et le Col des TAPIAS, dans l'interfluve MANINDAY-MAROHARIVA. Il est caractérisé par une forte dégradation du modelé et par la couleur rouge des matériaux, à tous les niveaux (Cf. Fig. 27).

Des vestiges du glacis supérieur (I), physiographiquement identiques à ceux du MILIOKAKELY, occupent les cotes sommitales 873 et 836. En contre-bas, les flancs du dôme ont été fortement ravinés et réduits à l'état de reliefs dérivés. Des grès entrecroisés, des grès ferrugineux et des nappes de galets alimentées par l'affleurement des stone-lines se succèdent à l'affleurement.

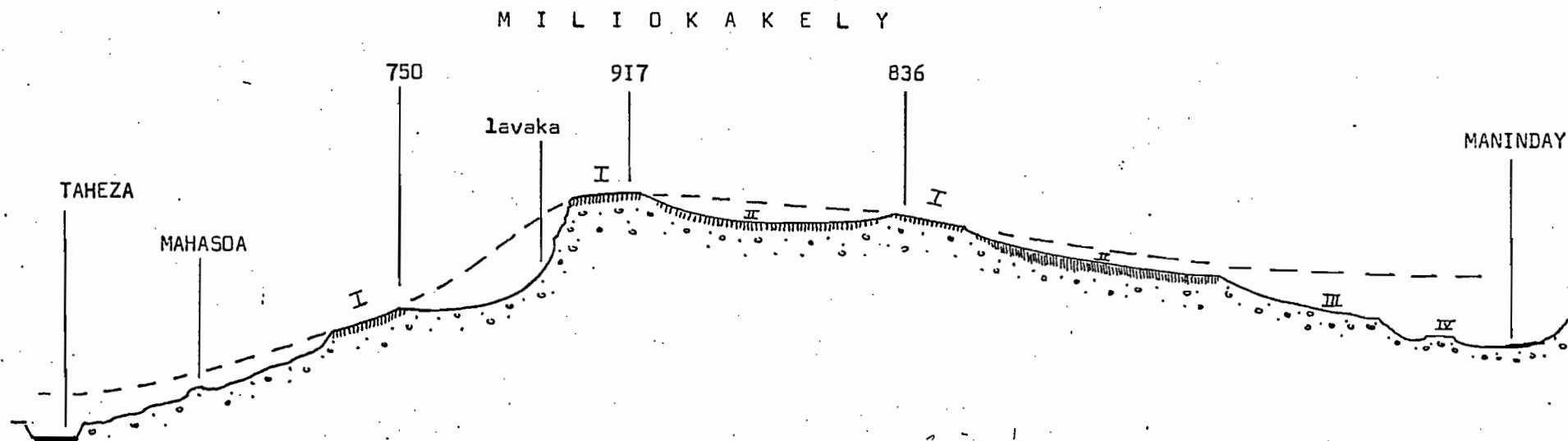


Fig. 28 - Coupe schématique du MILIOKAKELY entre la TAHEZA et la MANINDAY

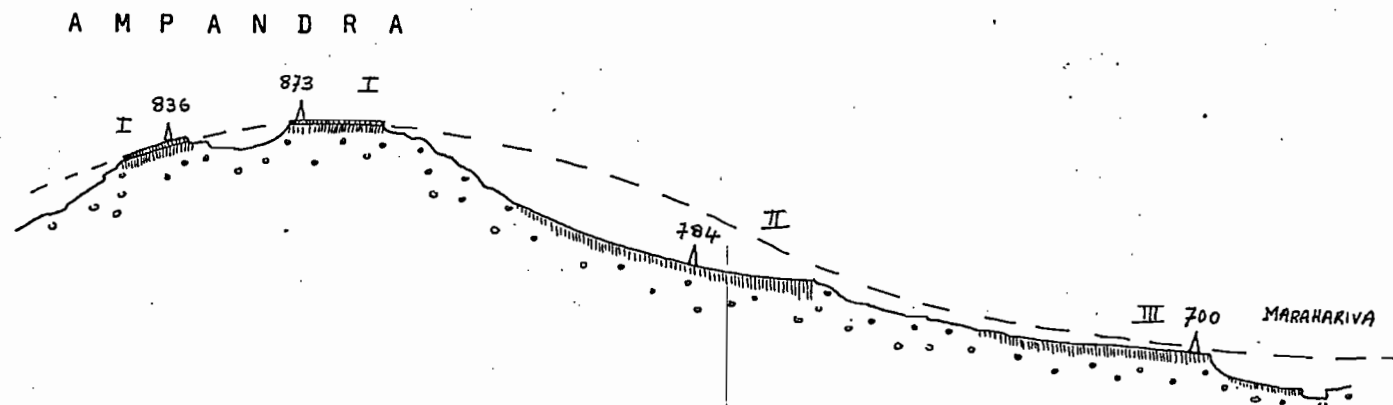


Fig. 29 - Coupe schématique du dôme d'AMPANDRA montrant la disposition des trois glacis par rapport au modelé ancien

On ne retrouve de glacis qu'en bas de pentes (Cf. Fig. 29).

A 10 km NNW, un flanc du dôme forestier d'ISOKY (806 m) a été extraordinairement disséqué et affouillé ; il s'en dégage un cirque ruiniforme nommé VOHIMENA. Les grès de ce cirque sont très grossiers et rouges. Il est possible que les grès d'AMPANDRA appartiennent au même faciès.

7. COUPE DU GLACIS SUPERIEUR.

Deux fosses creusées à proximité du cairn de la cote 873 permettent de reconstituer la coupe suivante.

Fosse 394-395¹.

- | | |
|------------|--|
| 0-110 cm | (P) - Horizon du "profil", rouge clair (2,5 YR 5/6 sec, 4/6 hu-
mide) quant au b. |
| 110-160 cm | (M) - Horizon sableux légèrement argileux, rouge, massif, très
consolidé. Débit polyédrique à éléments cohérents mais fragiles,
non graveleux. Transition rapide. |
| 160-250 cm | (M2) - Horizon sablo-argileux riche en pseudo-particules, rouge,
massif, à éclats polyédriques dans lesquels on isole des amas,
fermes à l'état sec, friables à l'état humide, de couleur plus
foncée avec des interfaces argileux luisants autour des quartz.
Ces amas sont de plus en plus individualisés vers le sommet de
l'horizon où ils forment une ligne festonnée (T3).. |
| 250-350 cm | (M1) - Discontinuité nette, marquée par une ligne mince et
discontinue de galets formant stone-line (T2) au-dessus d'un hori-
zon d'aspect semblable au précédent mais graveleux. |
| 350 cm | Par transition graduelle on atteint un matériau plus clair, plus
humide et plus friable, brun jaune avec des feldspaths, qui pour-
rait être la continuation de M1 ou déjà l'affleurement des grès. |

Caractérisation.

Les matériaux de cette coupe sont sablo-argileux (M) puis argilo-
sableux, avec ou sans pseudo-particules (M2 et M1). Ils sont constitués de
quartz et de kaolinite, avec des traces de gibbsite au niveau de M2.

L'examen micromorphologique montre la partie inférieure du niveau de
base a conservé des caractères d'arène et que la partie supérieure de ce ni-
veau s'est organisée par pédoplasation. Le niveau moyen (M2) est fortement
organisé, avec des indices de micro-agrégation et de migrations argilo-
ferriques. Le niveau supérieur (M et P) paraît résulter d'une désorganisation
des matériaux inférieurs, par élimination de toutes traces de pédoplasation
(Cf. Annexe 29).

¹ - Fosse 394 (X = 373,8 Y = 238,3 Z = 873).
Fosse 395 (X = 374,1 Y = 238,3 Z = 870).

8. COUPES DES GLACIS AVAL.

Les glacis que l'on retrouve au bas des pentes de l'AMPANDRA sont couverts de nappes sableuses épaisses, de couleur rouge particulièrement soutenue, dont les coupes et le profil superficiel sont très peu diversifiés et différenciés. L'identification des différents glacis est difficile. On peut néanmoins signaler la présence de profils tels que les suivants.

Fosse 388. (X = 376,4 Y = 239,6 Z = 755 m).

- 0-100 cm (P) - "Profil" médiocrement développé, rouge-grenat.
- 100-140 cm (M) - sans discontinuité, matériau semblable, légèrement plus compact.
- 140-220 cm (M1) - Matériau stratifié à couches fraîches rouges et friables, ou à couches sèches, claires et fermes, qui pâlisent en séchant.

Fosse 389. (X = 376,5 Y = 241,7 Z = 730 m).

- 0-100 cm (P) - "Profil" peu différencié, brun-rouge.
- 100-200 cm (M) - Sans discontinuité, matériau semblable, plus coloré et plus ferme.
- 200-250 cm (G) - Matériau sableux, légèrement graveleux, rouge clair avec des feldspaths jaunes, frais, friable. Ce niveau paraît représenter l'arène gréseuse.

ZONE DES RELIEFS TABULAIRES

9. ASPECT GENERAL.

Aux flancs des tables qui occupent les positions interfluviales les plus centrales - VOHIDAVA et groupe du Col des TAPIAS - les glacis remontent fréquemment jusqu'à la cote 1000 et ne sont séparés parfois de la surface sommitale que par la corniche cuirassée. Les pentes de ces glacis sont très régulières. La partie supérieure est dénudée ; la partie inférieure est couverte d'une accumulation épaisse et homogène de sables roux de coloration très soutenue dont les coupes ne présentent aucune discontinuité sensible à profondeur de fosse.

A la périphérie du paysage tabulaire, les dénivellations s'accroissent et on constate que les glacis présentent, dans leurs pentes et dans leurs coupes, diverses solutions de continuité. On retrouve là, plus ou moins confusément les mêmes emboîtements que dans la zone des dômes, associés cependant à des discordances moins nombreuses. La conservation des lambeaux de glacis anciens est particulièrement nette.

Dans cette zone un contraste vif oppose deux séries de coupes et de profils qui se manifestent en surface par un aspect rouge ou un aspect brun clair des sables. La série rouge est toujours en rapport directe avec les tables dont elle recueille les matériaux; la série claire apparaît sitôt qu'un glacis est soustrait à l'influence directe des tables, soit par un ravin qui en détourne les colluvions, soit par l'affleurement d'un relief dérivé gréseux.

10. LE VERSANT NE DU VOHIMARINA II.

Le décapage et la dissection d'un tel versant se combinent dans un sens longitudinal - perpendiculaire à l'axe de drainage principal représenté par la MALIO - et dans un sens transversal - perpendiculairement aux axes de drainage secondaires que sont l'AMBARARATA et l'AMBAKALY (Cf. Fig. 19 et Fig. 30).

Les vestiges du glacis ancien (I) occupent la ligne de plus grande pente du versant primordial, devenue ligne d'interfluve à la suite de la dissection. Ces lambeaux se suivent sur plusieurs kilomètres, sous forme de petites plate-formes physiographiquement analogues à celles de la zone des dômes.

De même, des éléments du glacis moyen (II) sont conservés en contrebas des précédents dont ils ne sont parfois séparés que par un décrochement insensible.

L'insertion des ravins secondaires et la dissection du versant primordial a provoqué le décapage général et l'individualisation du glacis inférieur; par suite probablement d'une dissymétrie stratigraphique, le glacis III s'emboîte directement sous le glacis II au Nord de la crête, le glacis II n'étant plus représenté qu'au Sud. De plus, de petits ressauts gréseux apparaissent dans les pentes, provoquant d'autres irrégularités d'emboîtement et la substitution de coupes de la série claire aux coupes de la série rouge.

A l'aval, le glacis inférieur surplombe un ravin large et profond partiellement remblayé par les éléments d'un glacis-terrace (IV), en cours de recreusement.

11. LES COUPES DU GLACIS SUPERIEUR.

LE GLACIS DE L'AMBAKAKY.

La fosse 374 a été creusée sur ce glacis ; son observation est relayée par celle du talus qui limite le glacis à une centaine de mètres en aval, et par celle du ravin de l'AMBARATA, à 1 km N.

Au fond du ravin, les grès entrecroisés sont tronqués au niveau d'une vieille altérite bariolée. Ils sont ravinés par une puissante stone-line (T1), formée de galets de quartzite et de blocs de grès ferrugineux, décimétriques ou métriques, qui proviennent manifestement du démantèlement du VOHIMARINA II; il s'agit d'une sorte de conglomérat de base faiblement consolidé.

Au-dessus, et sur une dizaine de mètres, on observe l'épandage de base (M1) sous son aspect caractéristique : de fines stratifications horizontales font alterner des lits centimétriques ou décimétriques de matériaux sablo-argileux plus ou moins graveleux, plus ou moins cohérents, plus ou moins cimentés et rubéfiés.

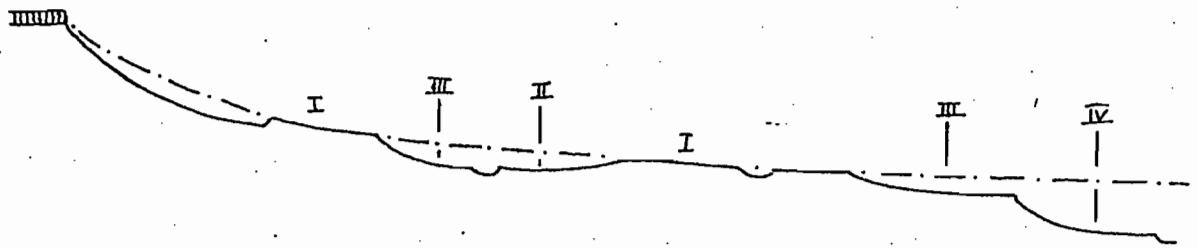
Dans le talus du glacis et dans la fosse, on retrouve ces niveaux sous des aspects moins puissants et moins caractéristiques, surmontés de la deuxième stone-line (T2), réduite à une simple ligne de graviers et gravillons. Au-dessus se trouve le niveau supérieur de rang indéterminé (M) dans lequel se différencie le "profil".

Fosse 374. X = 376,6 Y = 258,5 Z = 950 m.

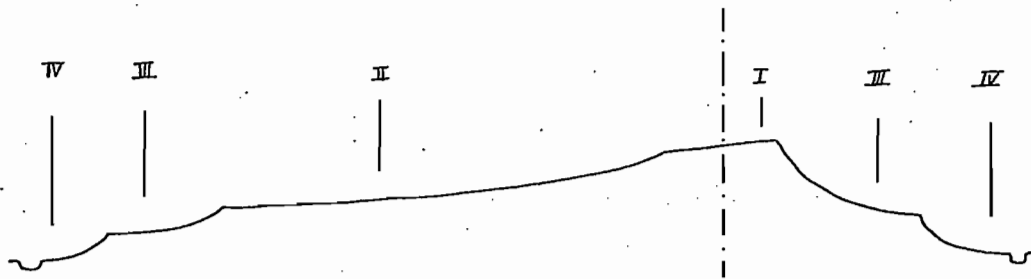
- | | |
|------------|---|
| 0-100 cm | (P.) - Ensemble de 4 horizons sableux à sablo-argileux, plus ou moins humifères, rouge-grenat (2,5 YR 4/6), massifs.
Transition graduelle. |
| 100-220 cm | (M.) - Horizon sablo-argileux, non humifère, rouge grenat vif (2,5 YR 4/8 tendant à 10 R), massif à éclats quelconques, cohérents et consistants, à sous-structure alliatique. |
| 220-240 cm | (T2) - Stone-line peu épaisse et peu dense, constituée de petits graviers de quartz et de gravillons ferrugineux, ou d'amas argileux roulés dans la terre fine rouge. |
| 240-260 cm | (M1) - Matériau rouge (10 R 4/8), contenant des passées plus ou moins graveleuses, sablo-argileux, meuble à l'état frais. Des amas friables d'argile ennoient des quartz propres. |

Caractères physico-chimiques.

L'intense coloration rouge de cette coupe s'inscrit dans les gammes 2,5 YR et 10 R du code comme celle des sols ferrallitiques des tables. Elle définit la "série rouge" des sols de la zone des tables.



Emboitements en coupe longitudinale



Emboitements en coupe transversale

- Corniche de la Table
- Talus du glacier 1
- Limites du glacier 1
- Axe du glacier 1
- Fosses

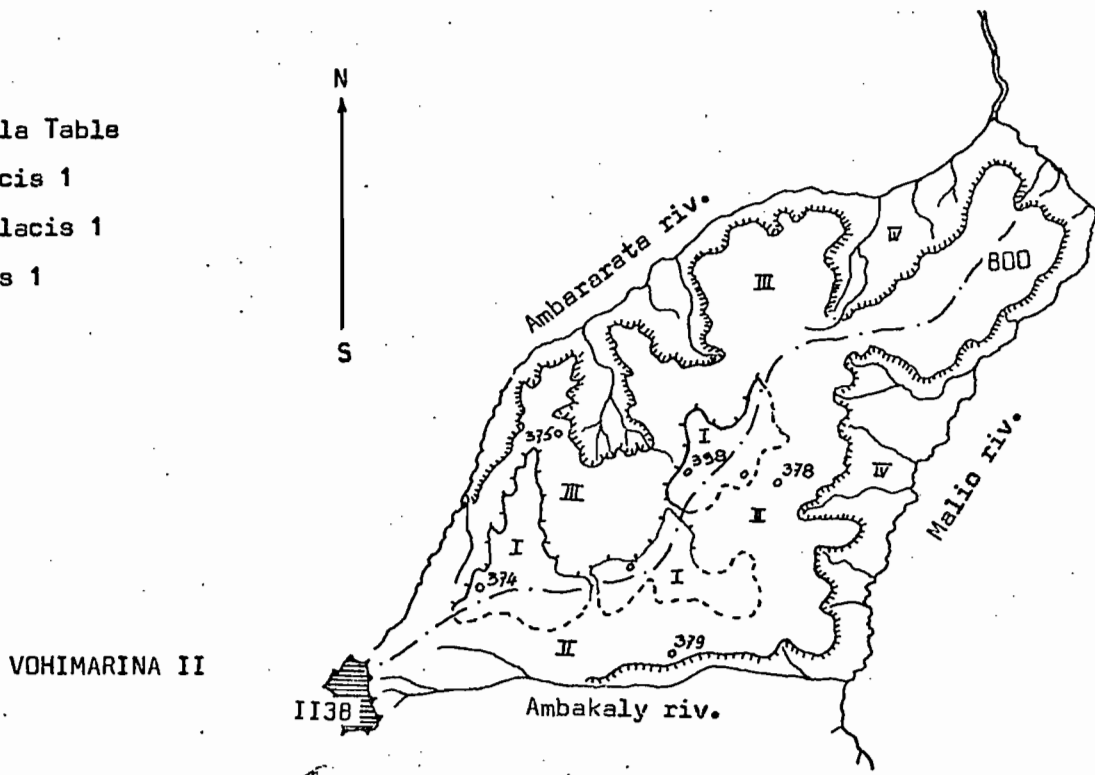


Fig. 30 - Carte géomorphologique et coupes schématiques des glaciers du versant NE du VOHIMARINA II
(d'après I.G.N. 1/100 000 H 56)

La texture est perçue au doigt comme sablo-argileuse à sables grossiers. De fait, le taux des sables grossiers n'est jamais inférieur à 50 % et il atteint 79 % dans le niveau supérieur. Il existe par ailleurs une très forte microagrégation qui transfère une certaine quantité d'argile (de 11 à 56 % de l'argile réelle), dans les catégories granulométriques supérieures, de telle sorte que la fraction limoneuse par exemple, s'accroît de 200 % entre 75 et 95 cm de profondeur (horizon "x" de P) (Cf. Annexe 30).

La capacité d'échange est très faible (inférieure à 4 mé/100 g) et la saturation s'abaisse à 10 % (x de P), pour remonter à 68 % en profondeur (M1).

Le rapport silice/alumine obtenu par attaque triacide (sol total) est de 1,9 au niveau M1 et 1,8 au niveau M.

Composition minéralogique.

La diffraction R.X. et la microscopie électronique (MET) conduisent à des conclusions légèrement divergentes. La diffractométrie révèle la présence notable et constante d'hématite tandis que la goethite n'apparaîtrait que comme traces. Le MET par contre montre une grande quantité de baguettes de goethite, bien cristallisées et d'assez grande taille tandis que l'hématite ne peut être nettement distinguée sur fond de fer amorphe.

Les méthodes s'accordent quant à la répartition de la kaolinite et de la gibbsite. On ne révèle la présence d'aucun autre minéral.

: Répartition minéralogique d'après la diffractométrie R.X. :					
		: KAOL. :	GIBB. :	HEMA. :	GOET. :
374 (1.3.4)	P	++	+	++	(+)
(5.6)	M	++	++	++	(+)
(7.8)	M1	+++	-	++	(+)
(9)	M1	+++	-	++	+

Tous ces résultats indiquent la monosiallisation de l'ensemble de la coupe et l'allitisation du niveau superficiel. La couleur rouge de l'ensemble est liée à l'abondance d'hématite et de fer amorphe.

Caractères micromorphologiques.

A la base, le niveau M1 se présente comme un dépôt lité, incomplètement organisé. Son plasma est hétérogène et adhère mal au squelette - ce caractère

commun à tous les gisements de l'épandage de base M1 est par ailleurs déjà visible à l'oeil. Ce dépôt hérite d'une pédogenèse préalable car les minéraux primaires en sont absents et on ne distingue plus de kaolinite en cristaux automorphes distincts ; de plus il est rubéfié.

C'est à la base du niveau supérieur que l'organisation micromorphologique (pédoplasation) est maximale. Le plasma est généralement bien lié au squelette par rapport auquel il est orienté, mais il possède son organisation propre, en microagrégats dont l'abondance et le développement semble corrélatifs de l'allitisation.

Au niveau du profil élémentaire, la liaison du plasma et du squelette n'est pas rompue, mais la fraction indépendante du plasma est éliminée.

OBSERVATIONS COMPLEMENTAIRES.

Les lambeaux du glacis supérieur se suivent sur plusieurs kilomètres vers l'aval. Ils s'éloignent de la table et de son influence directe ; de ce fait, la couleur change et on passe de la série rouge à la série claire. La même succession de niveau peut néanmoins être observée.

Fosse 398. X = 378"4 Y = 261,2 Z = 875 m.

- | | |
|------------|--|
| 0- 40 cm | (P) - Ensemble très aminci, des 4 horizons superficiels. |
| 40- 90 cm | (M) - Niveau sableux légèrement argileux, non graveleux, brun-rouge clair, dont le sommet tend à se durcir en amas argileux. |
| 90-110 cm | (T2) - Stone-line dense, fortement inclinée, plongeant sous la pente SE du glacis. Elle est constituée de galets de quartzite, de graviers et d'amas durcis rouge, provenant de l'horizon inférieur. |
| 110-150 cm | (M1) - Horizon argilo-sableux constitué d'éléments polyédriques fuselés, orientés verticalement, friables à l'état frais, rouge foncé, présentant des faces luisantes, dans un emballage brun-rouge friable. |
| 150-160 cm | (T1) - Stone-line de galets de quartzite et de grès, horizontale, sans plongement. |
| 160-200 cm | Matériau analogue au précédent mais rouge, veiné de jaune, massif à éclats anguleux sauf quelques amas structurés. Suite par sondage sans changement. |

Cette fosse a été creusée au bord du vieux glacis, à la limite du petit talus qui marque son décrochement vers l'aval (glacis III). La coupe est très érodée ; ses niveaux sont concentrés sur quelques décimètres, ce qui permet de saisir leur stratification.

L'exploration du ravin proche de la fosse 398 montre au fond de l'entaille la présence des grès entrecroisés, jaunes, riches en feldspaths. La

troncature est matérialisée par une stone-line de grès ferrugineux et s'établit comme d'habitude au niveau d'une altérite veinée de rouge et de gris.

Au-dessus de cette stone-line se trouve un matériau encore pourvu de feldspaths, à stratification subhorizontale, correspondant au niveau M1. Le sol, très érodé aux abords du ravin s'établit directement au-dessus mais en remontant la pente, la coupe s'approfondit et on voit la stone-line T2 venir en affleurement sous le talus qui limite le glacis I.

12. LES GLACIS AVAL.

Le glacis moyen (II) est le plus étendu. Sa coupe n'a pu être observée que très partiellement, soit au centre du glacis où l'épaisseur du niveau supérieur masque les niveaux profonds, soit en bordure de ravin où les niveaux supérieurs sont très érodés.

On observe le développement du "profil" dans le niveau supérieur. La couleur est claire (7,5 YR 5/6). Sous ce niveau se trouve une stone-line de gros galets de quartzite et très ferrugineux.

Le glacis inférieur (III) est souvent séparé du glacis moyen par une zone d'affleurements gréseux. Il est très érodé et peu couvert. Il domine directement le large ravin aval. Les "profils" sont peu différenciés, clairs, très pâles à l'état sec, ce qui trahit vraisemblablement un renouvellement récent et continu du matériau par des colluvions issues des grès, encore dotées de minéraux primaires et dont le fer est peu individualisé. Les textures sont très grossières.

13. LE VERSANT W DU BEKAPITY.

L'emboîtement est analogue bien que moins net. Du pied du BEKAPITY aux ravins de la haute-MOHAHARIVA, s'étend un long glacis de pente très régulière, couvert d'un mulch sableux de couleur brun rouge portant une couverture régulière bien que très clairsemée de *Loudetia filifolia*. Cet aspect typique est celui du glacis moyen (II). En effet, on peut reconnaître, par examen stéréoscopique des photographies, un lambeau du glacis supérieur, réduit à une petite écaïlle qui domine le glacis moyen de quelques mètres. En aval un léger décrochement, parfois marqué d'affleurements gréseux donne accès au glacis inférieur, directement entaillé par les griffes de la rivière. Les ravins sont ici trop étroits pour que le glacis-terrasse (IV) puisse être développé (Cf. Fig. 19).

Les fosses 397 et 385 représentent respectivement les glacis I et II.

On constate que sur le glacier I les niveaux supérieurs sont extrêmement érodés mais que les deux stone-lines, le dépôt de base et les grès peuvent être observés en place. Sur le glacier II par contre il y a contact direct du niveau supérieur et des grès.

Sur le glacier inférieur, on observe un profil identique au précédent, de même tonalité rouge, sans autre variation entre 0 et 350 cm que le développement superficiel du "profil" (Fosse 386. X = 372,9 Y = 250,7 Z = 900 m).

Fosse 397. (X = 371,3 Y = 252,0 Z = 960 m).

- 0- 40 cm Profil P résiduel.
- 40- 50 cm (T2) - Stone-line mince mais dense de galets et de grès ferrugineux.
- 50- 70 cm (M1) - Horizon sablo-argileux graveleux, comportant des amas argileux durcis volumineux.
- 70-180 cm (T1) - Stone-line épaisse et dense formée jusqu'à 130 cm de galets et au-delà de blocs de cuirasse, presque jointifs mais non continus.
- 180-200 cm Matériau argilo-sableux, graveleux, frais, blanchissant à sec et difficile à sonder représentant l'approche des grès en place.

Fosse 385. (X = 371,2 Y = 250,7 Z = 940 m).

- 0-100 cm (P) - Horizons bien différenciés du profil élémentaire (série rouge).
- 100-350 cm (M) - Horizon sablo-légèrement argileux grenat vif (2,5 YR 5/6 sec, 4/6 humide), massif et très meuble.
- 350 cm Apparition d'amas sableux qui semblent représenter l'arène gréseuse en place.

ZONE DES RELIEFS RUINIFORMES

14. LES GLACIS.

L'envoyage des reliefs ruiniformes prend une grande extension aux abords du Col. de l'ISALO et sur la bordure occidentale du massif. Certains glaciers remontent jusqu'à la cote 1000, se développant sur une dizaine de kilomètres, en pentes régulières de 2/100. La pédimentation se généralise

sous forme de dômes, entre l'ILAKAKA et la R.N. 7. Le paysage se partage entre divers aspects de la savane, à *Heteropogon contortus*, sous-groupe à *Medelia nobilis* notamment, et la forêt claire à tapias (Cf. Fig. 18 et Planche 11).

Le ravin de l'ILAKAKA représente la seule reprise d'érosion importante et la régularité des glacis n'est rompue que par quelques ressauts gréseux. Aucun emboîtement n'a pu être mis en évidence. La couverture sableuse est épaisse sur les pentes et seules les parties sommitales des glacis montrent des coupes significatives.

15. COUPES DE LA PARTIE SOMMITALE DES GLACIS.

Cette fosse occupe le sommet d'un dôme sur lequel subsiste par ailleurs une arête gréseuse résiduelle qui émerge des sables à quelques mètres de la fosse, très légèrement en contre-bas.

Fosse 347. (X = 381,8 Y = 284,7 Z = 832 m).

- 0-100 cm (P) - Succession des 4 horizons typiques du "profil" dont le "b" est sableux, très légèrement argileux, brun délavé (7,5 YR 6/6), massif, friable et fragile.
- 100-125 cm (M) - Horizon sableux légèrement argileux, brun vif (7,5 YR 5/6) massif à éclats friables et fragiles mais légèrement plus cohérents.
- 125-160 cm (T1) - Stone-line légèrement ondulée, dense comportant des galets de quartzite et des morceaux de grès ferrugineux, de toutes tailles.
- 160-440 cm (G) - Horizon sableux, légèrement argileux, brun-jaune vif (7,5 YR 5/8), meuble, massif, non cohérent, ennoyant des morceaux de grès altéré jaune vif (2,5 Y 7/6), très friable.
Par sondage on atteint une arène gréseuse puis un point d'arrêt.

Caractérisation.

Deux autres fosses situées dans les mêmes conditions dans un rayon de 10 km ont montré des coupes exactement semblables. Elles sont caractérisées par un niveau supérieur dans lequel se différencie le "profil" ; une stone-line de galets et de grès ferrugineux, épaisse et dense ; un niveau inférieur prolongé par une arène sur grès.

Les horizons meubles sont de textures sableuses et de couleurs claires (7,5 YR) ; leurs capacités d'échange et leurs saturations sont très faibles (T inférieure à 3 mé/100 g - V inférieure à 20 %).

L'organisation micro-morphologique du niveau inférieur comporte un assemblage lâche de quartz extrêmement corrodés, de feldspaths pseudomor-

phosés et de cristaux de kaolinite en éventails, avec une très faible quantité de plasma (5 %), brun-rouge, et quelques dépôts blanchâtres qui rappellent ceux des horizons retichromes des Hauts Niveaux.

L'organisation du niveau supérieur présente un assemblage granulaire lâche qui semble appauvri en plasma : forte proportion de vides d'entassement (30 à 40 %), et de squelette (50 à 60 %). Ce squelette est grossier (200 à 1500 μ) et très corrodé. Le plasma brun-jaune, peu réfringent, est lié au squelette.

La diffractométrie appliquée à des lames minces du grès altéré confirme la présence de quartz, de kaolinite et de feldspaths très dégradés. Appliquée à la fraction argileuse des matériaux, elle montre la présence de kaolinite, d'un peu d'hématite et de goethite au-dessus de la stone-line ; au-dessous, la kaolinite est très abondante et très bien cristallisée, associée à de la gibbsite, à des traces d'hématite et de goethite.

Le niveau supérieur est donc monosiallitique, pauvre en plasma ; le niveau inférieur est légèrement allitique. Il semble qu'un profil ferrallitique ancien ait été tronqué et fossilisé par des matériaux d'épandage moins évolués que ceux de la base.

16. LA SEQUENCE DU GLACIS.

Une séquence de fosses creusées le long de la pente du glacis en aval de la fosse 347 montre que les coupes s'approfondissent tandis que les traces de discontinuité s'estompent. Par ailleurs, aucune solution de continuité du modelé ne permet de localiser un quelconque emboîtement. La variation est continue.

Le niveau supérieurs s'approfondit mais le développement du "profil" varie peu.

La stone-line devient moins épaisse et moins dense, puis fait place à un alignement lâche de gravats.

L'arène et les grès ne sont plus atteints à profondeur de sondage (4 m).

Ces observations confirment que la présence d'une ligne lâche et discontinue de graviers et gravats peut être interprétée comme la trace estompée d'un niveau de troncature et d'épandage équivalent d'une stone-line. Elles montrent par ailleurs que les traces significatives d'une genèse polycyclique du modelé et des sols ne peuvent être recherchées qu'au sommet des glacis et dômes car l'aval des glacis reçoit un apport colluvial tel que les coupes sont indifférenciées.

Fosse 369. (à 60 m de 347 vers le Sud).

- 0- 90 cm Niveau superficiel sableux avec "profil" différencié (P).
 90-200 cm Stone-line épaisse et dense reposant sur l'arène grèseuse.

Fosse 370. (à 110 m de 347 vers le Sud).

- 0-220 cm Niveau superficiel sableux, avec "profil" différencié de 0 à 115 environ.
 220-240 cm Stone-line dense et caillouteuse.
 240-400 cm Arène grèseuse.

Fosse 371 (à 230 m).

- 0-315 cm Niveau supérieur (P de 0 à 120).
 315-365 cm Stone-line lâche et graveleuse.
 365-400 cm Arène.

Fosse 348. (à 1000 m, dans le sillon).

- 0-400 cm Niveau supérieur indifférencié.

17. OBSERVATIONS COMPLEMENTAIRES.

Sur quelques coupes, notamment celles qui sont situées sur les versants Nord et Sud du BEKAPITY (7 km au Nord du gué de l'ILAKAKA), on observe un matériau argilo-sableux graveleux, compris entre la stone-line et l'arène. On pourrait rapporter ce matériau au niveau de base (M1) en raison de son caractère graveleux ; il faudrait alors noter la stone-line T2 et non pas T1. Ces observations étaient trop incertaines pour conclure.

RÉCAPITULATION

Une centaine de coupes extrêmement diverses ayant été observées sur fosses dans le domaine des glacis et dômes sableux de l'ISALO, sans parler de celles qui ont été observées dans les entailles naturelles du terrain, au hasard des cheminements, deux démarches synthétiques ont permis d'en dégager quelques faits significatifs.

18. CARACTERES TYPIQUES ET PERMANENTS DES "NIVEAUX" DES COUPES.

Les "niveaux" stratigraphiques se correspondent, d'une coupe à l'autre, et peuvent être identifiés par quelques caractères typiques permanents. Leur recensement et l'extrapolation des coupes naturelles avaient conduit à établir la "coupe complète fictive". Récapitulons brièvement la succession de ces niveaux et leurs caractères distinctifs.

La troncature des grès (G) - Partout où elle a été observée, notamment dans de nombreux ravins du haut bassin du FIHERENANA, elle intervient au niveau d'horizons altéritiques ou retichromes qui, par analogie avec les Hautes Surfaces tabulaires, évoquent une puissante altération préalable de type ferrallitique.

La stone-line de base (T1) - Elle a été observée aussi bien sur les glacis supérieurs qu'au fond des ravins, dans les bassins du FIHERENANA et de la TAHEZA. Son épaisseur, le volume et la nature des blocs qui la composent, son intercalation entre les grès et l'épandage de base (M1) ne laissent aucun doute sur sa signification : c'est le conglomérat de base correspondant au démantèlement de la Haute Surface cuirassée.

L'épandage de base (M1) - Il est visible dans tous les ravins et les carrières, le long de la R.N. 7 entre la MALIO et SAKARAH¹, et dans les fosses des différents glacis sauf dans la zone ruiniforme. Sa fine stratification, sa couleur rouge instable, sa texture graveleuse, sa composition monosiallitique et parfois allitique, le fait qu'une transformation pédogénétique soit sensible entre la base et le sommet de ce niveau (pseudomorphose puis disparition des feldspaths et organisation du plasma) montrent qu'il représente un deuxième temps de l'épandage consécutif au démantèlement des Hautes Surfaces ferrallitiques : les matériaux pierreux et grossiers de ces formations avaient été rassemblés dans la stone-line de base ; les éléments graveleux et sableux alternent à ce niveau. A l'état originel, ces matériaux issus des grès, des altérites et des sols ferrallitiques étaient déjà monosiallitiques, voire allitiques ; ils ont encore évolué et se sont organisés en place, mais la troncature ramène l'observation aux horizons les moins transformés.

La stone-line moyenne (T2) - Dans quelques coupes, elle a montré des caractères identiques à ceux de la stone-line de base, ce qui suggère que la troncature de l'épandage de base a pu s'accompagner d'une reprise du démantèlement des Hautes Surfaces. Plus souvent, il ne s'agit que de lignes

¹ - Notamment sous le pont de la MANINDAY et dans la tranchée qui y conduit.

discontinues de graviers, correspondant au dépôt des éléments les plus grossiers repris de l'épandage de base.

Les niveaux de "sols rouges ferrallitiques" (M2 et M3) - Le niveau M2 (fréquemment observé) et le niveau M3 (exceptionnel) possèdent à un degré élevé tous les caractères de sols rouges ferrallitiques : effacement du litage, absence de minéraux primaires, organisation pédoplasmique à base de micro-agrégats anisotropes "oosepiques"... De plus une différenciation interne se manifeste sous forme d'amas sablo-argileux durcis qui résultent d'une consolidation du fond matriciel granulaire de la "terre fine" par des dépôts argilo-ferriques apparemment illuviaux. La texture est sablo-argileuse. On peut donc évoquer l'épandage d'un matériau homogène, héritier du niveau de base après triage des éléments graveleux qui sont restés dans le stone-line ; puis allité et lessivé en place.

L'interprétation devient aléatoire à partir de ce niveau et il nous faudra attendre l'étude du "profil" (Chap. 18) pour la préciser. La signification des niveaux superficiels est en effet ambiguë.

Les "discontinuités" T3 et T4 - Elles se présentent comme des tronçatures des niveaux M2 et M3 avec rassemblement des amas argilo-sableux en ligne, mais elles peuvent être absentes si le "profil" P est développé au sommet de ces niveaux, en continuité.

Le profil (P) - Les horizons du profil P se distinguent des matériaux immédiatement sous-jacent dont ils peuvent représenter soit un remaniement soit une différenciation : texture plus sableuse, couleur plus claire, structure massive, désorganisation apparente du fond matriciel qui est réduit à un entassement de grains, composition monosiallitique... On peut donc imaginer une discontinuité dynamique d'origine externe (tronçature et recouvrement) ou une discontinuité pédogénétique interne (interface eluvial-illuvial), ou une tronçature coïncident avec la trace de cet interface.

19. DIVERSIFICATION GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DES COUPES.

A partir du modèle fictif, nous avons réduit la diversité des coupes naturelles à un petit nombre de types correspondant à 3 zones géographiques et à trois situations géomorphologiques. Les coupes des glacis inférieurs sont réduites par érosion à leur plus simple expression (P / G) ; les coupes des glacis moyens sont généralement trop peu différenciées ; seuls les glacis supérieurs offrent des superpositions aussi complètes que possibles des niveaux. La comparaison des coupes de ces glacis supérieurs montre que celles de la zone ruiniforme ont été violemment rajeunies (type M / G) ; que celles de la zone tabulaire sont beaucoup plus développées, surtout quant

aux niveaux de la base, et que seules les coupes de la zone occidentale des dômes approchent la complexité du modèle fictif.

20. CLASSEMENT GEOCHIMIQUE DES MATERIAUX DU DOMAINE GRESEUX.

On peut conclure d'ores et déjà que le domaine gréseux de l'ISALO est exclusivement monosiallitique ou allitique. L'allitisation intense était typique des formations des Hautes Surfaces. La monosiallitisaiton est typique de l'ensemble des matériaux des glacis et dômes mais comporte des manifestations d'allitisation. Presque tous les niveaux d'épandage ont pu hériter de la gibbsite antérieurement individualisée sur les hautes surfaces. Une allitisation en place se manifeste semble-t-il, localement, dans les matériaux de l'épandage de base (M1) et surtout dans les "sols rouges anciens" fossilisés des niveaux M2 et M3.

21. CLASSEMENT PEDOLOGIQUE DES "SOLS".

Les "sols" des glacis et dômes de l'ISALO ont été globalement classés jusqu'à présent comme "ferrugineux tropicaux peu ou pas lessivés" (RIQUIER, 1968). Nos observations montrent que la couverture meuble des grès n'est pas constituée par un "sol" mais par une succession d'épandages plus ou moins évolués et tronqués, à caractère ferrallitiques dominants. Il s'agit maintenant de voir si le "profil" superficiel constitue un sol et comment il peut être qualifié.

Chapitre 18

Études des profils des glacis et dômes sableux

Le *profil* (P) est constitué par une succession d'*horizons* interdépendants qui se sont différenciés dans le *niveau* superficiel de la *coupe*.

A la surface des glacis et dômes sableux de l'ISALO, tous les profils peuvent être ramenés à deux groupes. Les uns sont classiques ; ce sont des podzols. Les autres sont atypiques ; ce sont les plus représentés et il y a lieu de croire que les podzols en dérivent.

ÉTUDE DES PROFILS ATYPIQUES

1. LA NOTATION CONVENTIONNELLE.

La succession d'horizons qui les caractérisent ne peut être ramenée à priori au sequum classique A B C. C'est pourquoi nous avons adopté une notation conventionnelle qui ne préjuge pas des modes de différenciation (*a b x y*).

Les horizons *a* qui sont organiques et éventuellement lessivés ou appauvris peuvent sans doute être assimilés à des A véritables. Les horizons *b* qui sont non-organiques, de couleurs plus vives, de structures plus affirmées en relation avec des teneurs en argile et en fer relativement plus élevées, pourraient être assimilés à des B, sous certaines réserves. Les horizons *x* par contre n'ont pas d'équivalents dans le sequum classique et ce serait beaucoup préjuger que d'en faire des B2 ou des C. Quant aux horizons *y*, le problème est de savoir s'ils font partie du sequum superficiel ou en constituent le substrat.

2. SITUATIONS.

Les profils atypiques ont pu être observés pratiquement dans toutes les situations géographiques et géomorphologiques, et quelle que soit la complexité de la coupe sous-jacente. L'ordre de succession et les caractères des horizons restent toujours comparables. Il n'y a de variation notable qu'en matière de couleur ; elle concerne l'ensemble de la coupe et s'explique par la couleur des matériaux originels.

3. DESCRIPTIONS.

Les descriptions de cinq profils, occupant diverses positions et surmontant divers types de coupes sont rapportées ci-après. On peut retrouver dans chacun d'eux le sequum typique. Les couleurs, et le développement de y , varient.

Le profil 347 représente un glacis de la zone ruiniforme, dont la coupe est rudimentaire (M / G, Cf. Chap. 17 § 15). Le b est brun (7,5 YR), ressortissant à une "série claire" qui couvre tous les glacis de la zone ruiniforme et les glacis inférieurs des autres zones. Le sequum $a b x y$ est continu.

Le profil 374 représente un glacis supérieur de la zone tabulaire dont la coupe est plus développée (M / M1 / G, Cf. Chap. 17 § 11). Le b est rouge-grenat (2,5 YR) et ressortit à la "série rouge" qui occupe le piémont des tables cuirassées et le secteur des dômes d'AMPANDRA. Le sequum $a b x y$ est continu.

Le profil 311 représente un glacis moyen du MILIOKAKELY dont la coupe est du type M / M1 / ... (Cf. Chap. 17 § 4). Le b est brun-rouge (5 YR), typique d'une "série foncée" qui est représentée sur les glacis supérieurs et moyens de la zone des dômes et sur ceux de la zone tabulaire qui ne sont pas directement dominés par les tables. Le sequum est également continu.

Le profil 317 représente le glacis supérieur du MILIOKAKELY dont la coupe est la plus développée (Cf. Chap. 17 § 3); du type M / M3 / M2 / M1 / ... Ce profil est érodé de sorte que ses horizons sont réduits à de faibles épaisseurs. Il n'y a pas de y ; le profil surmonte directement une discontinuité (T4).

Le profil 308 représente le glacis inférieur du MILIOKAKELY (P / G), de la "série claire" (Cf. Chap. 17 § 5), très bien développé dans un niveau supérieur de faible épaisseur, surmontant directement les grès, sans y ¹.

1- Des nuances rouges, foncées et claires de la couleur sont observées dans l'ISALO mais il n'y a pas lieu de faire un rapprochement direct avec les séries dunaires de même nom de la plaine côtière.

Profil 347.

- 0- 30 cm *a11* - Horizon de sable grossier humifère, brun-gris (7,5 YR 4/2). Polyédrique, meuble.
- 30- 55 cm *a12* - Transition graduelle : horizon de sable grossier peu humifère, brun-jaune (10 YR 6/4), massif à éclats fragiles.
- 55- 88 cm *b* - Transition graduelle : horizon sableux légèrement argileux, brun (7,5 YR 5/6), massif, à éclats moins fragiles, friable, plus ferme que *a12*.
- 80-100 cm *x* - Transition graduelle : horizon sableux légèrement argileux, très légèrement humifère, brun-jaune (10 YR 5/6), massif, non cohérent.
- 100-125 cm *y* - Transition assez nette : horizon sableux légèrement argileux brun vif (7,5 YR 5/6), massif à éclats cohérents.
- 125-160 cm Stone-line...

Profil 374.

- 0- 20 cm *a11* - Horizon sableux humifère, brun-gris (7,5 YR 4/2), polyédrique à grumeleux, meuble.
- 20- 40 cm *a12* - Horizon sableux peu humifère formant transition.
- 40- 70 cm *b* - Horizon sableux légèrement argileux avec pseudo-particules, grenat (2,5 YR 4/6), massif, cohérent et ferme, à éclats anguleux.
- 70-100 cm *x* - Horizon sableux avec pseudo-particules, brun moyen (5 YR 5/6), massif, peu cohérent et peu ferme, à éclats anguleux fragiles.
- 100-120 cm *y* - Horizon sablo-argileux avec pseudo-particules, grenat vif (2,5 YR 4/8), massif, peu fragile, cohérent et ferme, avec sous-structure aliatique.
- 220 cm Stone-line...

Profil 311. (X = 360,3 Y = 230,0 Z = 870 m).

- 0- 10 cm *a11* - Horizon sableux grossier humifère, brun-gris (10 YR 5/3). Polyédrique.
- 10- 50 cm *a12* - Horizon sableux grossier peu humifère, brun délavé (7,5 YR 5/4), massif meuble avec sous-structure particulaire.
- 50- 80 cm *b* - Horizon sableux très légèrement argileux, brun-rouge (5 YR 5/6) massif à éclats cohérents et fermes, à sous-structure pseudo-grumeleuse.
- 80-140 cm *x* - Horizon sableux humifère, de couleur plus claire (7,5 YR 5/4), massif, peu cohérent, à sous structure particulaire.
- 140-280 cm *y* - Horizon sablo-argileux grenat moyen (2,5 YR 5/6), massif à éclats cohérents et fermes.
- 280 cm Stone-line...

Profil 317.

- 0- 30 cm *a* - Horizon sableux, humifère, brun-gris, massif, meuble.
- 30- 50 cm *b* - Horizon sableux très légèrement argileux brun-rouge, massif, plus cohérent et ferme.
- 50- 70 cm *x* - Horizon sableux très légèrement argileux, brun, massif, non cohérent.
- 70-100 cm T4 - Transition très nette : amas argilo-sableux rouges volumineux à contours tourmentés, dans un emballage sableux brun.
- 100-200 cm M3 - Les amas se réduisent progressivement au sein de la terre fine grenat...

Profil 308.

- 0- 20 cm *a11* - Horizon sableux humifère, gris (10 YR 4/2), massif à particulaire lâche.
- 20- 70 cm *a12* - Horizon sableux grossier finement graveleux, brun-jaune (7,5 YR 6/4), massif à particulaire lâche.
- 70-110 cm *b* - Horizon de sable grossier très légèrement argileux, brun-rouge délavé (5 YR 5/6), massif légèrement ferme et cohérent, induré en paroi, avec quelques galets de quartzite.
- 110-140 cm *x* - Horizon sableux brun-jaune délavé (7,5 YR 6/6), massif, particulaire non cohérent, avec galets de quartzite.
- 140-150 cm Transition brutale avec alignements de gravats issus de l'horizon suivant.
- 150-200 cm Grès altéré et induré, rouge, bariolé de tâches jaunâtres...

La différenciation des horizons a été perçue avec netteté sur le terrain mais les descriptions en termes courants rendent très imparfaitement compte des *contraste relatifs de nuances* qui affectent les textures, les couleurs et les structures.

Quelle que soit la gamme de couleur sur laquelle jouent les nuances on observe un *a* délavé par appauvrissement et assombri par la matière organique, un *b* plus soutenu dont la teinte se retrouve en *y* tandis que *x* est typiquement plus clair et surtout plus terne.

Quel que soit le degré de structuration et de compactage de l'ensemble, le *x* présente toujours un caractère plus massif, plus lâche et moins résistants à toutes les manipulations.

4. CARACTERISATION PHYSICO-CHIMIQUE.Texture.

Les horizons *a* et *x* semblent appauvris ou lessivés, tandis que les horizons *b* et surtout *y* semblent enrichis en argile mais l'ensemble étant

excessivement sableux, les appréciations sont malaisées et les erreurs d'analyse sont presque du même ordre que les variations.

Les résultats de granulométries comparées (méthode CHAUVEL) montrent que le lessivage (ou appauvrissement) de l'horizon x est partiellement fictif car l'argile semble bloquée en pseudo-particules et non exportée (Cf. Annexe 31).

L'examen micro-morphologique montre que les horizons a , b , x , y présentent des caractères d'éluviation (fond matriciel granulaire, vides d'entassements, plasma lié au squelette) tandis que seul l'horizon y (exceptionnellement x) présente des signes d'illuviation (revêtement argilo-ferriques des vides) (Cf. Annexe 32).

Il n'y a donc pas de transfert d'argile de a en b . Il existe des traces d'un transfert, de l'ensemble abx vers y , mais il est possible qu'il soit antérieur à la différenciation du sequum.

Matière organique.

Une accumulation de matière organique dans l'horizon x a été observée, et confirmée par l'analyse. Toutefois, les valeurs absolues des taux de matière organique sont très faibles et les tentatives de fractionnement sont peu significatives.

Aussi, nous n'avons pas pu confirmer l'hypothèse d'une décomposition de racines au-dessus du "plancher" constitué par les niveaux sub-superficiels car les "matières légères" sont trop peu abondantes. La répartition des acides fulviques par contre est en faveur d'une migration *per descensum*, processus précurseur d'une podzolisation dont les manifestations sont parfois associées.

pH et complexe d'échange.

Les valeurs sont analogues et toujours très faibles dans tous les profils qui sont strictement monosiallitiques. Les pH sont compris entre 5,4 et 6. Les capacités d'échange sont comprises entre 0,5 et 4,5 mē/100 g ; elles sont maximum en $a11$ et en x en raison sans doute de la présence de matière organique. Le lessivage des bases est maximum en x ; par voie de conséquence le pH et la saturation sont minimum dans cet horizon.

ÉTUDE DES PROFILS PODZOLIQUES

Il existe dans le domaine isalien des profils à caractères podzoliques dont la présence surprend, compte tenu du climat sub-humide à longue saison sèche, et de l'absence de nappe. Ils sont à tous points de vue différents des "podzols de nappe tropicaux" décrits sur la Côte Est et à MORAMANGA, par RIQUIER (1951) et par ZEBROWSKI (1967). Les conditions de leur développement sont complexes : couvert végétal, humus grossier, texture et réaction acide du matériau originel, présence d'un substrat compact, sont tout à la fois les causes et les effets des processus de cheluviation et de drainage accéléré qui provoquent la podzolisation.

5. LA COUVERTURE DES PODZOLS.

On peut considérer la présence d'un couvert forestier et d'un horizon épais d'humus grossier comme les conditions nécessaires de la podzolisation. En effet, la plus grande partie des surfaces podzolisées se trouvent sous la forêt dense sèche et sont pourvues d'un horizon de mor¹.

Ce ne sont pourtant pas des conditions suffisantes car des profils de "sables roux" subsistent sous forêt, juxtaposés aux profils de "sables blancs". Il y a donc lieu d'examiner les conditions propres au matériau originel et au substrat, les conditions propres au couvert étant supposées égales par ailleurs.

6. LES PODZOLS A SUBSTRAT COMPACT.

Les profils les plus fréquemment observés comportent typiquement, sous couvert de forêt sèche dense, un horizon humifère épais (20 à 30 cm) dans lequel des particules humiques et quartzéuses de tailles équivalentes (1 mm) sont mélangées, puis 1 mètre environ de sable quartzéux parfaitement blanc.

¹ - On peut admettre que les nappes sporadiques de sables blancs dénudées que l'on rencontre au milieu des "sables roux" sous sayanes correspondent à des îlots forestiers que la hache ou les feux ont récemment éliminés. Elles sont colonisées en premier lieu par une pelouse clairsemée à *Perotis latifolia* et *Eragrostis tenella*, mauvaise conductrice des feux, puis tendant à se réembroussailler en espèces forestières qui forment temporairement un taillis secondaire.

L'accumulation humo-ferrugineuse qui apparaît en-dessous est diffuse ; elle se distingue parfois malaisément mais l'analyse de nombreux prélèvements a confirmé son existence. Elle se manifeste au contact d'un niveau cohérent et compact qu'elle imprègne et cimente ; il s'agit généralement d'un grès, ou d'un vieil horizon altéritique sur grès. Il y a donc contraste brutal entre les horizons meubles (A, B1) d'une part, l'altos et le substrat (B2, G) d'autre part.

Nous citons comme exemple le profil du fossé 310 dont les horizons profonds sont très remarquables, bien qu'il corresponde à une nappe isolée de sables blancs et soit dépourvu de l'horizon humifère typique.

Fosse 310. (X = 361,5 Y = 230,1 Z = 850 m).

Cette fosse est située à la limite des glacis II et III du MILIOKAKELY au milieu d'une zone de 100 m de diamètre où affleurent les sables grossiers blancs, colonisés par quelques graminées et quelques arbustes.

- 0- 20 cm (A1) - Horizon de sable grossier particulaire lâche, jaune-gris, (10 YR 4/2 - 3/2), sans litière ni humus individualisé.
- 20- 50 cm (A21) - Horizon de sable grossier particulaire lâche, très légèrement humifère, blanc grisâtre (10 YR 6/2 - 5/2).
- 50-100 cm (A22) - Horizon de sable grossier particulaire lâche, blanc-beige (10 YR 6/3 - 5/3).
- 100-120 cm (B) - Par transition nette, horizon sableux très faiblement argileux, brun-marron foncé (7,5 YR 4/4), massif, induré en paroi à sec, friable dans la masse, à débit polyédrique, comportant des amas fermes dans un emballage particulaire meuble. L'accumulation humo-ferrugineuse est confirmée par l'analyse.
- 120-145 cm (B-C) - Concentration d'amas sablo-argileux rouges, durcis, dans un emballage sableux, dormatn comme une stone-line d'amas. Cet horizon est envahi par l'accumulation humo-ferrugineuse. Les amas sont d'aspect gréseux, très durs, décolorés en auréoles jaunâtres, l'emballage étant marron foncé.
- 145- x cm (G) - Par transition brutale, matériau sableux rouge, extrêmement induré, sillonné veines grises et surmonté d'une pellicule patinée continue.

Caractères physico-chimiques.

	AR	LF	LG	SF	SG	MO	pH	F. libre	F. total
A1	1	2	2	3	91	0,91	5,7	0,13	0,26
A21	0	0	2	6	92	0,09	6,0	0,06	0,14
A22	0	0	3	10	86	0,05	6,1	0,14	0,26
B1	7	8	4	12	66	0,38	5,5	0,80	0,99
B2	8	4	5	19	64	1,05	5,9	1,03	1,27
B3/G	12	4	3	9	62	2,14	5,9	0,88	1,27
G	12	5	4	11	61	0,31	5,4	1,06	1,57

Signification.

Après avoir observé une quinzaine de profils similaires, nous avons cru pouvoir conclure que, les conditions ordinaires de la podzolisation étant réunies sous la forme d'un couvert forestier générateur d'humus grossier et d'horizons sableux excessivement filtrants, le déclanchement du processus était imputable à la présence du substrat compact et à la brusque discontinuité physique qu'il provoque. De telles conditions se rencontrent partout où des colluvions sableuses sont venues recouvrir un niveau cohérent tronqué : il s'agit donc de pseudo-profils.

L'observation de deux podzols à substrat meuble, dont la perméabilité n'est contrariée par aucune discontinuité physique apparente indique que cette explication est encore insuffisante.

7. PODZOLS A SUBSTRAT MEUBLE.

Fosse 320. (X = 357,5 Y = 218,8 Z = 735 m).

Cette fosse est située sous la forêt du ZOMBITSY, sous une litière qui couvre irrégulièrement l'horizon d'humus brut.

- 0- 40 cm (A1) - Horizon de sable grossier graveleux blanc-jaune mêlé à un humus brut dont une partie formée en "crottes de rat", avec un réseau très dense de racines et de radicelles traçantes qui contribue très imparfaitement à maintenir l'horizon en place car celui-ci est tout à fait incohérent.
- 40-100 cm (A2) - Horizon de sables grossiers à moyen, blanc en paroi sèche, brun très pâle dans la masse humide, particulaire lâche.
- 100-120 cm (B1) - Horizon de sables moyens à fins, marron clair à sec, vif à l'état humide, gélèremment induré à éclats très fragiles - accumulation de fer et d'humus confirmée par analyse.
- 120-140 cm (B2) - Horizon sableux très légèrement argileux, brun rosé à sec, brun marron humide, induré, à éclats légèrement cohérents et consistants, fragiles avec poussière quartzeuse blanche - accumulation humo-ferrugineuse persistante.
- 140-200 cm (C) - Horizon sableux légèrement argileux, brun-rouge moyen, massif à éclats légèrement consistants.
- 200-300 cm (C) - Continuation sans changement : sable roux meuble.

Caractères physico-chimiques.

	:AR.:	LF.:	LG.:	SF.:	SG.:	MO.:	pH.:	F. Lib.:	F. Tot.:
A1	7	2	0	1	84	6,4	6,9	0,1	0,3
A2	3	1	0	2	92	0,1	7,0	0,3	0,3
B1	5	4	4	9	82	0,2	6,8	0,9	1,3
B2	8	6	1	10	75	0,3	6,3	1,8	2,3
C	6	3	2	6	82		6,0	1,5	2,3
C	5	3	4	12	76		5,7	1,8	1,8

8. PODZOLISATION D'UN "PROFIL ATYPIQUE" SUR COUPE COMPLEXE.

Sur la cote 883 du MILIOKAKELY, on observe sous la forme d'un profil à caractères intergrades la podzolisation d'une coupe complexe¹. Ceci montre qu'il existe un terme de passage entre les "profils atypiques" précédemment décrits et les profils podzoliques ; que l'emprise du podzol est plus profonde puisqu'il se développe à cheval sur le niveau supérieur (M) et le niveau moyen (M2) de la coupe ; que la discontinuité morphologique qui sépare ces deux niveaux et qui est matérialisée par une "stone-line d'amas argilo-sableux durcis" n'est pas étrangère au développement du processus podzologique.

La description ci-après fait apparaître à la fois la nomenclature conventionnelle propre à la coupe et la nomenclature classique propre au podzol pour montrer les équivalences et le "passage" d'un sequum à l'autre.

Fosse 195. (X = 359,2 Y = 223,8 Z = 883 m).

0- 15 cm	M	A1	Horizon de sable grossier humifère, brun foncé (7,5 YR 4/2) à l'état humide et jaune foncé à l'état sec (10 YR 3/3). Structure particulière à pseudo-grumeleuse.
15- 40 cm		A2	Sur une paroi sèche, l'horizon de sables grossiers paraît gris cendré en raison de l'éclat de quartz délavés mais la teinte générale va de brun foncé (7,5 YR 4/2) à ocre clair (5 YR 6/2). Sur la paroi humide, l'éclat des quartz est masqué, la couleur est ocre foncé (5 YR 4/3).
40- 55 cm		A2	Horizon de sable grossier ; en paroi sèche, ocre pâle (5 YR 4/4) avec éclat cendré des quartz ; en paroi humide, ocre foncé (5 YR 4/4).

¹ - Ce profil apparaît à quelques mètres de la fosse 917 qui a offert l'exemple d'une coupe très complexe (M/M3/M2/M1). La fosse 195 cependant ne montrera qu'une coupe réduite à M/M2/M1.

55- 75 cm	T3	B1	Horizon de transition irrégulièrement pourvu de noyaux argilo-sableux imprégnés d'humus et de fer, dans un sable grossier argileux ocre (5 YR 4/6), meuble.
75-200 cm	M2	B2	Horizon de sable grossier argileux ocre vif (5 YR 5/6) partiellement aggloméré en éléments polyédriques grossiers, alignés en piles de tailles croissantes vers le haut et enrobé de matériau argilo-ferrugineux.
200 cm	M1	C	Horizon sablo-graveleux mêlé de galets de quartzite et de morceaux de grès ferrugineux.

Caractères physico-chimiques.

	AR	LF	LG	SF	SG	MO	pH	:Attaque triacide sur : fraction A + L :		
								Résidu:	Fer	Sil/Alu:
A1	6	1	2	6	85	0,6	5,9	49	12	2,2
A2	3	1	2	6	88	0,3	6,2	55	14	1,7
A2	3	3	2	9	83	0,1	6,2	60	13	2,0
B1	12	4	2	7	77	0,7	5,7	34	23	1,9
B2	10	2	3	9	68		5,5	16	17	1,7
C	10	5	4	12	69		5,8	12	14	1,8

Dans ce profil, les signes de podzolisation sont encore très peu affirmés. On retient cependant le lessivage de l'argile en A2 (moins de 3 %) coïncidant avec la présence de 60 % de résidu insoluble dans la fraction A + L qui est donc formée de quartz pulvérulent. Les taux de matière organique sont extrêmement faibles comme partout dans cette région mais les migrations sont réelles ; il s'agit d'acides fulviques. L'accumulation de fer en B est significative.

9. LA MATIERE ORGANIQUE DES PODZOLS.

D'une comparaison des taux de matière organique de divers sols, podzoliques ou non, sous forêt ou sous savane, il résulte qu'ils varient de 6 à 14 %.

Le rapport C/N s'établit en moyenne à 12,1 sous savane, 14,1 sous forêt et 11,7 dans le B podzolé. Le taux de carbone humifié est de 1,1 sous savane, 4,8 sous forêt. Le rapport des acides humiques et fulviques (AH/AF) est en général de 2,0 en surface pour tous les sols et s'inverse en profondeur, plus brutalement dans le cas des podzols : il tombe à 0,3 au niveau du B.

Les électrophorégrammes différencient nettement l'humus de savane de l'humus de forêt. Les taux d'acide humique gris sont en moyenne de 60 % sous savane, 42 sous forêt et 47 dans le B des podzols (Cf. Fig. 31).

10. CONCLUSION SUR LES PODZOLS.

Puisque l'influence de l'humus forestier, le caractère drainant du matériau et la présence éventuelle d'une discontinuité physique brusque ne suffisent pas toujours à provoquer la podzolisation des profils, c'est peut-être qu'il existe dans certains matériaux un facteur d'inhibition de ce processus.

Il est en effet probable que la podzolisation est entravée ou freinée en présence de "sables roux". Ceux-ci sont dépourvus de minéraux primaires de sorte qu'il n'existe plus d'alumine ni de fer mobilisables ; les sesquioxydes sont cristallisés sous des formes stables. Par ailleurs, l'association étroite, à l'échelle micromorphologique, du squelette et d'un plasma "squelsepique" fait obstacle à l'action des solutions acides chelatantes. Le profil 195 pourrait représenter l'exemple d'une podzolisation qui se trouve freinée parce qu'elle s'exerce sur les matériaux très anciens et très stables du glaciaire supérieur.

Par contre, lorsque des colluvions arénacées, peu évoluées et non organisées à l'échelle micromorphologique, viennent s'interposer entre un vieux matériau et la litière, les acides organiques peuvent entrer directement en contact des minéraux de cette arène. Lorsqu'ils ont fait leur oeuvre, le niveau colluvial arénacé se trouve transformé en un A2 podzologique tandis que les substances humo-ferrugineuses solubilisées sont déposées au contact des matériaux anciens et stables sous-jacents où apparaît un B. Rien ne permet plus de déceler dans le "podzol" ainsi réalisé les caractères de "pseudo-profil" du sequum originel.

De fait, les gisements de podzols correspondent souvent à des glacis concaves, situés en aval de talus fortement décapés d'où ont pu provenir des arènes gréseuses peu évoluées.

GENÈSE DES PROFILS DE L'ISALO

Aucun processus génétique simple ne rend parfaitement compte de la différenciation du sequum ($a b x y$) que nous avons décrit. Quant à celle du profil podzolique, on l'imagine malaisément sous l'effet de la météorologie actuelle et dans les conditions exemptes de nappes où nous constatons son développement.

Dans le cadre des variations climatiques dont nous ayons par ailleurs constaté l'influence, on peut envisager un processus complexe qui fait intervenir une phase ancienne relativement humide et la phase d'assèchement actuelle. Dans la mesure où l'on admet que les profils podzoliques ne représentent qu'une extrapolation des profils "atypiques" c'est d'abord au développement de ceux-ci qu'il faut s'attacher.

Par analogie avec les observations récentes faites en Afrique (BOULET, 1974), on peut envisager qu'au sein d'un niveau primitivement homogène (M), un horizon tel que a se soit d'abord différencié par appauvrissement, puis un horizon tel que x , par lessivage oblique profond. Dans cette hypothèse, les horizons b et y sont réduits au rôle de témoins invariants du dépôt originel. Cependant, en aucun cas nous n'avons constaté sur une séquence la progression du lessivage oblique profond ; nous ne pouvons donc invoquer aucun "flagrant délit" en faveur de cette explication. Il faudrait admettre que le lessivage profond des horizons x soit partout parvenu à son terme puisque l'existence de cet horizon est généralisée.

Une autre interprétation nous paraît plus plausible.

Au sein du dépôt superficiel supposé homogène (M), deux horizons classiques (A et B) se sont différenciés à la faveur de la dernière phase climatique humide : A équivalent de ($a b x$), et B équivalent de y . En effet, lorsque les horizons y existent, ils contiennent souvent des traces de revêtements argilo-ferriques illuviaux. Lorsque l'horizon y manque et que le sequum (a, b, x) repose directement sur le niveau sous-jacent (M3 ou M2), on peut envisager que ceux-ci représentent en fait l'ancien B où l'illuviation est nettement manifestée par la présence des amas argilo-sableux riches en cutanes.

Au cours de la phase d'assèchement ultérieure, le bilan hydrique du profil s'est modifié : à un régime de percolation s'est substitué un régime

d'échanges par alternances d'humestation et d'évaporation, échanges propices à la différenciation de l'horizon b au sein de l'ensemble éluvié ($a b x = A$).

Chapitre 19

Conclusions sur les glacis et dômes sableux

Les glacis et dômes sableux de l'ISALO résultent de phases de pédimentation plio-quadernaires qui ont succédé aux phases d'arasement, de ferrallitisation et de cuirassement dont témoignent les Hautes Surfaces. Le modelé correspondant est une pédiplaine d'où émergent les reliefs résiduels ruini-formes ou tabulaires.

En contrebas de ces reliefs, le substrat gréseux a été rajeuni au niveau des altérites ferrallitiques puis raviné par un conglomérat de galets quartzitiques hérités des grès et de blocs ferrugineux hérités des cuirasses (stone-line de base T1) ; le dépôt sablo-graveleux finement stratifié qui suit est composé des quartz, de la kaolinite et des sesquioxides hérités de l'ancienne couverture rouge ferrallitique.

Le modelé fini-tertiaire a été remanié puis disséqué en plusieurs épisodes aepyorniens, corrélatifs de la pénétration du réseau hydrographique général dans le paysage isalien. Quatre glacis se trouvent emboîtés ; les coupes du plus ancien d'entre eux révèlent les traces de quatre discontinuités.

Compte tenu des significations propres à chacun des glacis et à chacune des discontinuités, il est possible d'insérer les phases d'emboîtement et de remaniement correspondantes dans la séquence morpho-climatique de référence (BOURGEAT et RATSIMBAZAFY, 1975, Chap. 2).

Le glacis supérieur a été formé par ablation sans creusement, dans le cadre d'une pédiplaine qui constituait son propre niveau de base. Les autres glacis ont été décapés à la suite d'une dissection de la pédiplaine, qui a entaillé le bas des pentes en respectant le haut. Les coupes du glacis supérieur conservent donc les traces cumulées de ces périétés morpho-pédogénétiques tandis que celles des glacis moyens et inférieurs sont relativement simples.

Par ailleurs, les discontinuités inférieures des coupes, matérialisées par des stone-lines à galets et blocs, suggèrent des troncatures suivies de recouvrement. Les discontinuités supérieures par contre, réduites à des lignes d'amas argilo-sableux sont moins significatives : l'influence d'un remaniement superficiel est moins certaine et pourrait coïncider avec une limite de transfert d'origine éluviale ou biologique.

Le glacis-terrasse IV n'est que le remblai des ravins.

Le tableau suivant résume le schéma interprétatif (Cf. Fig. 33).

M	Grande phase de : Troncature des altérites sur grès rhexistase : Stone-line de base T1, fini-tertiaire : Epanchage de base M1.
T4	Pluvial : Sol ferrallitique lessivé sur M1.
M3	Displuvial : Troncature de M1, MORAMANGIEN : Stone-line moyenne T2 et niveau moyen M2, : Modelé du glacis supérieur (I).
T3	Pluvial : Sol ferrallitique lessivé sur M2 : Dissection du modelé antérieur.
M2	Displuvial : Décapage du glacis moyen (II), SAMBAINIEN : Isolement de (I), : Remaniements verticaux individualisant la : partie supérieure du profil sur M2 soit : M3.
T2	
M1	Pluvial : Sol ferrallitique lessivé sur M3, : Dissection du modelé antérieur.
T1	Displuvial : Décapage du glacis inférieur (III), VAVATENIEN : Isolement des vestiges des glacis (I) : et (II), : Remblaiement des ravins, : Remaniements verticaux individualisant M : dans la partie supérieure de M3.
G	Pluvial : Lessivage ou podzolisation de M.
	Aridification : Rubéfaction de <i>b</i> au sein du "profil", actuelle : Fixation des podzols en l'état, : Reprise d'érosion.

Fig. 33.

En termes géochimiques, le domaine gréseux se distingue du restant du Sud-Ouest par l'absence de matériaux bisiallitiques, par la conservation des matériaux monosiallitiques et allitiques partiellement hérités et par leur podzolisation superficielle dans certaines conditions.

Les grès semblent quasi-monosiallitiques dès l'origine. Le sol rouge tertiaire est allitique. Les matériaux des glacis et dômes héritent les uns des autres. Il en résulte une très grande monotonie qui n'est rompue que par la genèse de podzols.

On note qu'il n'existe pour ainsi dire pas de sols "sur grès" *sensu stricto* puisque tous les profils sont développés sur des épandages plus ou moins anciens qui fossilisent le substrat cohérent. Dans la mesure où la plus grande surface des glacis comporte une couche de l'épandage de base (M1), et en restreignant à ce dépôt le terme de "carapace sableuse" créé par les géologues, on pourrait parler de sols "sur carapace sableuse".

Il est malaisé de qualifier les profils en termes pédologiques, exception faite pour les podzols. Si l'on reconnaît dans les "profils atypiques" les influences successives d'un lessivage et d'une rubéfaction partielle appliquées à un très vieux matériel ferrallitique, on donne ainsi un contenu très spécial au terme de "sol ferrugineux tropical" qui leur était dévolu naguère (RIQUIER, 1968).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le Sud-Ouest de Madagascar représente une zone de transition entre les régions adjacentes, généralement mieux définies et mieux connues¹.

Nous avons étudié les trois principaux domaines naturels qui la composent. Les caractères du milieu physique se modifient dans l'espace, d'un domaine à l'autre ; de plus, ils se sont modifiés au cours des temps. Les modelés et les sols se sont développés et répartis en fonction de cette double variabilité ; néanmoins, l'hypothèse d'une évolution cyclique et les séquences géo-climatiques auxquelles nous nous sommes référé² s'avèrent applicables, et voient leur portée générale confirmée.

Les étapes d'une démarche qui nous a mené de la diversité des observations à l'unité de l'interprétation ayant fait l'objet de conclusions partielles³, nous ne rappellerons ici que les réflexions d'ordre général qu'elle peut suggérer.

Sans revenir sur les contrastes évidents qui distinguent les différents paysages du Sud-Ouest, nous en rappellerons quelques traits, d'ordre morphopédogénétique.

Les sols, que nous avons regroupés par catégories géochimiques⁴, sont inégalement représentés : leur répartition reflète une efficience généralement croissante, d'Ouest en Est, des processus pédogénétiques. Par ailleurs, ces sols sont associés entre eux selon des modalités variées et significatives.

Ainsi, dans le domaine côtier, des sols bisiallitiques et monosiallitiques plus ou moins décarbonatés et rubéfiés se sont développés sur des

¹ - Cf. Préliminaires.

² - Cf. Chap. 2.

³ - Cf. Chap. 8, Chap. 12, Chap. 15, Chap. 19.

⁴ - Sols évolués par soluviation : bisiallitiques carbonatés ou non, monosiallitiques, allitiques.
Sols évolués par cheluviation : podzols (PEDRO, 1968).

sables dunaires. Les phases d'apport et d'évolution se sont succédées indépendamment les uns des autres puisque les profils se fossilisent sans remaniement ni mélange. Les matériaux originels étant de même nature, les divers degrés de différenciation atteints témoignent de l'efficacité décroissante des phases pédogénétiques successives.

Par contre, dans le domaine calcaro-basaltique où des sols bisiallitiques, monosiallitiques et allitiques sont représentés, les profils sont juxtaposés, sans fossilisation apparente. Certes, des apports détritiques sableux ou basaltiques sont venus se mêler aux résidus autochtones de l'altération des calcaires et des basaltes, mais les traces de remaniements sont le plus souvent estompées. La juxtaposition de sols différents résulte donc de rajeunissements sélectifs, chronologiquement déphasés : la conservation des sols les plus anciens est liée à une plus grande résistance des substrats calcaires les plus purs, ou à la situation des substrats basaltiques les plus éloignés du niveau de base.

Enfin, dans le domaine isalien, des sols allitiques sont conservés sur les témoins d'un aplanissement généralisé tandis que les matériaux allitiques, monosiallitiques ou podzoliques occupent les glacis en contrebas. Ces matériaux qui se trouvent superposés par suite d'épandages successifs ont été remaniés sans rajeunissement véritable.

Les cycles géochimiques propres à ces trois domaines sont donc sensiblement différents.

Sur la côte, chaque dune ayant fossilisé et mis hors-circuit la formation antérieurement évoluée, chaque profil s'est développé sur un matériau brut bien pourvu en minéraux primaires complexes.

Sur calcaires et basaltes, le renouvellement géochimique a procédé non plus par apport mais par érosion : c'est au contact des substrats qu'apparaissent les minéraux primaires, ce renouvellement étant limité à quelques surfaces rajeunies, imbriquées avec les surfaces conservées.

Sur les glacis de l'ISALO, le même stock minéralogique hérité des grès a été recyclé au niveau de la carapace sableuse et des épandages qui en dérivent jusqu'à épuisement complet, sans renouvellement. Sur les Hautes Surfaces par contre, un rajeunissement très ancien de sols ferrallitiques, au niveau de l'altérite, pourrait être cause de la forte allitisation des horizons rouges superficiels.

En ce qui concerne la reconstitution chronologique, les observations effectuées dans les différents domaines ne sont pas également significatives. Par ailleurs, cette reconstitution ne saurait prétendre à une égale précision dans toutes les tranches du temps.

L'enfouissement des divers sables roux dunaires aepyorniens les uns par les autres démontre l'influence de cycles morpho-climatiques d'efficiencia décroissante sur la zone littorale ; cette constatation situe d'emblée l'étude régionale dans une perspective d'évolution cyclique. Les mêmes séquences étant applicables à la côte et au centre de l'île, il est alors naturel d'interpoler le schéma correspondant, et de l'appliquer aux domaines intermédiaires où sa validité était apparue comme probable mais non certaine.

Pour le domaine calcaro-basaltique, l'interprétation déborde l'Aepyornien pour remonter au Tertiaire et s'appuie sur des analogies puisque les sols sont juxtaposés sans fossilisation. Il en est de même pour les Hautes Surfaces de l'ISALO dont l'aplanissement et la pédogenèse présentent des relations de cause à effet si complexes et prennent leur origine dans un passé si lointain qu'on ne peut leur assigner de limites strictes.

Quant aux glacis de l'ISALO, la quadruple succession de leurs emboîtements et des discontinuités de leurs coupes illustre parfaitement la séquence displuviale de référence dont elle reproduit la quadruple pulsation plio-aepyornienne.

Compte tenu des contrastes qui opposent les trois domaines du Sud-Ouest entre eux, et plus nettement encore aux autres régions de l'île, il est très remarquable qu'une même hypothèse d'interprétation et les mêmes séquences morpho-climatiques rendent compte de leur évolution.

La perspective pédogénétique classique, héritière de l'école russe, envisage que l'écorce terrestre a été directement soumise aux intempéries, et que les minéraux primaires généralement complexes qu'elle contient se sont décomposés progressivement en minéraux plus "simples". Il en est ainsi par exemple là où les glaciations quaternaires ont éliminé tous les produits d'altération antérieurs.

De l'étude des pays tropicaux se dégage une perspective différente sinon contraire. L'écorce terrestre brute est parfois soustraite à l'influence directe des intempéries par de très vieux manteaux ferrallitiques. La composition de ceux-ci étant d'ores et déjà réduite à un très petit nombre de minéraux évolués et "simples", tels que la kaolinite et les sesquioxides, les climats actuels peuvent être incapables de la modifier sensiblement. L'évolution est alors bloquée dans une impasse géochimique ;

elle ne peut être réactivée que par érosion du manteau, nouvelle sédimentation ou regain d'efficacité du climat, autrement dit par déplacement des équilibres morpho-climatiques.

Il en est ainsi à Madagascar, et notamment dans le Sud-Ouest où des matériaux rouges anciens sont conservés malgré l'aridification aepyornienne du climat.

En contrebas de gisements allitiques, relativement restreints et bien individualisés, les épandages monosiallitiques constituent une couverture ubiquiste et monotone dont la caractérisation est malaisée. Les analyses chimiques et minéralogiques sont impropres à les distinguer car ils ne se différencient les uns des autres que par l'organisation de leurs constituants. Les critères classiques de classification étant pris en défaut, les interprétations génétiques voire agronomiques contenues dans la nomenclature correspondante sont incertaines.

L'influence accidentelle de conditions oxydo-réductrices ou cheluviantes met en évidence l'inertie pédogénétique de ces vieux matériaux, contrastant avec la relative sensibilité de matériaux plus récents : tandis que des sols bisiallitiques ou des arènes gréseuses évoluent respectivement vers l'hydromorphie ou la podzolisation, les sols monosiallitiques voisins ne sont pas affectés par ces processus. Leur inertie semble due non seulement à la nature de leur constituants mais aussi à l'état cristallin de ceux-ci et à leur organisation micromorphologique¹.

Les pédologues de Madagascar, ayant été très tôt confrontés à ces problèmes, ont jugé utile de n'aborder l'inventaire, la définition et l'utilisation des sols qu'après avoir correctement discriminé ce qui appartient au passé de ce qui ressortit au présent, à tous les niveaux des études géographiques, pédologiques et agro-économiques.

La synthèse chronologique à laquelle nous nous sommes référé doit beaucoup à leurs efforts. Elle tient compte d'observations recueillies successivement dans l'Extrême-Sud², l'Extrême-Nord³, le Centre et l'Est⁴ de l'île. L'étude du Sud-Ouest confirme sa portée générale.

Une solution originale des problèmes de classification a été proposée en ce qui concerne les sols ferrallitiques⁵ ; elle fait intervenir le renouvellement géochimique, lié au rajeunissement morphologique, à un niveau élevé. Son application à la mise en valeur des Hautes Terres s'est avérée féconde⁶. De même, les regroupements géochimiques auxquels nous avons pro-

¹ - BOCQUIER G., exposé oral, Sept. 1975.

² - HERVIEU, 1958, 1959.

³ - VIEILLEFON et BOURGEAT, 1965.

⁴ - BOURGEAT, 1972, BOURGEAT et RATSIMBAZAFY, 1975.

⁵ - BOURGEAT et AUBERT, 1972.

⁶ - BOURGEAT, HUYN VAN NHAN, VICARIOT, ZEBROWSKI, 1973.

cédé nous permettent de présenter l'ensemble des sols du Sud-Ouest d'une manière cohérente, plus satisfaisante semble-t-il que la ventilation excessivement analytique qui avait prévalu naguère¹. L'intérêt de ce type de classification pourrait déborder du cadre malgache².

La corrélation des modelés et des sols dont l'importance avait été maintes fois soulignée par nos prédécesseurs a été de nouveau explicitée, tout au long de cette étude. Ses conséquences intéressent la photo-interprétation, la cartographie, et aussi l'aménagement. Les paysages que nous avons décrits se ramènent en effet à deux types.

Dans les uns, des sols relativement jeunes et qui disposent d'un potentiel pédogénétique et agronomique intact sont associés à des modelés vulnérables. Fertiles, et souvent favorisés par leur situation géographique, ces paysages supportent l'activité agricole mais leur existence est constamment remise en cause, sous la menace persistante des processus qui leur avaient donné naissance ; d'une part, l'érosion et la sédimentation qui ont été bénéfiques dans un certain contexte pourraient se manifester de façon de plus en plus brutale et néfaste, par suite de la dégradation des bassins versants; d'autre part, aucun équilibre réellement stable n'a eu le temps de s'instaurer dans les zones correspondantes.

Dans les autres, de vieux sols dont le potentiel est épuisé sont associés à des modelés stabilisés de longue date. Ces paysages sont réduits au rôle, immédiatement improductif, d'environnement régional, mais ils représentent la plus grande superficie des bassins versants où ils maintiennent les conditions d'équilibres naturels éprouvés par le temps.

L'avenir économique et humain du Sud-Ouest dépend de la priorité qui sera accordée soit à la productivité immédiate des zones fertiles, soit à l'intérêt écologique de leur environnement. Si l'Ile rouge cessait de mériter son nom, tout un mode d'existence serait à reconsidérer.

¹ - SOURDAT, 1970, 1972, 1973.

² - SEGALEN, exposé oral, Sept. 1975.

BIBLIOGRAPHIE

- ATLAS DE MADAGASCAR - *Association Géographes de Mad., B.D.P.A., I.G.N.*, 60 planches en couleur et notices.
- BATTISTINI (R.) - 1959 - Les divisions du Plioquaternaire du Sud de Madagascar. *C.R. Acad. Sci.*, t. 248, pp. 992-993, séance du 16 février.
- BATTISTINI (R.) - 1964 - L'extrême Sud de Madagascar. *Thèse Doct. Lettres*, Ed. Cujas, 2 t. 636 p., 180 fig., 121 photos.
- BATTISTINI (R.) - 1965 - Le quaternaire littoral de l'extrême Nord de Madagascar. *Bull. Ass. Fr. Et. Quart.*, pp. 133-144.
- BATTISTINI (R.) - 1968 - Sur l'inexistence de hauts stationnements marins quaternaires à Madagascar. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, Fasc. 2, pp. 46-48.
- BATTISTINI (R.) - 1969 - Les modifications du climat à Madagascar au Plioquaternaire. *Mém. Acad. malgache*, fasc. XLIII, pp. 103-114, 6 fig.
- BATTISTINI (R.) - 1970 - Deux datations absolues du Haut Flandrien de Fénéry-Est (côte orientale de Madagascar). *Madagascar, Rev. de Géogr.* n° 16, pp. 159-160.
- BATTISTINI (R.) - 1970 - Etat des connaissances sur les variations du niveau marin à Madagascar depuis 10.000 ans. *C.R. Sem. Géol. Madagascar*, Imp. Nat. pp. 13-15.
- BATTISTINI (R.) - 1971 - Chronologie du Quaternaire littoral de Madagascar. *ASEQUA bull.*, n° 31, pp. 23-30, Dakar.
- BATTISTINI (R.) et DOUMENGE (F.) - 1966 - La morphologie de l'escarpement de l'Isalo et de son revers dans la région de Ranohira. *Madagascar, Rev. Géogr.* n° 8, pp. 67-92.
- BAULIG (H.) - 1952 - Surfaces d'aplanissement, *Ann. de Géogr.*, n° 326, juillet-août.
- BEAUDOU (A.-G.) - 1972 - *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. X, n° 4, pp. 357-371.
- BESAIRIE (H.) - 1948 - Hydrologie de Tuléar. *Trav. Bur. Géol.* n° A 254.
- BESAIRIE (H.) - 1953 - Le Sud du Bassin de Morondava. *Trav. Bur. Géol.* n° 44, Tananarive, multigr., 93 p.
- BESAIRIE (H.) et coll. COLLIGNON (M.) - 1972 - Géologie de Madagascar. t. I, Les terrains sédimentaires. *Ann. Géol. de Madagascar*, Fasc. n° XXXV. Tananarive, Imp. Nat.

- BOSSER (J.) et HERVIEU (J.) - 1958 - Notice sur la carte d'utilisation des sols de la plaine de Tuléar. *I.R.S.M. Tananarive*, 44 p., multigraph.
- BOULET (R.) - 1974 - Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta : équilibres dynamiques et bioclimats. *Thèse Doct. Sc.* Strasbourg, multigraph. 330 p.
- BOURGEAT (F.) - 1972 - Sols sur socle ancien à Madagascar - Types de différenciation et interprétation chronologique au cours du quaternaire. *Mémoire ORSTOM n° 57*, Paris, 324 p., 5 pl. photos.
- BOURGEAT (F.) et AUBERT (G.) - 1972 - Les sols ferrallitiques à Madagascar. *Madagascar, Rev. Géogr.*, pp. 1-23.
- BOURGEAT (F.), HUYNH VAN NHAN, VICARIOT (F.), ZEBROWSKI (C.) - 1973 - Relations entre le relief, les types de sols et leurs aptitudes culturales sur les hautes terres malgaches. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Biol.*, n° 19, pp. 23-41.
- BOURGEAT (F.) et RATSIMBAZAFY (C.) - 1975 - Retouches à la chronologie du quaternaire continental de Madagascar. Conséquences sur la pédogenèse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XVII, n° 4, pp. 554-561.
- BRAXMEYER (G.) - 1959 - Application de la méthode des minéraux lourds aux formations Karoo du bassin de Morondava. *Soc. Pét. Mad.*, Doc. ronéo, n°405, 33 p.
- CHATELIN (Y.) et MARTIN (D.) - 1972 - Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. *Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Pédol.*, vol. X, n° 1, pp. 25-43.
- CHAUVEL (A.) et FAUCK (R.) - 1969 - Sur la mise en évidence d'un horizon B dit "de comportement" dans les sols rouges de Casamance (Sénégal oriental). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 269, pp. 2080-2083.
- CLIQUET (J.P.) - 1957 - Tectonique profonde du Sud du Bassin de Morondava. *C.R. conf. C.C.T.A. Tananarive*, Serv. Géol. pp. 199-218.
- CORNET (A.) - 1972 - Essai de cartographie bioclimatique à Madagascar. Multigraph. ORSTOM Tananarive, 31 p. carte et annexes.
- C.P.C.S. - 1967 - Classification des sols. Travaux de la Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols. Diffusé par le Lab. de Géol.-Pédol. de l'E.N.S.A. de Grignon, Multigraph. 87 p.
- DECARY (R.) et KIENER (J.) - 1970 - Les cavités souterraines de Madagascar. *Ann. de Spéléol.* t. 25, fasc.2.
- DERRUAU (M.) - 1962 - Précis de Géomorphologie 3ème ed.. Masson édit., Paris, 413 p.
- DIXEY (F.) - 1958 - Observations sur les surfaces d'érosion à Madagascar. *C.R. Acad. Sci.* t. 247, pp. 944-947.
- DONQUE (G.) - 1973 - Les conditions générales du climat à Madagascar. *Madagascar, Rev. Géogr.* n° 22, pp. 1-93.
- DUFLOS (J.) - 1966 - Bilan des explorations spéléologiques pour l'année 1965. *Madagascar, Rev. Géogr.* n° IX, pp. 234-252.
- DUFLOS (J.) - 1968 - Bilan des explorations spéléologiques pour l'année 1966. *Madagascar, Rev. Géogr.*, n° 12, pp. 121-129.

- DUFURNET (R.) - 1972 - Régimes thermiques et pluviométriques des différents domaines climatiques de Madagascar. *Madagascar, Rev. Géogr.* n° 20, pp. 25-113, 1 carte et 5 pl.
- DUVERGE (P.) - 1949 - L'indice d'aridité à Madagascar. *Pub. du Serv. Météor. Tananarive*, multigraph. 44 p. n° 18.
- ERHART (H.) - 1967 - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhéostasie. Masson édit. Paris.
- FAURE (H.) et ELOUARD (P.) - 1967 - Schéma des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40.000 ans. *C.R. Acad. Sci. PARIS*, t. 265, pp. 784-787.
- HERVIEU (J.) - 1958 - Notice explicative sur les cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200.000. Feuille n° 64, Ambovombe. *I.R.S.M. Tananarive*, 70 p.
- HERVIEU (J.) - 1959 - Notice explicative sur les cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200.000. Feuilles n° 63, Ampanihy-Beloha. *I.R.S.M. Tananarive*, 113 p.
- HERVIEU (J.) - 1959 - Les sables roux du Sud de Madagascar. *Conf. Interafric. Sols*, 3, 1959, *Dalaba*, vol. I, pp.233-243.
- HERVIEU (J.) - 1964 - Sur les témoins d'un remblaiement ancien dans la moyenne vallée du Mangoky. *Madagascar, Rev. Géogr.*, n° 4, pp. 38-70.
- HERVIEU (J.) - 1965 - Note sur les formations néogènes dans les régions côtières de l'Ouest et du Nord-Ouest de Madagascar. *C.R. Sem. Géol. Madagascar*, pp. 19-27.
- HERVIEU (J.) - 1967 - Géographie des sols malgaches. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, vol. V, n° 1 1967. 82 p. 5 cartes.
- HERVIEU (F.) - 1968 - Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical. *ORSTOM, PARIS, Mémoire* n° 24. 465 p. bibliogr. et photos.
- HUMBERT (H.) - 1927 - La destruction d'une flore insulaire par le feu. Principaux aspects de la végétation à Madagascar. Tananarive, *Mém. de l'Acad. Malgache*, fasc. V, 78 p.
- HUMBERT (H.) et COURS DARNE (G.) - 1965 - Carte internationale du tapis végétal : notice de la carte de Madagascar. *Ext. Tr. Inst. Fr. de Pondichéry* hors série n° 6. 160 p.
- JOUANNIC (C.) - 1972 - Contribution à l'étude bathymétrique et sédimentologique du plateau continental du NW de Madagascar : du Cap St Sebastien à la presqu'île d'Ampasindava. *Th. 3è cycle Paris VI*, multigraph. 82 p. 2 cartes et bibliogr. non pag.
- KARCHE (J.P.) - 1963 - Stratigraphie du plateau mahafaly à Madagascar. *C.R. Sem. Géol. Madagascar*, pp. 75-79.
- KILIAN (J.) - 1968 - Les sols de la vallée de la Manombo et de la Ranozaza (province de Tuléar). *Doc. IRAM* n° 174, 42 p. et tableaux non paginés. I vol. Annexe avec carte péd. au 1/40.000 et autres documents.
- LEVEQUE (A.) - 1975 - Pédogenèse sur le socle granitogneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. *Thèse Sci. ORSTOM* multigraph. 295 p.

- MAHE (J.) et SOURDAT (M.) - 1972 - Sur l'extinction des vertébrés sub-fossiles et l'aridification du climat dans le Sud-Ouest de Madagascar. Description des gisements. Datations absolues. *Bull. Soc. Géol. de F.* (7), t. XIV, pp. 295-309, 8 fig., bibliograph. 20 réf.
- MAUGE (L.A.) - 1975 - Réflexions sur les structures littorales et récifales du Sud-Ouest de Madagascar. (à paraître).
- METEO - 1956 - Températures de l'air sous abri à Madagascar, aux Comores et à la Réunion. *Pub. du Serv. Météo. Tananarive* n° 25. Données établies sur 10 années antérieures à 1950.
- METEO - 1964 - Les pluies à Madagascar. Normales standard 1931-1960. Moyennes de 1936-1960. *Pub. du Serv. Météo. Tananarive* n° 29.
- MORAT (P.) - 1973 - Les savanes du Sud-Ouest de Madagascar. *Mém. ORSTOM* n° 68. 235 p.
- MUNSELL - Soil color charts. Munsell color Company inc. Baltimore 2, Maryland USA. 8 p.
- PEDRO (G.) - 1968 - Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique (2 Figures; 4 tableaux). *Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dynam.* vol. X, fasc. 5, pp. 457-470.
- PEDRO (G.) - 1972 - Les sols développés sur roches calcaires. Nature, originalité et cadre général de leur évolution à la surface du globe. *Sci. du Sol, A.F.E.S.* 1972, n° 1, pp. 5-19.
- PEDRO (G.), DELMAS (A.B.) et SEDDOH (F.K.) - 1975 - Sur la nécessité et l'importance d'une distinction fondamentale entre type et degré d'altération. Application au problème de la définition de la ferrallitisation. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 280 (17 février 1975), Série D, pp. 825-828.
- PEGUY (Ch.P.) - 1970 - Précis de Climatologie. Masson Edit. Paris, 347 p. 2^e édit.
- POISSON (C.) - 1930 - Météorologie de Madagascar. *Coll. Grandidier. Editions géographiques maritimes et coloniales, Paris.*
- RAVET (J.) - 1948 - Atlas climatologique de Madagascar. *Pub. du See Météor. de Madagascar*, n° 10.
- RIQUIER (J.) - 1951 - Les sols du périmètre forestier d'Ambila-Lemaitso. *Mém. I.R.S.M.*, sér. D, t. III, pp. 127-137.
- RIQUIER (J.) - 1958 - Note sur l'évapotranspiration de Thornthwaite et le bilan hydrique des sols. *Le Naturaliste Malgache*, t. X, fasc. 1-2, pp. 1-18, 9 cartes.
- RIQUIER (J.) - 1959 - Note complémentaire sur le bilan hydrique des sols. *Le Naturaliste malgache*, T. XI, fasc. 1-2, pp. 2-8.
- RIQUIER (J.) - 1959 - Le bilan hydrique des sols calculé d'après les données météorologiques courrantes. Doc. multigraph., n° A. 1507, Serv. Géol. Madagascar. 113 p., 4 cartes, 105 graph.
- RIQUIER (J.) - 1963 - Formules d'évapotranspiration. En annexe, tables utilisables à Madagascar (10° à 25° de lat. Sud). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.* n° 4, pp. 33-50.

- RIQUIER (J.) - 1968 - Carte pédologique de Madagascar, à l'échelle du 1.000.000. *O.R.S.T.O.M. Tananarive*, 3 feuilles en couleur.
- ROSSI (G.) - 1973 - Un karst du domaine tropical sec : le plateau de l'Ankarana. *Bull. Assoc. Géogr. Fr. (Paris)*. n° 410., pp. 635-647.
- SAINT OURS (J. de) - 1955 - Notes sur la stratigraphie du plateau de la Table. *Arch. Soc Géol. Tananarive* A 870.
- SAINT OURS (J. de) - 1959 - Les phénomènes karstiques à Madagascar. C.N.R.S. *Ann. Spéléol.* t. 14, fasc. 2-3, pp. 275-291.
- SEGALEN (P.) - 1957 - Les sols dérivés des roches volcaniques basiques à Madagascar. *Mém. I.R.S.M. sér. D*, t. VIII, pp. 1-182.
- SOURDAT (M.) - 1967 - Compte rendu de reconnaissance dans l'Isalo. Mission combinée 2ème R.P.I.M.A. - ORSTOM. ORSTOM Tananarive, multigraph. 22 p. 18 photos, di-f. restreinte.
- SOURDAT (M.) - 1969 - Notes de climatologie descriptive. Région Sud-Ouest de Madagascar (Préfecture de Tuléar). Centre ORSTOM DE Tananarive. - Multigraph. 3 fig h-t., tabl. dont 21 h-t., (17) graph. h-t. bibliogr.
- SOURDAT (M.) - 1970 - Sur deux témoins des épandages continentaux pliocènes et de la topographie fini-tertiaire sur les plateaux karstiques de la région de TULEAR. *C.R. Sem. Géol. de Madagascar*, Impr. Nat., pp. 25-29 + planche n° 4.
- SOURDAT (M.) - 1970 - Sur l'évolution cyclique du massif de l'Isalo et du bassin de l'Onilahy (Sud-Ouest de Madagascar). Notes de Géomorphologie. *Madagascar, Rev. Géogr.* n° 16, pp. 105-118.
- SOURDAT (M.) - 1970 - Carte pédologique de TULEAR-AMBOJIMAHAVELONA au 1/100.000 sur fonds I.G.N. n° C58-D58, en couleurs. Notice, 66 p. multigraph., 7 fig. h-t., tabl. h-t., bibliograph., datée 1973. Centre ORSTOM de Tananarive.
- SOURDAT (M.) - 1972 - Carte pédologique de ANTSEVA au 1/100.000 sur fonds I.G.N. n° C56. Notice. Centre ORSTOM et Ministère du Développement Rural, Tananarive - pagination multiple (48 p., 5 fig., 63 tabl., bibliograph.) + carte dépl. en coul.
- SOURDAT (M.) - 1973 - Carte pédologique de VINETA au 1/100.000 sur fonds I.G.N. n° E57-E58. Notice. Centre ORSTOM et Ministère du Développement Rural, Tananarive, 60 p. multigr., fig. dont 10 h-t., tabl. dont 33 h-t. + carte dépl. en coul.
- SOURDAT (M.) - 1973 - Carte pédologique de TULEAR-AMBOHIMAHAVELONA au 1/100.000 sur fonds I.G.N. n° C58-D58. Notice. Centre ORSTOM de Tananarive (III) - 66 p. multigraph.; 7 fig. h-t., 26 tabl. h-t., bibliograph. + carte dépl. en coul. datée 1970.
- SOURDAT (M.), BATTISTINI (R.) et KARCHE (J.P.) - 1971 - Phénomènes et pédogenèse et de karstification dans le Sud-Ouest de Madagascar. *Madagascar Rev. Géogr.* n° 18, pp. 49-75.
- SOURDAT (M.), DELAUNE (M.) et MAHE (J.) - 1975 - Etudes granulométriques par les méthodes classiques et par l'analyse factorielle des correspondances. Application aux formations superficielles du Sud-Ouest de Madagascar. *Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Pédol.* vol. VIII.

- SOURDAT (M.) et GENSE (C.) - 1969 - Les sables roux de la région de Tuléar. Observations stratigraphiques. Analyses par diffraction aux rayons X. *C.R. Sem. Géol. Madagascar*, Impr. Nat. Tananarive.- pp. 99-104, planche h-t., tabl., bibliograph. (11 réf.).
- SOURDAT (M.) et MAHE (J.) - 1974 - Etude de cortèges de minéraux lourds par l'analyse factorielle des correspondances : application aux formations superficielles du Sud-Ouest de Madagascar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 279 (16 décembre 1974), Série D, pp. 1845-1848.
- SOURDAT (M.) et MAHE (J.) - 1975 - Exploitation des comptages de minéraux lourds par l'analyse factorielle des correspondances. Application aux formations superficielles du Sud-Ouest de Madagascar. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, vol. VII, n° 1, pp. 41-64, 15 fig., bibliograp. 26 réf.).
- SOURDAT (M.) et MAHE (J.) - 1975 - Etude granulométrique par l'analyse factorielle des correspondances : application aux sables des formations superficielles du Sud-Ouest de Madagascar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 280 (21 mai 1975), Série D, pp. 2207-2210.
- THOMAS (J.) - 1947 - Madagascar. Tome premier : Climatologie, pp. 171-183. *Encyclopédie coloniale et maritime*.
- TRICART (J.) - 1966 - Paléoclimats et terrasses quaternaires. *C.R. Sommaire Soc. Géol. Fr.* 1966, fasc. 5, pp. 202-203.
- TRICART (J.) - 1972 - Aperçu sur le quaternaire des abords du Rio de la Plata. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 1972-1, pp. 3-19.
- TRICART (J.) et CAILLEUX (A.) - 1962 - Le modelé des régions sèches. Paris, *C.D.U.*
- VIEILLEFON (J.) et BOURGEAT (F.) - 1965 - Carte pédologique de reconnaissance au 1/200.000, feuille Ambilobe. *Pub. O.R.S.T.O.M. Paris*, n° 22, 92 p.
- VOGT (J.) - 1965 - Notes de géomorphologie malgache. *Madagascar, Rev. de Géogr.* n° VII, pp. 63-91.
- ZEBROWSKI (C.) - 1967 - Moramanga. Notice explicative de la carte pédologique au 1/50.000. ORSTOM, Centre de Tananarive, 1967, 138 p. multigraph. 2 fig., tabl., graph.

Planches photographiques

LEGENDES

PLANCHE 1

- a- Fouille du gisement de sub-fossiles de BEMAFANDRY (Extrême-Sud). Le marécage salin (sira-sira) est barré par la dune beige post-flandrienne, visible à l'arrière plan.
- b- Un bel exemplaire de *Didierea madagascariensis* de la plaine de TULEAR.
- c- Mise en place d'un forage tubé dans les sables roux dunaires de TULEAR, par une équipe O.R.S.T.O.M. - Service des Mines et de l'Energie.

PLANCHE 2

- a- Cristaux d'attapulгите en très grande quantité, et quelques quartz, dans les sables beiges de TULEAR.
- b- Quartz, kaolinites, quelques attapulгите et une grande quantité de particules amorphes, dans les sables roux-rouges de TULEAR.

PLANCHE 3

- a- Cristal de montmorillonite d'un vertisol de l'ANDRAMBO.
- b- Chapelet de particules amorphes d'un vieux matériau ferrallitique de l'ISALO.

PLANCHE 4

- a- Cristaux de gibbsite sur fond de particules amorphes, du sol rouge ferrallitique de l'ANALAVELONA.
- b- Idem, d'un matériau allitique de VINETA.

PLANCHE 5

- a- Karst couvert : association de lapiaz virtuels et d'un sol rouge monosiallitique. Au premier plan, des pseudo-galets calcaires sont exhumés et superficiellement ciselés.
- b- Champ de croûtes sur calcaires lités.
- c- Un témoin de la disparition récente des forêts : le baobab *Adansonia* sp. isolé en savane.

PLANCHE 6

- a- La falaise orientale de l'ISALO près de RANOHIRA LE VIEUX.
- b- Reliefs ruiniformes et glacis, au Nord du Col de l'ISALO. Au premier plan, végétation à Pachypodes et Ericacées sur les rochers. Au second plan, la forêt claire sclérophylle à *Uapaca Bojeri* et *Asteropeia micraster*, et le couloir de ruissellement de l'AMBOANDRIKA qui se perd dans les sables.

PLANCHE 7

- a- Vue du BEKOAKY, une diaclase silicifiée, perpendiculaire au pendage des grès, représente la composante verticale du modelé. Au premier plan, quelques tapias (*Uapaca Bojeri*).
- b- Vue du KORÔBE, les canyons de l'ANDRANOKOVA isolent de gros bastions gréseux. Les surfaces sub-tabulaires comme celle de la cote 1189 sont conformes au pendage des grès qui représente la composante horizontale du modelé.

PLANCHE 8

- a- Vue de l'ANDRANOMPANGAOKY, les tables cuirassées du Col des TAPIAS et la R.N.7. Au premier plan, ressaut de grès ; au second plan, la corniche cuirassée et les flancs couverts d'éboulis. Bois à Tapias sur les pentes et savane à *Loudetia filifolia* sur les glacis.
- b- La corniche cuirassée de l'ANDRANOMPANGAOKY : noter la grande épaisseur d'altérites blanches. Au fond, les tables du VOHIDANGORY et de l'ANDATA-KATOMINDREMANONGA (cotes 1124m et 1111m).

PLANCHE 9

- a- Cristaux de kaolinite à angles rabattus, goethites en batonnets et particules amorphes du sol rouge ferrallitique de l'ANDRANOMPANGAOKY.
- b- Cristaux de kaolinite parfaitement développés dans l'altérite du même sol

PLANCHE 10

- a- La crête orientale du KORÔBE, et le cairn de la cote 1238.
- b- La corniche résiduelle de grès ferrugineux, à 700m N de la côte 1213.

PLANCHE 11

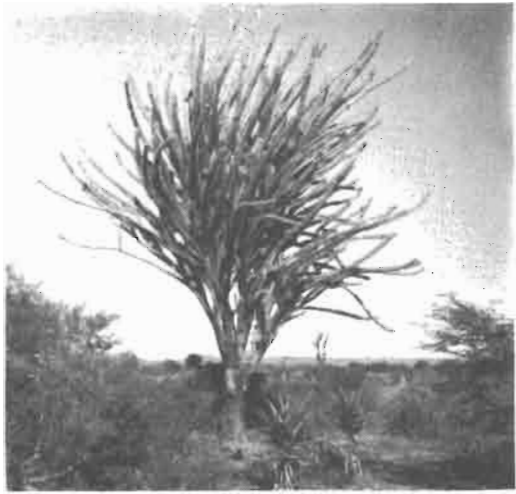
- a- Le dôme du MILIOKAKELY : aspect typique d'une pédimentation généralisée, sans creusement. Savane à *Loudetia sp.* et *Chrysopogon serrulatus*.
- b- Dômes et glacis ennoyant les reliefs ruiniformes. Un exemplaire de *Medemia nobilis* isolé en savane. A l'arrière plan, les reliefs de l'IANANGAVO.

PLANCHE 12

Je dédie ces dernières images aux paysans Masikoro, Mahafaly ou Bara qui m'ont assisté dans mon travail et m'ont accueilli dans leurs villages.



a

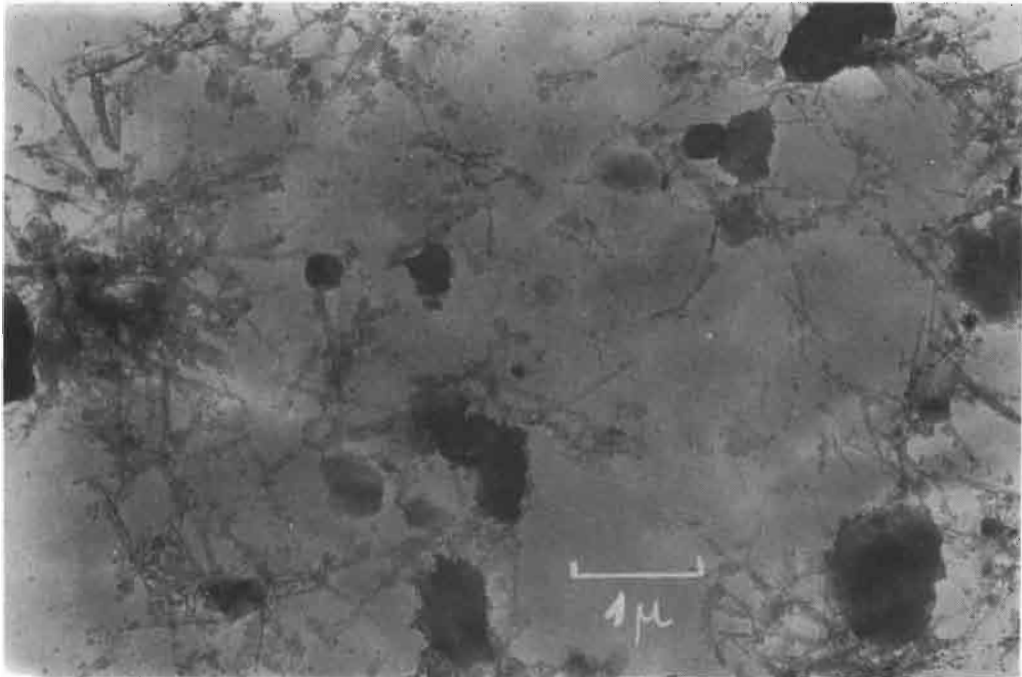


b

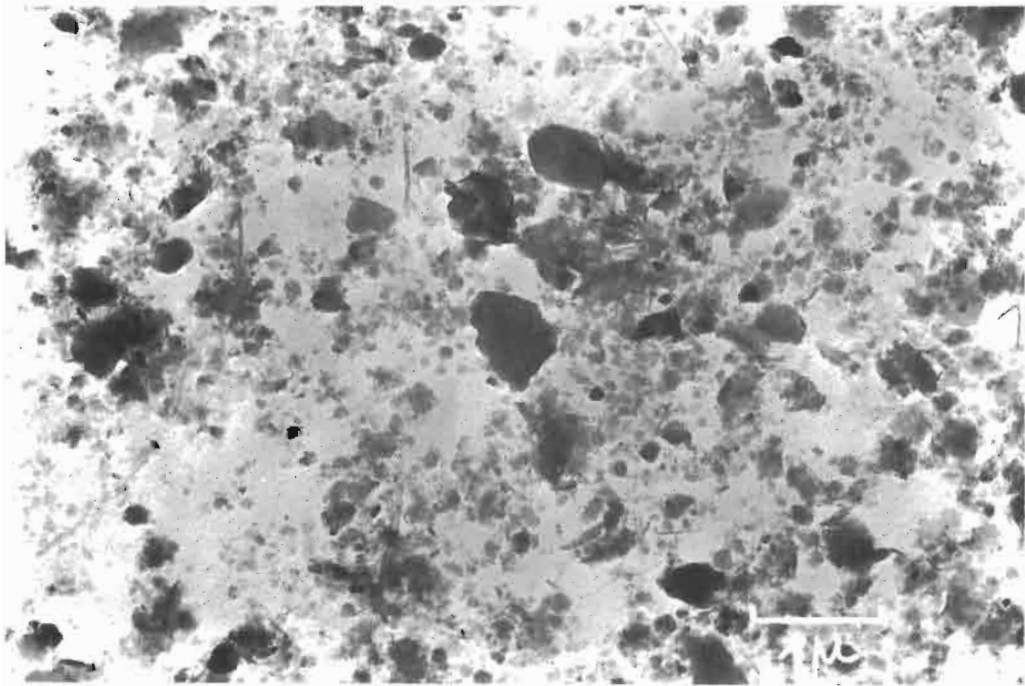


c

PLANCHE 1



a

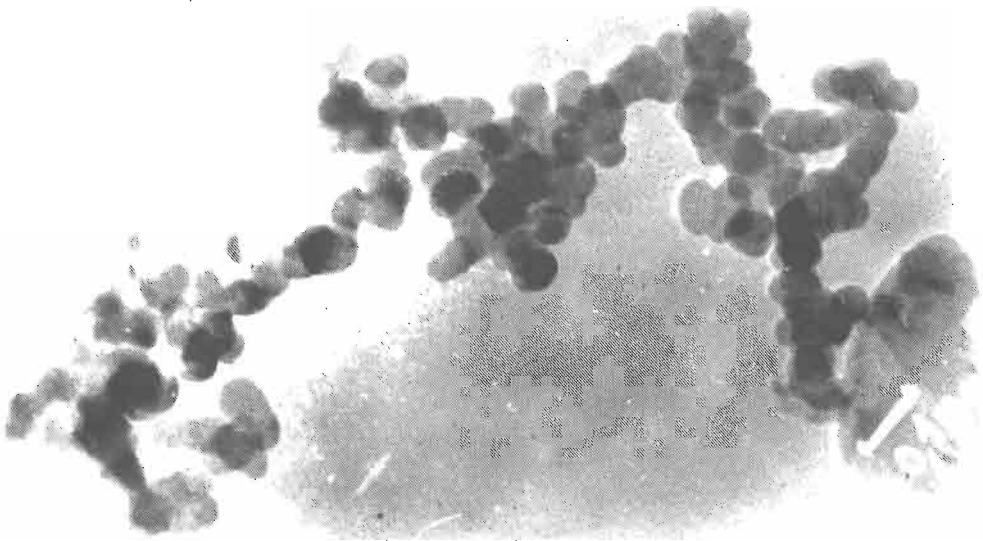


b

PLANCHE 2

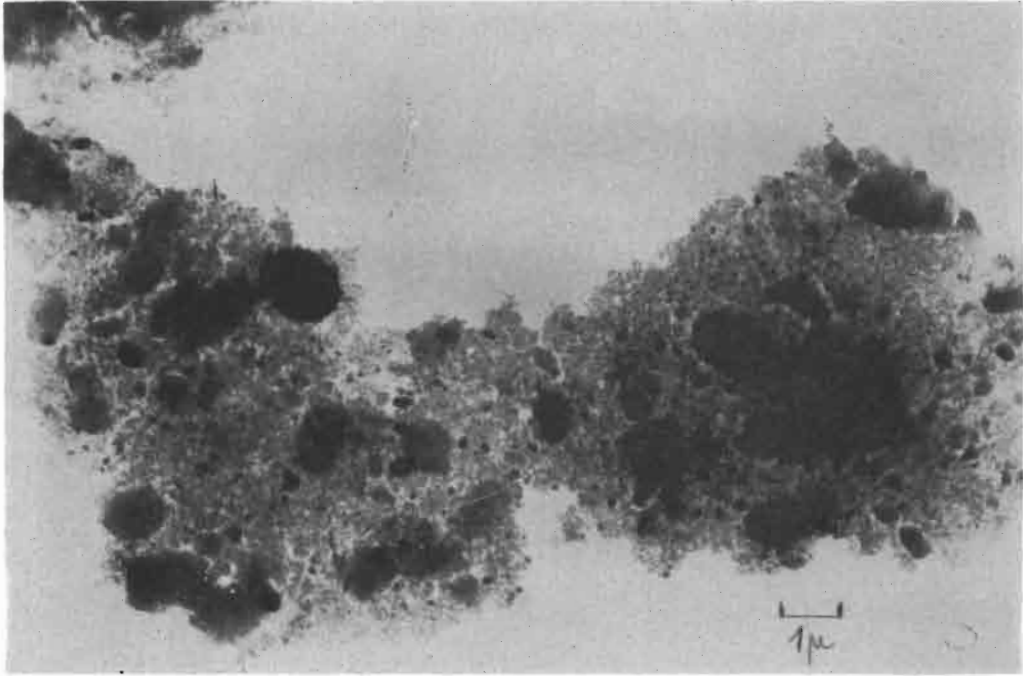


a

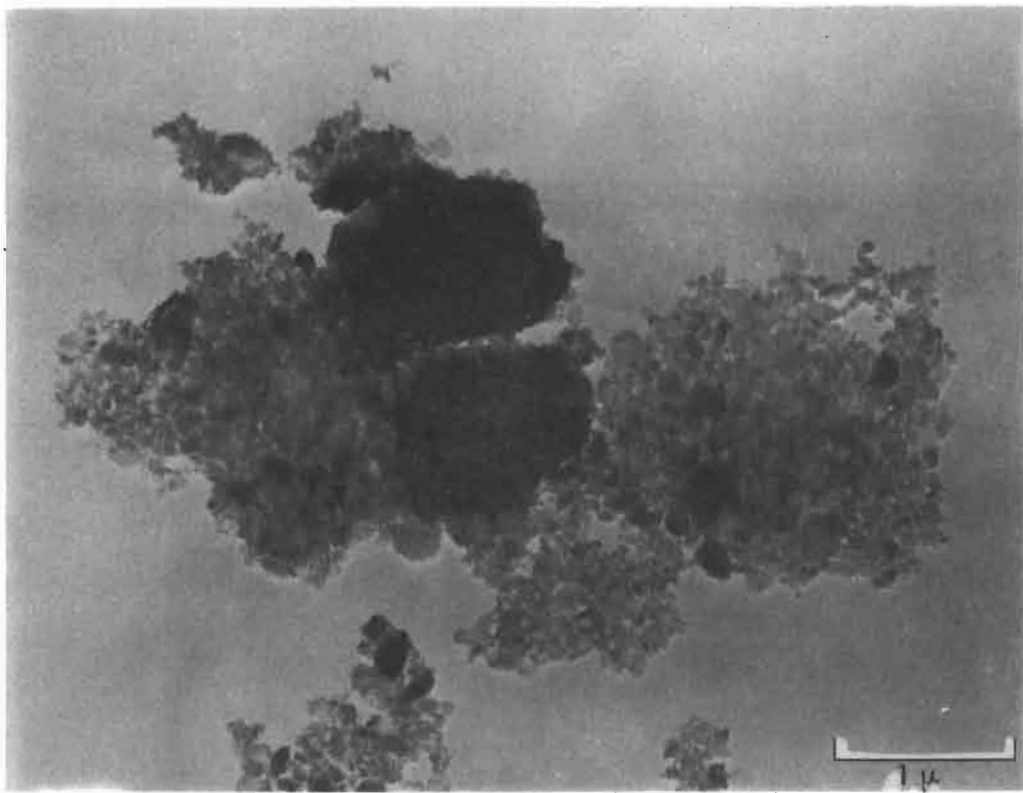


b

PLANCHE 3

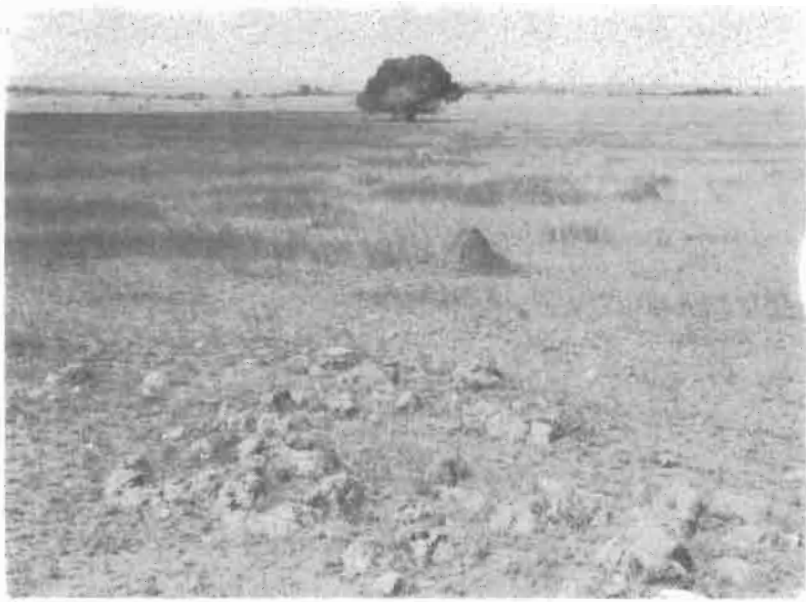


a



b

PLANCHE 4



a

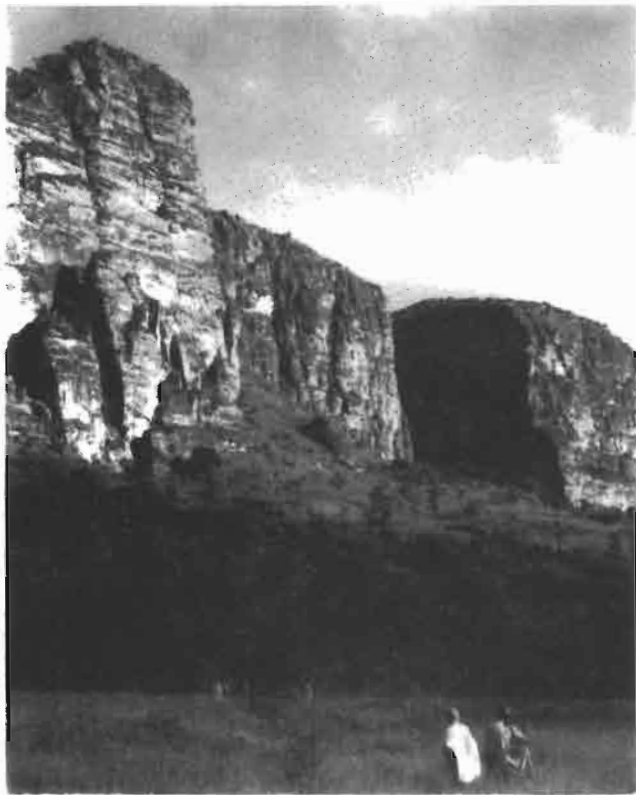


b



c

PLANCHE 5



a



b

PLANCHE 6



a



b

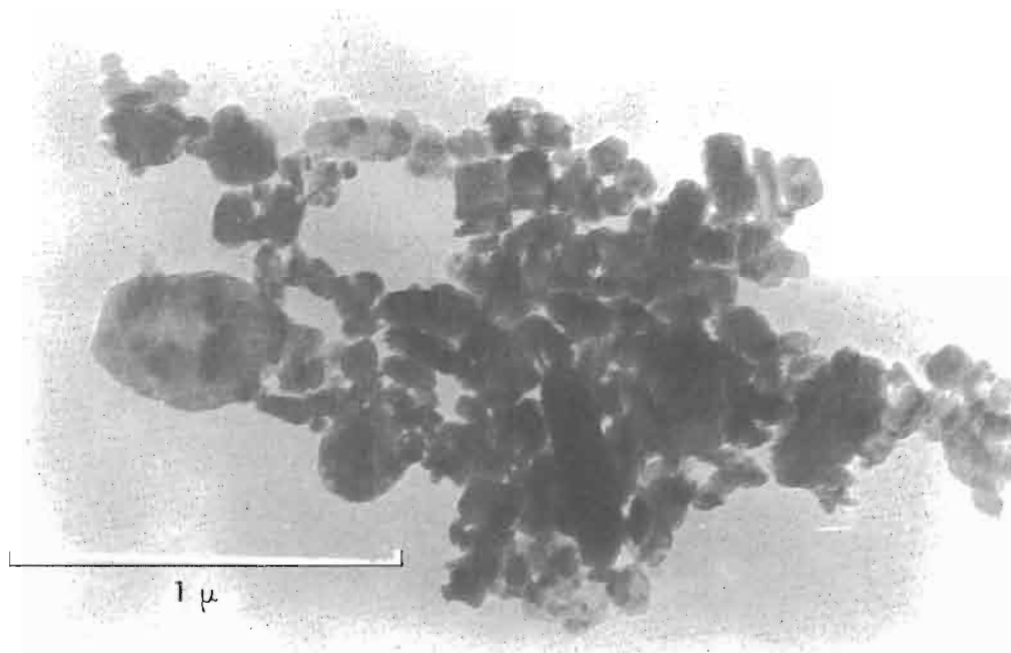
PLANCHE 7



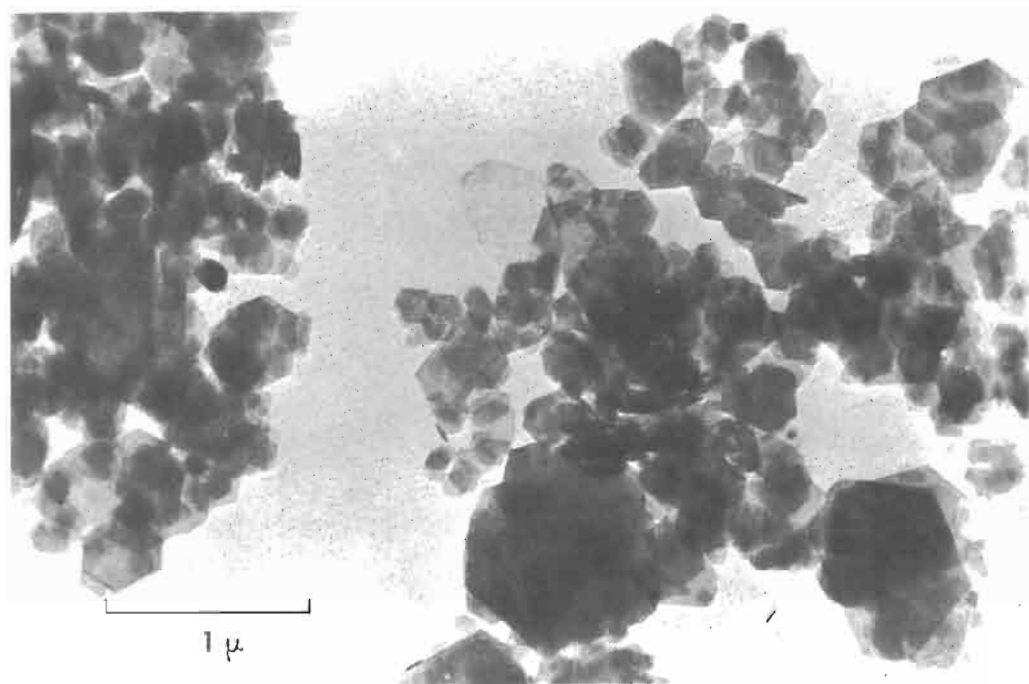
a



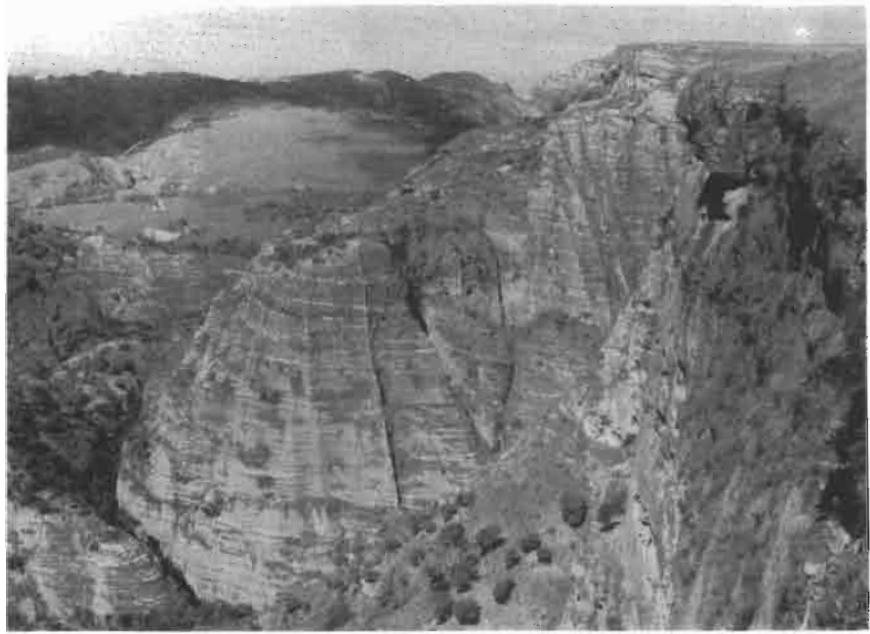
b



a



b

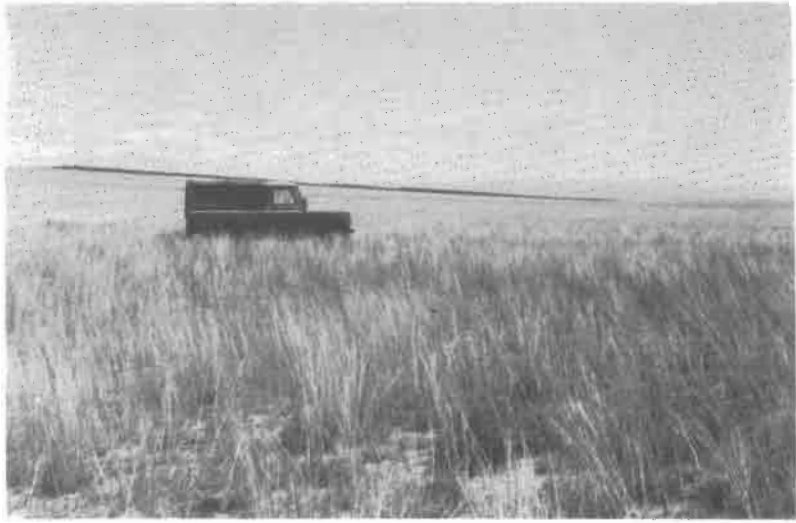


a



b

PLANCHE 10



a



b



PLANCHE 12

ANNEXES

Contexture des tableaux de données de chaque station météorologique

T_x = température maximum moyenne mensuelle (et annuelle) en degrés et dixièmes.

T_n = température minimum moyenne ... idem

$T = \frac{T_x + T_n}{2}$ = température moyenne mensuelle ... idem

A = T_x - T_n = amplitude diurne moyenne mensuelle ... idem

P = Précipitations moyennes mensuelles (et annuelles), en millimètres.

J = Nombre de jours de pluies recevant plus de 0,1mm.

H₇, H₁₂, H₁₇ = respectivement, humidité atmosphérique à 7h, 12h, 17h : moyenne mensuelle (et annuelle) en pourcent.

$H = \frac{H_7 + H_{12} + H_{17}}{3}$ = humidité moyenne journalière en pourcent.

I = Insolation en heures.

Par des signes ou des nombres, nous avons indiqué l'existence ou le nombre des mois présentant les caractères suivants.

Mois édaphiquement secs (THORNTHWAITE) = mois pour lesquels P est inférieur à ETP, la réserve en eau du sol étant épuisée.

Mois arides (DE MARTONNE) = mois pour lesquels l'indice d'aridité est inférieur à 10.

Mois humides (BIROT) mois satisfaisant à des conditions complexes définies in PEGUY, 1961, p. 167.

Mois secs (GAUSSEN) = mois tels que P est inférieur à 2T.

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
	Tx	29.3	30.0	28.8	29.1	27.3	24.8	24.6	26.4	28.0	31.3	31.5	30.2	28.4
	Tn	18.5	18.2	17.5	15.4	13.0	10.9	10.0	11.2	13.0	15.0	17.0	18.1	14.8
	T	23.9	24.1	23.1	22.2	20.1	17.8	17.3	18.8	20.5	23.1	24.2	24.1	21.6
	A	10.8	11.8	11.3	13.7	14.3	13.9	14.6	15.2	15.0	16.3	14.5	12.1	13.6
1931-1960	P	228.2	164.4	139.3	15.9	10.4	10.9	5.4	6.8	13.7	37.1	81.7	198.6	912.4
	J	15.5	12.0	10.4	2.6	2.4	1.9	1.2	1.9	2.1	3.8	9.3	16.8	79.9
1951-1960	H7	88	90	92	92	93	93	93	91	86	76	75	76	87
	H12	63	60	61	50	46	46	42	40	38	35	41	49	48
	H17	66	64	65	53	51	50	43	40	40	36	44	53	50
	H	72	71	73	65	63	63	59	57	55	49	53	59	62
1956-1965	I	250.2	241.2	245.5	169.8	284.0	264.4	260.4	275.6	289.0	302.6	272.2	231.7	265.5
Mois édaphiquement secs					(+)	+	+	+	+	+	+	(+)		6.8
Mois arides					+	+	+	+	+	+				6
Mois humides		+	+	+									+	4
Mois secs					+	+	+	+	+	+	+			7

RANDHIRA

alt. 833 m

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
	Tx	32.8	32.6	32.2	32.3	29.1	27.2	27.5	29.1	31.7	33.5	34.1	33.0	31.3
	Tn	20.2	20.0	18.8	15.7	11.6	9.2	8.4	9.4	11.9	15.3	18.2	19.7	14.9
	T	26.5	26.3	25.5	24.0	20.3	18.2	17.9	19.2	21.8	24.4	26.1	26.3	23.1
	A	12.6	12.6	13.4	16.6	17.5	18.0	19.1	19.7	19.8	18.2	15.9	13.3	16.4
1936-1960	P	185.8	140.4	119.6	19.3	10.5	7.5	4.5	4.5	7.4	24.5	60.3	149.2	733.5
	J	12.6	10.1	9.4	3.1	2.0	1.5	0.8	1.4	1.6	2.9	6.2	11.0	62.6
1940-1960	H7	85	86	93	94	94	95	94	91	84	76	76	81	87
	H12	52	52	52	45	43	44	40	36	32	32	37	48	43
	H17	60	60	58	47	44	44	39	35	33	35	46	58	47
	H	66	66	68	62	60	61	58	54	50	48	53	63	59
	I													
	Mois édaphiquement secs				(+)	+	+	+	+	+	+	(+)		7.5
	Mois arides				+	+	+	+	+	+	+			7
	Mois humides	+	+	+									+	4
	Mois secs				+	+	+	+	+	+				6

SAKARAH-VILLE

alt. 460 m

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
	Tx	32.3	32.5	31.9	30.8	28.5	26.6	26.8	27.2	28.6	29.0	30.3	31.4	29.7
	Tn	22.4	22.4	21.4	19.0	15.9	13.9	13.0	13.5	15.2	17.4	19.8	21.5	17.9
	T	27.3	27.4	26.6	24.9	22.2	20.2	19.9	20.3	21.9	23.2	25.05	26.4	23.8
	A	9.9	10.1	10.5	11.8	12.6	12.7	13.8	13.7	13.4	11.6	10.5	9.9	11.8
1931-1960	P	70.5	71.3	42.3	6.5	17.9	10.7	4.0	3.1	9.5	13.5	34.4	57.1	341.5
	J	6.7	6.1	4.5	1.4	2.2	2.2	1.1	0.6	1.3	1.0	2.4	4.7	34.2
1955-1960	H7	81	84	85	86	85	87	87	86	81	75	73	79	82
	H12	66	66	64	63	56	57	58	61	60	64	67	70	63
	H17	74	75	75	74	71	73	72	75	74	75	75	77	74
	H	73	75	75	74	71	72	71	74	72	71	72	75	76
1959-1965	I	299.2	284.9	196.2	306.3	305.7	274.7	293.6	311.4	310.6	330.4	314.0	311.2	303.1
Mois édaphiquement secs		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	12
Mois arides					+	+	+	+	+	+	+			7
Mois humides														0
Mois secs					+	+	+	+	+	+	+	+		8

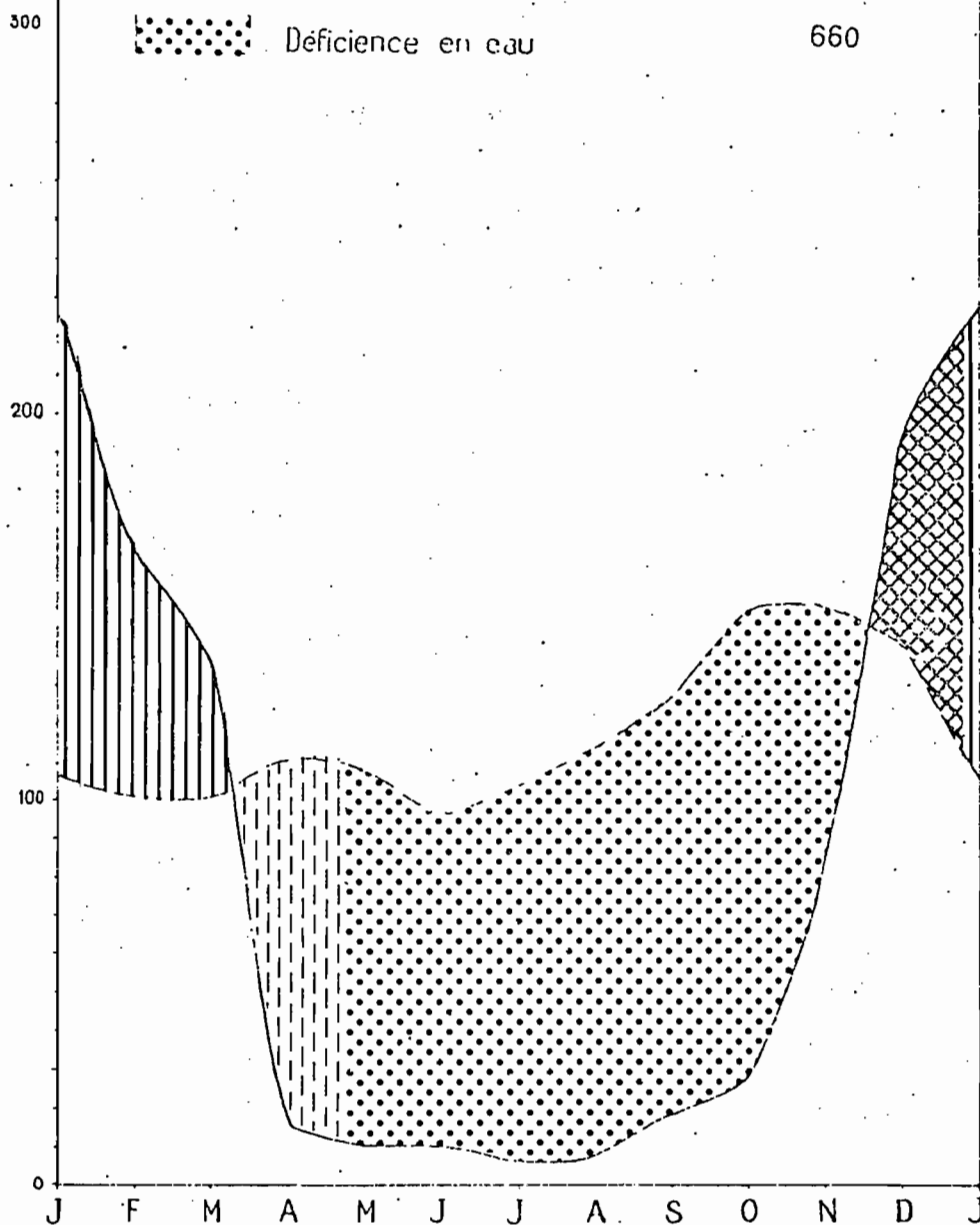
TULEAR

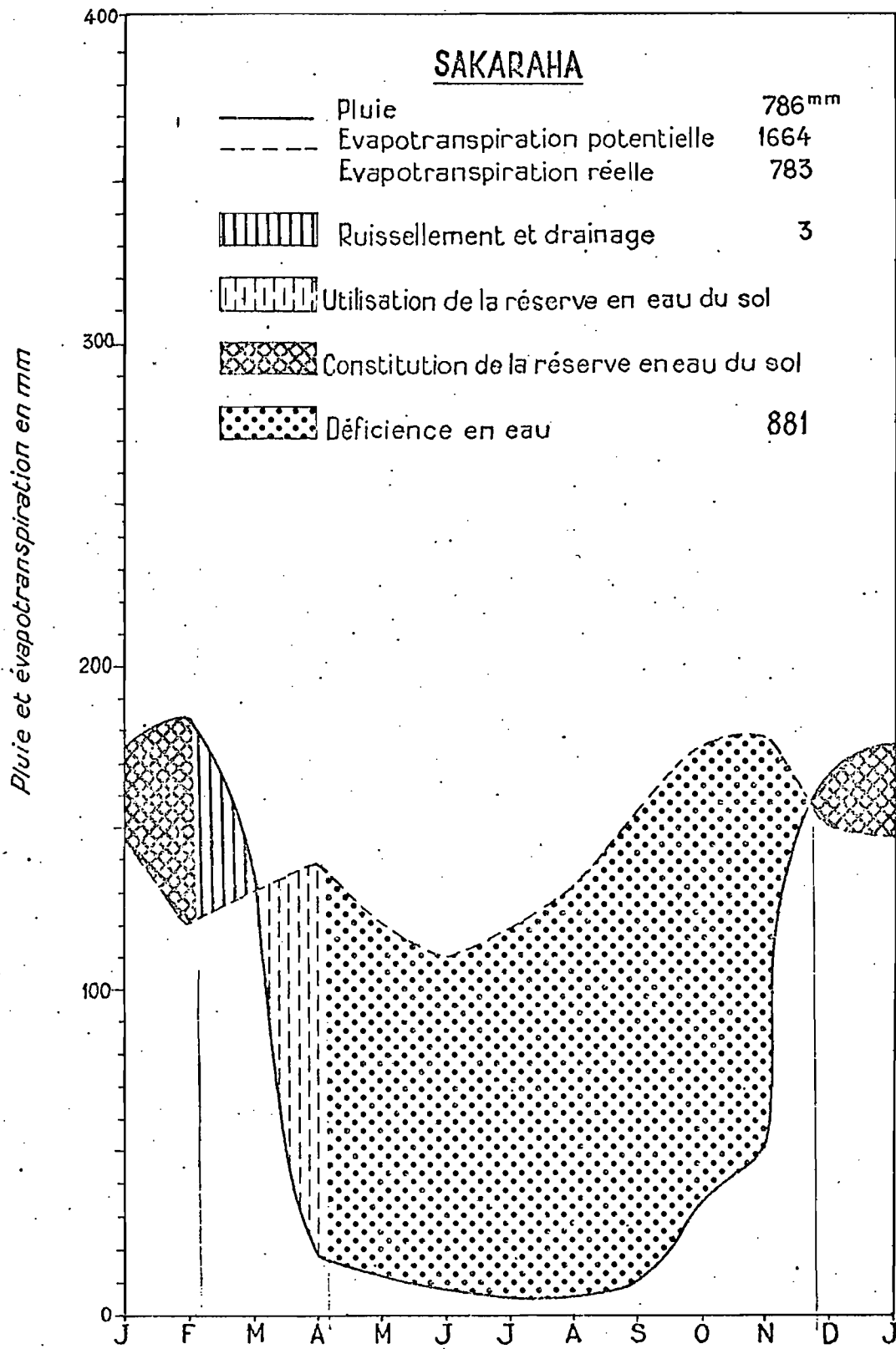
alt. 9 m

RANOHIRA

—	Pluie	912 mm
- - -	Evapotranspiration potentielle	1415
- - -	Evapotranspiration réelle	755
	Ruisellement et drainage	160
	Utilisation de la réserve en eau du sol	
XXXXX	Constitution de la réserve en eau du sol	
●●●●	Déficiance en eau	660

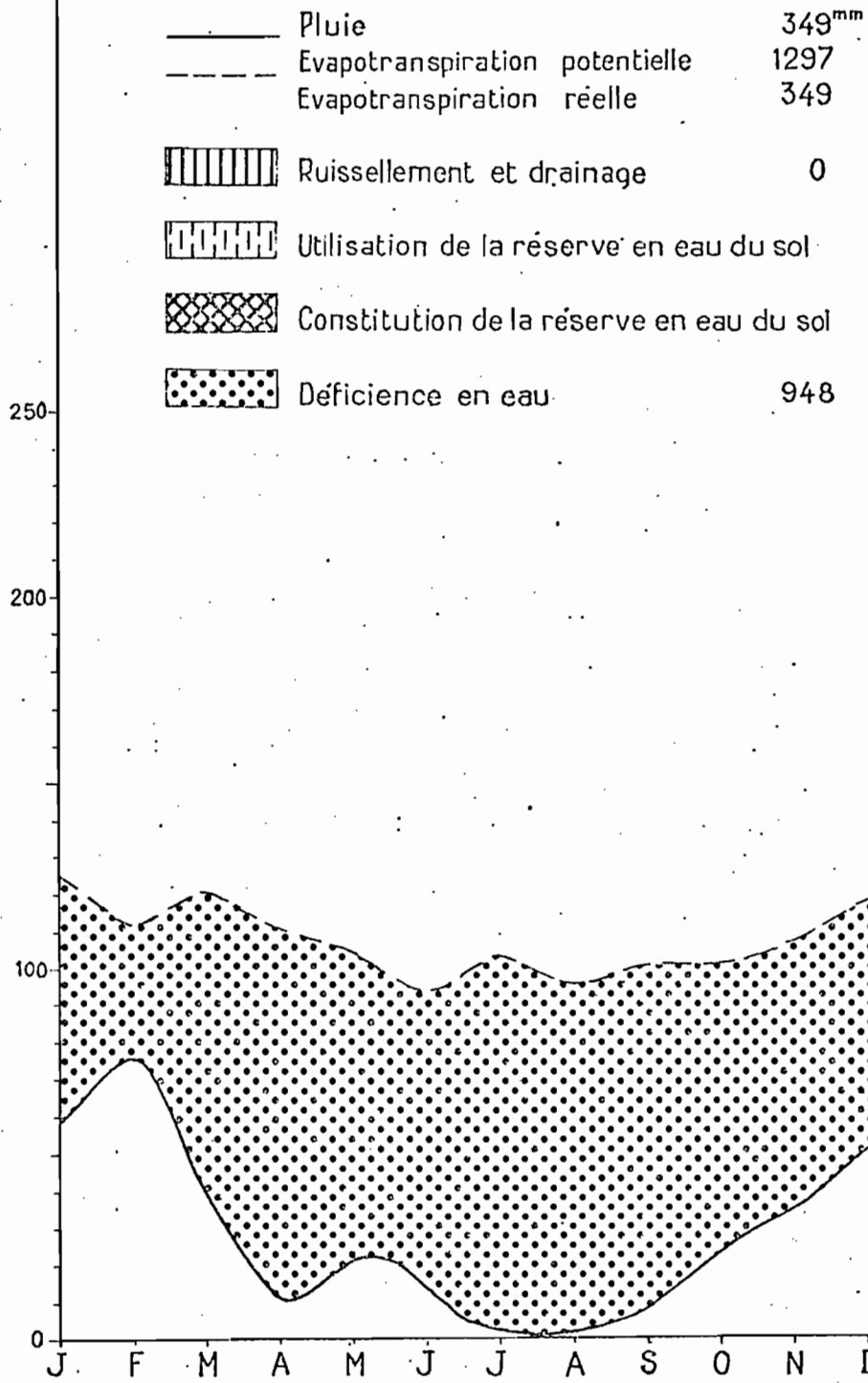
Pluie et évapotranspiration en mm



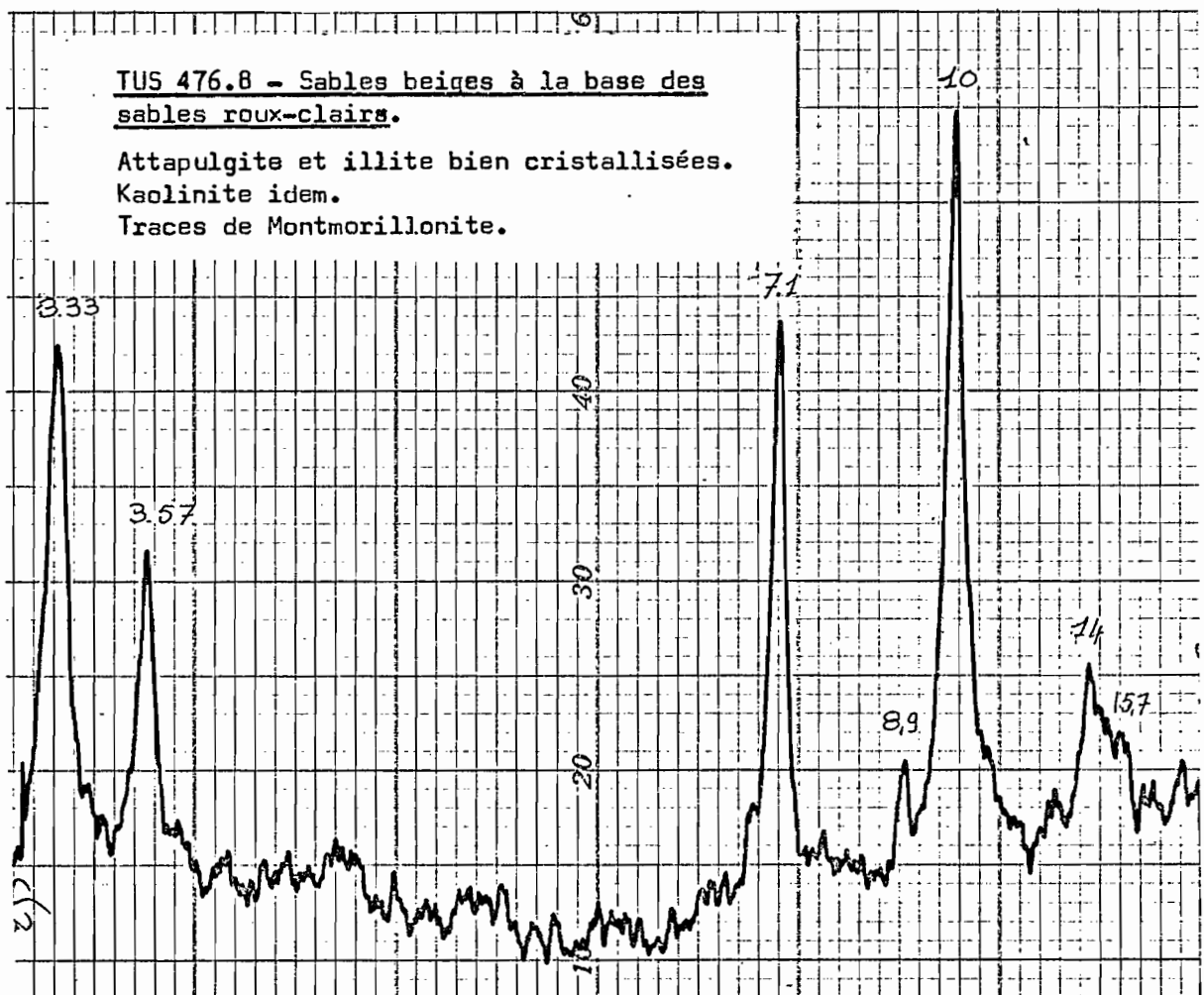
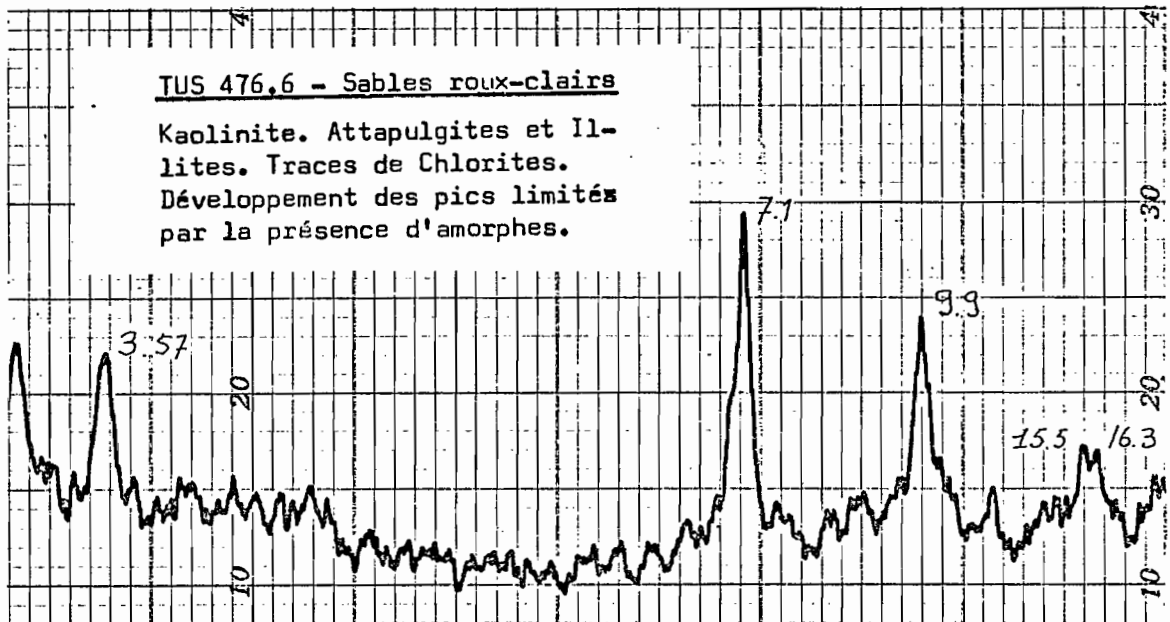


TULEAR

Pluie et évapotranspiration en mm

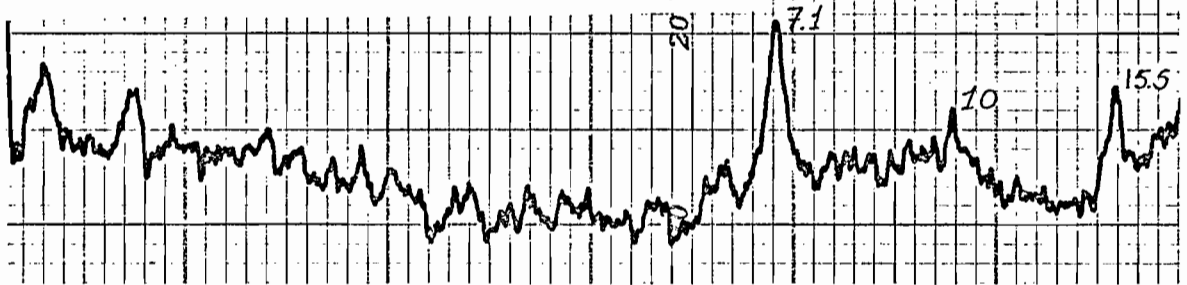


Diffractogrammes obtenus à TANANARIVE. Anticathode de cuivre.
Agrégats orientés obtenus au moyen d'une goutte de suspension.



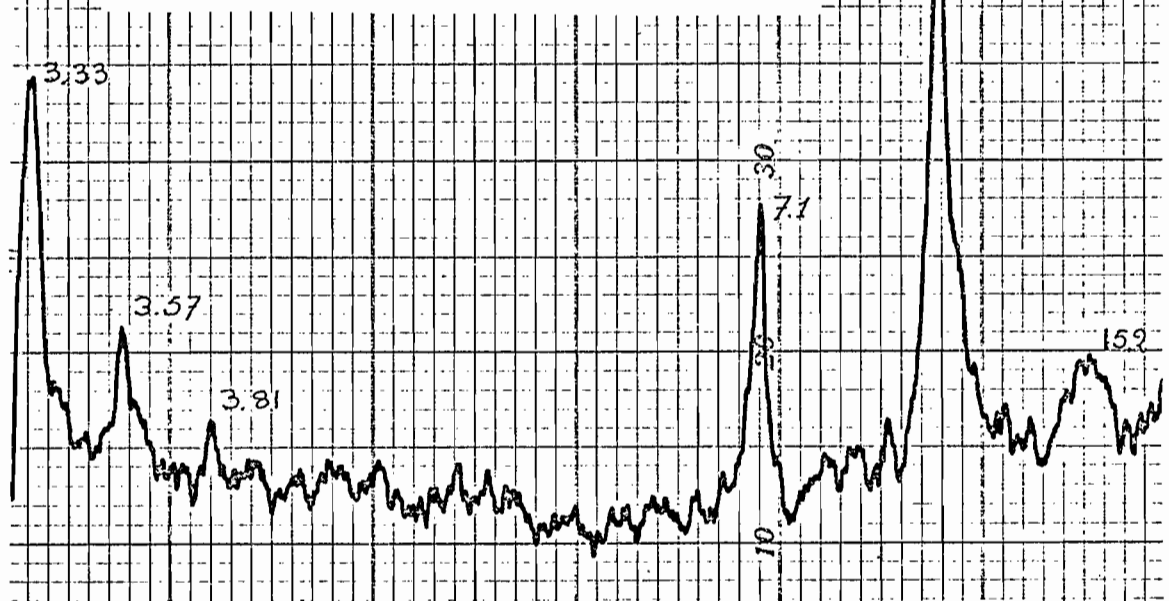
TUS 479.6 - Sables roux-foncés Q 21

Développement des pics masqué par la présence d'amorphes. Kaolinite. Traces d'Attapulgite et de Chlorites.



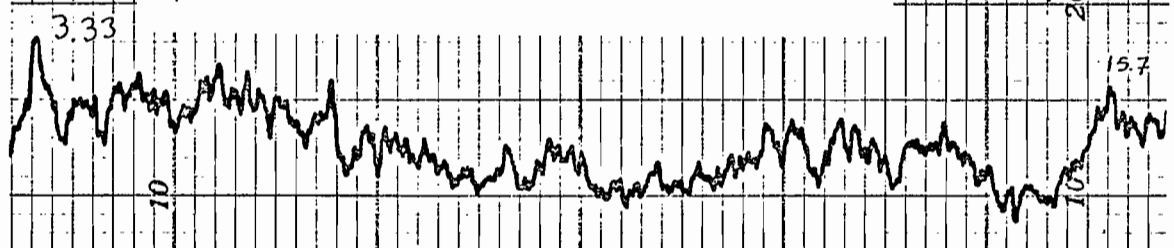
TUS 479-7 - Sables beiges à la base des sables roux-foncé Q 21.

Attapulgite et illite bien cristallisées. Kaolinite idem. traces de chlorites.



TUS 479.10 - Sables roux-rouges fossilisés

Les amorphes masquent le développement des pics.



	échantillon profondeur	1 0-20	2 40-60	3 100-110	4 160-180	5 260-280	6 360-380	7 450-480	8 560-580
granulométrie en %	humidité	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3			
	refus								
	carb. de cal.		0,0	0,0		0,0		0,0	
	argile	6,5	6,4	6,5	4,5	5,7	6,1	4,4	8,2
	limon fin	4,3	4,0	3,9	4,8	4,7	3,4	3,9	2,8
	limon grossier	2,0	2,1	1,9	2,6	2,2	2,0	3,5	7,5
	sable fin	30,0	29,5	28,0	29,0	31,3	30,0	20,7	43,0
	sable grossier	59,0	58,0	60,0	59,0	56,0	57,5	71	45,0
Matières organiques en ‰	carbone	3,43	1,44						
	mat. organique	5,9	2,5						
	azote	0,46	0,28						
	C/N	7,5	5,2						
	acides humiques								
	acides fulviques								
Acidité	PH eau 1/5	7,55	7,2	6,95	6,5	6,25	6,2	5,95	5,8
	PH KCl								
Cations échangeables en mé/100g de sol,	Calcium Ca ⁺⁺	1,13	0,45	0,38	0,26	0,41	0,41	0,24	0,25
	Magnésium Mg ⁺⁺	0,24	0,18	0,12	0,06	0,11	0,00	0,06	0,10
	Potassium K ⁺	0,15	0,05	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
	Sodium Na ⁺	0,01	0,03	0,01	trace	0,01	0,01	0,01	0,03
	S	1,53	0,71	0,52	0,35	0,55	0,44	0,33	0,40
	T	2,47	1,85	1,37	1,27	1,37	1,44	1,16	1,32
	V %	61	38	38	27	40	30	28	30
Eléments totaux TRIACIDE en % fraction : A+L	Perte au feu		10,4	10,5	10,4	10,8	10,6	11,8	11,6
	Résidu		6,35	6,0	6,5	5,5	7,1	6,7	5,2
	Silice SiO ₂		29,4	29,0	29,7	30,8	27,3	27,9	29,3
	Alumine Al ₂ O ₃		23,7	24,7	27,8	26,1	21,5	24,5	24,3
	SiO ₂ / Al ₂ O ₃		2,1	2,0	1,8	2,0	2,1	1,9	2,0
	Fer Fe ₂ O ₃		22,65	22,6	23,1	23,9	23,3	30,0	29,1
	Titane TiO ₂		1,3	1,5	1,2	1,2	1,2	1,0	0,6
	Total		93,8	94,3	98,8	98,4	91	102	100
en mé/100g	Calcium Ca ⁺⁺								
	Magnésium Mg ⁺⁺								
	Potassium K ⁺								
	Sodium Na ⁺								
	Fer libre Fe ₂ O ₃		3,0	2,9	2,8	3,1	3,1	2,9	3,7

Fiche analytique : Fosse 610

Annexe 10

	échantillon	321	322	323	324	325
	profondeur	0	15	30	50	90
		10	25	40	60	100
granulométrie en %	humidité	6,3	7,1	7,6	8,0	3,1
	refus					
	carb. de cal.			0,02	0,02	54,18
	argile	26,7	53,0	55,2	57,6	18,5
	limon fin	31,1	5,8	4,5	5,3	18,2
	limon grossier	13,8	13,0	12,4	13,1	28,7
	sable fin	9,6	10,7	10,2	8,6	12,5
	sable grossier	5,3	6,2	7,6	5,7	3,2
Matières organiques en %	carbone	33,02	15,74	5,95	3,60	
	mat. organique	56,93	27,13	10,26	6,21	
	azote	1,81	1,53	0,87	0,60	
	C/N	18,2	10,3	6,8	6,0	
	acides humiques					
	acides fulviques					
Acidité	PH eau $\frac{1}{2}/5$	6,9	6,3	6,5	6,9	
	PH KCl					
Cations échangeables en mé/100g de sol	Calcium Ca^{++}	24,60	12,72	12,94	17,10	
	Magnésium Mg^{++}	3,94	2,70	2,92	2,70	
	Potassium K^+	1,39	0,55	0,47	0,47	
	Sodium Na^+	0,16	0,06	0,08	0,07	
	S	30,09	16,03	16,41	20,34	
	T	27,13	18,44	16,16	19,85	
	V %					
P_2O_5 en %	Phosph. total	0,66	0,37	0,26		
	Phosphassim.01.	0,05		0,00	0,00	
Eléments totaux TRIACIDE en %	Perte au feu	12,20	10,22	8,50	8,45	
	Résidu	31,21	32,25	30,62	28,80	
	Silice SiO_2	24,40	24,08	24,37	28,15	
	Alumine Al_2O_3	16,96	18,50	20,00	19,52	
	SiO_2 / Al_2O_3	2,4	2,2	2,1	2,5	
	Fer Fe_2O_3	12,50	14,00	14,40	13,70	
	Titane TiO_2	2,3	2,7	3,2	2,3	
	Manganèse MnO_2					
en mé/100g	Calcium Ca^{++}					
	Magnésium Mg^{++}					
	Potassium K^+					
	Sodium Na^+					
en %	Fer libre Fe_2O_3	8,2	8,7	8,8	9,7	

Fiche analytique : Fosse 32

	échantillon	6191	6192	6193	6194	6195	6196
	profondeur	0	10	20	30	50	70
		10	20	30	40	60	80
granulométrie en %	humidité						
	refus						
	carb. de cal.						
	argile	12,8	17,9	19,2	19,5	16,5	14,5
	limon fin	11,0	6,9	6,4	6,9	7,8	9,0
	limon grossier	7,0	4,6	4,7	5,3	6,0	8,0
	sable fin	33,4	31,5	32,8	35,1	34,7	34,7
	sable grossier	34,4	39,0	36,9	33,6	34,3	33,7
Matières organiques en ‰	carbone	11,00	8,30	3,62	3,16	1,43	
	mat. organique	18,96	14,31	6,24	5,45	2,46	
	azote	0,90	0,67	0,57	0,45	0,45	
	C/N	12,22	12,39	6,13	7,02	3,18	
	acides humiques	1,08	1,40				
	acides fulviques	1,55	0,75				
Acidité	PH eau $\frac{1}{2}/5$	5,8	5,5	5,4	5,4	5,5	5,4
	PH KCl						
Cations échangeables en mē/100g de sol	Calcium Ca ⁺⁺	0,73	0,67	0,43	0,27	0,56	0,74
	Magnésium Mg ⁺⁺	0,56	0,15	0,10	0,24	0,21	0,25
	Potassium K ⁺	0,07	0,04	0,02	0,01	0,001	0,01
	Sodium Na ⁺	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
	S	1,36	0,87	0,56	0,52	0,77	1,00
	T	4,57	3,34	1,98	2,46	1,89	1,80
	V %	29,8	26,0	28,3	21,1	40,7	55,6
P ₂ O ₅ en ‰	Phosph. total						
	Phosph.						
Eléments totaux TRIACIDE en %	Perte au feu			3,85		3,70	
	Résidu			70,50		69,95	
	Silice SiO ₂			9,05		9,36	
	Alumine Al ₂ O ₃			9,44		9,34	
	SiO ₂ / Al ₂ O ₃			1,6		1,7	
	Fer Fe ₂ O ₃			8,00		8,60	
	Titane TiO ₂			2,5		2,00	
	Manganèse MnO ₂						
en mē / 100g	Calcium Ca ⁺⁺						
	Magnésium Mg ⁺⁺						
	Potassium K ⁺						
	Sodium Na ⁺						
en %	Fer libre Fe ₂ O ₃	5,20		4,90		5,14	

	échantillon	6197	6198	6199	61910	61911
	profondeur	100	150	200	300	400
		120	170	220	320	420
granulométrie en %	humidité					
	refus					
	carb. de cal.		0,03		0,03	0,03
	argile	12,5	12,7	15,0	15,5	15,0
	limon fin	9,7	9,3	9,5	9,3	7,8
	limon grossier	9,6	9,8	6,2	4,8	3,8
	sable fin	34,4	33,7	32,7	35,9	28,4
	sable grossier	32,4	33,5	33,5	33,5	44,2
Matières organiques en ‰	carbone					
	mat. organique					
	azote					
	C/N					
	acides humiques					
	acides fulviques					
Acidité	PH eau 1/2/5	5,9	6,0	6,0	6,3	5,3
	PH KCl					
Cations échangeables en mé/100g de sol	Calcium Ca ⁺⁺	0,65	0,76	1,01	1,12	0,79
	Magnésium Mg ⁺⁺	0,33	0,39	0,28	0,17	0,34
	Potassium K ⁺	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01
	Sodium Na ⁺	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
	S	1,00	1,20	1,31	1,34	1,14
	T	1,52	1,28	2,01	1,71	1,01
	V %	65,8	93,8	65,2	78,4	
P ₂ O ₅ en ‰	Phosph. total					
	Phosph.					
Eléments totaux TRIACIDE en %	Perte au feu	3,63		3,77	3,61	3,02
	Résidu	68,85		67,93	69,63	75,85
	Silice SiO ₂	6,00		10,45	10,15	7,72
	Alumine Al ₂ O ₃	5,79		9,21	8,54	7,28
	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	1,7		1,9	2,0	1,8
	Fer Fe ₂ O ₃	8,05		8,95	7,70	7,66
	Titane TiO ₂	2,5		2,5	2,5	1,5
	Manganèse MnO ₂					
en mé / 100g	Calcium Ca ⁺⁺					
	Magnésium Mg ⁺⁺					
	Potassium K ⁺					
	Sodium Na ⁺					
en %	Fer libre Fe ₂ O ₃	5,46		5,30	5,20	4,56

619	3			5			7		
	A	LF+LG	SF	A	LF+LG	SF	A	LF+LG	SF
Perte au feu %	12,49	7,45	0,37	12,55	7,90	0,24	12,46	8,55	0,3
Résidu %	0,30	33,60	92,65	0,41	29,40	93,99	0,20	24,60	93,35
Si O ₂ %	33,99	20,00	0,92	32,99	21,85	1,14	34,49	22,90	1,87
Fe ₂ O ₃ %	22,40	18,20	3,60	22,80	18,35	4,05	21,20	18,50	4,00
Al ₂ O ₃ %	29,28	17,63	0,28	27,90	19,46	0,70	29,76	22,14	1,00
TiO ₂ %	1,25	3,8	1,5	1,40	3,5	2,0	1,30	3,5	3,0
TOTAL	99,7	100,7	98,8	99,4	100,5	102,1	99,4	100,2	103,9
$\frac{\text{Si O}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	2,0	1,9	5,5	2,0	1,9	2,7	2,0	1,8	3,2

619	9			10			11		
	A	LF+LG	SF	A	LF+LG	SF	A	LF+LG	SF
Perte au feu %	12,51	8,50	0,06	12,60	9,19	0,15	12,47	9,07	0,22
Résidu %	0,11	26,55	90,58	0,13	28,02	94,22	00,17	26,47	93,75
Si O ₂ %	35,46	21,67	1,01	35,91	19,69	1,07	34,81	20,81	1,05
Fe ₂ O ₃ %	20,05	18,50	44,52	20,00	19,15	3,42	19,85	19,10	4,10
Al ₂ O ₃ %	29,86	21,92	0,74	29,70	21,69	0,28	28,83	20,73	0,53
TiO ₂ %	1,20	3,5	2,5	1,40	1,50	2,50	1,20	2,00	2,50
TOTAL	99,1	100,6	99,4	99,7	99,2	101,6	97,3	98,2	102,2
$\frac{\text{Si O}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	2,0	1,7	2,3	2,1	1,5	6,5	2,1	1,7	3,3

Eléments totaux (triacide) en %
sur les fractions granulométriques

Fosse 619

Annexe I4

	échantillon	391	392	393	394	395	395
	profondeur	0	20	40	70	110	160
		10	30	50	90	120	180
granulométrie en %	humidité	1,6	1,6	1,7	1,3	1,6	1,7
	refus						
	carb. de cal.				0,22	0,00	0,00
	argile	18,0	27,2	27,8	14,5	26,4	30,6
	limon fin	9,7	2,4	5,8	12,5	10,1	6,5
	limon grossier	8,2	6,1	5,8	10,4	5,8	5,4
	sable fin	30,6	24,1	25,0	23,7	21,9	22,1
	sable grossier	31,7	34,3	32,5	32,9	31,8	31,1
Matières organiques en ‰	carbone	8,35	7,37	3,65	1,15		
	mat. organique	14,39	12,70	6,29	1,98		
	azote	0,71	0,67	0,56	0,32		
	C/N	11,8	11,0	6,5	3,6		
	acides humiques						
	acides fulviques						
Acidité	PH eau $\frac{1}{2}/5$	7,2	7,0	6,8	6,8	6,9	7,1
	PH KCl						
Cations échangeables en mé/100g de sol	Calcium Ca ⁺⁺	3,30	2,98	2,70	2,66	3,06	3,52
	Magnésium Mg ⁺⁺	2,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Potassium K ⁺	0,10	0,03	0,10	0,01	0,02	0,01
	Sodium Na ⁺	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,05
	S	5,51	3,02	2,81	2,70	3,11	3,58
	T	4,29	4,79	4,72	4,21	3,90	3,14
	V %		63,0	59,5	64,1	79,7	
P ₂ O ₅ en ‰	Phosph. total						
	Phosph.						
Eléments totaux TRIACIDE en % en mé/100g en %	Perte au feu	5,02	5,35	4,80	4,35	4,72	4,58
	Résidu	65,20	61,67	60,60	60,29	57,98	57,96
	Silice SiO ₂	10,10	11,95	12,87	12,96	12,35	12,67
	Alumine Al ₂ O ₃	8,96	11,52	11,68	11,90	12,80	12,90
	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	1,9	1,8	1,9	1,9	1,8	1,7
	Fer Fe ₂ O ₃	11,50	11,25	11,40	11,50	13,20	12,70
	Titane TiO ₂	1,7	1,2	1,2	1,7	1,7	1,8
	Manganèse MnO ₂						
	Calcium Ca ⁺⁺						
	Magnésium Mg ⁺⁺						
Potassium K ⁺							
Sodium Na ⁺							
Fer libre Fe ₂ O ₃	7,5	9,2	9,4	9,9	10,5	10,1	

	échantillon	251	252	253	254
	profondeur	0 10	40 50	70 80	130 150
granulométrie en %	humidité	13,9	12,9	12,0	6,9
	refus				
	carb. de cal.				0,13
	argile	60,5	47,0	59,1	64,1
	limon fin	11,5	10,4	16,1	8,7
	limon grossier	5,1	8,2	5,8	3,0
	sable fin	2,0	10,0	2,3	6,9
	sable grossier	0,2	1,8	1,1	9,0
Matières organiques en ‰	carbone	28,37	3,50	5,85	
	mat. organique	48,91	6,03	10,08	
	azote	1,60	0,36	0,55	
	C/N	17,7	9,7	10,6	
	acides humiques				
	acides fulviques				
Acidité	PH eau 1/2/5	7,7	8,2	8,1	8,0
	PH KCl				
Cations échangeables en mé/100g de sol	Calcium Ca ⁺⁺	55,90	51,56	56,70	18,10
	Magnésium Mg ⁺⁺	5,70	5,56	8,20	3,68
	Potassium K ⁺	0,87	0,20	0,27	0,22
	Sodium Na ⁺	0,16	0,17	0,19	0,09
	S	62,63	57,49	65,36	22,09
	T	53,92	46,61	52,79	18,54
	V %				
P ₂ O ₅ en ‰	Phosph. total	1,29	0,62	0,63	0,66
	Phosph. assim. Ol.	0,38	0,04	0,03	0,023

Fiche analytique : Fosse 25

	échantillon	1771	1772	1773
	profondeur	0	30	50
		20	40	70
granulométrie en %	humidité	8,7	7,5	7,3
	refus			
	carb. de cal.			
	argile	39,9	51,3	50,6
	limon fin	21,7	15,3	14,8
	limon grossier	11,0	7,4	7,9
	sable fin	7,5	8,5	8,8
	sable grossier	2,7	4,1	6,3
Matières organiques en ‰	carbone	29,3	12,6	
	mat. organique	51	22	
	azote	2,2	1,8	
	C/N	13,1	6,9	
	acides humiques	13	6,9	
	acides fulviques			
Acidité	PH eau $\frac{1}{2}/5$	6,7	6,7	7,2
	PH KCl			
Cations échangeables en mé/100g de sol	Calcium Ca^{++}	23,52	9,30	13,50
	Magnésium Mg^{++}	4,68	3,08	4,68
	Potassium K^+	0,21	0,13	0,10
	Sodium Na^+	0,05	0,08	0,14
	S	28,46	12,59	18,42
	T	33,25	15,74	20,49
	V %	85,6	79,9	89,9
P_2O_5 en ‰	Phosph. total	5,3	5,1	3,3
	Phosph. assim. 01	0,010	0,022	0,050
Eléments totaux TRIACIDE en %	Perte au feu	14,10	11,69	10,75
	Résidu	14,03	11,35	10,10
	Silice SiO_2	27,84	26,30	29,14
	Alumine Al_2O_3	17,12	19,36	19,04
	SiO_2 / Al_2O_3	2,8	2,3	2,6
	Fer Fe_2O_3	21,75	25,10	25,75
	Titane TiO_2	5,0	4,6	5,3
	Manganèse MnO_2			
en mé / 100g	Calcium Ca^{++}			
	Magnésium Mg^{++}			
	Potassium K^+			
	Sodium Na^+			
en %	Fer libre Fe_2O_3	13,3	14,5	12,5

	échantillon profondeur	2271 0-20	2272 40-60	2273 80-100	2274 120-140	2275 180-200	2276
granulométrie en %	humidité						
	refus						
	carb. de cal.						
	argile	20,4	37,3	23,6	12,8	14,2	
	limon fin	26,8	23,7	24,7	22,6	17,3	
	limon grossier	9,8	15,2	18,7	19,3	15,9	
	sable fin	18,8	15,3	21,2	32,1	32,7	
sable grossier	6,3	4,6	6,0	10,6	11,1		
Matières organiques en ‰	carbone	64,0	10,9		1,4		
	mat. organique	110,3	18,9		2,5		
	azote	4,6	1,2		0,2		
	C/N	14	9		7		
	acides humiques	10,2	-				
acides fulviques	6,9	-					
Acidité	PH eau $\frac{1}{2}/5$	6,3	6,4	6,3	6,3	6,0	
	PH KCl						
Cations échangeables en mé/100g de sol	Calcium Ca ⁺⁺	6,96	0,18	1,11	1,52	8,52	
	Magnésium Mg ⁺⁺	1,84	0,16	0,08	0,10	0,64	
	Potassium K ⁺	0,20	0,02	0,02	0,02	0,16	
	Sodium Na ⁺	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	
	S	9,04	0,39	1,24	1,68	9,35	
	T	23,00	6,39	4,10	3,26	2,80	
	V %	39	6	30	52	-	
P ₂ O ₅ en ‰	Phosph. total						
	Phosph.						
Eléments totaux TRIACIDE en %	Perte au feu			13,0	12,8	14,1	
	Résidu			12,5	7,8	6,4	
	Silice SiO ₂			17,7	17,6	14,9	
	Alumine Al ₂ O ₃			25,9	26,6	26,8	
	SiO ₂ / Al ₂ O ₃			1,1	1,1	0,9	
	Fer Fe ₂ O ₃			26,8	29,3	33,1	
	Titane TiO ₂			5,5	7,5	7,5	
Manganèse MnO ₂							

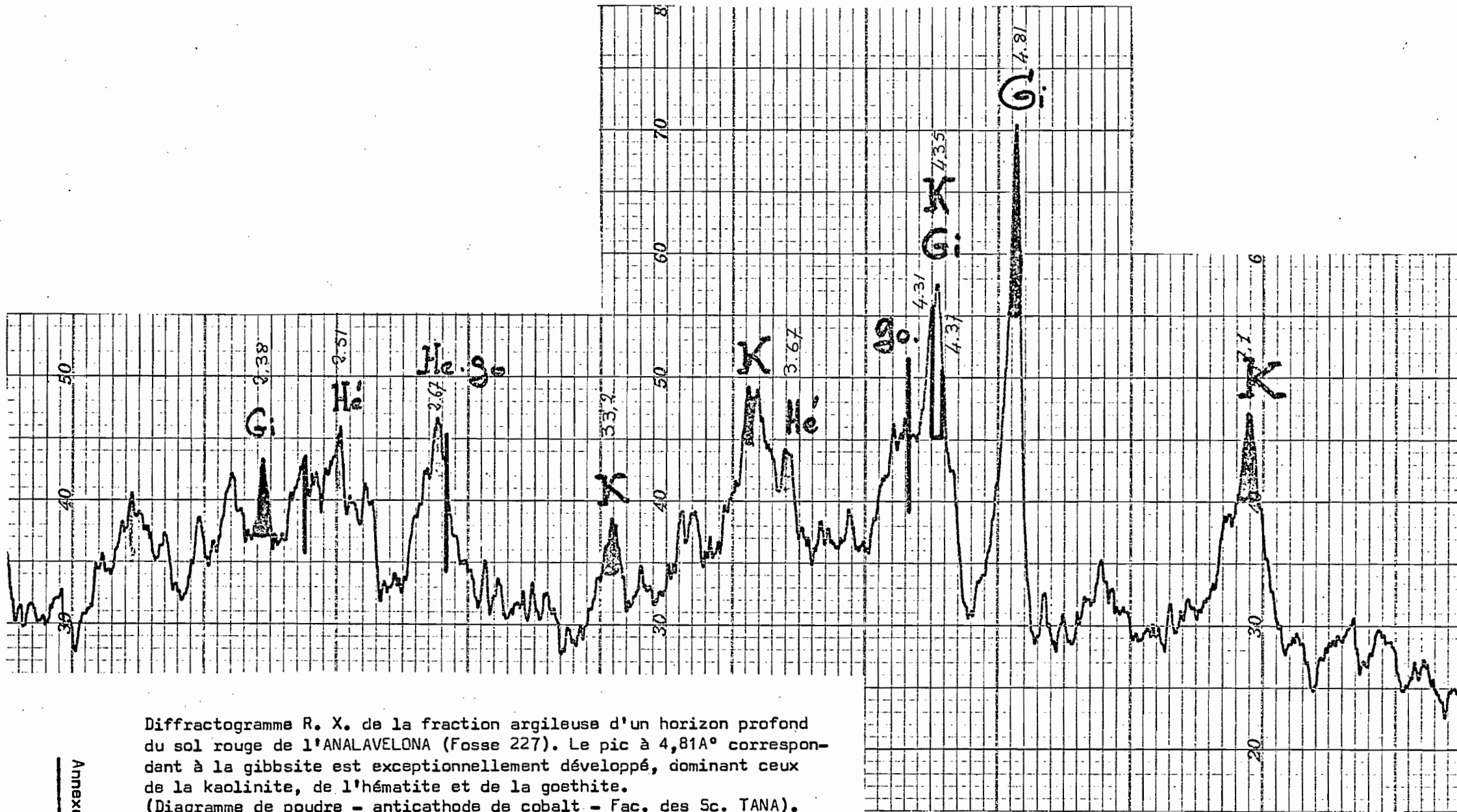
Fiche analytique : Fosse 227

	2	2	2	3	3	3	4	4	4	5	5	5
	A	LF, LG	SF	A	LF, LG	SF	A	LF, LG	SF	A	LF, LG	SF
Perte au feu %	17,85	14,70	10,25	16,37	12,70	12,17	15,95	11,97	9,83	15,60	12,90	12,30
Résidu %	0,80	9,50	36,10	0,40	7,60	25,85	0,33	3,95	29,40	0,60	2,10	25,15
SiO ₂ %	23,52	14,70	12,05	19,75	17,50	10,82	21,05	17,75	14,05	16,75	11,71	10,01
Fe ₂ O ₃ %	17,35	31,30	20,05	25,50	32,20	24,10	26,50	35,55	22,25	28,50	40,20	25,00
Al ₂ O ₃ %	33,15	25,02	19,07	34,27	25,28	24,96	34,59	24,10	21,09	32,93	25,63	25,92
TiO ₂ %	3,2	6,4	2,2	3,2	6,4	5,3	3,2	7,4	4,2	3,2	8,0	4,3
TOTAL	95,9	101,6	99,7	99,5	101,7	103,2	101,6	100,7	100,8	97,6	100,5	102,7
SiO ₂ AL ₂ O ₃	1,2	1,0	1,1	1,0	1,2	0,7	1,0	1,2	1,1	0,9	0,8	0,7

Éléments totaux (triacide) des fractions granulométriques

Fosse 227

Annexe IB
suite



Diffractogramme R. X. de la fraction argileuse d'un horizon profond du sol rouge de l'ANALAVELONA (Fosse 227). Le pic à 4,81A° correspondant à la gibbsite est exceptionnellement développé, dominant ceux de la kaolinite, de l'hématite et de la goéthite. (Diagramme de poudre - anticathode de cobalt - Fac. des Sc. TANA).

	échantillon	311	312	313	314		R 313
	profondeur	0 10	30 40	80 100	120 140		Refus
granulométrie en %	humidité	4,5	4,7	4,2	4,7		
	refus						
	carb. de cal.			0,04	0,06		
	argile	25,7	27,0	8,5	12,2		
	limon fin	19,5	14,5	16,7	12,5		
	limon grossier	10,0	11,1	18,1	12,9		
	sable fin	13,2	15,7	25,6	24,3		
	sable grossier	22,5	24,3	28,5	31,4		
Matières organiques en ‰	carbone	22,66	6,24				
	mat. organique	39,06	10,76				
	azote	1,58	0,84				
	C/N	14,3	7,4				
	acides humiques acides fulviques						
Acidité	PH eau 1/2/5	6,5	6,9	7,3	7,7		
	PH KCl						
Cations échangeables en mé/100g de sol	Calcium Ca ⁺⁺	8,50	3,68	4,68	6,30		
	Magnésium Mg ⁺⁺	3,44	2,80	0,00	1,80		
	Potassium K ⁺	0,44	0,07	0,07	0,09		
	Sodium Na ⁺	0,08	0,31	0,08	0,23		
	S	12,46	6,86	4,83	8,42		
	T	16,29	7,75	6,14	6,64		
	V %	76,5	88,5	78,7	126,8		
P ₂ O ₅ en ‰	Phosph. total	0,67	0,54				
	Phosph.assim.01.	0,01	0,002				
Eléments totaux TRIACIDE en %	Perte au feu	13,06	10,63	10,65	11,15		12,15
	Résidu	24,58	25,70	21,23	20,87		9,02
	Silice SiO ₂	18,75	19,00	19,90	19,37		13,20
	Alumine Al ₂ O ₃	20,22	21,86	23,30	21,76		23,04
	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	1,6	1,5	1,5	1,5		1,0
	Fer Fe ₂ O ₃	21,25	23,15	24,75	25,50		42,00
	Titane TiO ₂	2,8	2,3	2,8	2,7		1,6
	Manganèse MnO ₂						
en mé / 100g	Calcium Ca ⁺⁺						
	Magnésium Mg ⁺⁺						
	Potassium K ⁺						
	Sodium Na ⁺						
en %	Fer libre Fe ₂ O ₃	10,2	11,0	11,0	10,5		

Les grès de l'Isalo : diffractométrie R.X. de quelques échantillons

ISS 368.1 - Le balayage d'une lame non couverte d'un morceau de grès d'un relief ruiforme révèle du quartz, secondairement de la kaolinite et une faible quantité de feldspaths.

La diffractométrie appliquée à la fraction argileuse, extraite de la même roche, révèle la présence presque exclusive de kaolinite très bien cristallisée.

ERS 156.1 - ISS 87.1 - La diffractométrie sur poudre d'une roche broyée montre les pics très développés du quartz, accompagnés de pics de kaolinite, peu développés.

ERS 90.1 - La diffractométrie sur poudre d'un morceau de grès gris, prélevé sous la corniche de l'ANDRANOMPANGAOKY et proche des horizons altérés montre des pics bien développés de quartz et de kaolinite.

Sur agrégats orientés, les pics de la kaolinite sont nettement plus développés.

Les grès de l'Isalo : analyses totales triacides

	ERS 90.1	156.1
Perte au feu	4,35	1,0
Résidu	66,1	89,75
SiO ₂	15,6	6,4
Al ₂ O ₃	12,0	3,8
Fe ₂ O ₃	0,9	0,5
TiO ₂	0,5	0,2
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2,2	2,9

Les grès de l'Isalo : examen micromorphologique

ISS 368.1 - Fragment de grès gris à stratification entrecroisée typique, prélevé à la base d'un petit relief ruiforme au lieu-dit AMBATOMANOY.

Le squelette occupe 70 à 80% du champ : quartz accompagnés de feldspaths non maclés peu distincts des quartz ; ce sont des alcalins du type orthose (15% par rapport aux quartz). Accessoirement, quelques grains de plagioclases, muscovite, biotite, pyroxènes, zircon, épidote.

Les quartz sont généralement cataclasés et présentent des extinctions roulantes. Quelques grains d'origine gneissique présentent des indentations ; la plupart des autres, d'origine granitique. L'inclusion d'aiguilles de rutil est fréquente ; plus rare l'inclusion de zircon et de biotite.

60% des quartz présentent un aspect émoussé et une taille variable, entre 200 et 2000 microns (moyenne 600 microns). Le restant est anguleux (100-500 microns). On note la présence d'une couche de silice secondaire autour des grains. 33% des grains sont profondément corrodés.

On observe tous les stades de l'altération des feldspaths et de leur transformation en plages de kaolinite. Celle-ci se met en place le long des lignes de moindre résis-

tance du réseau cristallin. On observe des édifices cristallins de kaolinite, très développés, en accordéons, éventails, guirlandes, atteignant 200 microns. On observe aussi des pyroxènes altérés et des amas de microcristaux (magnétite, illménite ou ferromagnésiens ?), opaques en LN, opaques ou fortement biréfringents en LP.

Le ciment argileux (15 à 25% du champ) comporte plusieurs sortes de plages. Les unes semblent directement substituées aux feldspaths dont elles conservent les contours. Les cristaux de kaolinite sont de tailles moyennes (50x25 microns), blancs, nacrés, en ordre plus ou moins dispersé, mêlés de microcristaux opaques qui se détachent sur un "nuage" de fer diffus rouille. D'autres plages semblent résulter d'un transfert dans les vides de la texture. La kaolinite y est dispersée en cristaux de petite taille (25 microns), mêlée d'esquilles de quartz et d'opaques. On observe la kaolinite dans les joints intergranulaires les plus étroits.

ISS 81 - Morceau de grès roux très friable et non diaclasé prélevé à l'entrée du canyon de la SAKAMALIO. C'est une arkose à ciment argilo-ferrugineux, poreuse.

Le squelette comprend des quartz (50 à 60% du champ) sans silicifications secondaires, subanguleux en général. Les feldspaths sont des alcalins du type microcline et occupent 30 à 35% du champ. Il y a des plagioclases altérés. Les accessoires sont des pyroxènes (enstatite) des amphiboles sodiques (ribeckite) et des inclusions de rutile, épidote, zircon, biotite.

La cimentation est assurée par quelques plages de kaolinite ferruginisée. On note en effet une intense ferruginisation à partir de ferromagnésiens. L'altération des microclines procède aussi de la ferruginisation par envahissement des lignes de mâcle.

ISS 3700 - Morceau de grès gris prélevé à la base d'une arête rocheuse qui émerge des sables dans le prolongement exact d'une série de reliefs importants qui suggèrent l'existence d'un accident tectonique suivi de silicifications.

En effet la lame présente des caractères de ~~grès~~ mylonite quartzitique à ciment argilo-ferrugineux. Les quartz sont cataclasés. Quelques rares cristaux de kaolinite sont mêlés à des esquilles de quartz et à des amas de fer d'aspect amorphe.

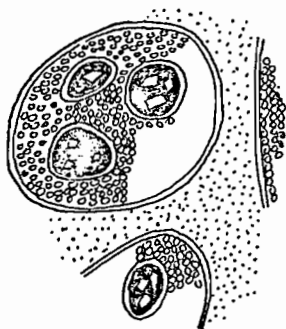
Remarque - L'échantillon ISS 3681 pourrait représenter les "grès de TAVOLOMITAPY", et l'échantillon ISS 81, les grès "de BEZABO" distingués par CLIQUET (1950, in BESAIRIE, 1972).

La pétrographie explicite les corrélations signalées par CLIQUET (1950, 1951) et SOURDAT (1967), entre le modelé et la nature des grès.

Apexol rouge allitique des Tables de l'ISALO : description du profil

ISS 383 - Au centre de la Table de l'ANDRANOMPANGAOKY. Surface plane sous savane herbeuse à Loudetia simplex et Schizachirium ambalavense. Surface de couleur brun-rouge, battante, sans mulch (5 YR 4/3).

- 0- 60 Horizon humifère appauvri, sablo-argileux, brun-rouge, compacté, massif à éclats polyédriques, à éléments cohérents et très fermes, non fragiles.
- 60-300 Horizon argilo-sableux riche en pseudo-particules, rouge (2,5 YR 4/6 à 10 R), frais, massif à éclats arrondis, peu cohérents, friables, non fragiles, à sous-structure pseudo-grumeleuse (alitique) : aspect farineux très homogène, dépourvu de concrétions.
- 300-330 transition rapide : horizon gravillonnaire avec éléments de cuirasse de toutes tailles. Cet horizon qui occupe un niveau bien délimité se présente comme une stone-lin gravillonnaire. Il comporte des gravillons d'un matériau gréseux dont le squelette est formé de quartz grossiers et propres, dans un ciment argileux rouge. Ces gravillons sont pourvus d'un cortex jaune moutarde. Leurs tailles vont de 4 à 10 mm. Le ciment rouge est friable : le cœur du gravillon peut être extrait en respectant l'enveloppé jaune qui subsiste comme une écaille creuse. Ces concrétions rouges sont prises dans un ciment dur composés de minuscules grains argileux blanc-jaune (0,5 mm) enveloppé de cortex secondaires jaunes. L'ensemble est noyé dans la "terre fine" jaune.



Particules complexes et comportement granulométrique du sol rouge allitique de 1'ANDRANOMPANGAOKY - Application de la méthode CHAUVEL

Résultats - Taux d'argile agrégée sous forme de particules complexes et proportions de cette agrégation.

					PLF	PLG	PSF	PSG
383.I	34%	de l'argile dont ...	sous les formes suivantes :		71%	07%	05%	15%
.2	15%	"	"	"	97%			
.3	21%	"	"	"	49%	05%	40%	05%
.4	38%	"	"	"	17%	32%	39%	12%
.6	57%	"	"	"	09%	18%	48%	24%

Résultats - Déformation du profil granulométrique. Taux des "particules de comportement" par rapport aux particules réelles.

	"a"	PLF	PLG	PSF	PSG *
383.I	66%	261%	131%	107%	103%
.2	85%	195%	128%	102%	-
.3	79%	204%	121%	144%	-
.4	62%	135%	190%	150%	106%
.6	43%	119%	133%	148%	124%

a = argile réellement dispersée
 PLF = pseudo-limons fins
 PLG = pseudo-limons grossiers
 PSF = pseudo-sables fins
 PSG = pseudo-sables grossiers

échantillon		1	2	3	4		6	7	7	
profondeur		0	20	50	100		280	380	480	
		10	30	60	110		300	400	500	
granulométrie en %	humidité									
	refus		STRUCTICHRON					RETICHRON		
	carb. de cal.									
	argile	30,6	37,6	38,6	34,1		19,8	23,3	36,3	
	limon fin	5,2	1,5	2,0	4,5		9,0	9,7	9,5	
	limon grossier	2,5	2,1	2,9	6,9		9,2	9,5	7,0	
	sable fin	13,7	15,2	16,3	23,0		23,5	22,1	15,6	
	sable grossier	42,7	40,8	37,9	29,4		37,0	32,3	31,6	
Matières organiques en %	carbone	20,6	12,2							
	mat. organique	35,5	21,1							
	azote	1,2	0,5							
	C/N	17	24							
	acides humiques acides fulviques									
Acidité	PH eau $\frac{1}{2}/5$	5,3	5,4	5,1	5,4		5,5	5,3	5,3	
	PH KCl									
Cations échangeables en mé/100g de sol	Calcium Ca ⁺⁺	0,49	0,09	0,09	0,07		0,32	0,24	0,16	
	Magnésium Mg ⁺⁺	0,57	0,15	0,18	0,08		0,06	0,00	0,00	
	Potassium K ⁺	0,07	0,02	0,01	0,00		0,02	0,00	0,00	
	Sodium Na ⁺	0,02	0,01	0,14	0,04		0,00	0,00	0,01	
	S	1,15	0,27	0,42	0,19		0,40	0,24	0,17	
	T	6,9	5,4	3,3	2,3		1,6	2,06	2,10	
	V %	17	5	13	8		25	12	8	
		SOL TOTAL			FRACTION A + L					
		2	4	6	1	4	6	7	8	
Eléments totaux TRIACIDE en %	Perte au feu	9,0	10,9	9,4	22,5	17,0	14,2	14,4	14,2	
	Résidu	46,4	32,1	28,0	1,9	1,4	1,3	0,6	1,0	
	Silice SiO ₂	13,6	17,7	27,2	27,5	28,6	38,1	36,2	41,2	
	Alumine Al ₂ O ₃	17,3	24,6	23,9	31,4	38,5	34,8	32,3	34,4	
	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	1,3	1,2	1,9	1,5	1,3	1,9	1,9	2,0	
	Fer Fe ₂ O ₃	13,2	13,1	9,8	11,7	12,8	10,4	10,6	8,3	
	Titane TiO ₂	1,9	2,1	2,0	1,6	1,9	1,0	1,9	1,2	
	Manganèse MnO ₂									

Fiche analytique : Fosse 201

Sol rouge allitique à concrétions et carapace du KOROBE : Description

Sur la cote I230 du KOROBE. Dôme gréseux en voie de dénudation, dominant les ravins à l'Est et le glacis structural à l'Ouest. Sous savane herbeuse à Loudetia sp.

- 0- 40 Horizon caillouteux et gravillonnaire contenant des morceaux de grès ferruginisé, des galets de quartzite de toutes tailles et des gravillons ferrugineux, dans un emballage argilo-sableux brun-rouge, humifère (7,5 YR 5/4 sec, 4/4 humide).
- 40- 80 Horizon essentiellement gravillonnaire et caillouteux avec emballage de matériau argileux à pseudo-particules, ocre vif (5 YR 4/8 frais). Structure de tendance polyédrique.
- 90-170 Passage graduel à un horizon d'altération des grès, bariolé, formé d'amas friables de grès gris, de morceaux plus fermes, de couleur jaune (10 YR 5/6 frais), emballés dans une terre fine argileuse ocre. Ensemble massif avec éclats anguleux.

		KAOL	HEMA	GOET	GIBB	QUAR	FELD	
368.I	Grès - argile	++++						ISALO ruinif.
"	" - lame montée non couverte	++				++	+	
382.I	Altérite - lame	+++				+++		Ano MPANGAOKY
383.I	Sol rouge - structichron - argile	++	+++	+	+++			"
.2	" " " "	++	+++	(+)	+++			
.3	" " " "	++	+++	+	+++			
.4	" " " "	++	++	+	++			
.4	" " - lame	++	+		+	++		
364.I	Sol rouge - lepto-apexol - argile	+++	+++	++	++			KOROBE
365.I	" " " "	++	++	+	++			"
366.I	" " " "	++	++	(+)	++			"
364.2	" - gravolite et cuirasse - argile	++	++++	++++				"
366.2	" " " "	++	+	+	+++			"
366.3	" " " "	++	(+)	(+)	+			"
247.I	" - lepto-apexol - argile+limon	++	+++		++	++		VOHIMARINA
248.I	" - " " "	++	+++		+++	++		VOHIDAVA
62.I	Cuirasse - balayage des zones rouges d'une lame	++	++	++				Ano MPANGAOKY
64.I	Carapace - " jaunes " "	+++		+++				"

Analyses par diffractométrie R.X. de divers matériaux des Hautes Surfaces de l'ISALO, portant soit sur la fraction argileuse des prélèvements, soit sur des lames minces non couvertes. Ces résultats ont été confirmés par des examens au microscope électronique. Les cristallisations de kaolinite sont très remarquables au niveau des grès et des altérites. La goethite est très bien figurée dans les cuirasses. Au niveau des sols, ce sont les particules amorphes qui dominent. La cristallisation de gibbsite est difficile à voir.

		PF	Rés	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
72	Grès Iselo - massif ruiniforme près RANDHIRA	I2	22	33	4	29	I	I.9
90	Ho.altéritiques et retichromes - massif tabulaire près TAPIAS	I6	5	39	2	37	I	I.8
92	" " " "	I4	6	42	I	37	I	I.9
93	" " " "	I5	8	36	7	32	0	2.0
94	" " " "	I3	13	37	6	32	0	I.9
95	" " " "	8	42	2I	9	I9	0	I.9
64	Carapace ferrallitique - massif ruiniforme près TAPIAS	I4	I	37	22	30	I	I.8
9I	Cuirasse " "	I6	2	I6	49	I6	I	I.7
99	Grès ferrugineux - Massif ruiniforme - KOROBE	I0	24	I9	24	23	I	I.7
II	" " - ANKELAKA près BENENITRA	I0	I3	I5	47	I6	I	I.6
20I	Sol ferrallitique rouge - structichron - ANDRANOMPANGAOKY	I7	I	29	I3	39	2	I,3

Analyse totale (triacide) de la fraction fine (A + L) des matériaux
des Hautes Surfaces de l'ISALO

Les taux des résidus insolubles représentent les quartz. On constate que des quartz clastiques à l'état de limons sont parfois abondants, dans les altérites et les grès ferrugineux. Ils sont d'ailleurs visibles au microscope optique ou électronique. Les cuirasses sont essentiellement ferrugineuses. L'accumulation relative d'alumine est faible et ne donne pas lieu à l'individualisation de gibbsite.

Le sol jaune du KOROBE : description du profil

Au centre du glacis structural du KOROBE, sous savane herbeuse à Loudetia simplex très dense.

- 0- 20 Horizon humifère, limono-sableux, gris noirâtre avec structure polyédrique peu nette.
- 20- 70 Horizon argilo-sableux avec pseudo-sables, encore humifère de 20 à 40 puis brun-rouge (5 YR 4/8 frais), massif à éclats anguleux fermes.
- 70-110 Transition
- 110-180 Horizon argilo-sableux jaune moutarde (10 YR 5/8) frais, 8/8 sec), massif à débit polyédrique.
- 180-200 Horizon graveleux formant stone-line dans une terre fine identique à celle du précédent, avec grès ferrugineux et galets de quartz, au contact d'une strate de grès ferrugineux à contours sinueux, de 10cm d'épaisseur environ.
- 200-240 De nouveau, matériau jaune, peut-être plus sableux, bariolé de rouge, puis une altérite reconnue par sondage.

Idem : diffractométrie R.X.

	KADL	GIBB	ILLI	HEMA	GOET
50- 70	++	+	(+)	(+)	(+)
120-140	++	+	(+)	-	+
320-340	++	-	(+)	-	++

Coupes des glacis de l'ISALO : micromorphologie

Fosse 317 - On observe en P un fond matriciel granulaire comportant 65% de squelette et 20% de vides d'entassement. Le plasma réduit à 15% présente une fraction squelsépique prédominante, de couleur brun-rouge (LN) à biréfringence moyenne, avec peu d'orientations (LP). Quelques fines papules et pédoreliques.

En M3, le fond matriciel est plus dense et la proportion de plasma atteint 20%. La fraction aggloméroplasmique est plus importante. Elle comporte une microagrégation en grains de 150 microns environ. Le plasma biréfringent montre une fine orientation en réseau, contrastant avec l'orientation nette et homogène de quelques papules.

En M2, le squelette est plus grossier (grains de 3mm et plus). Le plasma est plus abondant et plus dense. Les microagrégats ont des contours plus nets et sont plus abondants. La couleur est brun-rouge (LN) ou grenat vif (LP avec condenseur). La biréfringence est forte mais les orientations sont limitées à des réseaux filiformes et à quelques papules.

En M1, le plasma est constitué d'éléments dilacérés d'une organisation antérieure apparemment bien développée. On observe une mosaïque de domaines plasmiques vivement biréfringents, jaunes ou rouges (LP).

Fosses 394-395 - On observe en P un fond matriciel granulaire à squelette quartzéux et porosité d'entassement (Sq. 60%, plasma 25%, vides 15%). Plasma partiellement squelsépique et partiellement aggloméroplasmique sous forme de flocons arrondis à fort relief, de couleur brun-rouge.

En M, même organisation avec un plasma plus abondant et partiellement anisotrope.

En M2 un fond matriciel porphyrique dense est parcouru par de fines déchirures qui s'évasent parfois en vides organisés (tubules), plus ou moins oblitérés par des cutanes argilo-ferriques. Plasma microporphyrique avec des orientations oosepiques qui dénotent une microagrégation latente. L'adhérence du plasma et du squelette semble inégale. Quelques micropapules.

Le niveau inférieur M1 est plus lâche et moins organisé. Il semble dilacéré, avec des vides non organisés. A la partie supérieure, une organisation analogue à celle de M2 est déjà en place. A la partie inférieure, les grains de squelette, les grains de plasma et les papules sont partiellement séparés. Le squelette comporte 30% de plagioclases et de microclines auxquels ne correspondent aucuns pics de diffraction : il y a donc pseudomorphose. Ces fantômes cristallins sont associés à des édifices bien développés et non colorés de kaolinite.

Glacis de l'ISALO tabulaire : particules complexes et comportement granulométrique - Application de la méthode CHAUVEL

						PLF	PLG	PSF	PSG
374.I	Pa11	11%	d'argile agrégée dont ...		sous forme de	40%	13%	-	47%
.2	a12	11%	"	"	"	34%	25%	36%	-
.3	b	27%	"	"	"	46%	03%	51%	-
.4	x	56%	"	"	"	28%	14%	28%	30%
.5	M	51%	"	"	"	11%	21%	33%	34%
.7	M1	41%	"	"	"	-	38%	62%	-
.9	M1	10%	"	"	"	58%	15%	21%	06%

Taux d'argile agrégée sous formes complexes, et taux de ces différentes formes.

	"a"	PLF	PLG	PSF	PSG
374.I	89%	118%	108%	-	-
.2	89%	161%	159%	124%	-
.3	73%	200%	104%	119%	-
.4	44%	156%	132%	119%	109%
.5	49%	120%	139%	129%	105%
.7	59%	136%	146%	-	-
.9	90%	131%	113%	108%	-

Déformation du profil granulométrique. Rapport des "particules de comportement" aux particules réelles.

		A	LF	LG	SF	SG	refus
374.I	Pa11	09	05	00	06	77	04
.2	a12	09	03	02	07	79	03
.3	b	14	04	02	11	68	02
.4	x	11	08	05	15	59	02
.5	M	11	08	08	12	61	03
.6	M	12	09	08	11	58	09
.7	M1	13	08	11	14	51	22
.8	M1	16	08	04	08	63	14
.9	M1	16	06	03	08	64	26

Résultat de la granulométrie usuelle, en % (emploi d'eau oxygénée technique et dispersion par l'hexamétaphosphate).

Répartition de l'argile de comportement* et de l'argile vraie**; taux d'argile vraie bloquée à l'état de pseudo-particules dans quelques profils:

	<u>Profil 304</u>			<u>Profil 374</u>			<u>Profil 307</u>		
	*	**	A%	*	**	A%	*	**	A%
a11	5,8	7,3	20	9,0	10,1	II	5,5	6,0	8
a12	5,6	7,2	22	8,5	9,6	II	4,5	6,6	32
b	8,0	9,4	15	11,1	15,3	27	6,2	9,1	32
x	6,8	8,3	18	7,6	17,3	56	4,8	8,3	42
y				8,4	17,0	51	3,7	8,8	58

* argile obtenue par dispersion ménagée (H2O2 électro et KCl)

** argile obtenue par dispersion active avec déferrification TMM

Répartition de la matière organique (C^o/oo) du sol total

- (1) M.O.totale
- (2) M.O.légère
- (3) Acides fulviques
- (4) Acides humiques

	<u>Profil 370</u>				<u>Profil 374</u>				<u>Profil 311</u>			
	(1)	(2)	(3)	(4)	(1)	(2)	(3)	(4)	(1)	(2)	(3)	(4)
A11	1,30	0,38	1,49	1,36	20,00	0,91	1,86	2,44	12,60	0,41	1,27	1,28
A12	0,50	0,08	1,03	0,20	13,00	0,44	1,28	1,68	2,60	0,07	0,40	-
B	0,40	0,03	0,93	-	6,00	0,11	1,19	0,10	3,30	-	1,10	-
E	0,60	0,03	1,83	-	13,00	0,04	3,80	0,25	6,40	0,02	2,53	0,14
C	0,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Profils des glacis de l'ISALO : micromorphologie

Sol non agrégé (apédal) à fond matriciel granulaire non organisé comportant une forte proportion (20 à 40%) de vides d'entassement intergranulaires ou interpédiaux.

Squelette quartzeux à grains grossiers (150 à 1000 microns) occupant plus de 50% du champ. Distribution quelconque ménageant des vides d'entassement. Grains de formes variables, souvent ronds, le plus souvent subanguleux ou émoussés, fissurés et plus ou moins chargés avec pénétrations ferrugineuses de toutes les cavités.

Plasma très peu abondant (5 à 25%), initialement lié au squelette sous forme de cutanes de grains effilochés, s'individualisant dans les vides en une plus ou moins grande abondance d'éléments agglomératifs floconneux ou globuleux. A la limite, lorsque les éléments plasmatiques sont au contact et remplissent les vides, on atteint une structure porphyrosquelique.

En LN, couleur brun-jaune plus ou moins salie et obscurcie par la matière organique dans certains horizons.

En LP, à faibles grossissements, homoplasma opaque incluant de petits cristaux (50 microns), tendant à un ondulioplasma. Les forts grossissements révèlent le détail de ce plasma qui est orienté parallèlement à la surface des grains du squelette, composé de flocons et de globules plus ou moins individualisés et comprimés entre eux selon la plus ou moins grande densité du plasma, peu éclairés en LP. A ces micropeds sont associés des pigments vivement éclairés et orientés, de l'ordre du micron, jaune-orangé (goethite ?). On voit aussi des minéraux lourds à fort relief et des opaques qui semblent les foyers de diffusion de la coloration rouge.

Les cutanes d'illuviation sont exceptionnelles et pourraient être des reliques, de même que les nodules et papules.

Dans les limites de cette organisation commune, les profils se différencient en quatre horizons par des variations de proportions plasma-vides, et par la présence de matière organique vivante ou humifiée, le squelette restant identique.

Le plasma passe de 5-10% en a, à 25% en b et x. Il est sale et de teinte terne en a et x ; propre et de nuance vive en b. Il est plus éclairé et mieux orienté en b. Les cutanes sont plus nets, les micropeds sont mieux individualisés en b et en x.

On relève parfois la présence, apparemment accidentelle, de domaines matriciels différents par les dimensions du squelette ou la densité du plasma, voire la présence de cutanes ou de papules bien intégrés au plasma.

Sur certains grains, on observe deux cutanes superposés, l'un ancien, de couleur rouge et l'autre plus récent, jaune.

L'horizon sub-superficiel y est analogue mais présente parfois dans quelques profils des domaines à hétéroplasma. Ces derniers résultent d'argilo-ferranes d'illuviation, en croissants, déposés le long des vides intergranulaires, bien éclairés et nettement orientés.