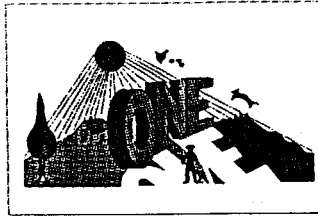


REPUBLIQUE DE MADAGASCAR



OFFICE NATIONAL DE
L'ENVIRONNEMENT

P. C. S.

PROJET CONSERVATION DES SOLS

BILAN ET EVALUATION DES TRAVAUX ET REALISATIONS
EN MATIERE DE CONSERVATION DES SOLS A MADAGASCAR



SYNTHESES BIBLIOGRAPHIQUES PAR THEMES

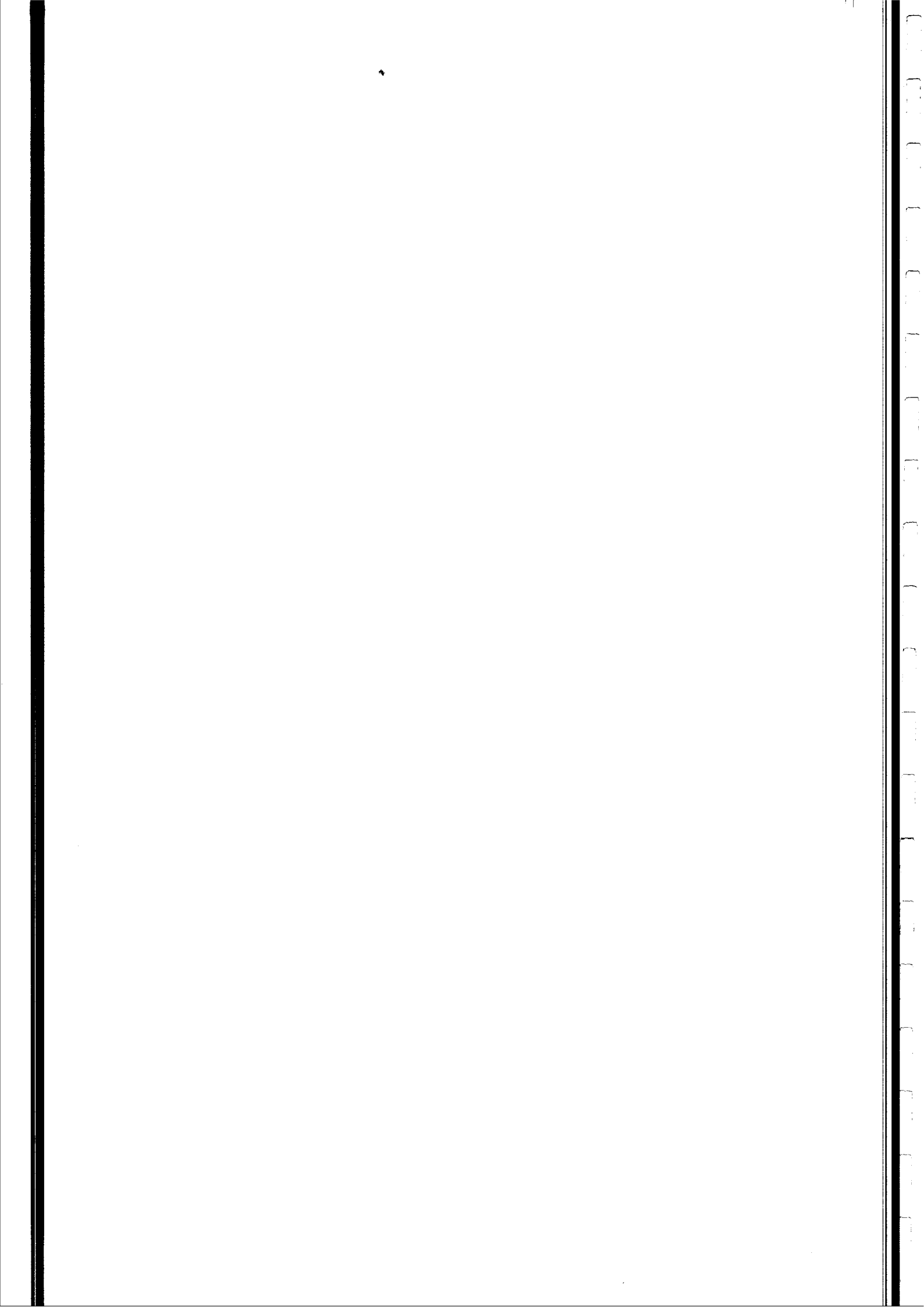
volume : I

ETUDE DES FACTEURS D'EROSION

Mars 1997



Centre de coopération internationale
en recherche agronomique
pour le développement



BILAN ET EVALUATION DES TRAVAUX ET REALISATIONS
EN MATIERE DE CONSERVATION DES SOLS A MADAGASCAR

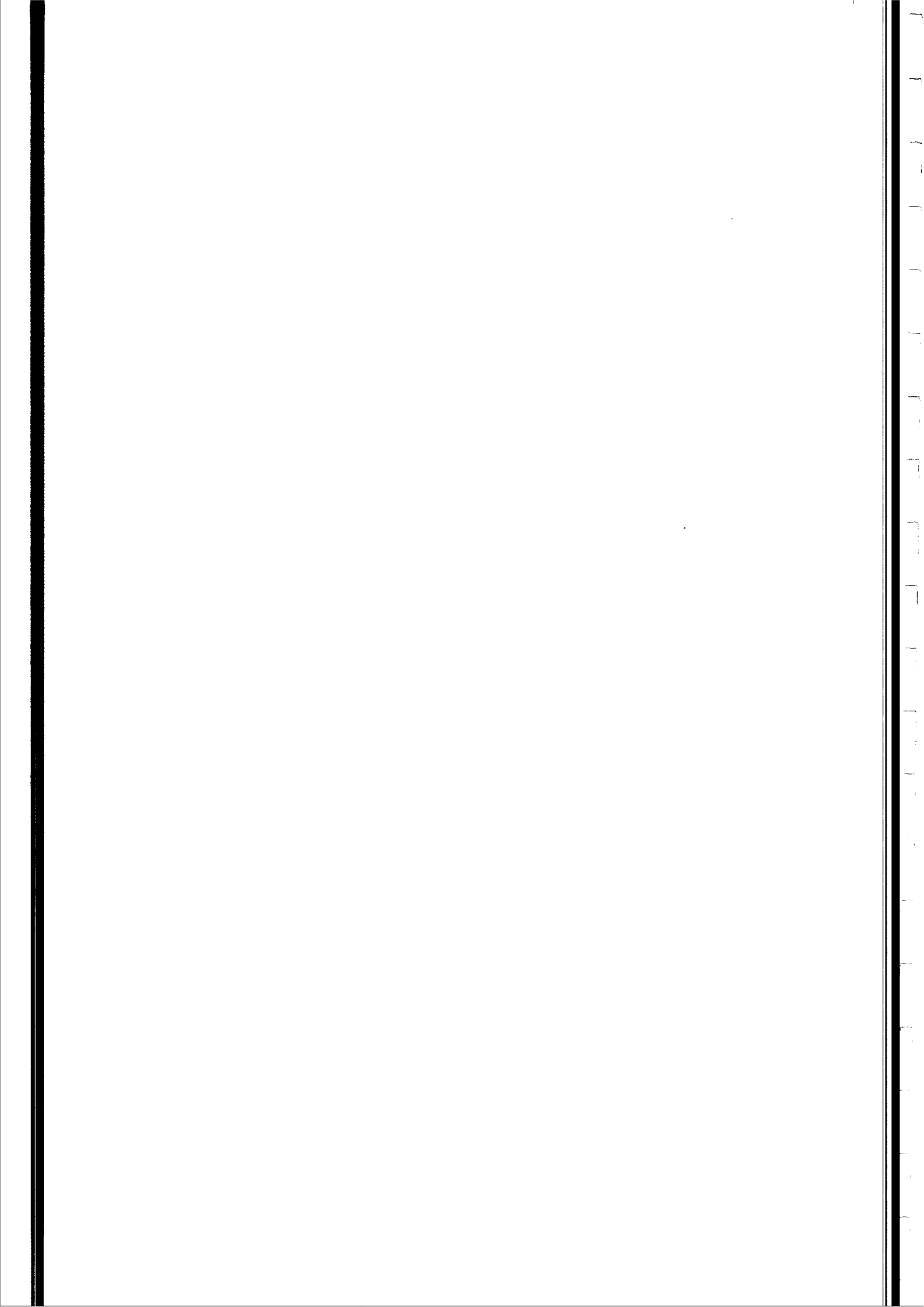


FACTEURS PHYSIQUES

- ✓ 1.1.1. LES ENSEMBLES MORPHOPEDOLOGIQUES DE
MADAGASCAR
-
-

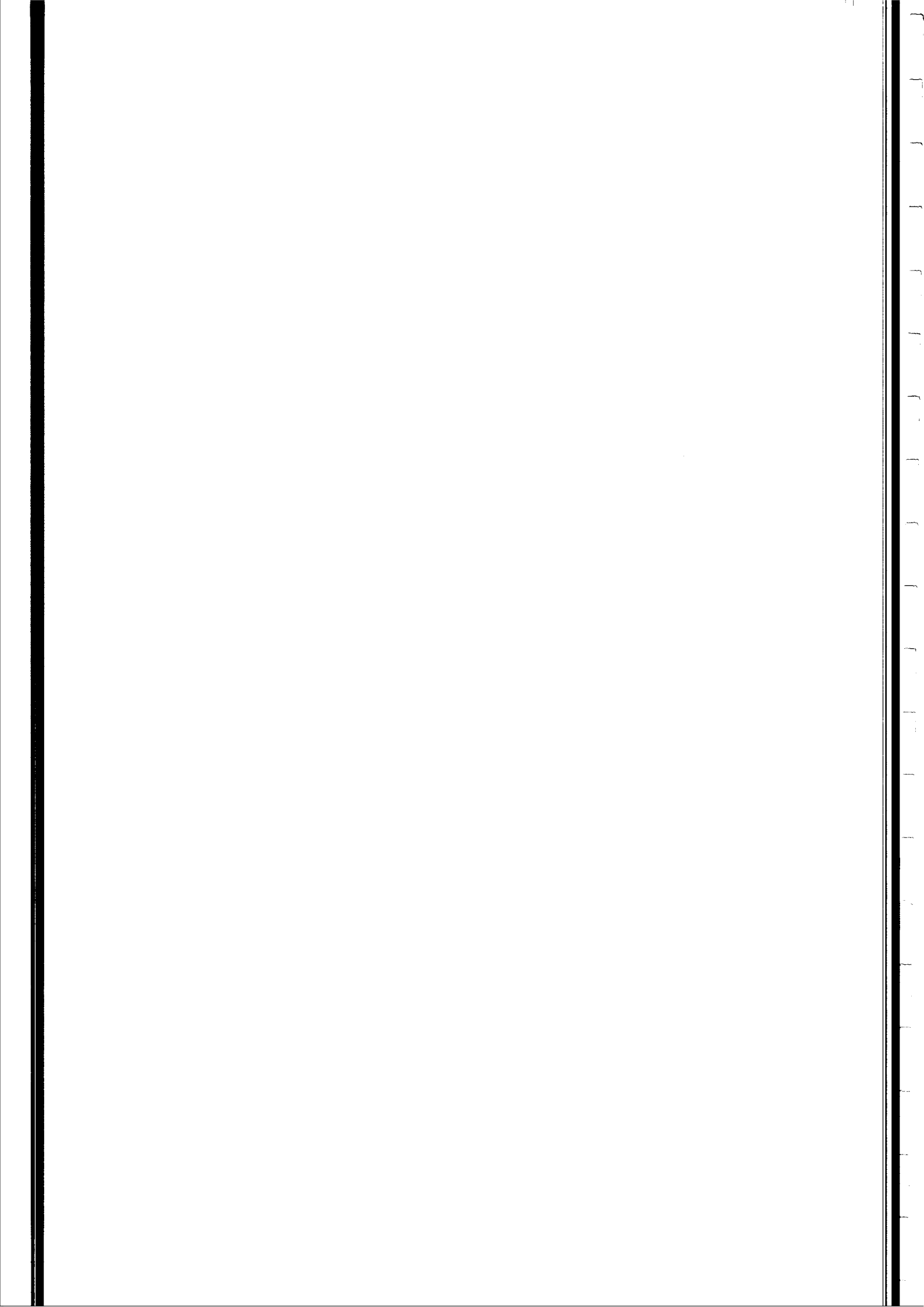
par Michel RAUNET
CIRAD - CA

Mars 1997



1

**ETUDE DES FACTEURS
D'EROSION**



1. ETUDE DES FACTEURS D'EROSION

1.1. LES FACTEURS PHYSIQUES

1.1.1. LES ENSEMBLES MORPHOPÉDOLOGIQUES DE MADAGASCAR

1.1.1.1. introduction.

Il faut considérer cette synthèse, document provisoire encore imparfait, comme la «notice explicative» de la carte morphopédologique à l'échelle de 1/4.000.000^e jointe. La bonne compréhension du texte nécessite d'avoir la carte (avec sa légende) sous les yeux...et inversement.

Comme partout les composantes géomorphologiques et pédologiques sont très interdépendantes, surtout aux petites échelles. Il est donc tout à fait logique d'aborder ensemble ces deux dernières disciplines en parlant de «morphopédologie», avec une référence commune qui est la géologie dans ses aspects lithologie et structure.

Madagascar possède une histoire très ancienne (3 milliards d'années) et mouvementée des points de vue climatique, géologique et tectonique, une grande diversité de zones éco-climatiques, une très grande variété de roches et de reliefs. On s'attend donc à ce que du «croisement» et de l'intégration naturelle de tout cela émerge une non moins grande richesse morpho-pédologique ; les ensembles morpho-pédologiques (ou «unités de paysage») sont en effet l'aboutissement évolutif et la «synthèse» de toute ces composantes du milieu naturel dans leurs modalités actuelles et anciennes.

L'arrière plan et le «soubassement» géologiques seront d'abord décrits, à l'échelle adéquate, et serviront en permanence de références pour la suite.

Pour cette synthèse morphopédologique rapide, nous nous sommes continuellement référés aux travaux des «grands anciens» naturalistes (géologues, botanistes, géomorphologues, pédologues...) qui ont étudié en détail certains aspects de différentes régions de Madagascar.

Nous avons consulté en particulier les auteurs suivants auxquels nous rendons hommage et que nous remercions :

R. Battistini (Géomorphologie, 1955 à 1986, thèse 1964), H. Besairie (Géologie, 1930 à 1973), F. Bourgeat (Pédologie, 1960 à 1979, thèse 1972), P. Morat (Botanique, 1964 à 1973, thèse 1964), G. Mottet (Géomorphologie, 1970 à 1982, thèse 1974), M. Petit (Géomorphologie, 1966 à 1971, thèse 1970), G. Rossi (Géomorphologie, 1973 à 1984, thèse 1986), J.-N. Salomon (Géomorphologie, 1976 à 1986, thèse 1986), M. Sourdat (Pédologie, 1967 à 1977, thèse 1977).

1.1.1.2. aperçu géologique

Madagascar possède un puissant bati cristallophyllien précambrien central (témoin du "Gondwana"), une série d'assiettes sédimentaires (du carbonifère à l'actuel) dans l'Ouest et des roches volcaniques d'âges divers (cretacé, tertiaire et quaternaire) superposées ou intercalées aux matériaux précédents.

1.1.1.2.1. le socle cristallin précambrien

Le socle Malgache est constitué en très grande partie de diverses roches métamorphiques, constituant les "racines" profondes des plissements rabotés (érosion) issus de plusieurs orogénèses précambriennes d'âges compris entre 3,5 et 0,5 milliards d'années. Ces roches métamorphiques résultent de la transformation (physique et chimique) de roches sédimentaires originelles (grès, calcaires, argiles...) accumulées dans des géosynclinaux, et reprises dans la formation de chaînes de montagne (orogénèses) avec le métamorphisme qui les accompagnait en profondeur. En effet, les sédiments et les épanchements volcaniques associés ont subi des conditions de pression et de température, les transformant profondément (modifications chimiques, cristallisations, foliations...) en gneiss, micachistes, migmatites, cipolins, quartzites, leptynites, amphibolites...

Le pionnier de la géologie Malgache, H. BESAIRIE, a le premier, reconnu et défini trois grands "systèmes" orogéniques et métamorphiques dans le socle, séparés par des "discordances" majeures. Du plus ancien au plus récent, ces systèmes sont les suivants :

- le système de l'Androy situé au Sud du pays ; c'est le système le plus métamorphisé, à base de leptynites, gneiss, pyroxénites et cipolins,

- le système du graphite qui possède la plus grande extension, et est le plus représenté sur les hautes-terres, est à base de gneiss, migmatites, micachistes, leptynites. Ce sont des roches plutôt «acides», pauvres en Fe, Mg et Ca.

- le système du vohibory, à prépondérance de roches amphibolitiques, de péridotites, de gneiss, micachistes et de schistes verts (talcschistes, chloritoschistes...). Ce sont des roches plutôt riches en Fe, Mg et Ca.

Intercalé entre le système du graphite et le système du vohibory, se place un ensemble de moindre métamorphisme qualifié de "série schisto-quartzocalcaire" (micachistes, quartzites, cipolins). C'est le «complexe» de l'Itremo, au centre du pays.

Ces "systèmes" sont subdivisés en "groupes" dont nous ne parlerons pas ici. Seul un groupe doit être mentionné, le groupe (certains parlent d'un système propre) d'Ambodiriana-Antongil situé à l'infra-graphite, c'est à dire ayant précédé immédiatement le système du graphite...

En plus de ce métamorphisme général ayant affecté les zones profondes des diverses orogénèses précambriennes, le socle a été traversé par des roches intrusives sub-volcaniques (dites "ignées"), soit acides (granites, syénites, diorites) soit basiques (gabbros...). Ces intrusions sont d'âges divers, certaines contemporaines des orogénèses et

tectoniques précambriennes, d'autres plus récentes en particulier crétacé et plio-pleistocènes. Contrairement aux granites migmatitiques, ces intrusions forment des massifs résiduels relativement arrondis et bien circonscrits (batholites), dégagés par l'érosion après ablation différentielle des altérites (Vavavato, Carion, Ilaka, Imorona...)

Des intrusions granitiques particulières sont constituées par les «granites d'Ambatomiranty», multiples filons peu épais (10 à 100 mètres) qui forment de nombreux seuils dans les bas-fonds et des alignements sur les «tanety» de la région de Tananarive, moins altérés que les gneiss et migmatites encaissants.

Les diverses orogénèses précambriennes (dont une majeure, aurait repris l'ensemble il y a 2600 millions d'années puis d'autres vers 1890, 1125, 825 et 550 millions d'années) ont subi des phases d'érosion considérable dont les produits constituent une part importante des assises sédimentaires de l'Ouest du Pays déposées en milieux marin ou continental, du carbonifère au quaternaire. Mais au fur et à mesure de son ablation le socle malgache s'allégeant, a subi des mouvements isostasiques, avec surrection (lente ou plus rapide), entraînant à son tour des baisses de niveau de base relatif et donc de nouvelles phases d'érosion.

C'est ainsi (voir plus loin) que le socle a pu subir différentes périodes d'aplanissement ("pénéplaines") correspondant à des "niveaux de base" successifs, étagés (profils d'équilibre momentanés des eaux de surface) qui ont pu, par la suite, être soulevés par les forces isostasiques.

Le rabotage et la "pénéplanation" des chaînes de montagnes se sont opérés de façon irrégulière dans l'espace, en fonction de la dureté des roches métamorphiques et de la vitesse de soulèvement du socle qui n'était pas la même partout. Les roches les plus granitisées, en particulier les granites migmatitiques stratoïdes, plus résistantes à l'altération, donc à l'érosion, sont restées en relief pour former lames et rides "résiduelles" dissymétriques (pendage Ouest fréquent) qui épousent généralement les axes anticlinaux des plissements. Cette granitisation a affecté essentiellement le système du graphite. Au contraire, les roches plus rapidement altérables, donc déblayables (gneiss, micaschistes...), forment des aplanissements locaux, des alvéoles et glacis de piémont, «en creux» par rapport aux reliefs résiduels granitiques.

Le système du Vohibory, composé en majorité de roches "basiques" amphibolitiques occupe les grands axes synclinoriaux du socle cristallin, souvent encadrés par les reliefs granitiques du système du graphite, à roches plus "acides".

La plupart des roches métamorphiques du socle en particulier les roches "dures" non digérées par l'altération (migmatites, charnockites, granites, leptynites, quartzites...) montrent encore une disposition stratoïde héritée des plissements orogéniques des roches sédimentaires d'origine. Les pendages observés sont la plupart du temps très redressés indiquant (autant que le fort degré de métamorphisme), que les chaînes montagneuses ont été arasées jusqu'à leur coeur profond.

En survol aérien, anticlinaux, synclinaux, rides appalachiennes et crêts monoclinaux s'observent particulièrement bien ainsi que les failles qui ont cisailé le tout. Le métamorphisme a donc assez bien conservé les structures sédimentaires originelles.

La "litho-structure" et la tectonique du socle conditionnent l'altération et l'érosion différentielles des roches, ainsi que la disposition du réseau hydrographique, donc en définitive l'épaisseur des altérations et les formes du relief, bref la morphopédologie au sens large (voir plus loin).

Un événement majeur pour Madagascar a été, au Crétacé, sa séparation sur son côté oriental du vaste continent du Gondwana, avec individualisation de l'Inde, du Sri Lanka et de Madagascar (à l'Ouest, la mer était là, sporadiquement, depuis le Jurassique). Cette séparation est à l'origine de la grande faille orientale (actuellement en mer) NNE-SSW qui explique la rectitude de la côte. L'érosion régressive et les effondrements concomitants ont par la suite fait reculer l'escarpement vers l'Ouest (rebord de l'Angavo et rebord Betsimisaraka). Cette période de fracturation du Crétacé s'est accompagnée d'importants épanchements volcaniques basaltiques (et parfois rhyolitiques) de nature fissurale, sur toute la périphérie de l'île (cote Est, cotes Ouest et Sud).

Une autre période volcano-tectonique active ayant affecté le socle s'est située au tertiaire, selon une fissuration encore sub-méridienne : volcanisme fissural de l'Ankaratra basaltique (trachytique à la fin), premières éruptions formant la Montagne d'Ambre, puis effondrements tectoniques de types graben ou mini-rift avec remplissage lacustre en bordure Est de l'Ankaratra, dans le "moyen-Est" en contrebas de la "Falaise" de l'Angavo (au niveau Ankay-Alaotra-Mangoro), et, plus au sud, pour former le bassin allongé de Ranotsara. Ces bassins tectoniques se sont remplis d'alluvions lacustres épaisses au pliocène.

1.1.1.2.2. le sédimentaire

Le tiers occidental de Madagascar est constitué "d'assiettes" sédimentaires non plissées s'étageant du carbonifère au quaternaire. Il y a deux bassins principaux, le "bassin de Majunga" et le "bassin de Morondava-Tuléar". Les séries sédimentaires sont plus ou moins concordantes, sub-horizontales, ou avec un léger pendage vers l'Ouest. Elles présentent des faciès marins (peu ou moyennement profonds), continentaux ou mixtes, suivant les retraits et avancées successifs de la mer. On commence à voir quelques sédiments marins significatifs au trias, date avant laquelle Madagascar était soudée à l'Afrique. Une importante phase basaltique s'intercale dans le sédimentaire entre le crétacé moyen et le crétacé supérieur. Des formations d'épandages pliocènes issues d'une phase d'érosion majeure affectant le socle, vient recouvrir ou voiler en partie les affleurements des séries antérieures. Ce "dépôt" sableux est appelé "carapace sableuse" par les géologues de Madagascar. Sur cette carapace sableuse se sont formés des "sables roux" (voir plus loin) très caractéristiques et omniprésents dans l'Ouest, le Nord-Ouest et le Sud-Ouest du pays.

Le socle ne descend pas en pente douce régulière sous la couverture sédimentaire, mais il est affecté par une série de fractures NNE-SSW ou NNW-SSE délimitant horsts, grabens et fossés de subsidence et môles. A certains endroits on trouve jusqu'à 10 000 mètres de sédiments.

1.1.1.2.2.1. Les formations continentales du karoo

Le "Karoo" est une formation continentale à dominante gréseuse qui a été définie et nommée en Afrique Australe et dont on trouve l'équivalent à Madagascar. Cette série commence au carbonifère et se termine au jurassique moyen. L'accumulation, essentiellement continentale (malgré quelques avancées marines), s'est produite dans des bassins d'effondrement expliquant la grande épaisseur des sédiments surtout au Sud-Ouest. Le Karoo à Madagascar est divisé classiquement en 3 groupes : les groupes de la Sakoa, de la Sakamena et de l'Isalo (lui-même subdivisé en Isalo I, Isalo II, Isalo III) :

- le groupe de la Sakoa (carbonifère à début permien) composé à la base d'une série glaciaire (poudingues du type tillite), puis de couches de charbon, et enfin d'argilites schisteuses rougeâtres. Ces formations, toujours très érodées ("bad-lands"), sont localisées surtout dans le Sud du Bassin de Morondava-Tuléar appuyées sur le socle où elles sont hachées par des failles.

- le groupe de la Sakamena (permo-trias) : composé de grès, de schistes et d'argilites bariolées (vertes, rouges) il forme une bande assez régulière de 5 à 30 kilomètres de large appuyée contre le socle, dans tout le bassin de Morondava-Tuléar. Ces roches tendres sont soumises à une érosion ravinante considérable.

- le groupe de l'Isalo (trias à jurassique moyen), constitué essentiellement de grès siliceux à stratification entrecroisée associés à des grès argileux et des argiles. On y trouve des bois silicifiés. Il représente 1/4 à 1/3 en surface du sédimentaire de l'Ouest. On l'a subdivisé en 3 étages :

- l'Isalo I (trias) le plus gréseux (à sables grossiers) et tendre, en position topographique relativement dépressionnaire, particulièrement affouillé et érodé par les eaux de surface. Sur 3 à 30 kilomètres de largeur, il constitue, avec la Sakamena, la "dépression marginale" (Betsiriry) longeant le socle cristallin. Localement consolidés, ces grès forment des massifs comme celui du Makay (Centre Sud) et du Galoko (Nord).

- l'Isalo II (lias) est composé de grès fins (toujours à stratifications entrecroisées), de grès argileux et d'argiles. Les massifs de l'Isalo, dans le Sud, sont constitués par ces grès, consolidés par de multiples filonnets siliceux. Mais en général ces grès sont peu consolidés et une érosion ravinante considérable les affecte.

- l'Isalo III (Lias supérieur à jurassique moyen) s'étend à l'Ouest des formations précédentes sur une largeur importante (plus de 70 km localement). Cet étage, dans son ensemble possède un faciès "mixte", c'est à dire une alternance de formations continentales (grès siliceux à stratification entrecroisée, grès argileux, arkoses, argilites) et marines peu profondes (marnes, marno-calcaires, gypses, grès marins...). A cette époque Madagascar commençait à se séparer de l'Afrique avec l'ouverture du Golfe du Mozambique et l'alternance d'avancées et de retraits de la mer. L'Isalo III possède un méso-relief confus et assez accidenté, témoignant d'une érosion très active avec formes et intensités différentes suivant la nature des roches. Les grès plus durs forment souvent de petites "cuestas" (exemple de la presqu'île d'Ampasindava), alors que marnes et argilites sont affouillées préférentiellement. Lorsqu'il n'y a pas de ravinements, des placages de "sables roux" ("carapace sableuse") sont nombreux et cachent alors les formations de l'Isalo III.

1.1.1.2.2.2. Le trias marin

Seul le Nord de Madagascar témoigne d'une petite transgression marine peu profonde et momentanée (fin permien à début trias) directement sur le socle ; cette formation de 2 à 8 kilomètres de large (du Sambirano à l'Océan Indien), plaquée sur les gneiss, est composée de marnes et de schistes argileux. Il forment un "couloir" entre le socle et les grès de l'Isalo.

1.1.1.2.2.3. Le Jurassique marin

Il correspond cette fois à une franche transgression marine avec ouverture significative du Golfe du Mozambique.

- **le Jurassique moyen** (Bajocien-Bathonien) s'observe presque sans discontinuité, sur toute la façade occidentale de Madagascar. Il se remarque aisément dans le paysage par une "cuesta" regardant vers l'Est ou le Sud-Est et dominant les formations gréseuses de l'Isalo (ou sa couverture de "sables roux"). Le Jurassique moyen est composé de calcaires marneux (Bajocien) ou de calcaires cristallins dolomitiques (Bathonien). Ces derniers donnent des reliefs karstiques, parfois spectaculaires tels les "tsingy" (Ankarana, Namorona, Ouest-Bemaraha).

- **le Jurassique supérieur** (kimmeridgien, callovien, oxfordien), qui ne s'observe qu'au Sud de Belo-sur-Tsiribihina, correspond déjà à une mer moins profonde donc à **un** début de régression : marnes (marnes jaunes d'Ankilizato), gypses (manja), calcaires grès-marneux (formations de la sikily). Dans le Sud-Ouest, ces dernières formations sont cisillées par une tectonique (pliocène à quaternaire) très active, en faisceaux de failles NNE-SSW (faisceau du Sikily et faisceau de Manja) délimitant des compartiments soulevés (horsts) et abaissés (grabens) en "touches de piano". Ce modelé tectonique met à jour une alternance de couches dures (grès-calcaires) et de couches tendres (marno-gypseuses) favorable à une érosion en "mouvement de masse" (vastes glissements) caractéristiques des versants de faille.

1.1.1.2.2.4. Les formations du crétacé

Le crétacé malgache a vu une alternance (non concomitante partout), de regressions et d'avancées marines assez peu profondes. Entre le crétacé moyen et le crétacé supérieur s'intercale un important épisode volcanique à épanchements de basaltes fissuraux en conditions terrestres (regression marine).

a) le Crétacé inférieur et moyen (anté-basaltique)

Les séries s'étendent du Hauterivien au Cenomanien et sont à dominante gréseuse donc plutôt continentale. Cependant on y trouve des imbrications marneuses, marno-calcaires ou gypseuses.

Le Crétacé anté-basaltique est composé de grès glauconieux, de grès siliceux à stratification entrecroisée, localement de marnes, de calcaires-marneux et d'argiles.

Les grès d'Ankarafantsika (bassin de Majunga) sont représentatifs des faciès continentaux ; les grès-marno-calcaires de l'Analavelona (bassin de Tuléar) sont typiques des faciès plus marins.

Des lambeaux de la "carapace sableuse" pliocène à "sables roux", peuvent cacher le crétacé. Il est parfois difficile de distinguer les 2 formations dont la pédogénèse peut donner dans les 2 cas des "sables roux".

b) le Crétacé supérieur (post-basaltique)

Le crétacé supérieur (surtout maestrichien et danien) qui commence après les basaltes fissurés de la fin du crétacé moyen, est soit à dominante continentale gréseuse (bassin de Majunga) soit à dominante marine marno-calcaire (bassin de Morondava-Tuléar) soit mixte (littoral Est).

⇒ **le crétacé continental**, forme une large "assiette" gréseuse dans le bassin de Majunga, célèbre pour ces gisements de grands Dinosauriens. De nombreux placages de "carapace sableuse à sables roux", viennent recouvrir et cacher ces grès crétacés qui donnent aussi des "sables roux" (sols ferrugineux tropicaux ou ferrallitiques). Du Crétacé continental ou mixte est présent aussi dans le bassin de Morondava (mais en majeure partie enfoui sous la "carapace sableuse"), entre Besalampy et Morombe.

⇒ **le crétacé marin** : on le trouve essentiellement dans les "assiettes" du bassin de Morondava-Tuléar, mais aussi dans le bassin de Majunga, entre le crétacé gréseux continental précédent et les calcaires éocènes.

- *Les marnes* (danien surtout) : ces formations donnent par pédogénèse des sols vertiques (voir plus loin) ; elles sont très sensibles à l'érosion ravinante.

- *Les calcaires et calcaires grés-marneux* (maestrichien surtout) : de faciès plus franchement marin, cette formation se situe à l'amont de Tuléar et de Morombe, entre les calcaires éocènes et les basaltes de la fin du Crétacé moyen. Les calcaires purs, microcristallins et massifs, sont karstifiés à lapiez "en piliers" et argile rouge de décalcarification, et à dolines. Des "sables roux" (pliocènes) viennent combler les zones dépressionnaires et cacher parfois les figures karstiques ("karsts couverts").

Les failles plio-quadernaires NNE-SSW du "faisceau du sikily» recoupent et hachent ces formations, comme celles du Jurassique.

⇒ **le crétacé mixte du littoral Est** : il est présent sur une étroite bande littorale (moins de 10 km) entre Fénéry au Nord et Manantenina au Sud. Au Nord de Mahanoro, il est à faciès plutôt continental (grès, sables, argiles). Au Sud de Mahanoro, il est à dominance marine (grès, marnes, calcaires) et daté du Maestrichien.

Entre le crétacé et la mer, s'étendent la plupart du temps des lambeaux de différents systèmes dunaires quadernaires et des lagunes allongées parallèles au rivage, fermées par des cordons de sables blancs (flandriens à actuels).

1.1.1.2.2.5. Les calcaires éocènes

Les assiettes tertiaires, à faciès marins, sont en majeure partie éocènes (nummulitique). L'éocène s'observe du Sud (Plateau Mahafaly) au Nord (Montagne des Français) de la façade Occidentale. Ce sont des calcaires à foraminifères. Ces calcaires peuvent être purs, marneux ou gréseux. Les affleurements les plus vastes sont situés au Sud-Ouest à l'intérieur des terres : plateau Mahafaly, plateau de Tuléar-Befandriana. Ils sont aussi bien représentés dans le bassin de Majunga, cette fois en position littorale, sapés en falaises par la mer.

Des calcaires marneux miocènes (Aquitainien et Burdigalien) s'observent par endroits, mais ils sont généralement masqués par la carapace sableuse pliocène ou les recouvrements dunaires quaternaires.

Les calcaires éocènes présentent des figures karstiques dont les plus fréquentes sont les champs de dolines. Le Mahafaly montre des avens ; les calcaires qui dominent la rive gauche du Mangoky montrent des "Tsingy". Les calcaires du bassin de Majunga sont riches en "mogotes", coupoles ou cônes convexo-concaves, tours, chicots lapiazés etc..., souvent ennoyés à leur base par des "sables roux".

1.1.1.2.2.6. Les formations continentales pliocènes

Tout l'Ouest de Madagascar est marqué par l'existence d'une couverture continentale détritique, gréseuse à grès-argileuse mal consolidée, que les géologues ont appelée "carapace sableuse". Ces mêmes géologues ont appelé "sables roux" la rubéfaction supérieure de la carapace sableuse (sols ferrugineux tropicaux ou sols ferrallitiques). Cette formation qui, localement, peut avoir 100 à 200 mètres d'épaisseur, date de la fin du tertiaire, probablement du pliocène. Les matériaux proviennent d'une phase d'érosion majeure du socle précambrien qui pourrait résulter d'un soulèvement isostatique important au cours du miocène. Cette période d'érosion, probablement sous climat aride à sub-aride (faible couvert végétal, averses violentes) a déblayé jusqu'à l'arène une épaisse couverture d'altération et façonné la dernière surface d'aplanissement des Hauts Plateaux, dont les témoins les plus vastes occupent les "pénéplaines" du Moyen-Ouest et la pénéplaine Bara-Androy du Sud. Issus de ces déblaiements sont partis une masse considérable de matériaux argilo-sableux qui ont alimenté en aval, sur le sédimentaire, la construction d'immenses cônes et glacis d'épandages coalescents. Ces sédiments continentaux qui montrent peu de stratification et pas de tri granulométrique, sont l'équivalent du "Continental terminal" d'Afrique Occidentale ou des formations "Barreiras" du Nord-Ouest du Brésil.

Postérieurement aux dépôts, pendant le quaternaire, l'érosion géologique a remanié la carapace sableuse et a évidé le sédimentaire antérieur sous-jacent du moins ses couches tendres. Parallèlement le socle continuait à se soulever en même temps que la fracturation continuait, essentiellement dans le Sud-Ouest et le Nord-Ouest, en contrecoup des mouvements profonds du socle. Tous ces événements ont abouti à la configuration actuelle :

⇒ évidemment (sauf dans l'extrême Sud), de la "dépression périphérique" (Betsiriry) bordant le socle, avec disparition des "racines" amont des glacis détritiques pliocènes,

⇒ morcellement et remaniement de la carapace sableuse en plaines et bassins séparés soit par des cuéstras ou crêtes monoclinaux de roches plus dures (grès, calcaires) soit par des fractures.

⇒ reprise éolienne littorale (surtout au Sud et au Sud-Ouest) avec formations dunaires (en particulier le «Tatsimien» et le «Karimbolien»).

1.1.1.2.2.7. Le pliocène lacustre

La fracturation en extension mi à fin-tertiaire sur les Hauts-Plateaux a provoqué des effondrements en fossés tectoniques dont les trois principaux, remplis d'alluvions lacustres, sont :

- Alaotra-Mangoro (Ankay)
- Est Ankaratra
- Ranotsara.

D'autre part la formation au tertiaire du massif volcanique de l'Ankaratra a bloqué le drainage antérieur vers l'Ouest de sa partie orientale (Bassin de l'Onive), provoquant un barrage lacustre dans lequel se sont également déposées des alluvions, avant qu'un exutoire ne s'ouvre vers l'Est (Tsinjoarivo).

Dans ces grands bassins, y compris d'autres bassins d'effondrement locaux plus petits (Antanetibe, Sambaina-Manjakandrina, Anjozorobe, une partie de la plaine de Tananarive autour d'Ivato) se sont accumulées des alluvions argileuses kaoliniques, parfois argilo-gréseuses, stratifiées et actuellement "ferrallitisées" en surface. Les alluvions d'Antsirabe comportent, en plus, des dépôts cendreux et des "hyaloclastites" plus récentes (quaternaire moyen) dues à des éruptions phréato-magmatiques en milieu lacustre.

1.1.1.2.2.8. Les formations quaternaires

En dehors du volcanisme et des altérations ferrallitiques dont nous parlerons séparément, le quaternaire malgache est composé d'alluvions fluviales, d'alluvions fluviomarines (mangroves) et de sables dunaires reposant éventuellement sur des grès coquilliers marins (cycles transgression-régression).

a) les alluvions fluviales

- *sur les Hauts-Plateaux*, au dessus des niveaux de base actuels (plaines et bas-fonds rizicultivés ou inondables naturellement), se trouvent généralement 2 terrasses que certains auteurs (Bourgeat, 1972) attribuent à des périodes plus sèches («displuviales») et érosives du Quaternaire : le «Moramangien» et le «Sambainien» :

• *une terrasse haute*, dont il ne reste souvent que des lambeaux convexifiés sur des épaulements perchés au dessus des vallées. Cette terrasse est généralement sous-tendue par un niveau de gros galets. Il s'agit des dépôts et de la terrasse «Moramangienne» de Bourgeat (1972),

• **une terrasse basse** (terrasse «Sambainienne»), située 2 à 4 mètres au dessus du niveau de base actuel. Elle est bien conservée et parfois rizicultivée si le réseau d'irrigation y parvient. Cette terrasse non ferrallitisée est argilo-sableuse, avec parfois à la base un lit ou une couche de galets de quartz. En bordure de certaines plaines elle a été totalement lessivée et lavée par une nappe phréatique et il n'en reste plus que le squelette sableux ("sables blancs" ou "podzols de nappe").

Ces terrasses sont d'anciens niveaux de base du réseau hydrographique, perchés au dessus du niveau actuel. Plutôt qu'à des périodes climatiques particulières elles nous paraissent témoigner de phases de soulèvements plus rapides, puis stabilisés assez longtemps, du socle précambrien (isostasie).

• **le niveau alluvial actuel** (riziculture) est le plus souvent argileux dans les plaines et les petits bas-fonds ("tany manga"), argilo-limono-sablo-micacé le long des cours d'eau plus importants,

- **au contact socle-sédimentaire** : dans la «dépression périphérique», les grandes rivières des Hauts-Plateaux déchargent leurs sables, limons et micas et inondent de grandes surfaces : ce sont les riches "baibohos",

- **dans l'Ouest, le Sud-Ouest et le Sud** : les grands cours d'eau sont bordés de façon très discontinue d'au moins une terrasse ancienne post-pliocène («haute terrasse»), rubéfiée (argileuse au Nord, sableuse au Sud), avec des galets de roches dures (quartz, basalte) à la base.

Une basse ou moyenne terrasse, brun-grisâtre à jaunâtre, plus argileuse existe le plus souvent vers 2 à 5 mètres au dessus du lit majeur actuel.

Les alluvions actuelles sont argileuses, sauf dans le Sud et le Sud-Ouest (au Sud du Mangoky) où elles sont très riches en sable. Dans le Sud, la moyenne terrasse et le lit actuel même peuvent être sous-tendus par un encroûtement calcaire qui se poursuit sous les alluvions, imprégnant le sommet des altérites en place.

Dans les deltas de l'Ouest ou à l'amont des estuaires du Nord-Ouest, avant la mangrove proprement dite, l'influence du sel se fait sentir.

- **Dans l'Est**, les rivières qui dévalent les escarpements, déposent galets, sables et argiles. Les exutoires des rivières sur le littoral, souvent barrés par des cordons sableux, forment de longues lagunes et des plaines argilo-tourbeuses. Des terrasses (une ou deux) existent localement mais sont difficiles à identifier et à généraliser.

b) les alluvions fluvio-marines.

Ce sont les dépôts terminaux argileux des fleuves sur la façade occidentale, gagnant sur la mer. Elles sont occupées par une végétation de mangroves (palétuviers) où constituées de zones nues sursalées (tannes). Des cordons sableux littoraux successifs flandriens à actuels peuvent constituer des "reliefs" allongés de un à quelques mètres de haut. Les mangroves terminent les deltas à l'Ouest, alors qu'elles colonisent des fonds des estuaires au Nord-Ouest (invasion marine).

c) les formations dunaires littorales

Dans le Sud, postérieurement aux épandages pliocènes (carapace sableuse à sables roux), la mer a subi des phases de transgression et de régression avec d'une part, dépôt de plage à **grès calcaires coquilliers en phase d'avancée**, et d'autre part, reprise éolienne avec **formation de dunes** au dessus des grès précédents en **phase de retrait** par déflation de la plate-forme émergée. R. Battistini (1964) reconnaît ainsi trois grands systèmes dunaires pendant le quaternaire qu'il appelle "aépyornien" dans le Sud car il contient des débris d'oeufs d'*Aepyornis*, ratite fossile :

- *la grande dune "Tatsimienne"* (Aépyornien inférieur) ou "grande dune rouge" grésifiée reposant souvent sur un grès coquillier marin (tatsimien transgressif) ou directement sur la surface continentale pliocène à sables roux. Ce complexe dunaire est représenté essentiellement au Sud où il atteint 380 mètres d'altitude. Dans le Sud-Ouest, grande dune rouge et "sables roux" sont souvent confondus, la première pouvant en partie dériver des seconds.

- *la petite dune "Karimbolienne"* (Aépyornien moyen) ou "petite dune jaune" grésifiée. On la trouve au Sud, mais aussi en extension beaucoup moindre, dans l'Ouest, jusqu'au Cap Saint-André. Certains auteurs (Sourdat, 1977) la décomposent en 2 ensembles.

- *la dune récente "flandrienne"* (Aépyornien supérieur ou holocène, et sub-actuel), de couleur beige à blanche. Elle forme des cordons parallèles au rivage, sur toute la périphérie de Madagascar. Dans l'Est les dunes flandriennes sont ultra-lavées et podzolisées en "sables blancs", par les nappes phréatiques, alors que dans l'Ouest et le Sud elles ont une couleur crème et sont souvent calcaires.

Le littoral de l'Extrême Nord, étudié par Rossi (1980), lui a permis de proposer, en plus des Tatsimien, Karimbolien et Flandrien (définis par Battistini), trois nouvelles séquences «transgression (pluvial)/régression (displuvial)» : l'Antsiranien, l'Ivovonien et l'Irodien ; ces séquences se placent les unes par rapport aux autres ainsi :

- Transgression-régression du Tatsimien : plages ou récifs de grès et "grande (ou vieille) dune rouge»,
- Transgression-régression de l'Antsiranien : plages ou récifs et «vieille dune jaune»,
- Transgression-régression de l'Ivovonien : plages ou récifs et «dune blanche grésifiée»,
- Transgression-régression du Karimbolien : plages ou récifs et «dune jaune non grésifiée»,
- Transgression-régression de l'Irodien : plages ou récifs et «dune grise»,
- Transgression-régression du Flandrien : plages ou récifs et «dune blanche actuelle».

Sur le littoral oriental cette chronologie n'a pas été validée dans le détail, mais on y a reconnu, en plus du système flandrien subactuel (dunes blanches podzolisées) des restes de systèmes plus anciens, à dunes rouges, jaunes, grises, qui seraient assez proches de la chronologie de Rossi au Nord mais cette fois sans grésification.

1.1.1.2.3. les formations volcaniques

1.1.1.2.3.1. Les éruptions crétacées

La séparation définitive de Madagascar du continent de Gondwana, avec dérive de l'Inde par l'Est, a occasionné des fracturations du socle précambrien ayant permis la montée de grandes quantités de basaltes (associés parfois à des rhyolites), fissuraux, à l'Est, à l'Ouest et au Sud. Ce volcanisme crétacé a une extension considérable à Madagascar. Il repose sur le socle sur la côte Est et dans les sédiments crétacé sur la façade occidentale. Le volcanisme de l'androy s'est accompagné en périphérie d'une vaste subsidence annulaire du socle, bien dégagée par l'érosion. Sur les Hauts-Plaueaux on trouve aussi des nappes de basaltes crétacé dans la «zone des Tampoketsa» (moitié Nord), où ils fossilisent certaines Hautes-Surfaces crétacé. Enfin le volcanisme crétacé est représenté dans l'Ouest et le Nord-Ouest par une multitude de filons basaltiques et doléritiques traversant le sédimentaire (Kelifely, Bemaraha, Betsiriry), mais aussi le socle au Nord-Est et à l'Est (de Tamatave à Antalaha), via leur fracturation.

A côté de ce volcanisme fissural le crétacé a aussi vu la sortie de roches intrusives, acides (granites, syénites, diorites) et basiques (gabbros) dégagées après arasement «différentiel» du socle.

1.1.1.2.3.2. Les éruptions Tertiaire-pleistocène inférieur

■ Dans l'ankaratra :

La montée isostasique du socle précambrien, qui a pris de l'ampleur après le crétacé (avec sa fracturation gondwanienne), s'est opérée suivant un bombement dissymétrique décalé vers l'Est ; ces contraintes ont occasionné une nouvelle fracturation méridienne au miocène et au pliocène, avec sorties de magma en éruptions fissurales N-S, ayant donné naissance au strato-volcan linéaire de l'Ankaratra. Composé essentiellement de basaltes à feldspathoïdes («ankaratrites», basanites) à vastes plaines, il comprend aussi des phases de volcanisme acide (trachytes, trachy-phonolites, andesites) avec extrusions visqueuses. Commencé il y a 7 millions d'années, le «vieux» volcanisme de l'Ankaratra a duré jusqu'à il y a environ 2 millions d'années (pléistocène ancien). Au sommet du Tsiafajavona (2643 m) l'empilement de laves atteint 1000 mètres d'épaisseur.

Ce volcanisme a accompagné la fracturation du socle, avec ou sans rejet. Les failles les plus visibles actuellement sont celles, très fraîches, du Betampona (qui se poursuit sous l'Ankaratra, via l'Est de la plaine d'Ambohibary), celle du Mandray puis de Manandona plus au Sud. A l'intérieur du massif de l'Ankaratra, un certain nombre d'effondrements volcano-tectoniques ont donné naissance à des plaines intérieures (Faratsiho, Vinaninony, Ambohibary). Des sédiments lacustres ou volcano-lacustres se sont accumulés au pliocène,

à l'Est des failles du Betampona et du Mandray et dans le bassin d'Antsirabe.

■ *Dans la Montagne d'Ambre :*

Comme dans l'Ankaratra, le soubassement de la Montagne d'Ambre est essentiellement plio-pléistocène (9 millions à 2 millions d'années), même si le volcanisme y aurait débuté au miocène (rhyolites ignimbritiques) et s'y serait poursuivi jusqu'au quaternaire moyen à récent (voir plus loin).

Il s'agit de basaltes et basanites (avec quelques extrusions trachytiques et phonolitiques) formant de vastes plaines à partir d'un volcan-bouclier ayant évolué plus tardivement en strato-volcan.

■ *A l'Ouest du Tsaratanana :*

De l'éocène au pléistocène ancien, en particulier dans la presqu'île d'Ampasindava, celle d'Ambato, à Nosy Be, Nosy Komba, dans le Sambirano, en liaison avec la tectonique active, sont «montées» dans le sédimentaire une série d'intrusions acides hypo-volcaniques trachy-syenitiques et microgranitiques.

1.1.1.2.3.3. Les éruptions du Quaternaire moyen et du Quaternaire récent

■ *Quaternaire moyen :*

On les trouve, dans la Montagne d'Ambre, à Nosy Be, aux piémonts du Tsaratanana (Andrahary, Ankaizina, Ankasimbelo), à l'Ouest d'Antsirabe (Vakinankaratra).

⇒ *A la Montagne d'Ambre*, le quaternaire moyen forme des coulées, projections et édifices basaltiques bien conservés dans sa moitié sommitale, recouvrant les basaltes plus anciens.

⇒ *A nosy Be*, l'Ouest de l'île est composé en grande partie de basaltes du Quaternaire moyen.

⇒ *Autour du Tsaratanana* (Ankaizina, Andrahary, Ankasimbelo), on observe de vastes plaines de basaltes ou de rhyolites (Ambondro), avec quelques édifices conservés.

⇒ *A l'Ouest d'Antsirabe*, le volcanisme du quaternaire moyen (moins de 100.000 ans) occupe une partie du Vakinankaratra sous forme de coulées, de cônes (encore bien conservés), de projections et de formations hyaloclastiques basaltiques. Contrairement aux cônes de Betafo (holocène), ils sont couverts de sols ferrallitiques rouge-chocolat.

■ *Quaternaire récent :*

Ce volcanisme n'est pas encore argilifié et rubéfié, et les constructions (cônes, coulées) sont parfaitement conservées. Elles pourraient dater de moins de 10.000 ans (holocène). Il s'agit :

⇒ *Du volcanisme de l'Itasy* : champs de formes et de roches très diverses, à la fois basiques (basaltes) et acides (trachytes),

⇒ *Du volcanisme de Betafo et de Tritriva*, à l'Ouest d'Antsirabe (cônes, coulées et projections basaltiques), accolé au volcanisme du quaternaire moyen,

⇒ *De l'extrême Nord* : il s'agit de coulées de vallées, d'édifices et de «maars» dans la Montagne d'Ambre, ainsi que de petits cônes stromboliens à Nosy Be.

1.1.1.3.morphopedologie du domaine cristallin

Nous distinguerons 4 grands ensembles régionaux d'importances inégales :

- Les Hautes Terres et le Nord,
- Le Moyen-Ouest,
- La façade orientale,
- L'extrême Sud.

1.1.1.3.1.les hautes terres et le Nord

Ce sont grossièrement les régions du socle dont l'altitude est supérieure à 900 mètres, qui ont une pluviométrie moyenne annuelle supérieure à 1200 mm et moins de 6 mois secs ($P < 50$ mm).

- *La partie Nord* comprend la «zone des tampoketsa» (à partir d'Ankazobe) ainsi que le Massif du Tsaratanana et ses plaines de piémont. Nous y avons englobé aussi le bassin Alaotra-Mangoro (Ankay).

- *La partie Hautes-Terres* proprement dite s'étend d'Ankazobe au Nord à Ambalavao au Sud ; c'est la région la plus peuplée du socle cristallin (Ethnies Merina et Betsileo).

1.1.1.3.1.1.Les surfaces d'aplanissement

a) La haute surface fini-crétacée

■ Localisation

▪ L'ensemble le plus important est constitué par la «guirlande» des «tampoketsa» située entre Tananarive au sud et la région de l'Ankaizina au Nord. Ils sont une dizaine de plateaux, perchés de 200 à 500 mètres par rapport aux paysages environnants, alignés selon un très large arc de cercle, avec une pente générale de 3 ‰, convergente vers le Nord ou le Nord-Ouest c'est à dire vers le Bassin de Majunga. L'altitude de ces plateaux est la plus faible (1200 m.) de part et d'autre du «seuil de Mandritsara», l'endroit le plus déprimé du socle entre l'Est et l'Ouest. Ces plateaux du Centre-Nord avec leurs altitudes moyennes, sont les suivants, du Sud au Nord :

- Famoizankova : 1450 m,
- Fenoarivo : 1600 m,
- Ankazobe : 1650 m,
- Vohombohitra : 1400 m,
- Kamoro : 1300 m,
- Beveromay : 1200 m,
- Analamaitso : 1200 m,
- Est-Mandritsara : 1200 m,
- Analavory (Sud de Bealanana, dans l'Ankaizina) : 1500 m,
- Marangaka-Bemanevika (Nord de Bealanana, dans l'Ankaizina) : 1800 m.

Un autre ensemble de plateaux se situent au Sud de la latitude de Tananarive :

- Tsiacompaniry (extrême amont du bassin de l'Ikopa) : 1700 m,
- Sahanivotry (Est des escarpements Betampona-Mandray-Manandona) : 1800 m,
- Janjinakely-Itremo : 1700 m.

■ *Age et origine*

Les géologues, géomorphologues et pédologues ayant étudié ces plateaux, s'accordent pour un âge de façonnement de la fin du crétacé. L'argument essentiel étant que les tampoketsa du Kamoro et d'Analamaitso recoupent en biseau ou s'appuient sur une centaine de mètres de grès argileux arkosiques à bois silicifiés alternés avec des basaltes, formation discordante sur le socle attribuée sans trop d'hésitations par les géologues (Hottin, 1961) au Crétacé moyen par comparaison avec ces mêmes formations dans le bassin de Majunga, qui elles, sont correctement datées.

On admet donc que tous ces plateaux «hauts perchés» sont contemporains et témoignent d'une même phase d'aplanissement fini-crétacée. On admet aussi que, suite à sa formation, cette surface a pu subir des mouvements de soulèvement du socle, qui expliqueraient en partie les altitudes élevées de certains d'entre eux, en particulier sur la bordure Est des Hauts-Plateaux : Sahanivotry et Tsiacompaniry. Le plateau de Sahanivotry été affecté, en plus, par le contre-coup de la tectonique N-S méso-tertiaire (failles Betampona-Manandona) qui l'a fait remonter. Pour expliquer la conservation des plateaux, on avance souvent le rôle de la litho-structure du soubassement géologique : par exemple des positions synclinales à faibles pendages de lames de granite stratoïde, formant armature et bloquant l'érosion régressive, ou bien encore de grosses coulées de basalte.

Cette vaste surface d'aplanissement fini-crétacée a pour corollaire et symétrie la sédimentation détritique grés-argileuse du crétacé supérieur (post Basaltique) en vaste «glacis» d'accumulation qui forme une large assiette dans le bassin de Majunga et qui s'étendait probablement bien au delà du rivage actuel. Dans le bassin de Morondava-Tuléar, cette série détritique du crétacé supérieur est beaucoup plus réduite. Elle fait place à des sédiments marins (marnes et calcaires).

■ *Caractéristiques du milieu*

Les hautes surfaces, constituent de grandes étendues désolées peu peuplées, froides à crachins et brouillards. La pluviométrie moyenne annuelle est de 1500 à 1800 mm à 5 mois «secs» mais riches en précipitations occultes. Le modelé est sub-horizontale ou mollement ondulé, couvert d'une steppe d'altitude à *Loudetia*, *Ctenium*, *Aristida*, *Philippia*, *Helichrysum*. Les pentes ne dépassent généralement pas 10 %. Le réseau de drainage est constitué de bas-fonds larges, peu encaissés, à larges amphithéâtres amont, le plus souvent non rizicultivés, tourbeux et marécageux (à *Leersia*, *Hexandra*, cypéracées...). Pratiquement pas de reliefs résiduels granitiques ne dominent ces étendues.

Certains plateaux sont parsemés de cuvettes sub-circulaires de 30 à 70 mètres de largeur, à fond marécageux. Ce sont, comme sur les surfaces du Moyen-Ouest, des formes pseudo-karstiques de soutirage. La nappe phréatique des altérites évacue en profondeur colloïdes et produits dissous, provoquant un affaissement de la voûte.

Les sols sont des ferrallitiques jaune/rouge ou jaune/rose riches en goéthite et en gibbsite en plus de la kaolinite. Ils montrent en général en profondeur une zone tachetée («plinthite») de fluctuation de nappe. Cette zone tachetée, par retrait de la nappe, s'indure en donnant une cuirasse ou carapace peu épaisse (50 cm), caverneuse, ferrugino-alumineuse, qui affleure de façon très discontinue sur certains tampoketsa (Ankazobe, Fenoarivo, Analavory, Marangaka-Bemanevika, Janjinakely). La plinthite libère également des concrétions ferrugineuses qui jonchent la surface ou qui se concentrent, ainsi que des concrétions gibbsitiques, en «stone-lines». La cuirasse lorsqu'elle existe, se situe sur les sommets d'interfluvés (plus riche en Al) ou en bordure de plateau, de bas fond ou de cuvette (plus riche en Fe).

Les sols sont acides (pH 4,5 à 5), très fortement désaturés ($V < 10\%$), gibbsitiques, à rapport S_2O_2/Al_2O_3 très bas (moins de 0,9 parfois moins de 0,5) dans le mètre supérieur. Le taux de matière organique peut atteindre 6 % sur 10 cm, mais avec un C/N élevé (20).

b) La surface intermédiaire méso-tertiaire

Ce niveau, est bien moins «achevé» que la haute surface et que le niveau inférieur. Il a également une moindre extension. C'est en pays Merina, autour de Tananarive surtout, entre 1450 et 1600 mètres d'altitude, que la surface intermédiaire est la mieux développée.

■ Localisation

▪ Sur les Hauts-Plateaux, les témoins les mieux conservés sont les suivants :

- Miarinarivo-Arivonimamo : 1450 m,
- Talata Volonondry (NE de la Plaine de Tananarive) : 1450-1500 m,
- Mantasoa : 1450 m,
- Anjozorobe : 1500 m,
- Antsampandrano-Ambatolampy : 1600 m,
- Fandriana-Imerina Imady : 1450-1500 m.

▪ Dans le Moyen-Ouest deux plateaux sont considérés comme de la même génération méso-tertiaire :

- le plateau d'Ambohijanahary à l'Ouest, au dessus du Bongolava : 1100 mètres,
- le plateau de l'Horombe, dans le Sud-ouest, le seul à posséder des indurations ferrugineuses notables : 1000 mètres.

▪ Dans l'extrême Nord, entre Ambilobe et l'Océan Indien, en bordure du socle, ont été reconnus (Rossi, 1980) des témoins de la surface intermédiaire, dite localement «surface de la Mahavavy».

■ Age et origine

La surface «intermédiaire» s'est façonnée en contrebas (150 à 300 mètres en moyenne) et au détriment de la haute surface. Cette phase d'aplanissement qui a laissé des lambeaux de haute surface a été la réponse à un abaissement très sensible du niveau de base général des eaux de surface des Hauts-Plateaux après le crétacé. Cette baisse de

niveau de base, ayant activé le potentiel érosif des eaux, a pu avoir deux causes possibles (ou les deux en même temps) :

- une régression marine importante (eustatisme),
- un soulèvement d'ensemble plus rapide du socle (isostasie), en liaison avec les phases de fracturation début et mi-tertiaire qui auraient provoqué un bombement préférentiel des Hauts-Plateaux dans sa partie centre-orientale, c'est à dire là où la surface intermédiaire est la plus étendue.

Cette dernière hypothèse paraît vraisemblable. En conséquence, la surface «ancienne» aurait été portée plus en altitude, alors qu'une deuxième surface, se serait formée pour rattraper le nouveau niveau de base, en déblayant la précédente et en s'y emboitant 150 à 300 mètres plus bas.

A l'Est d'une ligne Anjozorobe-Carion-Ambositra la tectonique (NE-SW et NNE-SSW) accompagnant un nouveau bombement du socle fin-tertiaire, après la formation de la 2^e surface, semble avoir perturbé, fragmenté et décalé vers le bas les niveaux de cette surface sur la bordure orientale des Hauts-Plateaux. L'axe du bombement sub-méridien passait au niveau d'Ambatolampy, où la surface intermédiaire est la plus haute (1600 mètres).

Les coulées volcaniques fin tertiaire de l'Ankaratra s'appuient, au niveau d'Arivonimamo, sur la surface intermédiaire qui se continue sur les granito-gneiss. L'âge mi-tertiaire de l'aplanissement est donc vraisemblable.

■ *Caractéristiques du milieu*

La surface intermédiaire est beaucoup moins régulière que les surfaces encadrantes, comme si elle n'avait pas eu le temps de s'achever. On observe une succession de collines largement convexes, à sommets sub-horizontaux d'altitudes comparables. Les interfluves sont séparés par des bas-fonds mal drainés, souvent tourbeux via des versants convexo-concaves assez longs.

Le réseau hydrographique est moins encaissé que sur la surface fini-tertiaire. Autres différences avec cette dernière : les versants de raccordement «sommets-bas fonds» sont moins pentus (10 à 30 %), plus longs, avec un profil convexo-concave et non convexe.

Des reliefs résiduels granitiques émergent ça et là.

▪ Dans l'Est les sols sont des ferrallitiques jaune/rouge ou jaune/rose, à concrétions gibbsitiques radiciformes ou cavernueuses en profondeur (plus de 1 m) que l'on retrouve souvent en fines «stone lines». Ce sont des sols très désaturés ($V < 15\%$), acides (pH 5), riches en aluminium échangeable. Les minéraux argileux sont à base de kaolinite, gibbsite et goéthite. Les sables quartzeux sont abondants, surtout dans la partie supérieure (sols appauvris en colloïdes). Le taux d'argile, pas très élevé, est de l'ordre de 25-40 % (sur les sols rouges ce taux peut dépasser 50 %). Le rapport S_2O_5/Al_2O_3 est inférieur à 1.

Les témoins de l'Est portent une végétation de steppe ou lande steppique à *Ctenium*, *Aristida*, *Loudetia*, *Trachypogon*, *Helichrysum*, *Philippia*, fougères.

■ *A l'Ouest*, dans la zone de Miarinarivo et sur une partie du plateau de Talata Volonondry, les sols sont rouges dès la surface, non appauvris en colloïdes (40 à 50 % d'argile), mieux structurés, plus riches en hématite (plutôt que goethite) et moins riches en gibbsite. Il sont toujours fortement désaturés, avec des pH de 5 à 5,3.

Dans l'Ouest la steppe est à base d'*Aristida* et de *Ctenium*, avec quelques *hyparrhenia*.

c) La surface inférieure fini-tertiaire

Cette surface d'aplanissement est la plus étendue des Hauts-Plateaux. Elle «s'infiltré» et s'insinue entre les reliefs granitiques, pour «déblayer» et façonner les substratum de roches facilement altérables (gneiss, micaschistes, migmatites).

■ *Localisation*

■ *Autour des Plaines de Tananarive* (altitude moyenne 1300 mètres). C'est l'ensemble le plus important, qui fait partie du haut-bassin de l'Ikopa. Il est constitué de plaines, alvéoles, bassins et glacis cloisonnés par des rides, massifs et lames granitiques résiduels. Du Nord vers le Sud les bassins les plus importants sont ceux de : Ankazobe, Ambohitromby, Mahavelona, Fihaohana, Firavahana, Mahabo, Miantso, Mahitsy, Ambohidratrimo, Merimandroso, Ilafy, Ambohimanga, Imerintsiatosika, Masindray, Ambalavao, Ambohipandrano.

■ *Au Nord des plaines de Tananarive, aux pieds des Tampoketsa*. Il s'agit de niveaux de base locaux, situés au Nord des précédents, plus en aval du bassin Ikopa-Betsiboka, donc à des altitudes inférieures (650 à 1200 mètres). Ce sont surtout les bassins de Fenoarivobe (1000 m), Fiadanana (1000 m), Tsarahonemana (850 m), Andriba-Mahatsinjo, (650-850 m), Manakana (650 m), Morafeno-Nord (900 m), Anosy-Nord Sakay (1000 m).

■ *Sur les bordures Nord et Nord-Ouest du socle*. Deux séries de surfaces d'aplanissement sont assimilées à la surface fini-tertiaire :

• *Entre Maevatanana et Mampikony*. A ces endroits, entre les rivières Betsiboka et Bemarivo, le socle (gneiss et micaschistes), en pente douce vers le NW, est pratiquement en continuité topographique avec le sédimentaire. L'altitude est faible (150 à 250 mètres). Les conditions physiques y sont donc très différentes de celles des Hauts-Plateaux.

• *Dans l'extrême Nord*. Au SW et au NW d'Ambilobe, du Sambirano à l'Océan Indien, le socle gneissique se termine en pente douce que l'on rattache à la surface fini-tertiaire, à une altitude de 100 à 150 mètres, elle même dominée par des lambeaux de surface méso-tertiaire (dite «surface de la Mahavavy»).

■ *Les bassins du Pays Betsiléo*. Vers le Sud, passées les alvéoles de la région de Tananarive, on ne revoit la surface fini-tertiaire bien développée qu'à partir d'Ambositra :

- les bassins d'Ambositra-Imerina Imady-Fandriana (haut bassin de la Mania) : altitude moyenne 1350-1400 mètres.

- Les alvéoles et gouttières du haut bassin du Mangoky (autour de Fianarantsoa) : altitude moyenne 1200 mètres. Ces zones extrêmement digitées bordent les multiples vallées des bassins de la Manandriana, de la Fanindrona, de la Matsiatra, et de la Ranomaitso.

- Le bassin d'Ambalavao (bassin de la haute Mananantana, affluent du Mangoky) : altitude moyenne 975 mètres.

■ *La gouttière Alaotra-Mangoro*

La surface fini-tertiaire est présente dans le bassin Alaotra-mangoro, en contrebas de la «falaise» forestière de l'Angavo. Cette surface est en continuité avec le remblaiement lacustre plio-pleistocène. Elle se poursuit au NNE de l'Alaotra jusqu'à Andilamena puis Antranoambo, Ampatakamaroreny et jusqu'à Marotandrano. L'altitude moyenne est de 1000 mètres au Sud et s'abaisse à 800 mètres au Nord.

■ *Age et origine*

La surface d'aplanissement inférieure recoupe exclusivement les roches métamorphiques les plus facilement et rapidement altérables donc déblayables. Il s'agit essentiellement de micaschistes, gneiss et migmatites. Les granites et gabbros intrusifs ainsi que les granites migmatitiques qui s'altèrent moins vite restent en position de «reliefs résiduels». Comme pour la phase précédente, l'aplanissement fini-tertiaire résulte d'une augmentation de la dénivelée du niveau de base général par eustatisme ou isostasie. Alors que cet aplanissement a été assez généralisé dans le Moyen-Ouest (voir plus loin), il était plus localisé en amont sur les Hauts-Plateaux, s'infiltrant entre les «noyaux durs» (qui se dénudent et sur lesquels l'altération a de moins en moins prise), pour former une multitude de bassins, alvéoles, gouttières et glacis plus ou moins indépendants les uns des autres séparés par des rides et massifs rocheux, protégés de l'érosion régressive ultérieure par la présence de seuils rocheux en aval.

L'âge fini-tertiaire de la surface inférieure est attestée par la relation existante entre cette surface et le vaste glacis détritique sablo-gréseux des zones sédimentaires occidentales que les géologues ont appelé «carapace sableuse» et qu'ils ont daté du pliocène. Ces deux «surfaces corrélatives» l'une d'aplanissement (pédiment, pénéplaine), l'autre d'apports détritiques constituent très certainement une seule et même surface, qui est d'ailleurs encore en continuité dans le Sud (Pays Androy et Mahafaly).

■ *Caractéristiques du milieu*

Sur les Hauts-Plateaux, la surface fini-tertiaire des petits bassins et alvéoles présente un modelé de plateaux (ou de glacis dans les «gouttières») découpés en lanières irrégulières par un réseau dense de bas-fonds encaissés (de 20 à 40 mètres). Ils sont dominés par des reliefs résiduels (granitiques en général) auxquels ils se rattachent en glacis. Les plateaux ont, pour un bassin donné, des altitudes sub-égales (1300 mètres autour de Tananarive). Ils sont orientés vers le réseau hydrographique actuel avec des pentes générales de 1 à 5 %. Les versants qui conduisent aux bas-fonds sont convexes et

pentus (30 à 60 %). Le réseau de vallées et bas-fonds a fréquemment une forme digitée «en bois de renne». Les bas-fonds plats, larges et sans cours d'eau individualisés, présentent des terminaisons amont en larges amphithéâtres. Le dessin de ce réseau, très ramifié, présente des alternances de retrécissements (seuils rocheux) et d'élargissements (biefs), conditionnés par la litho-structure des bancs de roches métamorphiques recoupés. Deux terrasses s'observent en général : une «terrasse rouge» du quaternaire ancien («moramangien») plus ou moins bien conservée ou absente, haut-perchée ; et une terrasse «jaune» basse (2 à 5 mètres au dessus des rizières) du quaternaire récent («Sambainien»), qui elle, est quasiment systématique sur les Hautes Terres. On y observe des sols hydromorphes anciens argilo-sableux plus ou moins lessivés ou lavés, de teinte jaunâtre, grisâtre ou blanche (sables blancs, pseudo-podzoliques). Ces terrasses s'observent, jusque dans les diverticules et amphithéâtres amont des bas-fonds. Auquel cas, les terrasses ne possèdent pas de galets à la base. Ces terrasses sont alors davantage constituées de «matériaux de fluage» des altérites au même titre que les fonds des bas-fonds actuels composés d'une «nappe de transit» d'altérites fluées mobilisées par la nappe phréatique qui sourd au pied des versants convexes et circule longitudinalement le long et au fond du réseau de vallées en «lavant» les altérites (plancher de sable lavé «flué»).

Ces vallons à sols hydromorphes («tany manga») sont tourbeux et sableux en amont du réseau, plus argileux en aval, pour passer à de véritables alluvions argileuses brunes à grisâtres, de décantation (débordements calmes) puis plus riches en sables et micas au niveau des grandes vallées.

Les plateaux portent des sols ferrallitiques rouges très bien drainés, parfois à «stone line» (1 à 3 m de profondeur). Ils se prolongent par des altérites très épaisses (10 à 30 mètres au dessus du socle sain) ferrugino-kaoliniques rouge/rosâtre vers le haut puis sablo-micacées rose ou décolorées (roche pourrie). Ce manteau d'altération loge une «nappe phréatique d'altérite» permanente située entre 8 et 15 mètres de profondeur dont l'ampleur de fluctuation est de l'ordre de 3 mètres. Cette nappe émerge en bas de versant et alimente les bas-fonds.

Les sols ferrallitiques proprement dits (1 à 3 mètres d'épaisseur) sont généralement argileux (35 à 60 % d'argile en fonction de la roche mère), mal ou peu structurés dans le mètre supérieur, pauvres en matière organique (0,5 à 2 %), acides (pH de 4,8 à 5,2), et fortement désaturés ($V = 10$ à 20 %), mais moins que les sols jaune/rouge ; des excès d'aluminium échangeable peuvent provoquer des toxicités aluminiques ; leur réserve minérale est extrêmement faible ($S = 0,2$ à 1 mé %, moins de 30 ppm de phosphore «olsen» dit assimilable, moins de 750 ppm de phosphore total). Ces sols possèdent un fort pouvoir fixateur pour le phosphore dû à leur richesse en oxydes de fer et d'aluminium. Il y a carences en oligo-éléments (bore en particulier).

Du point de vue minéralogique : ils sont composés de kaolinite, hématite (+ goëthite), gibbsite, quartz.

Dans ces sols, la gibbsite n'est généralement pas exprimée en concrétions et résidus d'altération, comme dans les sols jaune/rouge appauvris de la bordure («surface intermédiaire») orientale et des Tampoketsa.

Les versants des plateaux sont fortement tronqués jusqu'à l'altérite compacte, et sujets à un ruissellement maximum sous une faible couverture herbacée.

Les bordures de plateaux, déjà à pentes plus sensibles (2-5 %) sont souvent mieux structurés dans leur partie supérieure que sur le plateau proprement dit (Bourgeat, 1972).

Les plateaux de la surface fini-tertiaire sont rarement cultivés, les paysans préférant les bordures et versants (aménagés en pseudo-terrasses lorsqu'ils sont relativement peu pentus) dominant et bordant le terroir rizicole du bas-fond. Sur le plateau règne une steppe ou savane herbeuse qui brûle tous les ans, à paturage extensif à base d'*Aristida*. A proximité des villages on trouve souvent des bosquets d'Eucalyptus.

La pluviométrie moyenne annuelle varie de 1100 à 1600 mm (avec 5 à 6 «mois secs», à moins de 50 mm) ; la température moyenne du mois le plus frais (Juillet) est de 10 à 15°.

1.1.1.3.1.2. Les hautes collines de dissection des surfaces d'aplanissement

Il ne s'agit pas ici des «reliefs résiduels» (granites, gabbros, quartzites, cipolins), ceux-ci étant toujours en positions dominantes, mais des reliefs, encore moulés par d'épaisses altérites, qui résultent du défoncement plus ou moins avancé par le réseau hydrographique, des «pénéplaines» fini-crétacé, méso-tertiaire et fini-tertiaire. C'est donc un ensemble morpho-pédologique extrêmement étendu (le plus vaste sur le socle) et assez hétérogène.

Le substratum géologique est à base gneissique et migmatitique.

Le modelé est composé d'un moutonnement de hautes et «lourdes» collines convexes à profils transverses en «demi-oranges», souvent allongées en lanières à sommets peu pentus (2 à 10 %), à pentes latérales fortes (10 à 40 %), matelassées d'épaisses altérations (10 à 40 mètres) noyées à leur base par une nappe phréatique, coiffées de sols ferrallitiques rouge ou jaune/rouge. Il y a toujours une rupture de pente très accusée avec les bas-fonds.

En général on n'observe pas d'affleurements rocheux dans ce type de paysage.

On peut penser que ce modelé convexe s'est formé sous conditions forestières humides, par des actions de «creep» et de glissements lents d'altérites constamment humides et gorgées en profondeur, au fur et à mesure de l'approfondissement du réseau hydrographique qui évacue les produits glissés et «flués» en bas de versants avec l'aide de la nappe phréatique affleurante.

La circulation rapide de la nappe phréatique active l'élimination des produits d'hydrolyse qui, à son tour, accélère cette hydrolyse avec perte de cohésion du matériel, processus qui en retour, favorise glissements et fluage du manteau gorgé d'eau (dont le poids augmente) ceci d'autant plus rapidement que la pente, donc la convexité, est forte. De multiples boucles de rétroactions positives font que la dynamique de convexisation s'auto-entretient et peut même s'accélérer. On conçoit que ces processus, se poursuivant sur une période suffisamment longue, peuvent aboutir à une «fonte» progressive des collines destabilisées (à «coeur pourri») par fluage régressif et évacuation des altérites fluées sous forme de nappes de boue transitant dans les bas-fonds et vallées ; par recul des

versants ceux-ci se transforment peu à peu en «glacis de fluage» puis en véritables aplanissements qui se «ferrallitiseront» postérieurement, au fur et à mesure d'une nouvelle dissection accélérant le drainage. Une telle dynamique a été nettement observée autour du Lac Alaotra (Raunet, 1984) où des niveaux d'aplanissement étagés encadrant une surface en cours de façonnement, ont suivi le déblocage naturel du seuil Nord-Oriental de la cuvette (Maningory). Il n'est nul besoin de faire intervenir des changements climatiques quaternaires pour expliquer ces aplanissements. La dynamique des eaux de nappe (et non des eaux de surface) y joue le rôle essentiel.

Les «lavaka» peuvent être abondants. Leur densité est particulièrement importante dans certaines régions riches en accidents tectoniques.

La «convexisation» est donc un processus «hérité» ; la «lavakisation» est par contre un processus actuel traduisant le déséquilibre «hydro-morpho-climatique» des altérites.

Le paysage de collines est plus ou moins «ouvert» suivant la hauteur et la densité des reliefs résiduels dominants. Certaines zones, encadrées par des rides granitiques appalachiennes, forment des gouttières où les anciens glacis de piémont de la surface finitertiaire sont actuellement totalement «convexisés».

Les vitesses de dissection et d'abaissement des altitudes des sommets arrondis sont commandées par la nature lithologique locale du substratum. Par exemple les collines armées par des bancs quartzitiques ou granitiques «descendent» moins vite que celles ayant un substratum plus homogène de gneiss ou de micaschistes. **Dans le premier cas** la descente du front d'altération va moins vite que la descente du réseau hydrographique ; les altérites sont moins épaisses et la nappe phréatique tend à y disparaître ce qui ralentit encore davantage l'altération ; les sols sont riches en sable, de teinte rosâtre ou jaunâtre, moins argilifiés et à structure continue. Les collines sont alors plus hautes que sur gneiss, et deviendront avec le temps des «reliefs résiduels». **Dans le deuxième cas** au contraire, le front d'altération descend rapidement, toujours entretenu par une nappe phréatique. Les sols y sont plus rouges (plus ou moins sombres suivant la richesse en minéraux ferromagnésiens), argileux, bien structurés.

En vision aérienne on s'aperçoit que les modalités des reliefs collinaires (hauteur, degré de dissection) reflètent et respectent la litho-structure plissée héritée (anticlinaux, synclinaux, rides monoclinales...) du socle métamorphique.

Un autre facteur de différenciation du modelé dans les bassins est la plus ou moins grande proximité des grandes rivières. Les régions les plus proches sont les plus encaissées et lacérées de lavaka, avec des bas-fonds étroits non tourbeux. Les parties amont des bassins présentent des reliefs d'ensemble plus doux, avec des bas-fonds digités qui s'élargissent, devenant tourbeux, et se terminant en amphithéâtres. Ces bas-fonds sont alors systématiquement bordés par une terrasse basse (terrasse grise/jaune «Sambainienne»).

Les versants sont couverts d'une steppe herbeuse à base d'*Aristida* et *Ctenium* (dans l'Ouest), d'*Helichrysum* et fougères (dans l'Est), parcourue par les feux de brousse tous les ans. La couverture herbeuse est insuffisante pour empêcher le ruissellement et le décapage en nappe des sols qui montrent de grandes plages nues «damées».

Les sols sont fortement désaturés ($V < 20\%$), acides (pH 4,8 à 5,3), pratiquement chimiquement vides (moins de 1 mé de bases échangeables, moins de 30 ppm de phosphore assimilable). Le taux de matière organique est inférieur à 2 %. L'activité biologique y est très faible, du fait des feux annuels, de l'érosion en nappe et du compactage de surface. Du point de vue physique ces sols sont généralement assez bien structurés. Une stone-line quartzreuse est souvent présente de façon discontinue suivant la densité des filons de quartz. On la trouve alors entre 50 cm et 4 mètres de profondeur.

1.1.1.3.1.3. Les reliefs résiduels

Ce sont les «noyaux durs» à affleurements rocheux du socle précambrien dont l'altération (donc l'évacuation par l'érosion) a été moins rapide que dans les terrains environnants ; il s'agit des reliefs ayant en leur «coeur» des armatures «dures» qui peuvent être :

- ↳ des granites migmatitiques stratoïdes des séries métamorphiques, en grande partie du «système du graphite»,
- ↳ des intrusions «hypo-volcaniques» : qu'elles soient acides (batholites de granites, syénites, ...) ou bien basiques (gabbros) d'âges divers,
- ↳ des quartzites et cipolins de la série quartzo-schisto-calcaire du Centre du Pays.

a) Les granites migmatitiques stratoïdes et les granites intrusifs

Les granites migmatitiques résultent d'une granitisation différentielle ayant affecté certaines «strates» des anciennes roches sédimentaires soumises à métamorphisme au sein des orogénèses successives. C'est ainsi que les granites migmatitiques stratoïdes résistant à l'altération, forment des lames, des rides ou des barres à pendages variables (souvent redressés) formant des crêtes monoclinaux dissymétriques et des rides qui soulignent des structures anticlinales et synclinales, l'ensemble étant souvent haché de longues failles. Les granites peuvent aussi avoir une origine intrusive ne résultant pas alors directement de la granitisation des roches métamorphiques, mais «d'injections» hypovolcaniques horizontales «inter-strates» (laccolithes) ou verticales (batholites).

Dégagés progressivement par l'érosion et mis en relief relatif, ces granites affleurent sous forme de véritables «crêtes appalachiennes» ou bien de monolithes en forme de coupoles, d'échines, de dômes lisses ou d'inselbergs plus ou moins dégagés, à flancs sub-verticaux à diaclases courbes, pouvant isoler, décoller et libérer d'épaisses écailles (20 à 200 cm) en «pelures d'oignons».

La disposition en structure appalachienne est particulièrement nette au Nord de Tananarive (dans la zone des Tampoketsa) aussi qu'en pays Betsileo (d'Ambositra à Fianarantsoa). L'altération et l'évidement différentiels y dégagent et mettent bien en valeur la structure plissée avec ses crêtes granitisés à forts pendages, ayant gardé ses caractères originaux. Les granites migmatitiques stratoïdes de Madagascar «arment» les structures sédimentaires plissées originelles. Les alignements, incurvations et parallélismes des bancs granitisés soulignent nettement les anticlinaux et synclinaux que le réseau hydrographique

longe ou traverse en cluses à la faveur d'accidents tectoniques (fractures).

Les formes monolithiques en dômes, coupoles, culots, inselbergs sont particulièrement spectaculaires dans les structures laccolithiques stratoïdes et batholitiques intrusives : on les observe en particulier dans le massif de Carion, autour de Behenjy, d'Anjozorobe, Ambositra, Fianarantsoa et Ambalavao, dans l'Andringitra, au Marojejy (Nord), dans la plaine de Zomandao.

Certaines de ces formes sont «ornées» de figures pseudo-karstiques (lapiez), telles que cannelures serrées (Andringitra, Bevato) verticales, vasques et alvéoles. Ce sont les héritages d'actions mécaniques (racines et crampons) puis biochimiques sous une ancienne litière acide, à base de bruyères (*Philippia*), *Helichrysum*, sphaignes, mousses et lichens, ayant libéré des acides fulviques corrosifs. Les cannelures ne s'observent que sur les flancs pentus de roche nue, où l'écoulement hypodermique en filets des jus très acides et leur renouvellement sous la litière, favorisaient l'hydrolyse et la dissolution rapide du granite.

Les granites sont souvent parvourus de diaclases ; lorsque ces diaclases sont rapprochées et se recourent, l'altération y pénètre et la décohesion mécanique «exfoliante» libère de grosses boules (1 à quelques mètres de diamètre) déchaussées de leur gangue d'arène ocrée. Par l'érosion de l'arène, ces boules se concentrent et s'empilent sur place sous forme de chaos, ou bien dévalent les versants ravinés.

La plupart du temps la totalité des reliefs résiduels n'est pas granitique. Le granite proprement dit, situé en leur coeur, ne constitue que l'**armature** des reliefs, sous la forme de bancs et de «noyaux» plus ou moins épais et serrés qui affleurent dans les parties sommitales.

Le plus souvent les versants à pentes fortes (20 à 70 %) ont un substratum de migmatites, de gneiss ou de micaschistes qui forment en quelque sorte «l'encaissant» du granite. A Madagascar, l'évident regressif différentiel (couple «altération/déblaiement») n'a jamais atteint (sauf parfois dans le Moyen-Ouest et dans le Sud) la base des armatures granitiques. Il y a peu d'inselbergs parfaitement dégagés. Beaucoup n'en sont qu'aux stades de dômes sommitaux.

Les reliefs résiduels se raccrochent aux surfaces d'aplanissement situés en contrebas par des glacis concaves mais plus ou moins «convexisés» transversalement.

Les sols des versants sont des sols ferrallitiques fortement désaturés ; **sur granite** ils sont peu épais, jaunâtres, riches en sable, à structure massive, à faible réserve hydrique et à fort ruissellement (faible couvert graminéen). **Sur gneiss, migmatites et micaschistes** : en contrebas immédiat des sommets granitiques les sols sont fortement tronqués ou colluvionnés emballant des boules de granite venant du haut. Les ravins et lavaka peuvent être alors abondants. Dans les zones moins pentues (hautes collines et gouttières entre les crêtes granitiques), les sols sont rouges, mieux structurés, fréquemment à stone-line discontinue.

Dans les régions de reliefs résiduels, le modelé est généralement accidenté, peu «ouvert», à réseau hydrographique encaissé, avec peu de bas-fonds proprement dits (sauf sur les replats perchés souvent barrés par des seuils rocheux).

Les reliefs résiduels sont (avec les collines de dissection des surfaces d'aplanissement), les sites préférentiels des champs de lavaka. Ceux-ci peuvent présenter des concentrations spectaculaires.

b) Les quartzites

Les massifs résiduels quartzitiques sont localisés au centre du Pays (Ambatofinandrahana), au Sud d'Antsirabe. Ils constituent l'essentiel de la «série schisto-quartzocalcaire» (micaschistes, quartzites, cipolins) du groupe de l'Itremo. Par recoupement d'une structure plissée, cette série présente à l'affleurement une disposition isoclinale, à allongement (NNW-SSE) des «crêts» quartzitiques.

Du Nord au Sud, les principales chaînes quartzitiques sont : les crêts de Kinangaly, Tsinjomay, Bevitsika (séparant les pénélaines de Mandoto et de Ramartina), Vonivolo, Itremo, Ibity, Ambatomenaloha et Amporona.

Les quartzites présentent des bancs massifs très durs et non altérés restant en reliefs, alternés avec des passées plus fines et plus friables ou même des schistes plus altérés (sols ferrallitiques tronqués jaunes) et qui s'évident par érosion. Ce sont de longues chaînes massives, peu disséquées, couvertes d'un pavage décimétrique de blocs anguleux emballés dans une arène quartzreuse grossière blanche ou jaunâtre. La végétation herbacée est pauvre, xérophytique et peu couvrante. Les crêtes sont parfois déchiquetées en aiguilles et clochetons. Les crêtes isoclinaux dissymétriques sont souvent ravinés, à déploiement des ravins en «bad-lands» à la traversée des passés altéritiques schisteuses.

c) Les cipolins

On les trouve dans le complexe de l'Itremo près d'Ambatofinandrahana, spécialement sur le «plateau» de Salazana.

Dans cette zone les reliefs résiduels présentent des formes karstiques ennoyées dans les résidus de «décalcification - ferrallitisation». Les lapiez à longues lames de 1 à 5 mètres, se concentrent en petits îlots qui émergent des versants. La végétation de ces cipolins est repérable par des aloes pittoresques.

1.1.1.3.1.4. Les très hauts sommets

Sur socle cristallin, deux régions sont situées à plus de 2200 mètres d'altitude : le Tsaratanana au Nord (sommet au Maromokotro à 2876 mètres) et l'Andringitra au Sud (sommet au Pic Boby à 2658 mètres).

L'origine de ces hautes altitudes est le soulèvement isostasique du socle. Certains auteurs pensent qu'une surface d'aplanissement très ancienne (Jurassique ?) tangente les sommets. Mais absolument rien ne le prouve (absence de surface sub-horizontale).

Ces zones de haute altitude sont soumises à des climats froids et humides (2500 mm annuels en moyenne) et couverts par une végétation rase ou rabougrie, adaptée.

En saison sèche, ces sommets sont exposés à des températures qui descendent en dessous de -10° à 2600 mètres. De 2200 mètres à 2600 mètres les minimas absolus en

juillet sont de -10 à -13° (moyenne 6°) à l'Andringitra et de -8 à -10° au Tsaratanana (moyenne 8°). Les gelées sont très fréquentes. Il y a de très fortes amplitudes diurnes qui peuvent dépasser 25°. D'autre part, en «saison sèche» (1 à 2 mois au Tsaratanana, 3 à 4 mois à l'Andringitra) même s'il ne pleut pas, il y a de nombreuses précipitations occultes (brouillards, rosées, crachins). Les pluies très abondantes tombent avec de fortes intensités, avec orages violents fréquents et grêle.

La végétation, a une allure générale de pelouse, de maquis ou de lande, selon les endroits. A partir de 2200 mètres, sur les flancs des ondulations sommitales, il y a disparition des formations arborescentes. Il peut y avoir des arbrisseaux bas, rameux, à port «myrtoïde» ou éricoïde, à petites feuilles le plus souvent aciculaires (pointues et rigides) ou écailleuses : *Philippia*, *Dombeya*, *Senecio*, *Agauria*, *Helychrysum*, myrtacées. On trouve aussi, surtout au Tsaratanana, de petits «palmiers» (*Pandanus*, *Dracaena*).

Les zones depressionnaires, très humides ou marécageuses, sont fréquentes et sont riches en sphaignes, *Cyperus*, hypnacées, *Philippia*.

Sur les espaces rocheux (dômes diaclasés affleurant nombreux) s'accrochent des xérophites : *Kalanchoe*, *Aloé*, *Senecio*, *Drosera*, *Utricularia*, *Helychrysum*, mousses, lichens.

Les hauts sommets présentent souvent des reliefs adoucis entre des grands reliefs granitiques nus. L'Andringitra est très spectaculaire de ce point de vue avec une extraordinaire collection de formes (Petit, 1970) : grands monolithes ou dômes nus, à vasques, cuvettes et coupoles ; flancs à cannelures géantes (pseudo lapiez), chaos de boules, chicots et tours ruiniformes. Entre ces reliefs granitiques, le paysage est vallonné, convexo-concave, à dépressions marécageuses.

Les sols sont peu épais. Ils sont composés d'une arène jaunâtre peu argilifiée, plus ou moins hydromorphe, à horizon organique assez épais noirâtre, semi-tourbeux et mal humifié, passant à la tourbe en position basse.

1.1.1.3.1.5. Les reliefs montagneux du Tsaratanana

Le Tsaratanana a été très peu étudié et cartographié par les géologues, pédologues et géomorphologues, compte tenu de ses difficiles conditions d'accès.

Il faut voir l'origine de ce massif qui culmine à 2876 mètres (Maromokotra), comme essentiellement isostatique (soulèvement), tectonique (cassures) et litho-structurale. Aucun argument ne permet d'affirmer qu'il résulte du démantèlement d'une vieille surface d'érosion anté-crétacée (pas plus que pour l'Andringitra).

Le massif est constitué à peu près pour moitié, surtout dans sa partie Nord, de roches granitiques (granites migmatitiques) «durs», issues de la granitisation des séries métamorphiques, l'autre moitié étant formée de gneiss, migmatites et micaschistes. Il ne présente donc pas de particularités lithologiques par rapport aux reliefs collinaires environnants qu'il domine.

Depuis les sommets, le Tsaratanana est constitué de reliefs profondément disséqués : de longues échines radiales et sinueuses, divergent, se ramifient et s'abaissent vers la périphérie, dominant des reliefs «multifaces» (ou «polyédriques») escarpés et des vallées alluviales étroites encaissées à pentes longitudinales très fortes (8 à 15 %).

Le réseau hydrographique se rassemble en grandes rivières qui débouchent des montagnes avec des débits saisonniers très importants (crues en chasses d'eau) provoquant des dégâts importants dans les plaines rizicoles ; les rivières sont, pour l'Ouest la Mahavavy, la Ramena, le Sambirano, la Sandrakota, la Macvarano et la Sofia ; Côté Océan Indien il s'agit de la Manapatrana, l'Ankavana, la Lokoho, l'Amparihy, l'Androranga, la Bemarivo, la Fanambana, le Manambato.

D'importants lambeaux de forêts, primaire ou secondaire, subsistent, attaqués de toutes parts par les tavy, et transformés peu à peu, d'abord en «savoka» à *Ravenala* et bambous, puis en savane herbeuse ou lande, parcourue tous les ans par des feux de brousse, précédant les troupeaux transhumants. La forêt, très riche en lianes, est à base de *Gluta tourtour*, *Diospyros* (ébène), *Canarium*, *Terminalia*, *Dalbergia* (palissandre), *Ficus*, *Dombeya*, *Ocotea*, *Dracoena*. A partir de 1000 mètres apparaissent les fougères arborescentes (*Cyathea*) ; les épiphytes deviennent très nombreux (lichens, mousses pendantes, *Asplenium*). A 1300 mètres les arbres ne dépassent pas 4-5 mètres de hauteur. Au delà de 1500 mètres, les ericoïdes deviennent dominants (*Philippia*, *Anthospermum*).

Le massif du Tsaratanana reçoit 1300 à 1500 mm de pluies annuelles avec 1 à 2 mois secs au Sud, contre 1500 à 1800 mm sans mois sec au Nord. Il y pleut donc presque tout le temps.

Les sols sont hétérogènes. L'épaisseur de la couverture altéritique dépend de son degré de troncature, donc de la pente. Sur les dômes, barres et échines granitiques, la roche affleure, ou bien les sols sont peu épais développés sur altérite rose-jaunâtre, massifs, riches en sables grossiers. Sur gneiss les altérites sont plus épaisses, et portent des sols ferrallitiques rouge à «jaune sur rouge», argileux, structurés, plus ou moins tronqués ou colluvionnés. Sous forêt l'érosion présente la forme de glissements localisés en «coups de cuiller», avec grandes cicatrices d'arrachement. Sous savane et modelé collinaire, surtout à basse et moyenne altitude, on observe des ravinements et lavaka. Les versants rectilignes en pente forte montrent des processus de «creep» (reptation) en «pieds de vache».

A l'intérieur et en périphérie du massif, se trouvent des plaines et bassins d'origine tectonique de grand intérêt agricole : ce sont les plaines du Sambirano (Ambanja) et son mini rift W-E, de l'Ankaizina (Bealanana, Mangindrano, Marotolana...) et de l'Ankaibe (Andapa).

1.1.1.3.2. le moyen-ouest

1.1.1.3.2.1. La surface d'aplanissement fini-tertiaire

Les «pénéplaines» herbeuses (sans aucun arbre), quasiment inhabitées, parcourues par les feux et les troupeaux transhumants, s'étendent sur des superficies considérables dans le Moyen-Ouest et en occupent la majeure partie. Il s'agit, du Nord au Sud, des

pénéplaines de : Kiranomena (800 m), Anosy-Ihazomay (1000 m), Tsiroanomandidy (850 m), Belobaka (825 m), la Sakay (950 m), Mahasolo (900 m), Mandalo-Imanga (825 m), Anjoma-Ramartina (700 m), Mandoto-Kitsamby (900 m), Mandrosonoro (950 m), Ambatofinandrahana (1200 m), Amborompotsy (900 m), Ikalamavony (800 m), Tsintondroina (800 m), Zomandao (775 m).

Le vaste ensemble s'étendant du Nord de Tsiroanomandidy au Sud de Mandoto est constitué de plusieurs (environ 6) paliers décalés en altitude (entre 800 et 950 mètres) qui sont autant de niveaux de base «locaux», séparés par des dénivellations en talus de 30 à 50 mètres ou bien par des lames granitiques de reliefs résiduels (crêts isoclinaux en général).

L'altitude de la surface fini-tertiaire du Moyen-Ouest est comprise entre 700 et 1100 mètres. La pluviométrie diminue du Nord au Sud : 1600 mm avec 5 à 6 mois secs (moins de 50 mm) dans la plaine de Kiranomena contre 900 mm avec 6 à 7 mois secs dans la plaine de Zomandao. Les températures suivent la même tendance en fonction de la latitude.

La végétation est une savane herbeuse à base d'*Hétéropogon*, *Hyparrhenia*, *Aristida*...

Les bas-fonds marécageux sont occupés par *Leersia*, *Panicum*, cyperacées, fougères...

En certains endroits une forêt-galerie subsiste (Pénéplaines de Mandalo et de Belobaka).

Les pénéplaines sont découpées en plateaux festonnés à pentes de 2 à 5 % par un réseau hydrographique très dense et hiérarchisé, ramifié en «bois de renne» ; les bas-fonds, terminés en amont en amphithéâtres, sont plus ou moins encaissés et plus ou moins larges suivant les endroits. En règle générale la largeur moyenne des bas-fonds diminue progressivement d'Est en ouest, en même temps que le drainage général s'améliore. Les versants de raccordement aux bas-fonds sont convexes et pentus (30 à 80 %). Le réseau hydrographique est bordé par 1 ou 2 terrasses étagées : une terrasse basse perchée de 1 à 3 mètres, systématique, identique à celle que l'on voit sur les Hauts-Plateaux (terrasse «sambainienne»), et une terrasse haute (terrasse «moramangienne»), moins systématique, située entre la terrasse basse (6-10 mètres au dessus) et le plateau et dont il peut ne rester sur le versant qu'un simple «épaulement» convexisé. La terrasse basse porte des sols gris-jaunâtre argilo-sableux (anciens sols hydromorphes de bas-fonds) à nappe phréatique vers un mètre. La terrasse haute porte des sols rouges ferrallitiques avec une semelle ou des niveaux de galets (il peut ne subsister après érosion, que des galets).

Les surfaces d'aplanissement (en particulier celles d'Anosy, Mahasolo, Sakay, Mandalo, Mandoto) sont souvent parsemées de cuvettes fermées sub-circulaires (diamètre 20 à 200 mètres), enchassées de 1 à 3 mètres, inondables en hivernage. Une cuirasse ferrugineuse discontinue les borde (induration de la plinthite). Ces cuvettes semblent plus nombreuses vers l'Est que vers l'Ouest. Comme sur les tampoketsa et sur les «sables roux» de l'Ouest, il s'agit de formes de soutirage («suffosion»), activé par la nappe phréatique d'altérite (permanente mais circulante) qui évacue en profondeur, produits d'hydrolyse et substances colloïdales (dont argiles et silice). Cette perte de matière provoque l'affaissement de la voûte en surface. La suffosion est donc un processus pseudo-karstique, les cuvettes étant comparables aux dolines des pays calcaires.

Les sols des plateaux sont des sols ferrallitiques moyennement à faiblement désaturés ($V = 30$ à 60%), à pH 5,5 à 6, donc d'une fertilité intrinsèque un peu supérieure à celle des sols comparables des Hauts-Plateaux. Une autre différence tient à leurs propriétés physiques : leur structure, sous l'horizon de surface et sur une épaisseur de 0,50 à 1 mètre est généralement faiblement développée à poudreuse du fait d'une grande richesse en «pseudo-sables», qui sont des particules très stables argilo-ferrugineuses (sesquioxydes pectisés) enrobant des grains de quartz. A l'état sec le matériau est facilement pulvérulent, à l'état humide il est très friable. Travillés, ces sols sont donc sensibles à l'érosion éolienne. Ils sont également extrêmement perméables.

Une autre caractéristique des sols de plateaux du Moyen-Ouest est la présence fréquente d'une «stone-line» quartzeuse entre 50 cm et 150 cm de profondeur (si toutefois le substratum contient des filons de quartz) alors qu'aucun élément grossier ne jonche la surface. Les caractères du sol rouge sont souvent identiques au dessus et en dessous de la stone-line. L'origine de cette stone-line a fait l'objet de diverses hypothèses.

1.1.1.3.2.2. La surface d'aplanissement méso-tertiaire

Le Moyen-Ouest nous montre deux témoins importants de la surface méso-tertiaire :

- *le plateau de l'Antsohitikely* : d'altitude moyenne 1100 mètres, dominant l'escarpement du Bongolava et coiffant le massif du même nom, à l'Ouest de la «cuvette» de Kiranomena (surface fini-tertiaire). Le plateau tronque des granites migmatitiques et a sans doute été protégé de l'érosion régressive grâce à d'épaisses lames de granites stratoides à faible pendage. Un important lambeau de forêt primaire ombrophile (forêt d'Ambohijanahary) de type «façade orientale», y subsiste, protégée et classée en «réserve spéciale». La pluviométrie moyenne annuelle y est de l'ordre de 1500 mm avec 6 «mois secs» ($P < 50$ mm). Les sols sont des ferrallitiques fortement désaturés.

- *le plateau de l'Horombe* : il s'étend, vers 1000 mètres d'altitude, entre Ihosy et Ranohira, sur environ 3500 km². Son inclinaison Nord-Est/Sud-Ouest le place en continuité topographique avec les buttes tabulaires sommitales du massif de l'Isalo et les buttes cuirassées situées derrière ce massif. La surface méso-tertiaire semblait donc recouper uniformément le sédimentaire et le socle, avant l'évidement de la dépression périphérique de Ranohira. La conservation de cette surface ne paraît pas d'origine lithologique, le substratum étant constitué de gneiss très altérables, même si des rides granitiques appalachiennes «arment» ces gneiss. Climatiquement ce plateau appartient déjà à la zone sub-aride, avec un total pluviométrique annuel de 750 à 900 mm, avec 7 à 8 mois «secs».

Le modelé du «plateau» présente de très larges interfluves, à pentes faibles, dues à un réseau hydrographique peu encaissé orienté ENE-WSW. Quelques rides granitiques (NNE-SSW) rompent la monotonie du paysage. La partie centrale du plateau paraît déprimée, avec la présence de cuvettes et mares, permanentes ou temporaires. Elle correspond dans ses parties «hautes», à la présence de sols ferrallitiques rouges à carapace ferrugineuse, ou à gravillons ferrugineux entre 1 et 1,5 mètres de profondeur. Il s'agit d'une ancienne zone hydromorphe tachetée («plinthite») où les oxydes de fer se sont concentrés dans la frange de fluctuation de la nappe phréatique. Dans les zones périphériques du «plateau déprimé» central à indurations ferrugineuses, les sols sont des

ferrallitiques rouges à stone-line fréquente. Des sols ferrallitiques «jaune-rouge» appauvris en argile et à concrétions gibbsitiques existent sur le rebord oriental, parfois associés à des sols lavés à sables blancs pseudo-podzoliques.

La végétation de l'Horombe (étudiée par P. Morat, 1973) est une savane graminéenne sans arbre (sauf localement) assez peu couvrante, à base de *Loudetia*, *Heteropogon*, *Trachypogon*, *Chrysopogon* et *Aristida*. Dans les bas de pente (conditions plus favorables ?) peut se trouver une savane haute à *Hyparrhenia*.

Au Sud et à l'Ouest du plateau se trouvent quelques savanes arbustives à *Poupartia cafra* («Sokoa»). Dans les zones hydromorphes on observe des associations végétales en auréoles selon l'intensité de l'hydromorphie.

1.1.1.3.2.3. Les reliefs résiduels et reliefs de dissection des surfaces d'aplanissement

Ces types de milieu ont été décrits à l'occasion des exposés concernant les Hauts-Plateaux, c'est pourquoi nous les citerons ici surtout pour mémoire.

Les reliefs résiduels granitiques du Moyen-Ouest se dégagent bien dans le paysage par contraste avec les étendues immenses et monotones constituées par les «pénéplaines» fini-tertiaire. Ils forment deux grands types de modelés :

⇒ **des ensembles montagneux complexes**, avec des crêtes de différentes directions, associant granites (armatures), gneiss et micaschistes : il s'agit au Nord, de la région du Bongolava, puis de la région qui sépare les pénéplaines de Kiranomena et de Tsiroanomandidy. Dans la région Centre il s'agit de la partie du bassin de la Mania qui est située à l'Ouest de la série «schisto-quartzo-calcaire» du système de l'Itremo. Ici les granites, gneiss, micaschistes sont imbriqués étroitement, les reliefs sont très accidentés et la couverture altéritique est fortement ravinée.

⇒ **des rides appalachiennes à orientation sub-méridienne** : ces reliefs sont très abondants à partir du Sud de la pénéplaine d'Ikalavony ; les granites, très redressés, forment des crêtes isoclinales rocheuses, parallèles, parfois très serrées, particulièrement autour de la plaine du Zomandao elle-même traversée par ces rides qui forment des inselberg allongés Nord-Sud.

1.1.1.3.2.4. La bordure érodée dominant le Bongolava

De Maevatanana au Nord à Ranohira au Sud, le socle précambrien domine les séries sédimentaires évidées et ravinées du Karoo («Betsiriry») suivant une dénivellation («Bongolava») plus ou moins escarpée (200 à 800 mètres), cause d'une érosion importante et généralisée qui se prolonge en amont, sur une largeur de 2 à 30 kilomètres.

Dans cette bande, le manteau altéritique à couverture graminéenne très lâche est attaqué profondément et toutes les formes d'érosion s'y manifestent souvent de façon spectaculaire : glissements généralisés des versants, ravinements linéaires de toutes les

profondeurs («bad-lands»), lavaka, décapage en nappe. La surface du sol, a modelé de détail tourmenté, est généralement jonchée d'éléments grossiers anguleux à base de quartz. Le réseau hydrographique présente un chevelu extrêmement ramifié et charrie du sable quartzo-micacé qui vient alimenter les rivières importantes dans la dépression sédimentaire ou s'accumulent les «baibohos».

1.1.1.3.3. la facade orientale

Elle s'étend d'Antalaha au Nord à Fort-Dauphin au Sud, sur une bande longue de 1200 km et large de 40 à 180 km à vol d'oiseau (du niveau de la mer à 1200/1600 mètres d'altitude), avec une direction NNE-SSW qui est la direction structurale et tectonique majeure de Madagascar. Mise à part l'échancrure du Rift de la Baie d'Antongil (NNW-SSE) le tracé de la côte est remarquablement rectiligne, régularisé par les cordons littoraux sableux flandriens-actuels. La façade orientale correspond à la «cicatrice» de la rupture et de l'individualisation de Madagascar par rapport au Gondwana, au créacé. Cet accident fondamental suivi par le soulèvement de Madagascar suivant la même direction NNE-SSW a provoqué une érosion régressive de l'Est vers l'Ouest suivant un front mordant sur les Hauts-Plateaux et gardant cette direction sub-méridienne. Ce front d'attaque des Hautes Terres Centrales forme de grands «escarpements» montagneux fortement disséqués que l'on appelle à Madagascar des «falaises» (falaise de l'Angavo, falaise Betsimisaraka, falaise Tanala). La bordure amont du front d'attaque a une altitude de 1200 à 1700 mètres. Des fossés d'effondrement (Alaotra-Mangoro, pays Tanala, zone de Iazafo), allongés NNE-SSW, viennent interrompre ou adoucir l'aspect montagneux.

La façade orientale montagneuse ou collinaire porte les reliques les plus importantes de la forêt ombrophile per-humide. En effet cette région est exposée directement aux alizés humides et aux cyclônes issus de l'Océan Indien. Il y pleut en moyenne : 1500 à 3200 mm par an. Il n'y a pratiquement pas de saison sèche.

La façade orientale, pour sa majeure partie, présente un substratum précambrien cristallin. Seul cet ensemble sera traité ici. Des nappes basaltiques et des sédiments créacées ainsi que des alluvions et des cordons sableux bordent une partie du littoral. Nous en parlerons plus loin.

Concernant le socle cristallin, 3 grands ensembles physiographiques se distinguent :

- ⇒ les reliefs montagneux multifaces forestiers,
- ⇒ les reliefs de hautes collines convexes,
- ⇒ les bas-plateaux, restes de surfaces d'aplanissement fini-tertiaires.

1.1.1.3.3.1. Les reliefs montagneux multifaces forestiers

Les «vraies» montagnes dominent à l'Ouest les régions d'altitude moyenne et plus littorales de hautes collines et bas-plateaux. Au Nord (Antongil), les montagnes commencent très près de la côte ; en descendant vers le Sud (de Fénérive à Manantenina) la bande collinaire s'élargit et les montagnes commencent à environ 25-50 kilomètres du rivage ; cette bande se réduit à nouveau dans l'extrême Sud à moins de 10 kilomètres. Ces reliefs sont compris entre 400 et 1600 mètres d'altitude.

◆ Le modelé

C'est typiquement un relief «multifaces» (ou «polyédrique») forestier, présentant un chevelu hydrographique dense et très ramifié à vallées étroites et un réseau de crêtes présentant symétriquement les mêmes densités, ramifications (crêtes maîtresses, secondaires, tertiaires...) et étroitesse. Entre crêtes et vallées, les versants triangulaires à orientations multiples, présentent des pentes fortes (25 à 70 %). Les régions les plus fortement accidentées sont les «falaises» occidentales qui, sur 10 à 30 km à vol d'oiseau, présentent une dénivellation de 500 à 800 mètres. Les bassins versants élémentaires amont sont toujours très «compacts» et pentus.

Les vallées alluviales d'une largeur significative ne commencent à apparaître que loin en aval. Les orientations des grandes vallées (donc les grandes crêtes) sont commandées par la lithologie (granites), la structure (crêtes appalachiennes) et la tectonique (failles, diaclases) du socle, souvent d'orientation sub-méridienne, avant de percer «en baïonnette» via des accidents transverses ces reliefs N-S. Les cas les plus spectaculaires sont le réseau du Faraony en pays Tanala (Ifanadiana). En certains endroits le tracé en baïonnette présente la physionomie inverse, c'est à dire que les directions principales sont E-W et non plus N-S, avec de longs tronçons rectilignes vers la mer, dans le sens de la pente générale (Sud d'Ikongo en Pays Tanala).

Alors qu'au sol on est «noyé» dans un fouillis apparent de versants, crêtes et vallées, à un niveau supérieur, en survol aérien, il est remarquable de constater l'apparition d'ordre et d'orientations dans ces différents modelés avec des modalités différentes de dissection et des directions privilégiées des crêtes et des vallées. Cet ordre épouse les grandes structures géologiques, en particulier les racines des plissements métamorphisés (avec alignements parallèles appalachiens), les grandes fractures et les différences de dureté des roches suivant leur degré de granitisation.

La dissection ne progresse donc pas au hasard, et se fait suivant des modalités différentes en fonction de la géologie.

◆ Du point de vue climatique

La zone la plus arrosée est la partie Nord, particulièrement de Fénériverie à Antalaha, avec 2800-3200 mm annuels. Au Sud la pluviométrie passe en gros de 2400 mm (avec 0 mois sec) à 300 mètres d'altitude à 1600 mm (avec 2 mois secs) sur le rebord des Hauts-Plateaux (1200 à 1600 mètres d'altitude). La température moyenne du mois le plus frais est supérieure à 20° sur la côte, puis comprise entre 15 et 20° jusqu'à 1000 mètres d'altitude, enfin comprise entre 10 et 15° au dessus de 1000 mètres. On a un gradient décroissant de température (pour une même altitude) du Nord au Sud (en augmentant en latitude), et également (pour une même latitude) de la côte vers la bordure des Hauts-Plateaux (en augmentant en altitude).

◆ Concernant la couverture végétale

La forêt dense humide naturelle est encore très fournie sinon intacte dans le Nord de la façade orientale ou elle commence dès le rivage : Antalaha, Moroantsetra, Mananara. A partir de Mananara, les formations secondaires («Savoka») consécutives aux déboisements et cultures sur brûlis («tavy») commencent à grignoter la forêt et la repousser

loin de la côte, vers les reliefs intérieurs les plus accidentés et inhabités. A la latitude de Fénérive la forêt naturelle ne commence qu'à 40 km du rivage. Au Sud de la latitude de Vatomandry et jusqu'à Vangaindrano la forêt intacte se rétracte et est repoussée de 50 à 100 km vers l'intérieur où elle se restreint à la «falaise» (sur une largeur de 10 à 30 kilomètres seulement) ou bien sur les reliefs les plus hauts (rides N-S). Au Sud de Vangaindrano et jusqu'à Fort-Dauphin elle redevient à nouveau plus fournie.

La forêt malgache est une des plus riches au monde (plus de 2000 espèces) avec un très fort taux d'endémicité (36 % au niveau des genres et 90 % au niveau des espèces !).

Jusqu'à 800 mètres d'altitude la forêt dense, d'une hauteur de 25-30 mètres pour sa strate supérieure, est constituée d'une vingtaine de familles avec surtout *Anthostema*, *Diospyros* (ébène), *Protorhus*, *Cussonia*, *Sloanea*, *Flacourtia*, *Ocotea*, *Ravensara*, *Canarium*, *Tambourissa*, *Eugenia*, *Syzygium*, *Dombeya*, *Dracaena*, *Dalbergia*... En dessous de cette strate haute (riche en épiphytes : orchidées, fougères, lichens, mousses, lianes), se trouvent une strate moyenne et une strate inférieure herbacée riche en fougères acaules.

Les formations secondaires ou «savoka» peuvent être de trois sortes :

- ⇒ savoka à *Lantana* (corbeille d'or), *Rubus* (vigne marronne), *Dodonea*, *Afromanum* (longoze), *Psiada*,
- ⇒ savoka à *Harungana*, *Solanum*, *Clidemia*, *Trema*, *Macaranga*, *Albizia*, *Croton*,
- ⇒ savoka à *Ravenala* ou *Ochlandra* (bambou).

Au stade «savane» : on trouve des graminées (*Aristida*, *Imperata*, *Hyparrhenia*) parfois avec un piquetage de *Psidium* (goyavier), *Albizia*, fougères, *Philippia*.

Au dessus de 800 mètres d'altitude les arbres sont moins hauts (10 à 15 mètres) avec surtout *Weinmania*, *Toubourissa*, *Symphonia*, *Brachylaena*, *Canarium*, *Dalbergia*, *Dombeya*, *Eugenia*, *Grewia*, *Ravensara*, *Sloanea*, *Zanthoxylum*. Les épiphytes sont très nombreux : fougères, lichens, usnées, mousses pendantes, orchidées, kalenchoe. La strate moyenne est riche en *Croton*, *Cyathea* (fougères arborescentes), *Diospyros*, *Dracaena*, *Hedycariopsis*, *Pandanus*, *Protorhus*, *Vernonia*, *Psiadia*, *Senecio*, *Uapaca*. Les formations secondaires (savoka) de cet étage 800-1600 mètres sont à base de *Harungana*, *Solanum*, *Dombeya*, *Trema*, *Ravenala*. A un stade plus avancé de dégradation, on voit apparaître *Philippia*, *Agauria*, *Helichrysum*, fougères. Enfin, au stade savane : *Aristida*, *Heteropogon*, *Hyparrhenia*, *Rhynchelitrum*.

◆ Les sols

Sur ces versants à pentes fortes, les sols, reposant sur une zone d'altération argilo-sablo-micacée de plusieurs mètres d'épaisseur sont des sols ferrallitiques, souvent remaniés, tronqués ou colluvionnés. Sous forêt, le taux de matière organique est élevé et augmente avec l'altitude (5 à 8 %), mais les sols sont chimiquement très pauvres, fortement désaturés et acide (pH 4,5 à 5). En position relativement stable ce sont des sols ferrallitiques «jaune sur rouge», riches en concrétions gibbsitiques. On observe un appauvrissement en argile dans la partie supérieure jaunâtre (20 à 30 % d'argile contre 30 à 50 % en dessous). Les minéraux argileux sont composés essentiellement de kaolinite, goethite et gibbsite. Sur pentes fortes, les sols sont tronqués ou recouverts de colluvions de

penne, donc extrêmeent hétérogènes, avec parfois une forte proportion d'éléments grossiers.

◆ La morphodynamique

Les pentes fortes, la «compacité» des bassins versants, les pluies abondantes et à fortes intensités surtout au cours des périodes cycloniques, la nature des altérations, les déboisements et «tavy», sont des facteurs qui génèrent une forte instabilité des versants et des écoulements torrentiels dans le réseau hydrographique.

Sous forêt naturelle il y a un équilibre global et l'évolution est lente (glissements, reptation...). De temps à autre l'infiltration excessive crée une poche d'eau qui provoque un glissement ponctuel rotationnel («coups de cuiller») avec niche de décollement de moins d'un demi-hectare, sur lequel se reconstituera assez rapidement le couvert végétal antérieur.

Une fois la forêt disparue, remplacée par la savoka et la jachère après le tavy, l'effet régulateur et tampon de la forêt sur l'infiltration et le ruissellement disparaît. Les phénomènes érosifs s'amplifient et déclenchent de façon brutale après de forts épisodes pluvieux une «liquéfaction-fluage» des couches argileuses : glissements, éboulements, coulées boueuses, mouvements de masse. Les versants peuvent alors être zébrés, parfois sur toute leur hauteur, de longues cicatrices d'arrachement de couleur claire (beige, rose ou rouge...).

La concentration du ruissellement augmente et le réseau hydrographique prend un régime torrentiel qui renforce l'érosion par sapement des bas de versant et déclenchement de glissements qui se propagent d'aval en amont des versants. Les coulées de boue et la végétation arrachée viennent obstruer les talwegs avec barrages de rétention qui crévent en chasses d'eau, provoquant des dégâts en aval sur les ouvrages (routes, voie ferrées, ponts...).

1.1.1.3.3.2. Les reliefs de hautes collines convexes

On peut distinguer trois grands ensembles :

⇒ le «Pays» *Bezanozano* : bande NNE-SSW composée du sillon du Mangoro et des collines orientales de l'Ankay, au Nord et au Sud de Moramanga (600-950 mètres d'altitude),

⇒ le «Pays» *Tanala* : sillon Ifanadiana-Ikongo-Ifanirea (400-600 mètres d'altitude).

⇒ les hautes collines de la bande côtière : entre Fénérive et Fort Dauphin (moins de 400 mètres d'altitude)

◆ **Le modelé** : le paysage apparaît comme un moutonnement de collines fortement convexes sur socle, du type «demi-orange», dominant un réseau bien hiérarchisé de bas-fonds plats, marécageux ou rizicultivés. Ce modelé résulte du «défonçage» de la surface d'aplanissement fini-tertiaire dont on trouve des lambeaux, en tant qu'anciens niveau de

base locaux, à différentes altitudes, soit à l'intérieur des zones montagneuses, du fait de la tectonique (horst et graben de l'Ankay et du Mangoro, effondrement de la plaine de Ranomafana, failles et compartiments affaissés du pays Tanala et d'Iazafo), soit de façon plus généralisée sur la bande côtière jusqu'à 400-500 mètres d'altitude.

Sur le plateau oriental de l'Ankay, en partie déforesté sont encadrées de vastes cuvettes marécageuses (qui sont du Nord au Sud : Didy, Fierenana, Torotorofotsy) qui drainent difficilement vers l'Est, des barres granitiques ayant protégé ce plateau allongé (horst ?) d'une dissection plus avancée.

Le Pays Tanala, quant à lui, possède un modelé intermédiaire entre hautes collines et montagnes ; les pentes y sont de 30 à 50 % et fréquemment occupées par des tavy ; les bas-fonds sont étroits.

◆ **La végétation** : en règle générale les collines en demi-orange sont occupées par une formation secondaire de savoka à *Ravenala* et bambous en dessous de 400 mètres d'altitude, puis se dégradant en savane herbeuse à *Aristida*, *Imperata*, *Hyparrhenia*, *Andropogon*, *Digitaria*, *Philippia*, fougères, piquetée de *Ravenala* et de *Rubus*.

◆ **Sols et morphodynamique** : les collines convexes possèdent un épais manteau d'altération qui peut même constituer l'ensemble de leur volume. Ces altérites se différencient dans les mètres supérieurs en sols ferrallitiques «jaune sur rouge» très fortement désaturés, à pH très acides (4,5 à 5), absolument vides chimiquement, dont la seule richesse est constituée, quand elle existe, par la matière organique relique de la couverture forestière (2 à 5 %). Mais en général les tavy, les feux répétés et le décapage ont fait disparaître cette couche humifère. Ces sols sont généralement riches en concrétions gibbsitiques de couleur crème.

Les collines, lorsque la forêt est partie, sont soumises à une érosion active par décapage en nappe et par «creep» sous forme de «pieds de vaches» généralisés.

1.1.1.3.3. Les bas-plateaux, restes de surfaces d'aplanissement fini-tertiaire

A partir du crétacé, la façade orientale a subi une série de réajustements tectoniques en même temps que les Hauts-Plateaux se soulevaient. Les zones littorales, relativement stables à la fin du tertiaire, ont permis le façonnement d'une surface d'aplanissement à partir du rivage sur une bande d'environ 50 kilomètres de large. Le soulèvement isostatique post-tertiaire ayant continué au pleistocène, la surface fini-tertiaire a été portée à faible ou moyenne altitude. Le soulèvement de Madagascar a été plus important au Nord qu'au Sud. De ce fait les lambeaux actuels de la surface fini-tertiaire sont à des altitudes différentes ; ainsi, du Nord au Sud on observe les plateaux ou «pénéplaines» suivants :

- ⇒ plateau de Mahakira : 900 m
- ⇒ plateau de l'Antanetivy : 600 m
- ⇒ plateau de Tamatave-Foulpointe : 160 m
- ⇒ plateau de Ranomafana-Brickaville : 150 m
- ⇒ plateau de Mahanoro : 200 m

- ⇒ plateau de Mananjary : 100 m
- ⇒ pénéplaine Antaisaka-Antaifasy : 100 m
- ⇒ pénéplaine de Manantenina : 60 m.

Dans la moitié Sud de la façade orientale, la surface fini-tertiaire coiffe et tronque aussi les coulées basaltiques créacé, au même titre que le socle plus dans l'arrière pays. Nous parlerons de ces basaltes un peu plus loin.

La surface fini-tertiaire était donc pratiquement continue de Mananara à Fort Dauphin sur une largeur de 20 à 60 kilomètres sous la forme de vastes glacis en piémont des hauts reliefs orientaux. Une partie a été disséquée au cours du quaternaire pour donner les reliefs convexes en demi-oranges. Les lambeaux les plus grands et les mieux conservés sont présents dans la moitié Sud où il semble que les soulèvements isostasiques ont eu une plus faible ampleur qu'au Nord.

◆ Les sols

Ce sont des sols ferrallitiques jaune/rouge, légèrement appauvris en argile en surface, très fortement désaturés, acides (pH 4,5 à 5), riches en aluminium échangeable et en concrétions gibbsitiques.

Dans le Sud (Manantenina), la zone d'altération, tachetée, s'est enrichie en oxydes de fer et d'aluminium et s'est localement indurée en cuirasse ferrugino-bauxitique.

1.1.1.3.4. l'extrême Sud

L'extrême Sud cristallin comprend l'essentiel des «pénéplaines» Androy-Mahafaly et «bas-pays» Bara. Cet aplanissement est le plus vaste de Madagascar d'un seul tenant. Il est drainé par 5 fleuves : le Mandrare (le seul pérenne), la Manambovo, la Menarandra, la Linta, l'Onilahy. Il appartient aux domaines aride et sub-aride avec une pluviométrie comprise entre 500 mm au Sud et 800 mm au Nord-Est et avec 7 à 8 mois «secs» (à moins de 50 mm). Du fait de la latitude, l'amplitude thermique (8°) interannuelle est la plus élevée de Madagascar.

◆ Géologie

L'absence de couverture ferrallitique et l'arasement jusqu'à l'arène permettent une bonne «lecture» géologique de la litho-structure. C'est dans le Sud que Besairie (1954) a reconnu et défini les trois grands systèmes orogéniques en discordance du socle précambrien pour ensuite les étendre à l'ensemble du socle Malgache ; du plus ancien au plus récent et d'est en Ouest, ce sont les systèmes de l'Androy (le plus vaste dans le Sud), du Graphite et du Vohibory.

Dans le Sud, les axes des plissements (anticlinaux et synclinaux), parfaitement visibles, sont de direction sub-méridienne et possèdent un pendage très redressé, souvent vertical. La lithologie et l'arasement différentiels dégagent les roches les plus dures en rides, murs («koppies»), crêtes appalachiens monoclinaux et inselbergs Nord-Sud sur de longues distances parfois. Ce sont surtout des granites migmatiques stratoïdes, des quartzites, et des cipolins. Mais il y a aussi des roches intrusives (granites ou gabbros), qui

donnent des inselbergs en dômes. Recoupant ces structures méridiennes suivant une direction WNW/ESE s'observent des faisceaux serrés de filons et dykes crétaçé (plus de 500 au total), composés de dolérites, basaltes et rhyolites.

Du point de vue tectonique, l'accident majeur s'est produit au Crétracé supérieur, par l'effondrement à l'Est de l'Androy Mandraréen (ou la surrection du Haut-Pays Bara), qui a délimité un rebord tectonique («rebord manambien») en arc de cercle sur 120-150 km de long, avec une dénivellation de 600 à 1000 mètres.

On peut mettre cette tectonique en correspondance avec d'autres événements crétaçé : la fracture «côte Est», le soulèvement d'ensemble des Hauts-Plateaux et les épanchements volcaniques basalto-rhyolitiques généralisés du pourtour de Madagascar et de la zone des Tampoketsa. Le rebord Manambien est autant, sinon davantage, une cassure due au soulèvement du «Haut Pays Bara» au Nord, qu'une subsidence du Mandrare. En effet l'extrême Sud, contrairement au reste du socle, semble avoir subi peu de dislocations déformantes et de soulèvement isostasique.

♦ Couverture végétale

Le couvert végétal, très peu dense, est adapté aux conditions climatiques semi-arides à faible pluviométrie annuelle mais pluies brutales et intenses, aux feux de brousse et aux ruissellements en nappe. La formation la plus courante est la savane à *Hyparrhenia* et *Aristida*, piquetée d'arbres de moins de 10 mètres composés de *Poupartia caffra* (Sakoa). Mais ces arbres peuvent être absents et la savane herbeuse se maintient sur de grandes distances. Le long des gouttières et thalwegs des ondulations du paysage, on peut observer une savane arbustive ou un taillis épineux à *Acacia Sarnesiana* («roy»).

Dans la «pénéplaine» de Tranomaro (Mandrare) apparaissent des baobabs. Au Sud de cette région la plaine de Mananara (carapace calcaire sur cipolins), est couverte d'un bush dense à *Didiera*, *Alluaudia* et Euphorbes.

Les rochers dénudés, portent quelques plantes grasses : Aloes, *Pachypodium*, Euphorbes naines.

♦ Géomorphologie

L'ensemble constitué par les «pays» Androy, Mahafaly et Bara du Sud, d'une altitude comprise entre 900 mètres au Nord à 200 mètres au Sud a été «raboté» en un vaste aplanissement fini-tertiaire «rajeuni», à vastes ondulations et faibles dénivellations, monotone, dominé en certains endroits par des reliefs résiduels appalachiens et inselbergs granitiques ou quartzitiques. L'Androy Mandraréen est occupé en son centre par un vaste plateau basalto-rhyolitique crétaçé à une altitude moyenne de 900 mètres surplombant la pénéplaine de Tranomaro par des falaises impressionnantes.

Ce vaste ensemble arasé est nettement délimité de tous les côtés :

- au Nord et au Nord-Est (hauts-bassins de l'Onilahy et de la Menarandra) : la surface fini-tertiaire est bordée par les haut-reliefs et hautes plaines du haut-pays Bara qui se raccordent au plateau de l'Horombe (surface méso-tertiaire à 1000-1100 mètres d'altitude). Au Sud de l'Horombe et à l'Est, de Betroka à Isoanala et

Berakety, une grande quantité de reliefs résiduels en crêts appalachiens et inselbergs granitiques (dénivellations jusqu'à 500 à 1000 mètres entre Isoanala et Beraketa) orientés N-S dominant le Nord et l'Est de la surface fini-tertiaire qui s'y insinue en golfes et digitations. Ces faisceaux d'alignements granitiques se poursuivent vers le Sud jusqu'à Antanimora.

- à l'Est (bassin du Mandrare) : la pénéplaine fini-tertiaire est «fermée» et dominée à l'extrême Est par les reliefs N-S des chaînes Anosyennes granitiques qui culminent entre 1600 et 2000 mètres et qui constituent une barrière climatique très efficace entre le Sud et l'Est («faille pluviométrique»). Au Nord de l'Androy Oriental se dresse le rebord Manambien résultant d'une tectonique en arc de cercle sur 120 km de long. Il présente une dénivellation de 600 à 1000 mètres, mais ne constitue pas un rempart régulier. C'est au Nord-Ouest qu'il est le plus beau ; plus à l'Est, il est effondré en plusieurs talus et épaulements successifs. Chaînes Anosyennes et rebord Manambien sont couverts d'un manteau altéritique épais et continu, permettant des formes d'érosion en vastes glissements, ravinements et lavaka.

- A l'Ouest de Beraketa, le rebord Manambien est chapeauté par le plateau du Kely-Horombe (1400 mètres), témoin d'une surface ancienne fini-crétacé ou méso-tertiaire.

- au Sud et au Sud-Ouest : le socle aplani est bordé par la couverture détritico-grésosableuse pliocène appelée par les géologues «carapace sableuse» ou «sables roux» qui constitue les sédiments corrélatifs de l'aplanissement fini-tertiaire (voir plus loin). La limite «socle-sable roux» est marquée par une cuesta discontinue, modelée par l'érosion différentielle et traversée par les fleuves Linta, Menarandra et Manambovo.

- à l'Ouest : se trouve le sédimentaire continental de la série du Karoo (Sakoa et Sakamena). Le contact Karoo-socle est haché par des failles NNE-SSW.

- La surface fini-tertiaire originelle

La pénéplaine Androy-Mahafaly, avec ses larges ondulations, ses rides et crêts appalachiens, ses «murs» de koppies et son absence de couverture altéritique argileuse, correspond au rajeunissement d'une surface d'aplanissement originelle fini-tertiaire, dont subsistent un certain nombre de buttes et plateaux témoin, en particulier :

- le plateau d'Analamatahotra au SSW de Beraketa, à 480 mètres d'altitude, avec une dénivelée de 70 mètres, chapeauté par une altérite ferrallitique cuirassée, sur quartzites et granites,

- le plateau de Fotadrevo, 30 km au NW de Bekily, à 490 mètres d'altitude (dénivelée 60 mètres), coiffé d'une croûte calcaire sur cipolins.

- les buttes de Soamanonga, à l'WNW du plateau précédent, vers 500 mètres d'altitude (dénivelée, 40 à 100 mètres), couvertes de sables roux pliocènes,

- les sommets d'interfluves situés entre 420 mètres et 390 mètres d'altitude, entre Fotadrevo et Ejeda, avec nombreux lambeaux de carapace ferrugineuse ou de croûte calcaire suivant la nature du substrat,
- les buttes du Vohibataza, au NNE d'Ampanihy vers 400 mètres d'altitude (dénivelée 100 mètres).

Un certain nombre de ces buttes possèdent également des reliques de grès pliocènes (grès violets, argiles bariolées et «sables roux») transformés en grès ferrugineux. Ces buttes paraissent en continuité topographique avec les vastes épandages de sables roux pliocènes du Sud (plateaux d'Ambaliandro, de Lovokarefo, de Retanja et d'Andranoabo). Ce sont les témoins de la surface fini-tertiaire d'origine qui aurait été suivie d'un ou plusieurs cycles «humide (altération ferrallitique)-semi-humide (carapace ferrugineuse, croûte calcaire)», avant d'arriver à la phase sub-aride actuelle qui a vu -et voit encore- son «rajeunissement». Ces cycles «pluvial-displuvial» ont pu être correlés avec les phases «transgressions-regressions marines» reconnues par Battistini (1964) dans les complexes grésodunaires du Sud (voir plus loin), qu'il a défini par la «grande dune rouge Tatsimienne» et «la petite dune jaune Karimboliennne».

- Le rajeunissement de la surface fini-tertiaire : état actuel

Actuellement, la «surface fonctionnelle» a été presque partout déblayée de l'épais manteau d'altération argileuse à sols ferrallitiques formée au quaternaire ancien et moyen (pleistocène) sous climat humide sur la surface fini-tertiaire originelle. Seules les buttes résiduelles sous leurs «chapeaux» durcis en carapace et leurs glacis de piémont périphériques montrent encore des altérites argileuses kaoliniques (blanches ou roses), ou micacées transformées en sols vertiques. La reprise d'érosion («rajeunissement») a déblayé 20 à 100 mètres d'altérites (ce sont les dénivellations actuelles des plateaux et buttes témoins). La surface actuelle présente de faibles dénivellations, avec des ondulations à très longs versants (pentes inférieures à 5 %). Ce modelé est façonné, par troncature jusqu'à leurs racines, des altérations anciennes, dans l'arène, plus sablo-micacée qu'argileuse. Les bancs durs (s'altérant moins vite) tels que granites, leptynites, quartzites et cipolins, restent en léger relief et forment de très longs murs fissurés de 1 à 5 mètres de haut ou alignements de blocs de 1 à 50 mètres de large, appelés «Koppies». Ils forment des micro-reliefs appalachiens plus ou moins serrés. Vus d'avion, les racines et axes des plissements à pendages sub-verticaux et de direction le plus souvent N-S sont parfaitement visibles, par leurs couches métamorphiques (anciennes roches sédimentaires) dont les arènes et blocailles de surface sont de couleurs différentes (plus ou moins sombre), que soulignent les bancs durs, et dont les plus tendres, en creux, sont comblés de sables roux, ou sont soulignés par les oueds du réseau hydrographique, souvent d'aspect «en baïonnette». Lorsque les noyaux et bancs granitiques sont plus larges, on passe, dans certaines régions, aux reliefs appalachiens (en crêts monoclinaux à pendages très fort) ou aux monolithes de type inselberg à surface lisse, pouvant avoir 50 à 400 mètres de dénivelée au dessus de la surface fonctionnelle actuelle. Les zones qui montrent les plus beaux reliefs résiduels de ce type sont du Nord au Sud :

- Sud d'Andriandampy (Sud du Plateau de l'Horombe), dans le haut-bassin de l'Onilahy : longs et hauts crêts appalachiens,

- Ouest de la route Ihosy-Betroka,

- zone Nord d'Isoanala-Anivorano-Sud de Beraketa (magnifique synclinal souligné par des inselbergs de granites stratoïdes) ; cette zone est franchement montagneuse avec des chainons parallèles de 500 à 1000 mètres de hauteur, intermédiaires avec les Hautes-Terres Bara à l'Est.

- Région Sud de Bekily (quartzites surtout)

- Sud d'Imanombo : dans le prolongement méridional du rebord Manambien. Les reliefs résiduels y sont variés (cipolins, quartzites, leptynites, granites).

- Région Andalatanosy-Antanimora, à l'Ouest de la zone précédente. Association de petits et grands inselbergs granitiques, soit en barres appalachiennes (granites stratoïdes), soit en formes plus lourdes de dômes et coupoles (granites intrusifs discordants).

- Plaine de Mahaly et de Tranomaro (haut-Mandrare) : beaux reliefs appalachiens de quartzites, cipolins et granites possédant jusqu'à 300 mètres de dénivelée.

- Les terrasses alluviales

Les 5 fleuves qui drainent le grand Sud ainsi que leurs principaux affluents sont bordés, de part et d'autre de leur large lit mineur sableux, d'un système de deux terrasses discontinues :

- une terrasse haute, 10-15 mètres au dessus du lit. Cette terrasse est sableuse et rubéfiée, assez comparable aux sables-roux des épandages détritiques pliocènes. Des lits de galets la sous-tendent,

- une terrasse moyenne (ou basse) : 2 à 5 mètres au dessus du lit mineur ; de couleur brun-grisâtre à jaunâtre elle est souvent plus riche en éléments fins (sables fins et limons) que la terrasse haute. Elle est inondable. Ses sols sont appréciés par les agriculteurs.

Sous les terrasses et le lit mineur sableux, dans les altérations et les fissures du socle, des encroûtements calcaires déposés par les eaux chargées en carbonates, sont fréquents.

◆ Les sols

- sauf très rares exceptions (vers le Nord), il ne reste plus d'altérites argileuses ferrallitiques rouges.

- Si on doit les «classer» (ce qui présente peu d'intérêt pratique) la plupart des sols rentrent dans les classes des «Sols ferrugineux tropicaux» non lessivés, des sols peu évolués d'érosion, des régosols, des lithosols, des vertisols.

- Le sol le plus courant est constitué d'une **arène peu argilifiée** (moins de 15 % d'argiles, 70 à 80 % de sables grossiers) riche en **minéraux primaires** (quartz, mica, feldspath, grenat, amphibole, pyroxène, calcite...), où les oxydes de fer sont plus ou moins libérés, donnant à ce sol et à sa surface une coloration variée : rousse, rose, beige, grise, noirâtre, jaune, blanche...

Cette arène est épaisse de 50 à 200 cm, devenant plus grossière et compacte en profondeur. La surface est généralement jonchée d'un pavage de blocailles anguleuses de différentes couleurs constituées du démantèlement des différentes roches du socle (granites, leptynites, quartzites, gneiss à grenat, cipolins, amphibolites, roches filoniennes : quartz, dolérites, rhyolites...). Ces cailloux présentent souvent des facettes noircies à patine d'exudation ferro-manganique, donnant, quand la végétation est très clairsemée, une allure de reg au paysage. Le pavage est le plus dense au passage des bancs de roches les moins arenisées, et à proximité des «koppies». Entre les cailloux, pointent des termitières rougeâtres côniques de moins de 50 cm de haut.

- Dans les zones dépressionnaires et les moitiés inférieures des longs versants, un voile colluvial discontinu de «**sables roux**» reliques, généralement inférieur à 3 mètres, peut recouvrir et cacher les arènes et leurs blocailles. Ces épandages de sables roux sont surtout fréquents dans la partie méridionale, à l'approche de la couverture détritique pliocène (sables roux en place). Les sols sont alors des sols ferrugineux tropicaux non lessivés, sableux, massifs de 50 à 200 cm, montrant en surface de grandes plages nues à termitières de 20 à 50 cm de haut, et sans aucune végétation du fait du damage par le ruissellement en nappe. Des ravins à parois verticales, qui reculent vers l'amont, s'y forment souvent («sakasaka»).

- Certains sites sur cipolins ou roches très riches en minéraux calciques, montrent une **croûte calcaire affleurante**, fragmentée en surface (lithosols calcaires). Ces zones correspondent souvent à des reliques de la surface fini-tertiaire peu ou non rajeunie, protégées de la reprise d'érosion. On les observe soit sur certaines buttes et plateaux résiduels (plateau de Fotadrevu), soit sur des bombements d'interfluves, par exemple dans la région de Gogogogo (entre Ejeda et Fotadrevu) et surtout au Sud de la Plaine de Tranomaro (Plaine de Mananara) où elle est présente sur de grandes étendues, correspondant à une végétation de fourré xérophile épineux à *Alluaudia*.

- Sur certains plateaux et buttes témoins, perchés 20 à 100 mètres au dessus de la plaine, on peut observer d'anciennes altérations ferrallitiques dont la plinthite s'est indurée en **carapace ou cuirasse ferrugineuse**, pisolithique ou vacuolaire ; on peut aussi y voir des reliques de formations détritiques gréseuses (grès violet) ou argileuses également souvent indurées, de la surface fini-tertiaire originelle.

- Les zones dépressionnaires et les gouttières, à drainage plus lent, peuvent montrer une argilisation montmorillonitique des arènes, donnant naissance à des sols vertiques gris-jaunâtre, parfois à concrétions calcaires.

♦ La morphodynamique

Les pénéplaines possèdent des versants à pentes faibles mais longs, ainsi qu'un chevelu hydrographique dense, ramifié et très peu encaissé. La végétation est très peu couvrante ; la savane graminéenne brûle tous les ans, incendiée par les pasteurs

transhumants. Les sols sont compacts et damés en surface, à faible infiltration. Les pluies, lors des orages intérieurs ou des cyclones, sont brutales et intenses, tombant sur un sol initialement sec.

Tous ces facteurs concourent à ce qu'il y ait un ruissellement et une érosion en nappe extrêmement importants. Le pavage caillouteux entretient ce ruissellement en nappe (en ralentissant la concentration linéaire des eaux) autant qu'il en est la conséquence. Les particules de sols partent, les éléments grossiers restent et se concentrent sur place. Le ravinement s'observe surtout sur les placages de sables roux, sans cailloux ; ce sont les «sakasaka», ravins de 1 à 3 mètres de profondeur, à parois verticales et fonds plats, remontant la pente un peu plus tous les ans.

Le réseau hydrographique, qui fonctionne en régime d'«oueds», se rassemble en 5 grands fleuves :

- le Mandrare : le seul à avoir de l'eau toute l'année jusqu'à la mer (sauf années exceptionnelles),
- la Manambovo
- la Menarandra
- la Linta
- l'Onilahy.

Tous ces fleuves ont la particularité d'avoir un lit mineur très large (300 à 700 mètres) et totalement sableux. Ils peuvent avoir des crues très brutales et de courte durée. Le front de crue surprend par l'arrivée sur toute la largeur du lit d'une vague grondante chargée en terre, sable et arbres. L'eau peut alors monter de 2 mètres en quelques minutes. La crue peut durer quelques heures à 2 jours.

1.1.1.4. morphopédologie du domaine sédimentaire

A cette échelle de perception, nous suivrons globalement la stratigraphie géologique, qui, par la nature de ses matériaux sous-tend fondamentalement les caractéristiques morpho-pédologiques. Les déterminants climatiques interviennent à un deuxième niveau hiérarchique.

Les séries géologiques sédimentaires occidentales de Madagascar constituent un empilement d'assiettes sub-horizontales non plissées (mais localement très faillées), adossées au substratum cristallin. Elles s'étagent depuis le carbonifère jusqu'au quaternaire. Très souvent des cuestas orientées vers l'Est soulignent les bordures des assiettes. Au crétacé un important épisode effusif basaltique s'est produit. Nous en parlerons au chapitre suivant concernant le domaine volcanique.

Une nappe détritique sablo-gréseuse pliocène («carapace sableuse» ou «sables roux») a recouvert en partie, sans distinction, l'ensemble des séries stratifiées. Les matériaux de ce vaste glacis d'accumulation proviennent de l'Est, de la surface d'aplanissement fini-tertiaire qui a raboté la couverture altéritique du socle. Donc un peu partout, quelque soit le substrat, on pourra trouver des lambeaux de sables roux, qui dans l'Ouest représentent le matériau originel principal des sols.

Nous aborderons donc successivement :

- les séries continentales du «Karoo» (carbonifère à Lias),
- le Jurassique inférieur mixte, grés-argilo-calcaire,
- le Jurassique moyen et supérieur, marin calcaire,
- les séries crétacé, continentales ou marines,
- l'éocène calcaire,
- le pliocène détritique grés-sableux (sables-roux),
- les systèmes dunaires littoraux quaternaires.

Nous parlerons de tout ce qui est alluvial (lacustre, fluviale, fluviomarin), pliocène à actuel, dans un chapitre ultérieur.

1.1.1.4.1. les formations continentales ou mixtes du «karoo» : du carbonifère au lias

♦ Géologie

Il s'agit en gros de la bande de terrains sédimentaires qui borde le socle cristallin sur son côté Ouest.

- Les plus anciennes de ces formations continentales datent du carbonifère, ce sont les tillites (conglomérat glaciaire), schistes et couches à charbon de l'étage de la «Sakoa» que l'on trouve surtout dans le Sud, entre Betioky et Ranohira et près de Malaimbandy.
- Puis viennent les schistes, pélites, argilites et grès fins du permotrias qualifiés d'étage de la «Sakamena». Ces formations ne se trouvent également que dans la

moitié Sud, mais de façon continue, de Betsioky à Malaimbandy sur une largeur de 5 à 30 kilomètres.

- On trouve ensuite des grès du trias et du début du lias, sur toute la bordure du socle, depuis Betsioky au Sud, jusqu'au Sud de Diego au Nord. Ces grès appartiennent aux formations dites de «l'Isalo» à bois silicifiés, plus particulièrement l'étage «Isalo. I» (trias) constitué de grès tendres à sables grossiers et à stratifications entrecroisées et l'étage «Isalo II» (trias à lias) formé de grès plus fins (toujours à stratifications entrecroisées) ainsi que de grès argileux et de quelques couches d'argiles. Ces grès de l'Isalo ont une extension plus importante que les formations de la Sakoa et de la Sakamena ; ils affleurent sur une bande de 20 à 50 kilomètres de large.

◆ Géomorphologie et sols

↳ Ces formations géologiques détritiques continentales sont généralement tendres. Elles constituent la «dépression (ou le couloir) périphérique» du socle cristallin. L'érosion géologique a affouillé préférentiellement ces formations reposant en biseau sur le socle. Cette dépression est appelée «Betsiriry» dans l'Ouest, entre Malaimbandy et Morafenobe, et se situe entre la cuesta calcaire du Bemaraha et l'escarpement cristallin du «Bongolava». Les fleuves qui descendent des hauts-plateaux accusent une rupture de pente et y déposent leur charge grossière (sables, limons et micas) sous forme d'alluvions inondables (appelées «baibohos», voir plus loin) emboîtées dans les grès, schistes et argiles du Karoo.

L'érosion est très importante dans ces formations ; elle prend le plus souvent la forme d'un ravinement hiérarchisé et généralisé du type «bad-land». Les grès tendres et les argilites bariolées, rouges ou vertes (Sakamena) affleurent partout. La végétation de savane herbeuse (*Heteropogon*, *Hyparrhenia*...) couvre très peu la surface sur les micro-glacis sableux situés entre les bads-lands et découpés par une érosion en nappe très puissante. Les sols n'ont pas le temps de se former. Ce sont des «sols» minéraux bruts d'érosion et des régosols sableux. Seule la partie Nord, avec une pluviométrie annuelle supérieure à 1500 mm, peut montrer des reliques de sols ferrallitiques sur des buttes témoins épargnées par l'érosion ravinante.

↳ Sur les grès durcis :

L'érosion a eu moins de prise et a laissé subsister des massifs gréseux, tous assez spectaculaires, et qui sont, du Sud vers le Nord les massifs de l'Isalo, du Makay et du Galoko (extrême nord),

- Les deux massifs de l'Isalo : ils sont formés de grès et de poudingues consolidés par une multitude de micro-filons siliceux qui remplissent le réseau de diaclases en recoupant la stratification entrecroisée ; ils s'étendent sur 150 kilomètres entre Beroroha et Benenitra. Le massif a une disposition monoclinale à léger pendage vers l'Ouest, dégagé par l'érosion (avec l'aide de failles ?) à l'Est sous forme de grands escarpements de 150 à 500 mètres de commandement, bordés à leurs pieds par des blocailles déboulis ou des glacis sableux. Les massifs sont fracturés, permettant à l'érosion une pénétration et un découpage en gorges. Les revers des escarpements montrent une érosion en «reliefs ruiniformes» (en tourelles ou chicots déchiquetés) ou tabulaires émergeant de glacis

sableux blanchâtres ou rougâtres à fort décapage en nappe. Les sommets des massifs montrent des «tables» découpées en plateaux de tailles diverses qui seraient, pour les plus hautes (1100-1200 mètres), des témoins de la surface d'aplanissement méso-tertiaire (à reliques de sols ferrallitiques), pour les autres de surfaces simplement structurales (correspondant au pendage des couches).

A l'arrière des massifs, derrière le revers (col des Tapias), se dressent des buttes témoins de 150 mètres de haut, chapeautées par une cuirasse ferrugineuse de plusieurs mètres d'épaisseur au dessus d'une altération argileuse kaolinique. A 1000-1100 mètres d'altitude, ces buttes correspondent à des témoins de la surface méso-tertiaire, en continuité à l'Est avec le plateau de l'Horombe.

- *Le massif du Makay* : d'une longueur de 110 kilomètres du Nord au Sud, ce massif est constitué de bancs gréseux, stratifiés et bien consolidés, à stratifications entrecroisées, donnant des formes d'érosion un peu différentes (plus lourdes et sans reliefs ruiniforme) par rapport à celles des massifs de l'Isalo. D'une altitude de 600 à 1000 mètres sur son rebord oriental, les plateaux descendent en pente douce vers l'Ouest correspondant à leur léger pendage. Un escarpement échancré de 200 à 400 mètres de hauteur domine à l'Est la dépression du Betsiriry, avec des échines et buttes-témoin, des gorges à mares permanentes profondes et à forêt galerie pénétrant le massif. La surface du plateau, à quadrillage serré de diaclases, est en partie structurale et en partie reste d'aplanissement. Elle est entaillée, directement dans la roche dure (complètement déblayée de toute couverture pédologique ou matériaux superficiels) par un réseau hydrographique perché, très dense et profond, fossile (surimposé) drainant vers l'Ouest et dont les grands axes suivent des cassures du massif. Au pied de la cuesta orientale, des glacis de piémont sablo-rocheux portent de grands lambeaux de forêt sèche ; des oueds sableux y débouchent pour former des cônes de déjection.

- *Le massif (ou chaîne) du Galoko* : ce massif grés-conglomératique assez étroit et rectiligne (4 à 12 kilomètres de large) s'étend sur 70 kilomètres, entre Ambanja et Ambilobe. Il est bordé au SE par un escarpement continu, parfois très abrupt et déchiqueté (vers le Nord), correspondant à une faille NE-SW qui domine la dépression bordant le socle (dont la vallée de l'Ifasy). Cette faille a relevé le massif côté oriental (semi-horst) jusqu'à 1148 mètres d'altitude au Marovato. Le massif est fortement faillé et diaclasé : au Sud (Ambanja) failles parallèles à celle de l'escarpement, au centre et au Nord failles plutôt transverses, donnant un aspect ruiniforme au massif. La largeur de la dépression périphérique creusée dans les schistes marneux (permo-trias marin) entre les grès et le socle est ici étroite (3 à 8 kilomètres) ; elle est constituée de glacis de piémont (de dénudation ou d'accumulation) et d'alluvions, sans érosion généralisée et montrant peu ou pas de dénivellation avec le socle. Le massif est couvert d'une forêt secondaire basse à *Ravenala* (Savoka), dérivant de la dégradation d'une forêt primaire hygrophile. Contrairement aux massifs de l'Isalo et du Makay, le Galoko, situé en région très humide (2000 mm annuels) porte des sols ferrallitiques plus ou moins tronqués (très ravinés dès que la forêt disparaît).

↳ Mention à part doit être faite aux **formations marines du permo-trias**, qui forment le substratum de la dépression périphérique du socle, entre Ambilobe et l'Océan Indien. Il s'agit de la seule formation marine (peu profonde) qui s'est intercalée entre les étages continentaux de la Sakamena et de l'Isalo I. Ce sont des marnes, des argilites et des schistes qui forment une bande de 2 à 10 km de large le long du socle, dominée au Sud par

le grand escarpement du massif gréseux du Galoko et au Nord par des cuestas gréseuses de l'Isalo I dans l'alignement de la faille du Galoko (escarpement de l'Andavakoera). Le contact avec le socle est par contre peu marqué dans la topographie. Le modelé est ici celui de glacis, terrasses et vallées alluviales (Ifasy, Loky) non ravinés, mais à érosion en nappe. Les schistes et marnes argileuses sont généralement très altérées. On y trouve une association de sols ferrallitiques rouges, sols ferrugineux tropicaux à concrétions, régosols ou lithosols sur schistes, sols hydromorphes alluviaux.

1.1.1.4.2. le jurassique inférieur grés-argilo-calcaire mi-marin mi-continentale

Ces formations «mixtes» se situent entre 100 et 700 mètres d'altitude, en continuité, vers l'Ouest, avec les formations gréseuses précédentes à majorité continentales, c'est à dire l'Isalo I (trias) et l'Isalo II (lias inférieur). Certains géologues les situent encore dans le grand ensemble du «Karoo» y formant son étage supérieur, et l'appelant «Isalo III», qui se situerait entre le lias supérieur et le Jurassique moyen. D'autres auteurs placent ces séries dans un «post-karoo».

Les matériaux géologiques sont constitués par une alternance de formations continentales (grès siliceux à stratifications entrecroisées, grès argileux colorés, jaunâtres à violacés, arkoses, argilites rougâtres ou verdâtres...) et de formations marines peu profondes (marnes, marno-calcaires, gypses, grès calcaires...) témoignant d'avancées et reculées marines qui n'étaient pas forcément synchrones dans tout l'Ouest. En règle très générale cependant les faciès deviennent de plus en plus marins d'Est en Ouest.

Ces formations sont souvent «polluées» en surface par des voiles résiduels de «sables roux» issus des épandages détritiques sableux pliocènes (ou de leurs remaniements) qui ont irrégulièrement recouvert toutes les séries sédimentaires antérieures.

Des dykes doléritiques ou basaltiques de 2 à 100 mètres de large peuvent traverser ces formations, dans toutes les directions. Ces filons sont particulièrement denses au Centre Nord, entre le Bemaraha et le Kelifely.

La plupart de ces dépôts mixtes s'étendent à l'Est et au pied des cuestas calcaires du Jurassique moyen. Mais au Sud du Plateau du Bemaraha, et jusqu'à Bekily, on les trouve aussi sur de grandes étendues (mais avec beaucoup de recouvrements de sables roux) à l'Ouest de ces plateaux qui d'ailleurs deviennent discontinus et très étroits. Dans cette région les formations sont hachées par de nombreuses failles NNE-SSW (faisceaux du Sikily et de l'Ilovo). Les affleurements les plus étendus se situent plus au Nord, de part et d'autre du dôme cristallin de Bekodoka, à l'arrière des plateaux calcaires du Bemaraha et du Kelifely, sur une largeur de 70 kilomètres. Plus au Nord encore la presqu'île d'Ampasindava est constituée de l'Isalo III.

Lorsqu'ils ne sont pas plaqués et protégés de sables roux, les formations tendres de l'Isalo III sont attaquées par une érosion très importante pouvant prendre localement une ampleur spectaculaire.

Le modelé des formations tendres de l'Isalo III est très diversifié. Il résulte de différents niveaux d'aplanissement et glacis : surface fini-tertiaire fondamentale et divers «épicycles» quaternaires en fonction des niveaux de base locaux. Ces glacis à substratum tendre ont subi diverses reprises d'érosion, dont les formes et les intensités ont été commandées localement par plusieurs facteurs : la stratigraphie avec sa lithologie différentielle, la tectonique et souvent ses filons doléritiques, l'éloignement et l'évolution du niveau de base, le climat donc la couverture d'altération et le couvert végétal. Ces déterminants se combinent et se croisent suivant des modalités qui ne sont pas les mêmes partout, conditionnant le degré de stabilité ou d'instabilité du milieu. On a une alternance assez rapide, dans le temps et dans l'espace de phases de creusement, de pédimentation et d'accumulation.

La tendance générale est à l'instabilité et à l'érosion, en nappe, en glissements ou en ravinements. Les différentes formes de décapage et de redistribution superficielle des matériaux aboutissent plutôt à étaler et concentrer en surface les éléments grossiers (sables et cailloux de toutes sortes) et à éliminer les argiles par le réseau de drainage ou bien les concentrer dans les zones dépressionnaires. Des «nappes» de matériaux sableux «en transit», repris et redistribués de multiples fois par l'érosion (nombreux niveaux de cailloutés), associant sans distinction possible sables roux pliocènes et matériaux de l'Isalo III, se trouvent un peu partout sur les glacis (moins de 2 % de pente), les glacis-versants (2 à 5 %) ou les vastes zones et couloirs dépressionnaires.

Suivant les endroits on peut trouver les modelés suivants :

- petits escarpements linéaires ou petits massifs fortement ravinés, parfois à bancs plus résistants (petites cuestas),
- successions rapprochées de buttes et collines à glissements et ravinements dans toutes les directions,
- glacis et dômes à termitières coniques rouges, à forte érosion en nappe pouvant se concentrer en ravines à l'approche du réseau hydrographique,
- zones dépressionnaires ou cuvettes («ranovory») argileuses.

Lorsqu'elles ne sont pas plaquées et protégées de sables roux, les formations tendres de l'Isalo III sont attaquées par une érosion très importante pouvant prendre localement une ampleur spectaculaire, soit sous forme de «bads-lands», soit sous forme de décapage en nappe intense (accentué par le surpatûrage) qui se concentre en ravines puis en ravins. C'est le cas par exemple de la presqu'île d'Ampasindava. Les roches qui peuvent rester en relief sont surtout les grès lorsqu'ils sont suffisamment durs (grès à ciment argileux ou grès à induration ferrugineuse), parfois mais plus rarement, des calcaires marneux. Ils forment alors de petits escarpements ou cuestas. Dans le Sud-Ouest ils ont fréquemment une origine tectonique (failles N-S). Les zones planes (glacis) ou en légère dépression, sans ravinements, signalent le plus souvent la présence d'une couche de

sables-roux «allochtones» remaniés de 1 à quelques mètres d'épaisseur.

Les zones à substrat riche en matériaux argileux peuvent montrer une érosion «mixte» associant glissements généralisés et ravinements linéaires radiaux (exemple des méso-reliefs très accidentés d'Ampasindava).

◆ Les sols

Comme le modelé, la lithologie et la morphodynamique, les sols sont diversifiés. La tendance générale est aux sols plutôt sableux rougeâtres (sols ferrugineux tropicaux lessivés au Sud et sols ferrallitiques appauvris au Nord) dans les zones relativement stables non ravinées, et aux roches affleurantes dans les zones ravinées («sols squelettiques» : «régosols» sur roches tendres et «lithosols» sur roches dures) à pavages caillouteux.

On peut donc trouver, en plus des affleurements rocheux et encadrés par des zones de ravinement :

- *des sols ferrugineux tropicaux plus ou moins lessivés, rougeâtres, comparables aux «sables roux» des sédiments pliocènes, de 1 à 2 mètres d'épaisseur au dessus des grès altérés bariolés (pouvant représenter la base d'une ancienne altération ferrallitique, héritage paléoclimatique) ; ces sols sont sableux en surface, plus argilo-sableux et massifs en dessous, à lignes de cailloutis à différentes profondeurs, très pauvres en matière organique (moins de 1 %), à pH de 5,5 à 6. Ils sont toujours affectés d'un fort ruissellement avec érosion aréolaire. Ils sont le plus souvent parsemés de termitières. On les observe sur des reliques relativement stables de glacis, dômes, «glacis-versants» dans le Bassin de Morondava-Tuléar, sur les revers occidentaux des massifs de l'Isalo et du Makay, ainsi que de part et d'autre des plateaux calcaires qui prolongent le Bemaraha au Sud, plus rarement à l'Est de la cuesta du Bemaraha. Ces sols ferrugineux tropicaux peuvent être plus ou moins bien drainés et hydromorphes, selon leurs situations sur les glacis, rouges en amont, ils deviennent beiges puis grisâtres en aval.*

La végétation est une savane à *Hétéropogon*, *Chrysopogon*, *Hyparrhenia* et *Loudetia*, piquetée de *Terminalia*, *Stereospermum*, *Gymnosporia*, *Dicoma*, *Ziziphus*, *Poupartia*, *Hyphaene*, *Medemia* (sols très sableux). Ces sols correspondent au climat actuel à 800-1500 mm de pluviosité annuelle et très longue saison sèche (7 à 8 mois «secs» à moins de 50 mm).

- *des sols ferrallitiques rouges et appauvris*

Ce sont des sols plus argileux que les précédents (légèrement appauvris en argile en surface), rouges sur 1 à 3 mètres, se poursuivant en profondeur par une zone d'altération bariolée (plinthite) épaisse. Ils sont toujours très pauvres en matière organique (moins de 2 %) ; le pH est de 5 à 5,5. Le complexe absorbant possède une capacité d'échange de 10 à 20 mé %, et est moyennement désaturé.

Ces sols s'observent sur les collines grés-argilo-calcaires du Nord (exemple : presqu'île d'Ampasindava), lorsque la pluviométrie moyenne annuelle est supérieure à 1400 mm, avec 5 à 6 mois «secs». Ils sont entourés de zones d'érosion avec un réseau hydrographique très dense et ramifié, et sont donc en situation précaire, protégés le plus souvent (pour combien de temps ?) par une forêt sèche à *Ficus*, *Hazomalania*, *Obetia*,

Tylachium, hopalocarpus, Cassia, Gonocypta (liane).

- *des sols à tendance verticale*

Ces sols se trouvent dans des situations pas très fréquentes, en position plutôt dépressionnaire ou de bas glacis-versant mais où le voile supérieur de sables colluviaux est parti, où le substrat «autochtone» est à dominance marneuse ou marno-calcaire et où l'érosion ravinante n'a pas encore fait entièrement son oeuvre, pour empêcher toute pédogénèse. On voit alors des sols peu épais, argileux de teinte grisâtre ou olive, à fissuration profonde, souvent à concrétions calcaires (concentrées parfois en surface). La végétation est le plus souvent une savane à *Hétéropogon* piquetée d'arbres ou arbustes : *Tamarindus, Ziziphus, Gymnosporia, Acacia*.

- *des sols hydromorphes minéraux*

Ces sols occupent les positions basses mal drainées, où l'eau et l'argile s'accumulent ; ils sont engorgés par une nappe phréatique ou une nappe d'inondation, pendant une période de l'année ; ils sont donc une zone privilégiée de pâturage et de riziculture aquatique en casiers. Les sols sont argileux fins ou argilo-sableux (couverture sableuse «colmatée» par les colloïdes), de teinte grisâtre à gris-jaunâtre, tachetés en profondeur.

1.1.1.4.3. le jurassique moyen et supérieur marin, calcaire

Une franche transgression marine à dépôts calcaires s'est produite à partir du Jurassique moyen (bajocien-bathonien) dans tout l'Ouest du Pays. Elle s'est poursuivie dans le bassin de Morondava-Tuléar, mais déjà en conditions moins profonde au Jurassique Supérieur (kimmeridgien, callovien, oxfordien), avec des dépôts marneux, grés-marno-calcaires et gypseux. Ces derniers étages paraissent manquer dans le bassin de Majunga.

1.1.1.4.3.1. Le Jurassique moyen calcaire

Les séries Bajociennes et Bathoniennes de calcaires et calcaires marneux sont parmi les formations les plus continues et les plus remarquables du sédimentaire occidental Malgache. On les observe du Nord au Sud (de Diego à Betsioky) sous forme de plateaux karstiques monoclinaux (pendage vers l'Ouest ou le NW de 5 à 15 %) à très belles cuestas regardant vers le socle cristallin. Ainsi, les plateaux les plus beaux sont, du Nord au Sud :

- Analamera-Ankarana (entre Ambilobe et Diego) : 2200 mm de pluies, 5 mois secs, 200 à 700 mètres d'altitude,
- Ankara-Kelifely-Namoroka (entre Besalampy et Maevatanana) : 1500 mm de pluies, 7 mois secs, 400-800 mètres d'altitude,
- Bemarivo (Sud de Besalampy) : 1500 mm de pluies, 7 mois secs, 200 mètres d'altitude,
- Bemaraha (Ouest de Morafenobe-Miandrivazo) : 1100-1600 mm de pluies,

- 7 mois secs, 400-900 mètres d'altitude,
 - Lambosina (Est d'Ankazoabo) : 850 mm de pluies, 7 mois secs, 750 mètres d'altitude,
 - Sakaraha (Sakaraha-Bezaha) : 800 mm de pluies, 8 mois secs, 574 mètres d'altitude.

◆ Géologie

Les faciès lithologiques sont très variables, en fonction des proportions relatives dans les roches de calcaire, dolomie et impuretés (argile et sables quartzeux). On a ainsi une dominance, une alternance ou une juxtaposition, suivant les endroits, de calcaires francs purs, de calcaires dolomitiques, de dolomies, de calcaires argileux (marneux ou crayeux) et de calcaires gréseux. Les roches sont également plus ou moins finement cristallisées (calcite, dolomie), donc plus ou moins compactes et poreuses. Les calcaires purs cristallins compacts (souvent coralliens) sont les plus durs (ce sont eux qui donnent des karsts en «tsingy»). Tout cela va conditionner la solubilité de la roche, la présence ou non de résidus après décalcarification, donc l'intensité et la nature de la «karstification» avec ses modelés et ses sols.

Autres éléments qui jouent dans la morphologie de dissection et de dissolution sont l'épaisseur des strates (gros bancs ou fines plaquettes) et des joints de stratification, ainsi que la densité de la fracturation des roches (diaclasses, failles). L'histoire hydrogéologique et climatique (donc aussi tectonique cassante et de soulèvement) est évidemment fondamentale, puisque ce sont les nappes phréatiques riches en CO₂ avec leur dynamique hydraulique qui dissolvent les calcaires, évacuent les carbonates, créent des conduits souterrains, et sont donc les agents actifs de la karstification. Porosités (en grand et en petit), présence de niveaux imperméables, pendages des couches, variations de niveaux de base relatifs des aquifères karstiques (vitesse et gradients d'écoulement), sont aussi des facteurs explicatifs de la vitesse de dissolution.

Les plateaux jurassiques ont comme caractéristique commune d'être tous fortement fracturés, dans différentes directions recoupantes. Beaucoup (surtout Bemaraha, Bemarivo, Kelifely, Namoroka), sont injectés de dykes doléritiques ou basaltiques (crétacé ?). Cette tectonique cassante est le résultat de soulèvements différentiels des plateaux au crétacé et à la fin du tertiaire.

◆ Végétation

La végétation est soit une forêt sèche dense (trophile), soit une savane plus ou moins arborée.

• Au Nord (Ankarana-Analamera) les lambeaux de forêt sont à base de *Cassia*, *Delonix*, *Obetia*, *Hazomalania*, *Rhopalocarpus*, *Ficus*, *Adenia*, *Hildegardia*, *Tylachium*, riches en épiphytes et lianes.

• Sur le Bemaraha on observe une forêt sèche haute et dense avec en strate supérieure sur sols peu épais : *Givotia*, *Grewia*, *Hymenodictyon*, *Ixora*, *Antidesma*, *Bridelia*, *Commiphora*, *Enterospermum*, *Poupartia*, *Rhopalocarpus*, *Sideroxylon*, *Ruiza*, *Stereospermum*, *Trema*. Sur sols plus épais, s'ajoutent *Albizia*, *Bivinia*, *Bridelia*, *Calliandra*, *Dichrostachys*, *Norombia*, *Oucostema*, *Premma*, *Rinorea*, *Sorindeia*,

Tabernaemontana, Tisonia, Turraea.

• Sur les zones les plus sèches on observe *Commiphora, Kalanchoe, Euphorbia, Adenia, Pandanus, Dracaena, Pachypodium, Croton, Xerophitea...*

• Les savanes herbeuses sont à base de *Hétéropogon, Hyparrhenia, Chrysopogon, Aristida, Panicum, Eragrostis*. Elles peuvent être assez riches ou simplement « piquetées », de *Tamarindus* (« Kily »), *Poupartia* (« Sako ») etc...

♦ Géomorphologie

Les plateaux calcaires présentent des morphologies karstiques diverses dont les plus courantes sont les différentes formes de dolines et de lapiez. La dissolution par les eaux a été activée et réactivée par les phases de soulèvement tectonique et de fracturation ouverte des calcaires.

Les karsts les plus spectaculaires sont les lapiez géants en « Tsingy » de l'Ankarana, du Namoroka, et du Bemaraha. Ce sont des zones déchiquetées en lames aigues cannelées de 10 à 30 mètres de dénivellation. Cette forme ne s'observe que sur les calcaires cristallins, purs et durs. Ils sont parcourus de « couloirs » étroits empruntant les fractures du plateau, qui se recoupent. Les fonds des couloirs, plus humides sont occupés par une végétation sub-humide relativement dense et riche en liane.

Sur les plateaux sans tsingy (la majorité), le karst est formé de champs de dolines : soit d'effondrement de conduits souterrains à parois verticales rocheuses (les plus belles et les plus vastes sont sur l'Ankarana), soit le plus souvent de dissolution plus lente à fond argileux inondable. Elles sont alors plus ou moins denses, larges et profondes (dolines en entonnoir cône, dolines en « verre de montre »). L'affaissement par dissolution peut conduire à des formes plus larges de dépressions dont les dimensions peuvent atteindre le kilomètre. Beaucoup de dolines sont conditionnées par la fracturation et se situent au croisement de plusieurs diaclases ou failles où la dissolution est plus active. Entre les dolines et dépressions les plateaux montrent souvent des chicots rocheux lapiazés, ou des reliefs en coupoles, dômes, croupes convexo-concaves (« kuppen ») ou bien en tours à parois verticales rocheuses (« mogotes »). Lorsque la densité de dolines est très forte, à devenir coalescentes, elles isolent des buttes cône et lanières séparées par des dépressions anastomosées ; ce relief, appelé « cockpit-karst » (Rossi, 1980), s'observe sur le causse du Kelifely.

Sur les zones à strates alternées de calcaires et de marnes (certaines zones du Bemaraha) le rabotage par l'érosion révèle les alternances régulières des empilements de strates : calcaires blanchâtres à lapiez et marnes à sols bruns vertiques plus sombres.

Un certain nombre de plateaux sont entaillés par des vallées rectilignes encaissées en « canyons », isolant des lanières (Ankarana, Kelifely) ; ce sont des couloirs d'effondrement de conduits souterrains, alignés selon les fractures ouvertes. Ces fractures lorsqu'elles se recoupent, isolent des petits plateaux de forme trapézoïdale.

◆ Les sols

• *Sur calcaires durs* les sols sont souvent développés sur les argiles de décalcarification plus ou moins décalcifiées. Ces argiles forment des poches et amas qui remplissent les fissures, vasques, joints de stratifications, fonds de lapiez... Ce sont des «sols fersiallitiques» à kaolinite et illite, brun-rougeâtres, de 50 à 80 cm d'épaisseur, argileux, généralement très bien structurés, souvent assez riches en matière organique (3-5 %).

• *Sur calcaires marneux tendres, crayeux ou gréseux*, les sols peuvent être des *sols bruns s calcaire*, des *sols bruns vertiques* «ou des *vertisols*». Ces sols sont de teinte brune à jaunâtre, très argileux (60 % d'argile), à structure fortement exprimée, relativement «riches» chimiquement : pH de 7 à 8, pourvus en «calcaire actif», à forte capacité d'échange (présence d'argiles gonflantes), et à complexe saturé. A la base, peut se former une croûte calcaire, qui affleure en plaques quand l'érosion a décapé les sols.

• *Les fonds des dépressions et dolines* sont occupés par des *argiles hydromorphes* plus ou moins vertiques.

• *Mais la plupart du temps les sols ont été décapés par l'érosion* et la surface laisse affleurer des chicots calcaires lapiazés blanchâtres, des *pavages de cailloux* ou *débris de croûte calcaire* au dessus du calcaire marneux.

• *Les Tsingy* à «lames de couteaux» verticales cannelées ne portent pas de sols.

1.1.1.4.3.2. Le Jurassique supérieur marneux et grésomarno-calcaire

Ces séries marines (bathonien à kimmeridgien) de mer peu profonde (épicontinentale) du Jurassique supérieur s'observent surtout dans le bassin de Morondava-Tuléar, sur une bande de 5 à 30 kilomètres, entre la Tsiribihina au Nord et l'Onilahy au Sud. La partie Nord (Berevo-Ankilizato-Mandabe) est essentiellement marneuse («marnes jaunes d'Ankilizato»). La partie Sud, (Mandabe à Betioka) est plus variée, avec alternances de marnes, calcaires, grès et argiles, les grès calcaires étant dominants : cette partie est affectée par des faisceaux de failles d'âge tertiaire (faisceaux du Sikily et de Manja) orientés NNE-SSW. Des placages de «sables roux» pliocènes remaniés, souvent peu épais (1 à 3 mètres) au dessus du substrat Jurassique, sont nombreux.

Climatiquement, nous sommes dans la zone sub-aride, avec une pluviométrie annuelle de 1000 mm au Nord, 600 mm au Sud, et 7 à 8 mois «secs» (à moins de 50 mm).

La végétation est le plus souvent une savane graminéenne, pure, arbustive ou arborée, à *Hétéropogon*, *Loudetia*, *Panicum*, *Hyparrhenia*, *Aristida*. Les arbres, isolés ou en bosquets, sont essentiellement *Poupartia* (Sakoa), *Albizia* («bonara»), *Stereospermum*, *Diocoma*, *Tamarindus* (Kily). Sur les sols vertiques (Ankilizato) apparaissent des épineux : *Acacia* et *Ziziphus*. Les massifs du Sikily, au Sud du Mangoky et à l'Ouest d'Ankazoabo montrent encore quelques belles forêts sèches (forêt de Hera) à *Adansonia*, *Diospyros*, *Dalbergia*, *Flacourtia*, *Rhopalocarpus*, *Albizia*, *Commiphora*, *Protorhus*, *Sideroxylon*, *Delonix*, *Givotia*.

◆ Géomorphologie et pédologie

• Les marnes jaunes (d'Ankilizato)

Ces formations tendres forment une bande étroite (moins de 10 kilomètres) relativement déprimée («gouttière») à l'Est et au pied de l'escarpement (cuesta ou faille) gréseux du crétacé. L'érosion y est très active sur les pieds et revers des micro-cuestas marno-calcaires des escarpements de faille, avec des ravins denses et hiérarchisés aboutissant à des paysages de «bad-lands». Il existe des zones plus stables, soit modelées en glacis coiffés de sables allochtones et affectés d'une érosion en nappe intense, soit en position dépressionnaire à *sols vertiques* et sols hydromorphes, plus ou moins inondable.

En règle générale, les sols très argileux sont à dominance de *vertisols* et de *sols bruns vertiques* (présence d'argiles gonflantes) de couleur brun-grisâtre à olivâtre, très argileux, fortement fissurés en saison sèche. Les concrétions calcaires sont abondantes et épandues en surface par l'érosion.

• Les grès marno-calcaires (de Mandabe à Mahaboboka)

Le Jurassique est ici davantage grésocalcaire que marneux. Mais des couches (tendres et «fluantes») d'argile à gypse et de marnes sont intercalées avec les bancs de grès calcaires massifs. Il forme en particulier les massifs du Sikily, sur la rive gauche du Mangoky dans le prolongement NE du Massif de l'Analavelona (point culminant de la région à 1321 mètres) et à l'Est du plateau crétacé du Mikoboka.

Dans cette zone le Jurassique a été haché par une tectonique cassante tertiaire qui a formé une série de horsts (plateaux), de grabens (fossés) et de blocs monoclinaux allongés, délimités par des escarpements de faille (boisés en partie), l'ensemble étant orienté NE-SW. Ces plateaux, larges de 1 à 10 km, longs de 20 à 50 kilomètres sont à peu près déserts et supportent un certain nombre de lambeaux forestiers surtout sur les points hauts, les escarpements de faille et certains ravins (forêts galeries) ; ils sont étagés entre 300 et 800 mètres d'altitude, avec des dénivellations (failles) de 50 à 300 mètres de haut.

Les grands versants, d'origine tectonique ou de dissection (flancs des grandes vallées) montrent souvent, en plus des gradins étagés dus à la lithologie différentielle des strates, une morphodynamique particulière avec mouvements de masse de grande ampleur (de l'ordre de 200 à 800 mètres), vastes glissements en marches d'escalier et coulées boueuses. On observe bien ces processus sur les flancs Sud et Sud-Est du Massif de la Manamana au Sud d'Ankazoabo. L'origine des glissements est la présence de niveaux marno-gypseux en profondeur.

Les sols ne sont pas partout formés directement sur les matériaux grésocalcaires Jurassiques. Car des placages et accumulations de sables roux «allochtones» sont très fréquents, spécialement dans les points bas du modelé et les fossés d'effondrement. On a alors des *sols ferrugineux tropicaux peu ou non lessivés rougeâtres* à caractères d'hydromorphie en profondeur (drainage ralenti).

Sur grès calcaires on observe des «*sols fersiallitiques*» rouge vif, décalcarifiés et plus ou moins décalcifiés. Ils présentent une épaisseur variable en fonction de la dissolution du substrat (lapiez couverts à vasques arrondies). La distinction entre sols fersiallitiques et ferrugineux tropicaux, du fait de l'incertitude sur le matériau (autochtone

ou allochtone ou mélangé) est difficile à faire.

En position de drainage médiocre, apparaissent des caractères vertiques et d'hydromorphie sur matériau colluvial «colmaté». Les zones décapées de leur «couverture rouge ancienne», développent des sols jeunes : *sols bruns eutrophes, bruns calcaires, bruns vertiques, vertisols* peu épais, à pH élevé (7 à 8), saturés en calcium et à concrétions calcaires fréquentes.

1.1.1.4.4. le crétacé continental ou marin

Les «assiettes» crétacées du sédimentaire s'étendent du hauterivien au danien. S'y intercale un important épisode de volcanisme basaltique effusif (dont nous parlerons plus loin), qui se place au début du crétacé supérieur.

Il faut signaler également une série crétacée à faciès mixtes, peu étendue sur le littoral oriental.

On peut ainsi distinguer :

- *le crétacé anté-basaltique* (crétacé inférieur et moyen : hauterivien à cénomanien) : il est à dominance de *faciès continentaux gréseux* (grès siliceux et grès glauconieux), à stratifications entrecroisées, mais on y trouve quelques imbrications marneuses (faciès marins peu profonds) et argileuses. L'assiette du bassin de Majunga est ainsi typiquement gréseuse ; celles du Bassin de Morondava-Tuléar sont mixtes, gréseuses au Nord, devenant grés-marno-calcaires au Sud.

- *les basaltes du début du crétacé supérieur*

- *le crétacé post-basaltique* (crétacé supérieur : surtout maestrichien et danien), à l'intérieur duquel se différencient les faciès suivants :

- les marnes (faciès marin peu profond) de l'Ouest et du Nord-Ouest,*
- les calcaires et marno-calcaires (faciès marin peu profond) du Sud-Ouest,*
- les grès et grès argileux (faciès continental du Nord-Ouest),*
- les grès marno-calcaires (faciès mixtes) de la Côte Est.*

Il faut rappeler que toutes les formations de l'Ouest ont été plus ou moins recouvertes au pliocène par des «sables roux». Ces sables roux ont été en majeure partie éliminés au quaternaire par l'érosion, mais subsistent un peu partout à l'état remanié, en placages résiduels sur lesquels se trouvent les sols actuels.

1.1.1.4.4.1. Le crétacé inférieur et moyen, gréseux

↳ Les grès siliceux dominants du bassin de Majunga forment une très vaste auréole en recouvrement des calcaires du Jurassique moyen (lacune au jurassique supérieur). Ce sont les «grès d'Ankarafantsika». Ils possèdent cependant des étages argileux ou marneux.

↳ On les retrouve, peut-être un peu plus argileux, en situation comparable, dans le bassin de Morondava à l'arrière et au Sud du plateau Jurassique du Bemaraha (Besalampy-Antsalova-Ankilizato),

↳ Dans le bassin de Tuléar, les grès s'enrichissent en calcaire (grès «silico-calcaires») et s'intercalent avec des marno-calcaires. Ce sont les grès calcaires du massif de l'Analavelona et de son prolongement au Sud du Fieheranana.

♦ Géomorphologie

Les plateaux gréseux sont «monoclinaux» avec un léger pendage vers l'Ouest et une cuesta d'érosion regardant vers l'Est dominant les formations jurassiques (exceptée la gouttière Besalampy-Antsalova de 20 kilomètres de large, encadrée et dominée à l'Est par le Bemaraha, à l'Ouest par les basaltes supérieurs). Mise à part la région soulevée de l'Analavelona au Sud, le modelé des plateaux est assez régulier. Les reliefs les plus marquants sont les petites cuestas et zones déprimées soulignant les différences lithologiques (cuestas pour les grès durs, dépressions pour les zones marneuses). Les cuestas, échancrées, à buttes-témoin, sont profondément ravinées, entaillant les zones plus tendres sous-jacentes. Partout l'érosion en nappe est importante.

Le massif de l'Analavelona, chapeauté par des plateaux basaltiques, est façonné dans des grès calcaires épais, des grès ferrugino-siliceux et des marnes gypseuses. Les intercalations basaltiques sont nombreuses. L'ensemble a été affecté par une tectonique et du volcanisme basaltique au début du Crétacé Supérieur, puis par une nouvelle période de fracturation et de soulèvement à la fin du tertiaire. Il en a résulté une surrection de l'ensemble du Massif Bara (Crétacé et Jurassique) dont le sommet dans l'Analavelona est à 1321 mètres d'altitude. Des escarpements de faille et des grands versants de dissection, en font un massif pluri-tabulaire à flancs montagneux ravinés ou à grands glissements de masse, dus aux couches marno-gypseuses intercalées.

♦ La végétation

Les sols sableux sur grès portent le plus souvent une savane plus ou moins arborée, composée de graminées (*Hétéropogon*, *Hyparrhenia*, *Loudetia*) sujette aux feux, et d'arbres composés de palmiers (*Medemia nobilis*, *Hyphaene shatan*), *Ziziphus*, *Poupartia*, *Stéréospermum*, *Tamarindus*, *Flacourtia*, *Commiphora*, *Gymnosporia*, *Dicoma*... Existente de très belles forêts sèches, telles celle d'Ankarafantsika dans le bassin de Majunga (réserve forestière et réserve naturelle intégrale).

♦ Les sols

Sur les formations à dominance gréseuse (la majorité) du Nord et du Centre, on observe des sols ferrugineux tropicaux plus ou moins lessivés, de 1 à 3 mètres d'épaisseur, sableux en surface, argilo-sableux en profondeur, à pH de 5,5 à 6. Ils sont très comparables aux «sables roux» sur «carapace sableuse» des épandages pliocènes ; d'ailleurs la distinction entre les deux matériaux est souvent difficile. Dans le bassin de Majunga, avec une pluviométrie annuelle de 1500 à 1600 mm, les ferrugineux tropicaux passent à des sols ferrallitiques appauvris, à pH plus acides (5 à 5,5) reposant sur une zone d'altération épaisse (jusqu'à 10 mètres) bariolée («plinthite») à nappe phréatique fluctuante.

Dans le Sud, sur grès calcaires, à altitude plus élevée (600-1300 mètres), on observe une association de sols ferrugineux tropicaux sableux à argilo-sableux à structure massive, de sols fersiallitiques argileux plus ou moins décalcifiés à structure polyédrique, et de sols ferrallitiques reliques.

1.1.1.4.4.2. Le Crétacé supérieur marneux

Les marnes dominantes, de couleur grise, verdâtre ou jaunâtre (faciès marin peu profond) du crétacé supérieur (maestrichien et danien essentiellement) forment une zone étroite relativement déprimée de 5 à 20 km en contrebas et à l'Est de la cuesta calcaire éocène dans le bassin de Majunga (Soalala, Mitsinjo, Majunga, Antonibe) et dans le bassin de Morondava (Bekopaka-Berevo, Mahabo, Manja...), toujours à moins de 250 mètres d'altitude.

Ces zones sont caractérisées par une érosion ravinante importante (souvent en «bad-lands») et la présence de nombreuses dépressions marécageuses où viennent s'abreuver les troupeaux. La végétation est une savane arbustive peu couvrante avec, pour graminées surtout *Hétéropogon* et *Chloris*, et comme ligneux, selon les endroits, *Ziziphus*, *Gymnosporia*, *Acacia*, *Cryptostegia*, *Physena*, *Tamarindus*.

Les sols sont toujours très argileux, à pH élevés (7,5 à 8,5), généralement non rubéfiés, de teinte plutôt sombre (noirâtre, grisâtre, brunâtre, olive, riches en calcaire actif, à amas et concrétions calcaires fréquentes. Ce sont des *sols vertiques riches en montmorillonite* : *bruns vertiques*, *vertisols*, *vertisols hydromorphes* (cuvettes). Ces sols se fissurent fortement en saison sèche.

Dans les positions les mieux drainées on observe des *sols bruns calcaires* avec une teinte moins sombre (brun-rougeâtre). Un encroûtement calcaire peut se situer à la base (entre 50 à 100 cm de profondeur).

Comme toujours, les marnes peuvent localement être «polluées» par des placages de «sables roux» remaniés, à sols ferrugineux tropicaux, ici à caractères d'hydromorphie.

1.1.1.4.4.3. Le Crétacé Supérieur calcaire et marno-calcaire

Ces formations sont ici franchement marines. Elles caractérisent le crétacé supérieur du Sud-Ouest, entre le Mangoky et l'Onilahy où elles constituent un plateau à une altitude de 300 à 600 mètres, d'une largeur de 5 à 25 kilomètres, représenté par les plateaux de Vineta et une partie de l'Ankoboka. Les calcaires reposent sur les basaltes du début du crétacé supérieur qui les limitent à l'Est. A l'Ouest, ils sont bordés par les calcaires éocènes relativement en continuité. La roche est formée de calcaires jaunâtres clairs microcristallins plus ou moins purs, en bancs massifs ou lités. Ils forment des strates à pendages léger (5-10°) vers l'Ouest. Des failles tertiaires Nord-Sud ont relevé la bordure Est du plateau (escarpement de l'Andrambo) augmentant son pendage vers l'Ouest. Les zones dépressionnaires et parfois les parties inférieures des longs glacis-versants sont comblées le plus souvent de «sables roux» (moins de 10 mètres d'épaisseur) qui cachent les calcaires. C'est le cas de la zone agricole d'Andranovory.

La végétation est essentiellement celle d'une savane à *Hétéropogon* piquetée de *Poupartia* (Sakoa), *Tamarindus* (Kily), *Ficus* (Adabo), parfois baobabs ; ce paysage ouvert tranche avec le fourré dense des calcaires éocènes occidentaux.

Le modelé est constitué de longs versants, de revers structuraux et ondulations à pentes de 3 à 6 %.

Le plateau calcaire de Vineta comporte des figures karstiques visibles quand le voile de sables roux est peu présent.

Les calcaires massifs, les plus courants, montrent essentiellement des lapiez plus ou moins enfouis par les résidus de décalcarification ou les sables roux (karst «couvert» ou karst «découvert»). Il y a peu de dolines (sinon enfouies sous les sables roux). Les lapiez exhumés de calcaire jaune clair montrent des formes à chicots et cavités émoussées (non ciselées), ovoïdes, jamais très hautes (moins de 50 cm), émergeant (en forme de «pseudo-pavage» caillouteux) d'une argile rouge vif de décalcarification généralement décalcifiée. Les analyses (Sourdat, 1977) ont montré que ces «argiles rouges» étaient de nature mixte, d'origine calcaire à la base, d'origine plus siliceuse (grains de quartz) au sommet, donc mi-autochtone mi-allochtone, avec une pollution par les sables roux détritiques pliocènes. Les formes émoussées des lapiez formés sous couverture sableuse pliocène peuvent s'expliquer par l'acidité originelle de ces sables roux ayant activé et régularisé la dissolution du calcaire sous-jacent.

Les sols «polygéniques» et «polyphasés» (Sourdat, 1977) sont donc difficiles à classer ; suivant l'importance de l'influence de la nappe sableuse antérieure on aura une association de *sols ferrugineux tropicaux* épais, sableux à argilo-sableux (à kaolinite et hématite), rougeâtres, de structure massive, de pH 5,5 à 6, et de *sols ferrallitiques* («terra rossa») rouge vif, argileux (à halloysite, métahalloysite, parfois à montmorillonite), bien structurés, plus ou moins décalcifiés, à pH 6 à 7.

Sur les calcaires marneux à débit en plaquettes, on n'observe pas de figures karstiques, les sols sont moins rouges (bruns rougeâtres à bruns foncés) peu épais, plus riches en calcaire, à croûte calcaire sub-affleurante. Ce sont des sols *bruns calcaires* et des *sols bruns vertiques*.

1.1.1.4.4. Le Crétacé Supérieur gréseux et grés-argileux

Ces formations sédimentaires à faciès continental sont localisées en affleurement dans le Bassin de Majunga, entre «l'assiette marneuse» (voir ci-dessus) au Nord et «l'assiette basaltique» (voir plus loin) au Sud. Elles peuvent aussi être présentes dans le bassin de Morondava, mais dans ce cas, enfouies sous une forte épaisseur de «carapace sableuse» à sables roux. Ces grès sont célèbres pour leurs gisements de Dinosauriens.

Au niveau de la morphologie, de la morphodynamique et des paysages, nous renvoyons à l'exposé précédent concernant le crétacé inférieur et moyen, gréseux anté-basaltique. Les caractéristiques sont les mêmes. Peut être y a-t-il ici davantage de placages résiduels de «sables roux» pliocènes, mais de toute façon les sols sur grès sont très semblables aux sables roux aussi a-t-on des *ferrugineux tropicaux lessivés* ou des *ferrallitiques appauvris*.

1.1.1.4.5. Le Crétacé Supérieur grésomarno-calcaire de la Côte Est

Le crétacé du littoral Est forme une bande discontinue et étroite, inférieure à 15 kilomètres, à l'arrière des cordons littoraux et des lagunes, entre Fenoarivo (Foulpointe) au Nord et Manantenina au Sud. La pluviométrie annuelle est de 2000 à 3000 mm. Il n'y a pas de mois sec. Le faciès sédimentaire est variable : plutôt continental (grès, sables, argiles) au Nord de Mahanoro, plutôt marin peu profond (marnes, calcaires, grès) au Sud de Mahanoro.

Ces formations sont couvertes d'une «savoka» à Ravenales et fougères, *Philippia* et *Helichrysum*, ou d'une savane herbeuse mal couvrante à *Aristida* et *Imperata*. Le modelé est formé d'une succession de collines convexes en demi-orange, attaquées par une érosion importante : glissements, «pieds de vache», parfois ravinements et lavakas. Les sols sont des *ferrallitiques jaune / rouge ou rouges tronqués*, de 1 à 3 mètres reposant sur l'altérite argilo-sableuse marmorisée.

1.1.1.4.5. l'éocène calcaire

L'éocène marin (et très localement le miocène) achève la série d'assiettes sédimentaires de l'Ouest Malgache.

Les calcaires éocènes forment une série de plateaux délimités par des escarpements (cuestas ou failles) depuis l'extrême Sud jusqu'à l'extrême Nord, interrompus par l'érosion, par les recouvrements de sables roux, par les grandes vallées alluviales, ou par le découpage de la côte en rias et estuaires (Nord et Nord-Ouest).

On a ainsi, du Sud au Nord, le chapelet de plateaux suivant :

- Mahafaly : 10 000 km² ; P = 400 mm ; 8 mois secs,
- Belomotra : 1000 km² ; P = 450 mm ; 8 mois secs,
- Manangetaheta : 1500 km² ; P = 450 mm ; 8 mois secs,
- Mikoboka : 1500 km² ; P = 750 mm ; 8 mois secs,
- Manja-Soaserano : 1000 km² ; P = 700 mm ; 8 mois secs,
- Mahabo : 1000 km² ; P = 900 mm ; 8 mois secs,
- Mitsinjo : 400 km² ; P = 1400 mm ; 7 mois secs,
- Katsepy : 500 km² ; P = 1400 mm ; 6 mois secs,
- Mariarano : 1000 km² ; P = 1400 mm ; 6 mois secs,
- Narinda-Antonibe : 800 km² ; P = 1500 mm ; 6 mois secs,
- Isthme du Courrier : 10 km² ; P = 1100 mm ; 6 mois secs,
- Montagne des Français : 80 km² ; P = 1200 mm ; 6 mois secs.

♦ Géologie et géomorphologie

A l'affleurement, les matériaux, affectés d'un pendage Ouest faible, sont le plus souvent soit des calcaires francs, compacts, parfois dolomitiques, à alvéolines, algues, nummulites, milioles ou coraux (éocène moyen) soit des calcaires marneux à huitres donc à faciès plus littoraux (éocène supérieur).

Comme pour les calcaires jurassiques, on observe suivant les endroits, divers faciès (calcaire franc, dolomitique, gréseux, marneux), cristallins ou non, et diverses consistances (marneuse, crayeuse, compacte, très dure), des bancs de différentes épaisseurs. Les intensités de dissolution et les formes de karstification en dépendent, ainsi que du degré de fracturation des plateaux, et de la disposition litho-stratigraphique (présence ou non de plancher imperméable).

- *Les calcaires éocènes du Nord-Ouest*, de Soalala à la baie de Narinda, montrent différentes formes karstiques à buttes (Rossi, 1980) : soit une succession désordonnée de croupes (20 à 40 mètres de haut) en buttes ou couloles surbaissées de 50 à 300 mètres de diamètre, convexes ou convexo-concaves, à affleurements de blocs déchaussés et lapiez, il s'agit alors de «Kuppenkarst» ; soit des tours (20 à 60 mètres de haut), à sommets lapiazés, à versants sub-verticaux rocheux cannelés, à raccordement brutal avec le plancher (souvent argileux, hydromorphe et inondable) ; il s'agit cette fois de «mogotes» qui se prolongent en mer et forment des îlots dans la baie de Morambo. Les collines karstiques sont couvertes de bosquets de forêt sèche.

Localement le «cachet» karstique est donné par la densité, la hauteur et la forme des buttes et des «couloirs» basaux. Le «plancher» est composé soit de sables roux soit de résidus de décalcification, d'où peuvent dépasser des chicots de lapiez.

- *Le plateau du Mahafaly*, au Sud de l'Onilahy montre des figures karstiques bien différentes (Battistini, 1964) : entre une cuesta NNW-SSE de 50 à 120 mètres de dénivelée à l'Est et un escarpement de failles («faille de Tuléar») sub-rectiligne à l'Ouest et de même direction, le plateau Mahafaly, couvert en majeure partie par un fourré épineux dense et impénétrable («bush»), montre les formes suivantes :

- au Nord Ouest du plateau sur une bande NNW-SSE de 5-10 km de large, correspondant à un palier effondré : un champ d'une centaine d'avens à bord verticaux de 50 à 500 mètres de diamètre profonds de 40 à 100 mètres,
- au Centre du plateau et à l'Est de la zone précédente (sur la plus grande partie du plateau) une zone de dolines à fonds argileux de 75 à 150 mètres de diamètre, commandées par la présence d'un faisceau fracturé,
- à l'Est du plateau : le bush s'éclaircit en vastes clairières correspondant à de larges dépressions sinueuses et couloirs fermés («ouvalas») à argiles rouges ou jaunes de décalcification, enfoncées de 2 à 5 mètres (effondrement et dissolution dans des conduits souterrains). Un certain nombre de couloirs et vallées sèches plates, témoignent d'un réseau hydrographique fossile,

- *le plateau de Belomotra-Manangetaheta*, entre Onilahy et Fiherenana, couvert d'une forêt sèche ou d'un fourré-dense à *Alluaudia*, ne présente pas de modelé karstique spectaculaire (peu de dolines et de lapiez), sinon des «kuppen» (dômes) surbaissés et boisés. Il est entaillé par un réseau dense surimposé de canyons profonds à reculées et méandres. Des placages de sables roux forment des buttes ou remplissent les zones effondrées (petits grabens). Les calcaires marneux lités donnent des sols rouges encroûtés qui, après décapage, exposent la croûte calcaire dont les débris jonchent la surface.

- *le plateau du Mikoboka*, situé entre le Fiherenana et le Mangoky, en grande partie déforesté, très fracturé (failles NNE-SSW) avec compartiments basculés, abaissés ou surélevés, présente des modelés karstiques d'une grande richesse (Salomon, 1986) :

- des zones à lapiez «banaux» et à croûtes calcaires affleurantes, sur calcaires tendres lités,
- des zones à trains de dolines extrêmement denses et reliefs résiduels de dissolution. Les dépressions sont de type dolines (en «verre de montre» ou en entonnoirs), «ouvalas», poljés, et avens. On trouve aussi un nombre impressionnant de hautes tours, buttes et lanières soit à parois verticales rocheuses ciselées (mogotes, hums), soit convexo-concaves en coupoles («kuppens») ou, plus redressées, en cônes («kegels»). Sur l'escarpement Ouest du plateau (faille de Tuléar), existe une ligne d'exurgences à l'aval de cette zone (bassin de la Manombo).
- des lapiez géants acérés et cannelés, du type «tsingy», au Nord du plateau (Nosy Ambositra),
- des vallées sèches très denses et hiérarchisées et des cañyons à fond plat, orientés vers l'Ouest,
- un réseau souterrain très important ouvert sur des avens et dolines en entonnoirs,

- *les plateaux et buttes de Manja-Soaserana* : à l'Ouest de Manja, la dissolution et l'évolution karstiques ont été activées par un faisceau de failles NNE-SSW découpant le plateau en multiples buttes en lanières étroites (en «dos de baleine»), séparées par des couloirs de sables roux.

Le plateau de Soaserana, moins tectonisé, est en partie couvert de sables roux, mais criblé de grandes cuvettes de dissolution des calcaires (dolines en «verres de montre»), ou de suffosion des sables roux par évacuation profonde des colloïdes dans la nappe. Elles présentent des fonds larges, plats et argileux. On observe aussi des «poljes» de l'ordre du kilomètre.

- *les dômes entre la Maharivo et la Tsiribihina* (au Sud de Mahabo) : l'éocène forme des buttes peu marquées (moins de 20 mètres de haut) qui s'ennoient sous les sables roux. Les calcaires sont marno-gréseux et ne montrent pas de figures karstiques particulières.

◆ Les sols

Comme déjà indiqué, deux types de «matériaux superficiels» peuvent exister ou coexister en mélange :

- les argiles de décalcarification des calcaires,
- les «sables roux» des épandages pliocènes.

Les premiers, de type «fersiallitique», sont rouges, argileux, bien structurés, encore plus ou moins calcaires (décalcification plus ou moins avancée), à pH neutres ou basiques. Les seconds de type «ferrugineux tropicaux», plus épais, sont brun-rougeâtres ou ocre, sableux, massifs, à pH plutôt acides. Les sables roux sont souvent prédominants dans les zones planes ou dépressionnaires et dans les couloirs et glacis situés entre les buttes en cônes et coupoles, sans cailloux et où n'affleurent pas de chicots calcaires de lapiez. Les fersiallitiques sont présents sur les topographies lapiazées en poches rouge vif sur les flancs des formes karstiques en buttes, coupoles et cônes ou redistribués en colluvions argilo-caillouteuses à leur base.

Les zones endoréiques ou mal drainées, planchers de mogotes, ou fonds de dolines ou de poljés, sont comblées de colluvions sableuses et d'argiles de décalcification inondables ou noyées par une nappe phréatique temporaire, qui prennent des caractères d'hydromorphie ou des caractères vertiques, avec des couleurs grise, jaune, noirâtre, marmorisées. Dans les karsts du bassin de Majunga (Narinda, Mariariana, Katsepy) ces zones sont particulièrement riches en peuplements de palmiers (*Medemia nobilis*).

Les zones marneuses, marno-calcaires, marno-gréseuses, à litage fin, lorsqu'elles ne sont pas couvertes de sables roux, donnent naissance à des sols calcaires peu épais avec des pH élevés (7 à 8) : bruns calcaires plus ou moins ferrugineux, ou bruns vertiques et vertisols en zones basses. Mais l'érosion ravinante peut y être importante.

Ces zones ne présentent pas de figures karstiques. Dans les régions du Sud-Ouest, plus sèches, la zone d'altération peut se compacter et se concentrer en calcaire par les eaux d'imprégnation et évoluer en croûte calcaire (zonée, de teinte crème à rosée). L'érosion décape facilement les sols bruns-calcaires ou bruns calciques peu épais du dessus et fait affleurer la croûte fragmentée en blocailles et plaquettes qui forment un pavage jonchant alors la surface. Un tel pavage est très fréquent sur le plateau Mahafaly et les plateaux de Belomotra et Manangetaheta à l'arrière de Tuléar. Parfois un véritable encroûtement secondaire continu, héritage pédologique, peut mouler la surface.

1.1.1.4.6. le pliocène détritique grès-sableux à «sables roux»

◆ Mode de mise en place

A la fin de l'ère tertiaire, d'immenses nappes détritiques argilo-sableuses (vastes cônes d'épandage coalescents) ont recouvert pratiquement tout l'Ouest sédimentaire malgache. Ce sont les dépôts corrélatifs de la surface d'aplanissement fini-tertiaire qui a raboté et évacué une partie du manteau d'altération préexistant du socle cristallin (voir précédemment). Cette même «surface» se poursuivait sans discontinuité topographique sur le sédimentaire qu'elle a tronqué de la même façon pour y déposer ensuite ses produits issus du socle suivant une épaisseur plus ou moins grande en fonction des «creux» à combler.

Les géologues ont appelé génériquement cette formation détritique «carapace sableuse». L'érosion quaternaire a ensuite fait son oeuvre en dégagant (dans les sédimentaire sous-jacent) en plateaux les «zones dures» (calcaires, grès consolidés...) et en creusant en gouttières les «zones tendres» (grès peu consolidés, schistes, marnes,

argilites...). La carapace sableuse a ainsi été « reprise » et redistribuée en partie, en différents « glacis » locaux façonnés par les processus d'érosion en nappe. Les phases humides du quaternaire ont par la suite « rubéfié » la surface de ces formations détritiques en place ou remaniées, que les géologues ont appelé « sables roux », autre terme générique, désignant toutes les couvertures rougeâtres qui cachent l'observation des séries sédimentaires antérieures.

Depuis, le terme de « sables roux » est devenu un terme courant entré dans l'usage général des géographes, pédologues, géomorphologues et agronomes lorsqu'ils raisonnent à échelle non détaillée. Ce n'est cependant pas quelque chose de parfaitement homogène, quand on descend dans des observations plus fines. Les « sables roux » en tant que matériau superficiel ont subi de multiples remaniements alluviaux, colluviaux ou éoliens. D'autre part, la carapace sableuse n'est pas altérée partout en sables roux. Dans certaines conditions, elle a pu donner des sols hydromorphes et des « sables blancs ». Il faut toujours avoir à l'esprit que le terme de « sables roux » ne désigne pas en toute rigueur une « formation superficielle » mais une pédogénèse ayant affecté postérieurement ce dépôt plus ou moins remanié.

L'épaisseur du dépôt détritique est de quelques dizaines de mètres à quelques mètres. A l'état initial sous la surface pliocène avant remaniement il est composé d'une masse sablo-argileuse sans stratification apparente donc sans triage, mais avec parfois des intercalations de cailloutis ou galets ; il est composé minéralogiquement de quartz, kaolinite et oxydes de fer. Ces dépôts sont très comparables à ceux du « Continental terminal » ouest Africain et aux formations « Barreiras » du Brésil, également pliocènes. La pédogénèse a « rubéfié » et très partiellement argilifié (sols ferrugineux tropicaux ou ferrallitiques) la partie supérieure, sur 1 à 5 mètres. En dessous, la couleur s'éclaircit et le matériau devient marmorisé, héritage ou action actuelle d'une nappe phréatique.

L'origine des matériaux détritiques est essentiellement le matériau altéritique épais des roches cristallines du socle, à différents niveaux de troncature de ce manteau (de l'argile supérieure « ferrallitisée » ou « plinthitique » à l'arène profonde), des matériaux arrachés aux formations gréseuse et gréso-argileuses du karoo (Isalo).

On aurait reconnu globalement deux séries de matériaux : une série inférieure argilo-sableuse (décapage d'altérations assez argilifiées donc « évoluées », de type ferrallitique) et une série supérieure gréso-sableuse (décapage de racines d'altérations non argilifiées et d'arènes). On a montré que les nappes détritiques avec une pente générale de 1 à 3 ‰ se poursuivaient en pente douce (glacis) sous le niveau marin. Elles se sont donc déposées en période de régression marine. L'érosion marine a été importante dans le bassin de Majunga du fait de la montée récente du niveau marin (affaissement actuel du Nord du Pays), jusqu'aux calcaires éocènes, alors que dans le bassin de Morondava (entre la Tsiribihina et le Fieherenana) les sables roux se sont maintenus à l'avant des plateaux éocènes.

◆ Extension

Les « sables roux » sont omni-présents soit sur de grandes distances et de grandes épaisseurs, soit en formation discontinues et en voiles peu épais. C'est cependant dans l'Ouest et le Sud-Ouest qu'ils ont le maximum d'ampleur en superficie.

Du Nord vers le sud, les ensembles les plus importants sont les suivants :

- *dans le bassin de Majunga* : ils n'occupent pas des ensembles d'un seul tenant très importants. Ils ont été déblayés par les réseaux hydrographiques tributaires des grands fleuves qui descendent des Hauts-Plateaux. A l'intérieur du «Pays» ils forment des «placages» de quelques mètres d'épaisseur sur les assises monoclinales sédimentaires et basaltiques, spécialement dans les sillons surcreusés et aux pieds des «cuestas» où les sables roux ont été piégés.

On trouve une épaisseur importante (plusieurs dizaines de mètres) de «carapace sableuse» à sables roux, sur les plateaux de calcaire éocène du littoral de part et d'autre de Majunga. La cuesta qui les borde au Sud-Est les a isolé et protégé des actions érosives des réseaux hydrographiques. Par contre l'érosion marine les sape en falaises littorales. Les karsts éocènes sont en partie ennoyés par les sables roux.

La région du Cap Saint-André, de Soalala à Besalampy, possède une grosse épaisseur de ces dépôts.

- *dans le bassin de Morondava-Tuléar* :

- *dans la moitié Nord du Bassin* (entre les rivières Ranobe et Tsiribihina) la carapace sableuse à sables roux couvre toutes les formations sédimentaires situées à l'arrière (à l'Ouest) du plateau calcaire Jurassique du Bemaraha et des plateaux basaltiques crétacé. La grande cuesta orientale du Bemaraha les a protégé efficacement de l'érosion géologique quaternaire à partir de l'amont, canalisant les grands fleuves. Par contre dans le Betsiriry l'érosion ravinante dans les formations tendres du Karoo à partir du réseau des grands fleuves à «baibohos», a décapé en totalité la carapace sableuse.
- *dans la moitié Sud du bassin* (entre les rivières Tsiribihina et Onilahy), la carapace sableuse prend une ampleur très importante à l'intérieur du pays, jusqu'aux revers des plateaux gréseux du Makay et de l'Isalo.

Jusqu'aux plateaux calcaires éocènes, c'est à dire dans le Menabe, les sables roux sont présents partout, seulement interrompus par les vallées alluviales ; le sédimentaire sous-jacent y est pratiquement invisible. Au Sud du Mangoky une partie des sables roux a été remaniée en dunes au quaternaire ancien et moyen.

A l'arrière des plateaux éocènes et jusqu'au Makay et à l'Isalo, la couverture à sables roux n'est absente que sur les zones fortement tectonisées et localement soulevées (autour du massif de l'Analavelona) où la régularité des pendages des assiettes sédimentaires a été interrompue, gênant, orientant ou déviant la sédimentation détritique pliocène puis activant sa reprise d'érosion quaternaire. C'est ainsi que les séries sédimentaires situées à l'intérieur des terres entre la Morondava et le Fieherenana, affectées par les faisceaux de failles du Sikily, de l'Ilovo et de la Sakamena, orientés NNE-SSW, ont été en partie déblayées de leur couverture détritique, laissant bien affleurer les séries sédimentaires et volcaniques (grès, grès calcaires, calcaires, calcaires-marneux, basaltes).

- Dans l'extrême Sud (entre les rivières Onilahy et Mandrare), les sables roux forment une large accumulation à l'arrière du plateau Mahafaly (derrière sa cuesta), en recouvrement direct (sans dénivelée) du socle cristallin arasé en «pénéplaine fini-tertiaire». C'est le seul endroit de Madagascar où la carapace sableuse à sables roux forme un net biseau de recouvrement sur le socle. Ce biseau se termine par une «cuesta» au Nord. Ailleurs, où le socle s'est soulevé, les «racines» ont été déblayées par l'érosion et le creusement de la «dépression périphérique». Dans la partie littorale de l'extrême Sud, les alternances de transgression-régression de la mer et l'action du vent ont formé au quaternaire de grands systèmes dunaires qui ont repris en partie le matériel antérieur de la carapace sableuse, et sur lequel se sont aussi formés des «sables roux» (voir plus loin).

◆ Les sols

La rubéfaction quasi générale du sommet de la «carapace sableuse» que l'on observe du Nord au Sud de l'île, avec des pluviométries actuelles de 1600 mm (Nord du bassin de Majunga) à 400 mm (extrême Sud) permet de dire que cette rubéfaction est, dans la plupart des cas (en dessous de 1000-1200 mm) inactuelle, mais un héritage de périodes plus humides du quaternaire.

Il est d'usage de classer les sables-roux dans la catégorie des *sols ferrugineux tropicaux plus ou moins lessivés* (lessivés dans les 2/3 Nord, non lessivés dans le 1/3 Sud). Ce caractère de lessivage serait plus le fait du climat actuel puisque logique avec la répartition des pluies.

Dans la partie Nord (bassin de Majunga), les sables roux paraissent cependant plus proches des *sols ferrallitiques* (appauvris) que des *sols ferrugineux tropicaux*. Ils sont en effet tout à fait comparables aux «terres de barre» du Golfe du Benin, formées sur «continental terminal».

Localement, les sables roux prennent des caractéristiques (couleur, texture, pH, matière organique) propres à leur «environnement» : position topographique, mouvements de la nappe phréatique, épaisseur du matériau détritique, nature du substratum géologique «autochtone» sous-jacent et périphérique, nature du «remaniement» (alluvial, colluvial, éolien), conditions climatiques.

- Les sables roux «typiques» légèrement lessivés de la région Sud-aride (600-1200 mm de pluies annuelles), de l'Ouest.

Ce sont les sols que l'on connaît le mieux agronomiquement (Morondava, Tanandava, Ankazoabo, Manja,...).

- du point de vue de la granulométrie ces sols contiennent dans les 50 premiers centimètres 70 à 85 % de sables quarzeux (dont 40 à 50 % de sables grossiers), 10 à 15 % de limons et 5 à 15 % d'argile. En profondeur, la texture devient progressivement un peu plus argileuse (10 à 25 % d'argile vers 150 cm).
- la teneur en matière organique (sous savane) est de 0,5 à 2,5 % de 0 à 10 cm, de 0,2 à 0,4 % de 10 à 40 cm. Cette teneur peut être de 2 à 9 % sous forêt.

- le pH est de 5,5 à 6,5 en surface ; souvent un peu plus élevé en dessous,
- la capacité d'échange est de 10 à 13 mé % en surface (0-10 cm), de 7 à 10 mé % jusqu'à 40 cm,
- la somme des bases échangeables est, pour les mêmes profondeurs, de 6 à 11 mé% (saturation : 60 à 90 %) et de 4 à 6 mé % (saturation : 40 à 80 %) ; elle est composée en surface de 3 à 10 mé de Ca^{++} , 0,4 à 2,0 mé de Mg^{++} et 0,2 à 0,5 mé de K^+ ,
- du point de vue physique, les sables roux présentent une structure massive (prise en masse) en profondeur, à partir de 30/40 cm. La densité apparente est de l'ordre de 1,70 ce qui est élevé. Ces sols sont impossibles à travailler en sec, et les racines des plantes cultivées ne passent pas ; c'est leur problème agronomique fondamental avec l'érosion en nappe. Leur capacité de rétention en eau est de l'ordre de 17 % en volume, soit 10 % en pondéral ce qui donne en réserve facilement utilisable (RFU) : 35 mm de 0 à 50 cm, 40 mm de 50 à 100 cm, 60 mm de 100 à 200 cm.

- Les sables roux de la région humide à sub-humide (1200 à 1600 mm) du Nord-Ouest (bassin de Majunga)

Nous avons moins de données précises sur ces sols. Par rapport aux sols précédents ils sont généralement globalement un peu plus argileux, de l'ordre de 10 à 20 % d'argile dans les 50 premiers centimètres, jusqu'à 35 % en dessous. Ils montrent cependant de nets caractères «d'appauvrissement» relatif (lessivage) en argile. Leur pH est plus acide (5 à 6), leur capacité d'échange est inférieure (5 à 10 mé %) et leur taux de saturation est de l'ordre de 30 à 50 %. Ces sols ont une structure mal exprimée, mais plus nette (polyédrique) que celle des sols précédents.

En dessous de la «zone rouge» (vers 2 à 3 mètres), la zone d'altération est marmorisée, par la fluctuation d'une nappe phréatique. Il s'agit d'une «plinthite. Ces sols sont donc plutôt des sols *ferrallitiques appauvris moyennement désaturés*. Ce sont en fait les mêmes sols que les «terres de barre» du golfe du Bénin (Togo, Bénin, Nigéria).

- Les sables roux de la région aride (moins de 600 mm) du Sud

Par rapport aux sables roux typiques (600-1200 mm) ceux-ci sont généralement encore plus vivement colorés, plus sableux, non lessivés ; avec des pH comparables (5,5 à 6,5 en surface). Souvent «l'environnement» calcaire proche (plateaux éocènes, grès calcaires et sables dunaires) font que les sables roux sont mélangés à des particules calcaires ou influencés par des ruissellements et des infiltrations d'eaux imprégnées par des carbonates. Cela se répercute sur le caractère plus calcique où même calcaire des sables roux du Sud, qui dans ce cas présentent des pH de 6,5 à 7,5 et montrent parfois en profondeur des «poupées» ou des croûtes calcaires.

- Les sables roux évoluant en sables blancs podzoliques

Ces «podzols de nappe» sont fréquents par taches, au sein des sables roux, spécialement sous forêt sèche (forêt de Zombitsy). Ce sont des zones qui ont subi autrefois

de fortes fluctuations de nappe phréatique et dont les colloïdes (argiles et hydroxydes) ont été totalement éliminés ne laissant et concentrant en place que le squelette sablo-quartzeux.

- Autres «variantes» des sables roux

Ils ont été décrits dans la région d'Ankazoabo par les agronomes (De Casabianca, 1966) qui, à côté des sables roux typiques, ont différencié, au vu de leurs caractéristiques et de leurs performances agronomiques :

- des sables roux «dégradés» avec effondrement total de leur structure de surface et de leur taux de matière organique. Performance : 0,2 à 0,9 T/ha d'arachide en traditionnel (contre 0,9 à 1,3 T/ha sur sable roux «typique»),
- des sables roux «humifères» dits localement «terres noires» avec un horizon organique de 15 à 20 cm (3 à 4 % de matière organique) ; performance : 1,3 à 1,7 T/ha d'arachide. Ces sols (réservés au coton) sont légèrement plus argileux, ont une meilleure rétention en eau, de meilleures qualités physiques et chimiques et une nappe phréatique qui alimente en capillarité. Ces sols sont prisés pour le coton dans la région d'Ankazoabo. Ils occupent les zones dépressionnaires :
 - des sables roux hydromorphes et gris tâchetés engorgés en saison des pluies,
 - des sables roux vertiques, gris-jaunâtres : en position basse, enrichis en argile par colmatage des pores par les eaux de nappe. Sols lourds à concrétions calcaires, à pH de 7 à 8.

◆ Végétation

La formation la plus fréquente, au dessus de 600 mm de pluies annuelles, est la savane boisée, arborée ou arbustive. Les graminées sont *Hétéropogon*, *Hyparrhenia*, *Panicum*, *Chloris*. Les arbres dominants sont les «classiques» *Poupartia* («sako»), *Tamarindus* («kily»), *Stereospermum*, *Gymnosporia*, *Dicoma*, *Ziziphus* («mokonazy»), *Medemia* («satrabe»), *Hyphaene* («satra»). Ces deux derniers sont des palmiers qui affectionnent les zones sableuses hydromorphes.

Cependant de grandes et belles forêts denses, sèches décidues ou semi-décidues dont certaines sont en réserves forestières existent avec : *Diospyros*, *Delonix*, *Adansonia* (baobab), *Albizia*, *Dalbergia*, *Commiphora*, *Givotia*, *Bivinia*, *Sideroxylon*, *Roupellina*, *Protorhus*, *Dialium*, *Cordyla*, *Chlorophora*, *Colvillea*, *Bauhinia*, *Annona*, *Leptadenia*, *Cryptostegia*, *Tetrapterocarpon*, *Marsdenia*, *Clerodendrum*, *Euphorbia*, *Ficus*.

En zone très sèche (moins de 500 mm), la région Nord de Tuléar montre un fourré xérophile à *Didierea madagascariensis* («sony»), *Euphorbia fiherenensis*, *Adansonia fony* («fony»), *Alluaudia*, *Pachypodium geayi*, *Gyrocarpus americanus*, *Chadsia grevei*, *Acacia* sp, *Clerodendron globosum*, *Salvadora angustifolia*, *Terminalia divaricata*...

◆ Morphodynamique actuelle

Les sables roux sont affectés par un ruissellement et par une érosion en nappe extrêmement actifs. La savane graminéenne qui brûle tous les ans est appauvrie et généralement peu couvrante. Les pentes sont faibles (moins de 3 % en général) mais toujours très longues, sans rien pour arrêter le ruissellement qui peut prendre une ampleur spectaculaire sous forme de lames d'eau de 10 cm de haut, s'écoulant entre les nombreuses termitières.

L'érosion en nappe peut se concentrer en bas de glacis et former des ravins appelés «sakasaka». Ce sont des gouttières de 1 à 4 mètres de profondeur (qui reste constante pour un même ravin, correspondant au niveau maximum de la nappe phréatique) à fond plat et parois verticales jusqu'en tête terminée en arrondi. Le sakasaka prend naissance en aval, à partir d'un cours d'eau et remonte le glacis-versant de façon linéaire ou sinueuse, la tête reculant par effondrement un peu plus tous les ans. Les sakasaka peuvent être initiés par les passages des troupeaux.

Les zones de sables roux sont souvent caractérisées par des champs de cuvettes ovoïdes («ranovory») à fonds plats, de 50 à 200 mètres de diamètre, enfoncées de moins de 2 mètres. Ces cuvettes représentent un modelé de «suffosion», affaissement activé par un soutirage profond de matières colloïdales (argile, hydroxydes, silice) par la nappe phréatique située à quelques mètres sous les sables roux. En ce sens on peut parler de pseudo-dolines, par analogie avec les dolines des zones calcaires. Les cuvettes sont colmatées par des argiles qui s'accumulent lorsque la nappe phréatique y affleure en saison des pluies (abreuvoirs pour les animaux). Ces argiles colmatent les sables des fonds de cuvettes où se forment des sols hydromorphes ou des vertisols hydromorphes.

A côté des cuvettes de dimension modeste, peuvent exister aussi sur les glacis à sables roux de vastes zones dépressionnaires argileuses, remplis par des mares ou lacs, permanents ou non (exemple de la région d'Antsalova). Des peuplements de palmiers du genre *Medemia* les entourent parfois. Ils sont autant alimentés par les ruissellements que par l'affleurement de la nappe phréatique. Les processus de suffosion à grande échelle et d'affaissement généralisés, ne sont probablement pas étrangers à la formation de ces vastes cuvettes.

1.1.1.4.7. les systèmes dunaires littoraux quaternaires

Au quaternaire, des alternances d'avancées et de retraits marins d'une part, la dynamique éolienne d'autre part, ont conduit à la construction de «systèmes dunaires» (après régression marine et exondation d'une partie du plateau continental livré aux vents) à fréquent soubassement et «coeur» grésocalcaires (transgressions marines à dépôts gréseux peu profonds et grésification d'une partie des dunes). Les causes de ces fluctuations sont l'eustatisme (variation du niveau marin en relation avec les grandes glaciations quaternaires) ou, de façon moins importante pour le quaternaire, l'isostasme (soulèvement de l'île). Les géomorphologues (Battistini, Sourdat, Rossi) ont mis les transgressions/régressions marines en relation étroite, mais avec décalage (temporels), avec respectivement des périodes «pluviales» et «displuviales» (plus sèches). Ainsi les vieux ensembles dunaires ont été rubéfiés ou «jaunifiés» pendant les périodes plus humides qui ont suivi.

C'est dans le Sud de l'Ile que ces systèmes dunaires du quaternaire littoral ont été les mieux reconnus et caractérisés (Battistini, 1964), puis dans la région de Tuléar (Sourdat 1977). Dans le Nord et le Nord-Est, plus tardivement (Rossi, 1980) en a trouvé des équivalents et des spécificités ; dans l'Est, seules des reconnaissances ont été faites (Battistini, 1965 et 1978 ; Kilian, 1968), de même que dans l'Ouest (Battistini, Guilcher, Marec, 1970)

L'ensemble du Quaternaire marin du Sud postérieur aux sables roux pliocènes, à grès calcaires et sables marins et dunaires est qualifié d'«Aepyornien» par Battistini (1964) car riche en débris d'oeufs d'*Aepyornis*, ratite fossile. L'Aepyornien est constitué de l'ensemble des «bourrelets dunaires» successifs souvent grésifiés et plus ou moins rubéfiés du Sud de l'Androy (et de la plaine Côtière Mahafaly qui reposent sur les «sables roux» détritiques pliocènes ou les calcaires marins éocènes. Le bombement Aepyornien fait jusqu'à 50 kilomètres de large vers l'intérieur. Son altitude maxima est de 371 mètres à 6 km du rivage.

Dans le Sud, Battistini a différencié trois systèmes dunaires quaternaires fondamentaux qui se recouvrent en partie les uns les autres :

- le système dunaire dit «Tatsimien» (grésifié) ou «grande dune» rouge
- le système dunaire dit «Karimbolien» (grésifié) ou «petite dune» jaune
- le système dunaire récent-actuel dit «flandrien» (non grésifié)

1.1.1.4.7.1. Le système dunaire du Tatsimien (Quaternaire ancien ou «Aepyornien inférieur»)

Cet ensemble dunaire grésifié a été défini et reconnu sur une grande superficie dans l'Androy et le Mahafaly littoral (pluviométrie annuelle de 300 à 500 mm). Sur la côte Ouest il ne semble pas qu'on l'ait observé de façon claire. Rossi (1980) pense en avoir trouvé l'équivalent dans le Nord et le Nord-Est de Madagascar.

En général la «grande dune» a été altérée et «rubéfiée» sur une épaisseur de 50 cm à plusieurs mètres au dessus du grès calcaire, avec formation de sols ferrugineux tropicaux non lessivés, assez comparables aux sables roux des formations détritiques continentales pliocènes de la région. Une croûte calcaire peut exister au contact grès calcaire-sol rouge ; elle affleure lorsque l'érosion a décapé le sol.

La végétation est un bush xérophyte plus ou moins dense ou dégradé, à *Euphorbia laro* et *Alluaudia*. Sinon il s'agit d'une savane plus ou moins arbustive à *Aerva*, *Panicum* et *Cynodon*. L'arbuste *Psidia altissima* («Jira») signale un état de dégradation avancé.

◆ Localisation

D'Est en Ouest du littoral du Grand Sud, la grande dune Tatsimienne s'observe :

- Du Mandrare à Fort-Dauphin : c'est le pays «Tatsimo», qui a donné son nom à ce vieil ensemble dunaire. D'est en Ouest, les massifs dunaires Tatsimiens, de tailles assez réduites, et qui culminent de 130 à 180 mètres, sont :

- le massif de l'ankovy (Ouest de Fort-Dauphin)
- le massif de l'Iforiana prolongé au Nord par le glacis de Marovato
- le cap Andrahomana
- le massif de l'Ankihy
- le massif de l'Andringy (Nord du Lac Anony).

Tous ces massifs (sauf une partie de l'Ankihy) sont séparés de la mer par la «petite dune jaune» karimbolienne et les dunes flandriennes.

- *Du Mandrare à la Menarandra* (extrême Sud de l'Androy). D'Est en Ouest, le Tatsimien constitue les massifs dunaires suivants :

- les plateaux du Bassin d'Ambovombe, entre les rivières Mandrare et Manambovo, d'une largeur vers l'intérieur de 50 km, et d'altitude maxima 371 mètres,
- le plateau Karimbola, entre les rivières Manambovo et Menarandra, d'une largeur de 30 km et d'altitude maxima 233 mètres.

A l'Est du Cap Saint-André, ces massifs sont séparés de la mer par les massifs dunaires Karimboliens.

- *Dans le Pays Mahafaly littoral* (de la Menarandra au niveau du village de Bemananteza) ce sont des massifs dunaires plaqués sur les calcaires marins éocènes du Mahafaly et qui fossilisent en partie leur faille littorale (NW-SE). Du Sud vers le Nord on distingue les massifs suivants :

- le Tsiripahalo,
- l'Embere (alt. : 215 m),
- le Sambatio (alt. : 230 m),
- l'Ambohitsabo,
- le Malangiriaky,
- le Vohitampitse (alt. : 125 m).

- *Plus au Nord* : des lambeaux s'observent jusqu'au Fiherenana, en bordure du plateau calcaire éocène (Sourdat, 1970). Le dôme de «sables roux» du secteur de la forêt des Mikea pourrait être en partie d'origine dunaire Tatsimienne.

♦ Géomorphologie

- *Matériau constitutif*

- La base du Tatsimien dunaire est constitué d'un «Tatsimien» marin littoral de plage à base de poudingues, lumachelles et grès coquilliers calcaires de couleur rosâtre. Ces grès calcaires sont en général très durs et recristallisés. Cette plage «tatsimienne» ne dépasse pas 4 mètres d'altitude au dessus des plus hautes mers actuelles.

- Au dessus se trouvent les grès calcaires dunaires proprement dits, blanchâtres à jaunâtres, plutôt tendres, souvent à stratifications entrecroisées, de 40 à 200 mètres

d'épaisseur. Ils contiennent des fossiles continentaux en particulier des mollusques et des débris d'oeufs d'*Aepyornis*.

- *Modelé.*

La «grande dune» forme de gros bourrelets de 100 à 300 mètres d'altitude et de 5 à 50 kilomètres de large, séparés du littoral, soit par le bourrelet Karimbolien chevauchant (voir ci dessous) et les cordons flamandriens, soit par un «glacis» côtier (Lavanono). Ces bourrelets, avec leur base marine, reposent soit sur les épandages détritiques pliocènes, soit sur le socle (Sud de l'Androy), soit sur les calcaires marins éocènes (littoral Mahafaly).

On ne reconnaît plus les formes dunaires originelles. On devine seulement parfois (région d'Ambovombe) des grands sillons interdunaires Est-Ouest soulignés par des chapelets de dépressions.

Les gros bourrelets du Sud de l'Androy ont eu pour conséquence de bloquer le drainage des glacis détritiques pliocènes en créant de vastes dépressions endoréiques à «sables blancs» (Beloha, Ambondro, Ampamolora) lavés par les nappes phréatiques anciennes, développées sur colluvions de dégradation de la Dune Aepyornienne et sables roux.

La «dégradation» du complexe Tatsimien a pris plusieurs formes :

- sur le littoral, à l'Ouest du Cap Sainte-Marie jusqu'à la Menarandra, le plateau karimbola est entaillé par un grand escarpement sur près de 60 km, qui représente un front d'érosion régressive dominant d'une centaine de mètres une plaine côtière (Plaines de Lavanono et de Tsihava). Cette plaine de piémont est formée d'un glacis d'épandage couvert de produits de démantèlement sablo-gréseux plus ou moins rubéfiés, de la grande dune,

- sur les calcaires Mahafaly, les grès calcaires coquilliers de la Grande dune sont, sur certains massifs, entaillés par un réseau serré de ravins, aussi bien côté plaine côtière qu'en arrière du front dunaire. Cette érosion régressive inactuelle a été activée par la Linta. Les produits grésos-sableux de démantèlement de l'ensemble dunaire d'origine a donné des glacis d'épandage eux-mêmes rubéfiés. Les sommets des bombements, intacts, sont protégés par une croûte calcaire déblayée de ses sables roux,

- à l'arrière (vers l'intérieur) de nombreux bombements Tatsimiens, se trouvent des glacis d'épandage sablo-gréseux, anciens puisque rubéfiés au même titre que les grès calcaires coquilliers en place.

♦ Les sols et la morphodynamique actuelle

- Lorsque l'érosion «post-tatsimienne» n'a pas été trop intense, les grès calcaires coquilliers à relief mollement vallonné et à longues pentes ont été altérés et rubéfiés sur 1 à 5 mètres en moyenne (localement 10 mètres).

Cette altération a eu lieu pendant la période humide qui a suivi la mise en place du complexe dunaire, que Battistini (1964) a appelé «Pluvial Ambovombien».

Le sol, de couleur rouge vif à rouge-brunâtre, très homogène, est sableux (moins de 10 % d'argile + limon) à sables quartzeux, massif en profondeur tout en restant assez friable. Le contact avec la roche-mère est ondulé, souvent en poches. Ces sols ont été décalcarifiés ; un encroûtement calcaire zoné, dur, marque généralement la base du profil et le sommet du grès calcaire coquillier.

Ces sols, sans être calcaires (composés exclusivement de quartz), ont des pH assez élevés (autour de 7). Minéralogiquement, par rapport aux grès calcaires originels, riches en calcite, chlorite, attapulgite, illite, montmorillonite et (plus ou moins) quartz (Sourdat, 1977), il y a eu disparition (hydrolyse ou dissolution puis lessivage) de ces minéraux «primaires», avec néoformation de kaolinite, d'hématite, d'hydroxydes de fer amorphes et très fort enrichissement relatif en quartz, constituant les sables, donc 90-95 % de la masse totale.

Ces sols ont une faible couverture végétale. Ils sont damés par l'érosion en nappe.

Si on doit classer ces sols, on peut en faire des *sols fersiallitiques* ou des *sols ferrugineux tropicaux non lessivés*, assez comparables aux «sables roux» des sédiments détritiques continentaux pliocènes. Certains auteurs parlent même pour ces sols de «sables roux dunaires» ce qui élargit encore ce concept.

Remarquons d'ailleurs que certaines formations dunaires (surtout dans leurs parties supérieures) résultent d'une reprise éolienne autant des sables calcaires marins (balayage éolien d'une plate-forme marine exondée après régression) que des sables et grès du pliocène continental. Cela peut expliquer parfois l'épaisseur des sols rubéfiés sablo-quartzeux qui en résultent et leur convergence vers des «sables roux».

- Lorsque l'érosion a décapé les sols des bombements Tatsimiens, la croûte calcaire qui constituait la base de ces sols au contact avec les grès, affleure. Elle «épigénise» le grès calcaire coquillier, sans limite nette. Cette croûte est souvent feuilleté ou zonée, blanchâtre, compacte et très dure. On la trouve disséminée un peu partout sur certains plateaux et versants décapés, en particulier à l'extrémité Ouest du plateaux Karimbola et sur les sommets des dômes qui coiffent le rebord du plateau Mahafaly (Embere, Sambatio, Vohitampitse).

La morphodynamique est à la fois hydrique et éolienne. Même avec une pluviométrie annuelle très faible (300 à 500 mm), les pluies, tombant en averses violentes sur un sol très mal couvert avec des pentes sensibles (2 à 10 %), occasionnent un ruissellement en nappe considérable. Le vent (alizés ESE-WNW) reprend localement le matériau sablo-gréseux et ses sols rubéfiés et construits des dunes vives. Mais cela reste peu important par rapport aux dunes karimboliennes et surtout flandriennes (voir ci-dessous).

1.1.1.4.7.2. Le système dunaire du Karimbolien (Quaternaire moyen ou «Aepyornien moyen»)

C'est le deuxième grand ensemble dunaire défini dans l'Androy littoral par Battistini (1964) et qui vient en partie recouvrir («fossiliser») le système Tatsimien précédent. Il constitue l'Aepyornien moyen, car encore riche en débris d'œufs

d'*Aepyornis*. Ces dunes sont également grésifiées (grès marins coquilliers). Par rapport au système Tatsimien, elles présentent des formes éoliennes bien reconnaissables, leur altération est moins poussée et leur couleur moins rouge vif (jaune, ocre, rouge clair...).

Dans le Sud où elles sont les plus abondantes, la pluviométrie annuelle est comprise entre 300 et 500 mm, avec 8 à 11 mois secs. La végétation originelle (bush dense à *Euphorbia laro* et *Alluaudia*) a pratiquement disparu, remplacée par une savane à *Aerva*, *Panicum* et *Cynodon*.

◆ Localisation

On trouve les dunes karimboliennes essentiellement depuis Fort Dauphin jusqu'au delta du Mangoky. Leurs plus beaux développements sont dans le Sud de l'Androy et dans la plaine côtière Mahafaly où elles se situent, sur 3 à 15 km de large, en avant des dunes Tatsimiennes qu'elles recouvrent en partie. Les dunes Karimboliennes occupent la majeure partie de la plaine côtière Mahafaly puis, plus au Nord, des plaines de Tuléar et du littoral Mikea jusqu'à Morombe. A partir du Mangoky et jusqu'au Cap-Saint André, la dune jaune Karimbolienne s'observe de façon discontinue dans les plaines littorales et deltas de certains fleuves : plaines du Mangoky, de Maintirano, de Tambohorano, de Besalampy.

◆ Géomorphologie

- Matériau constitutif

La base du complexe dunaire Karimbolien est constitué, du moins dans sa partie littorale, d'une «semelle» de grès de plage, de poudingues, de lumachelles et de grès coquilliers marins (mollusques) parfois de grès coralliens. Il s'agit de la formation de la transgression Karimbolienné que l'on ne trouve qu'au dessous de 4 mètres d'altitude (par rapport aux hautes mers actuelles). L'âge de cette «semelle marine» serait de 100.000 à 150.000 ans.

Le matériau dunaire proprement dit provient en partie de la déflation éolienne d'une plateforme marine exondée lors de la régression qui a suivi la transgression karimbolienne et en partie de la déflation de sédiments détritiques pliocènes (carapace sableuse).

Il est constitué de grès calcaires siliceux et jaunâtres, plus ou moins consolidés, à mollusques continentaux et débris d'oeufs d'*Aepyornis*, à stratifications entrecroisées. Ces grès sont parfois lapiazés. Une croûte calcaire feuilletée ou concretionnaire les surmonte.

Dans les plaines côtières situées aux pieds de l'escarpement Mahafaly et de la faille de Tuléar, et au pied du «talus» de Lavanono (Androy), les grès de la dune karimbolienne sont mélangés ou recouverts de matériaux colluviaux bréchiques anciens, reconsolidés et à encroûtement calcaire superficiel, qui résultent du démantèlement soit de la falaise calcaire éocène, soit du complexe dunaire Tatsimien du plateau Karimbola. Battistini (1964) parle de «pluvial Lavanonien» pour cette phase de colluvionnement bréchique.

- Modélé

Le système dunaire Karimbolien a, la plupart du temps, conservé sa morphologie

éolienne originelle, que l'on constate particulièrement bien en survol aérien. Il est constitué d'un empilement de longues «dunes paraboliques» élémentaires (de 200 à 1000 mètres de long) qui se regroupent en ensembles plus vastes que Battistini appelle «ensembles linguiformes», pouvant avoir 10 kilomètres d'allongement.

Ces formes dunaires sont allongées dans le sens des vents de l'époque : ESE-WNW pour l'Androy, SE-NW pour le Sud de la plaine Côtière Mahafaly, puis SSE-NNW plus au Nord.

Au sol, le paysage se présente comme un ensemble de petites collines de 20 à 30 mètres de dénivellation, avec des pentes atteignant 10 à 20 %. Ces collines sont orientées en petits chainons sub-parallèles qui correspondent à la coalescence des branches des dunes paraboliques.

Les dunes Karimboliennes ont chevauché les bombements dunaires Tatsimiens. Dans l'Androy (Ambovombe), ce «front de déferlement» est très net ; il est marqué par un talus de 10 à 40 mètres de haut. Par contre, toujours dans l'Androy, les dunes Karimboliennes n'ont pu escalader le «talus lavanonien» et sont restées confinées dans la plaine côtière de Lavanono.

Les dunes ont souvent été «reprises» et estompées en glacis et glacis-versants à pentes de quelques %. Dans le Sud, le système dunaire Karimbolien correspond à l'Androy «utile», région la plus peuplée et la plus cultivée (champs à haies vives de type «vala»). Le fourré xérophite originel y a pratiquement disparu.

- Sols et morphodynamique actuelle

- *En règle générale*, l'altération a été moins «poussée» (rubéfaction moins marquée) que sur l'ensemble Tatsimien.

Cette altération a été le fait d'une période plus humide, postérieurement au dépôt des dunes, que Battistini (1964) a appelé «pluvial lavanonien».

La roche-mère sablo-gréseuse mi-calcaire mi-siliceuse (quartz) a été totalement décalcarifiée, (comme pour le système Tatsimien). Les minéraux primaires excepté le quartz, ont été presque totalement dissous ou hydrolysés puis éliminés par lixiviation. Une partie du calcaire dissous se retrouve souvent à la base du profil ou dans le grès-calcaire sous forme de concrétions (amas ou poupées calcaires) ou de croûte calcaire feuilletée souvent très dure. La coloration des sols est jaune, ocre, rousse ou rougeâtre (sauf exceptions, jamais rouge très foncé). C'est pourquoi Battistini parle de «dune jaune» par rapport à la «dune rouge» Tatsimienne.

Cependant, Sourdat (1977), qui a étudié en détail la Plaine de Tuléar, pense que le Karimbolien de cette région peut être dédoublé en deux sous-ensembles dunaires, le premier étant davantage rubéfié que le premier.

Minéralogiquement, ces sols (du moins au Sud du Fiherenana), contrairement aux sols rouges des dunes Tatsimiennes, ne contiennent pas que de la kaolinite, des oxydes de fer et du quartz. On y observe aussi des traces de minéraux primaires tels que attapulgite et chlorites (Sourdat, 1977). Le fer y est présent sous forme d'amorphes et de goethite, et non plus d'hématite.

Les sols, beige ou rouge-clair, ont une épaisseur de 1 à 3 mètres au dessus de la croûte ou du grès calcaire. Ils sont toujours très sableux quartzeux (90 % de sable). De structure massive, ils sont souvent plus friables que les sables rouges sur Tatsimien. En profondeur des amas, granules, ou «poupées» calcaires peuvent être présents. Le pH est plutôt alcalin (7 à 8).

Ces sols «évolués» sont plutôt à classer parmi les *sols fersiallitiques*.

- Dans les régions décapées, les sols jaunes ou rouges précédents sont associés à des affleurements de croûte calcaire dure ou de grès calcaires plus friables, qui deviennent alors dominants. De nombreux endroits de la plaine de Tuléar, puis plus au Sud de la Plaine Côtière Mahafaly, ne sont que des champs de croûte calcaire démantelée. On trouve aussi des affleurements importants de croûte calcaire sur le littoral Mikea.

Sur la dune Karimboliennne, l'action éolienne actuelle sur la remise en mouvement des sables gréseux ou le recouvrement par des dunes flandriennes réactivées est localement importante, avec formation de dunes vives (nebkas, barkhanes, dunes paraboliques).

Les secteurs les plus touchés sont : tout le littoral Tatsimo et Androy (direction des dunes ESE-WNW), la plaine côtière Mahafaly, le littoral Mikea (dunes vives rouges, reprenant des «sables roux» d'origine continentale et dunaire).

1.1.1.4.7.3. Le système dunaire Flandrien de la côte Sud et de la côte Ouest (Aepyornien ou quaternaire récent)

Les «dunes flandriennes» sont contemporaines et postérieures à la transgression flandrienne (plages à + 1 à 2 mètres), observée mondialement, qui est la conséquence de la fonte de la dernière glaciation quaternaire (Wurm) il y a 10.000 ans.

Les dunes flandriennes sont donc holocènes (quaternaire récent) et leur formation s'étale entre -10.000 ans et la période actuelle.

Dans le Sud de Madagascar, Battistini (1964) intègre les dunes flandriennes dans l'Aepyornien (terminal) car elles contiennent encore des débris d'œufs d'*Aepyornis*.

Les dunes flandriennes bordent pratiquement tout le littoral malgache. Ces dunes ne sont pas grésifiées, contrairement aux dunes Karimboliennes et Tatsimiennes. Elles ne sont pas rubéfiées non plus. Dans l'Ouest, le Sud-Ouest et le Sud elles sont de couleur beige. Elles n'ont pas été décalcarifiées. Leurs sols sont donc plus ou moins riches en calcaire. Elles présentent des formes dunaires très fraîches, soit fixées (le plus souvent) soit vives. Le Sud et le Sud-Ouest malgaches présentent le maximum d'extension des dunes flandriennes, et celles-ci y sont très souvent encore en mouvement (nebkas, barkhanes, dunes paraboliques, simples cordons...). Ceci est dû à un vent dominant d'alizé constant (tous les jours) sub-parallèle au rivage, à un climat sec (300 à 600 mm annuels) et à une végétation ouverte peu couvrante : *Euphorbia stenoclada* («famata»), *Euphorbia laro* («laro»), *Poupartia minor*, *Zigophyllum depauperatum*, *Eordia*, *Ipomea pescaprae*, *Carnavalialia*, *Filaos*...

Les plus beaux développements de dunes flamandaises s'observent près des embouchures (deltaïques ou non) des fleuves (sources de matériaux meubles mobilisables par le vent), spécialement leurs rives situées «sous le vent».

Elles recouvrent alors soit des alluvions, soit des mangroves, soit des dunes plus anciennes, soit des sables roux des glacis pliocènes.

Dans le Sud les plus vastes ensembles sont ceux alimentés par les alluvions de la Linta, de la Menarandra, de la Manambovo et du Mandrare. L'ensemble flamandais pénètre 10 kilomètres à l'intérieur des terres dans la plaine côtière de Lavanono jusqu'au grand «talus» du plateau Karimbola qu'il grimpe en partie. Les dunes peuvent avoir dans cette zone jusqu'à 40 à 170 mètres d'altitude.

1.1.1.4.7.4. Les systèmes dunaires Flamandais et plus anciens de la Côte Est

- Les dunes flamandaises

Ce sont les «sables blancs» (podzols de nappe) omniprésents qui bordent la quasi-totalité du littoral oriental et qui régularisent cette côte.

Ces dunes, contrairement à ce que l'on voit dans le Sud et le Sud-Ouest, ne montrent pas de formes éoliennes élémentaires, mais des cordons parallèles (qui sont autant de rivages successifs) séparés par des sillons hydromorphes ou inondés. Les multiples cordons et sillons de la Pointe à Larrée sont tout à fait caractéristiques de cette morphologie. Ces cordons ont une origine mi-marine, via les courants marins qui mobilisent, concentrent, trient et rabattent sur le littoral les sables des sédiments des fleuves arrivant en mer, et mi-éolienne par déflation des plages orientées selon les courants, avec transport des sables sur une très faible distance, juste à l'arrière des plages successives.

Les cordons flamandais isolent, à l'arrière, des lagunes allongées, alimentées par l'arrivée des fleuves dont la sortie en mer est gênée ou déplacée sur de longues distances par ces mêmes cordons. C'est une caractéristique des embouchures des fleuves de la côte Est («vinany») : les fleuves ne «sortent» pas en mer à l'endroit de leur arrivée, mais alimentent lagunes et marais littoraux parallèles au rivage.

Les cordons flamandais de la côte-Est portent des «sables blancs». Ce sont des sols totalement «lavés» par la nappe phréatique et où il ne reste plus que le squelette quartzique nettoyé de ses oxydes de fer. Le pH est généralement très acide (4 à 5). La base du profil (50 à 100 cm) montre un «alios» humo-ferrugineux à consistance de carapace, correspondant au niveau le plus bas de la nappe phréatique. En surface se trouve un horizon humifère noirâtre alimenté par la végétation forestière qui couvre souvent les cordons sableux, et dont les acides fulviques «chélatent» les oxydes métalliques et les font migrer à la base du profil, dans l'alios.

- Les systèmes dunaires plus anciens

Souvent, à l'arrière des cordons flamandais et à l'arrière des lagunes, se trouvent des matériaux sableux anciens, ferrallitisés (rouges) ou lavés (sables blancs), marmorisés en profondeur, parfois grésifiés (Nord-Est), qui témoignent d'anciennes dunes.

Rossi (1980), qui a étudié en détail le Nord et le Nord-Est de Madagascar (jusqu'à Vohémar) a défini dans cette région et pour le quaternaire 6 séquences de «transgression (dépôts de plage) - régression (déflation éolienne)» dont deux d'entre elles pourraient correspondre aux Tatsimien et Karimbolien de Battistini dans le Sud de l'Ile. Ces 6 systèmes sont les suivants :

- ⇒ transgression-régression du Tatsimien : plages ou récifs gréseux et «grande (ou vieille) dune rouge grésifiée (sauf au Sud de Vohémar)»,
- ⇒ transgression-régression de l'Antsiranien : plages ou récifs et «vieille dune jaune grésifiée (sauf au Sud de Vohémar)»,
- ⇒ transgression-régression de l'Ivovonien : plages ou récifs et «dune blanche grésifiée (sauf au Sud de Vohémar)»,
- ⇒ transgression-régression du Karimbolien : plages ou récifs et «dune jaune non grésifiée»,
- ⇒ transgression-régression de l'Irodien : plages ou récifs et «dune grise»
- ⇒ transgression-régression du flamandais à l'actuel : plages ou récifs et «dune blanche actuelle».

Les témoins de ces systèmes dunaires, définis autour de Diego, sont bien visibles au Nord et Nord-Est de l'Ile jusqu'à Vohémar où certains atteignent 70 à 90 mètres de haut. Ils sont séparés par des dépressions interdunaires.

Au Sud de Vohémar et sur la Côte Est, ces systèmes dunaires n'ont pas été validés dans le détail. Mais des cartographes (Battistini, Kilian...) ont repéré la présence de séries de vieilles dunes, jusqu'à 8-15 mètres d'altitude, derrière les cordons flamandais. Ces vieux cordons, large parfois de 500 mètres à 2 kilomètres sont généralement profondément ferrallitisés, sableux. Ils sont parfois aussi «lavés» par la nappe et, ainsi, ressemblent aux cordons flamandais. Ces ensembles, s'ils sont bien visibles au Nord, s'estompent à l'Est et il est difficile de les reconnaître dans le paysage, par rapport aux collines ou plateaux ferrallitiques sur cristallin ou crétacé.

1.1.1.5. morphopédologie du domaine volcanique

Madagascar a vu plusieurs grands épisodes de volcanisme :

- le volcanisme crétacé
- le volcanisme tertiaire (et pleistocène ancien)
- le volcanisme quaternaire moyen
- le volcanisme quaternaire récent.

1.1.1.5.1. le volcanisme crétacé

C'est au crétacé que Madagascar s'est séparé définitivement du «Continent du Gondwana» qui réunissait l'Inde et l'Afrique. Cette dislocation, marquée par les grandes failles de la Côte Est, a été suivie d'une part par le soulèvement des Hautes Terres telles un énorme «horst», d'autre part, consécutivement à la fracturation N-S, par des épanchements volcaniques fissuraux à dominance basaltique, très étendus et abondants sur toute la périphérie de l'île et une partie du Centre Nord des Hauts-Plateaux.

Ce volcanisme date du début du Crétacé supérieur. On peut y distinguer 5 grands ensembles de planèzes à caractères morpho-pédologiques distincts :

- ⇒ les planèzes basaltiques des Tampoketsa du Centre Nord
- ⇒ les planèzes basaltiques et rhyolitiques de la Côte Est
- ⇒ les planèzes basaltiques du Nord-Ouest
- ⇒ les planèzes basaltiques de l'Ouest et du Sud-Ouest
- ⇒ les planèzes basaltiques et rhyolitiques de l'extrême Sud.

1.1.1.5.1.1. Les planèzes basaltiques des Tampoketsa du Centre-Nord

Ce sont les basaltes qui «sous-tendent» une partie des Tampoketsa (surface fini-crétacé) du Kamoro (1300 mètres d'altitude), du Beveromay (1200 mètres d'altitude) et d'Analamaitso (1200 mètres). Ces basaltes sont, sur une centaine de mètres, imbriqués avec des grès argileux arkosiques à bois silicifiés. Ils forment des plateaux vallonnés, à sols ferrallitiques argileux, fortement désaturés, de couleur rouge sombre. La végétation est une savane ou pseudo-steppe à *Heteropogon*, *Ctenium*, *Loudetia*, *Aristida*.

1.1.1.5.1.2. Les planèzes basaltiques et rhyolitiques de la Côte Est

Les basaltes crétacés forment des plateaux parallèles au littoral, larges de 10 à 30 km et de moins de 200 mètres d'altitude. On les observe d'une part au Nord-Est, entre Vohémar et la pointe de la presqu'île Masoala (Rossi, 1980, considère qu'ils sont plus récents que le crétacé), d'autre part au Centre-Sud entre Vatomandry et Manambondro (au Sud de Vangaindrano). Ils appartiennent au domaine per-humide de l'île (plus de 2000 mm annuels, pas de mois «secs»). A l'Est, ils sont bordés soit par des complexes dunaires

pleistocènes ou flandriens, soit par des formations grés-marneuses du crétacé supérieur qui les recouvrent en partie.

Tous ces plateaux sont interrompus et morcelés par les plaines alluviales des fleuves qui descendent des Hauts-Plateaux.

Au Nord-Est les plateaux basaltiques sont dominés directement par les reliefs montagneux multifaces sur socle précambrien.

Au Centre-Sud, ces plateaux basaltiques sont en continuité à l'Ouest, avec les surfaces d'aplanissement («pénéplaines») fini-tertiaires sur socle ou leurs reliefs collinaires dérivés. Ils font d'ailleurs partie intégrante de cette surface d'aplanissement.

Leur végétation est le plus souvent une «savoka» à *Ravenala* et *Aristida*.

Le modelé est généralement peu accidenté et prend la forme de plateaux mollement vallonnés à longs versants ou de reliefs collinaires en «demi-oranges», à croupes et versants convexes, séparés par des bas-fonds à Raphias.

Les sols sont des *sols ferrallitiques* de couleur rouge foncé à brun-chocolat. Ils sont très argileux et bien structurés. L'épaisseur de ces sols est de 1 à 3 mètres. La zone d'altération est souvent peu épaisse et le basalte sain à cortex d'altération en «pain d'épice» peut apparaître directement sous le sol rouge. Ces sols sont fortement désaturés, acides (pH = 5). Ils sont toujours riches en gibbsite. Ils peuvent être plus riches en matière organique (2 à 4 %) et avoir de meilleures propriétés physiques que les sols ferrallitiques jaune/rouge voisins sur socle. Ce sont les «sols à café» par excellence.

Des concrétions ou une cuirasse ferrugineuse pisolithique ou vacuolaire de 1 à 2 mètres d'épaisseur peuvent exister localement et affleurer. Dans le Sud, entre Vohipeno et Manambondro, se trouvent d'importants lambeaux de cuirasse ferrugino-bauxitique.

1.1.1.5.1.3. Les planèzes basaltiques du Nord-Ouest

Elles constituent un vaste rebord d'assiette intercalée entre les séries sédimentaires gréseuses du crétacé du bassin de Majunga (entre le sénonien et l'albien) depuis Nosy Radama au Nord-Est à Soalala au Sud-Ouest. Ces plateaux (dont le plus vaste est celui d'Antanimena, large d'environ 25 km) sont généralement bordés par une «cuesta» au Sud et à l'Est. Ces plateaux sont arrosés par 1500 à 1800 mm annuels, et leur altitude est inférieure à 200 mètres. Ils sont couverts par une savane graminéenne (*Heteropogon* et *Hyparrhenia*), arbustive ou arborée (*Poupartia*, *Gymnosporia*, *Cryptostegia*, *Ziziphus*, *Tamarindus*, *Sterospermum*, *Commiphora*, *Medemia*, *Nobilis*, *Hyphaena Shatan*).

Le modelé est constitué d'une alternance de plateaux résiduels (à lambeaux forestiers) à *sols ferrallitiques rouges* et de longs glacis-versants à sols remaniés, tronqués ou érodés par un ravinement et une érosion en nappe. Les plateaux résiduels montrent localement (au Nord et au Sud d'Analalava en particulier), dans leur manteau d'altération, une érosion ravinante profonde en «cirques» terminant les branches amont du chevelu hydrographique.

Les sols ferrallitiques sont moyennement à faiblement désaturés avec des pH

relativement élevés de 6 à 7. La capacité d'échange est élevée (20 mé %) et le degré de saturation atteint 60 %. En conditions non érodées la teneur en matière organique est assez élevée (8 % sous forêt, 3 à 5 % sous savane).

Les glacis de démantèlement de la surface ferrallitique originelle sont couverts de sols plus jeunes et moins épais : *sols ferrugineux tropicaux*, *sols ferrallitiques*, *vertisols*.

Des placages de sables-roux sur «carapace sableuse» pliocène remaniée peuvent être abondants, surtout dans les zones déprimées.

1.1.1.5.1.4. Les planèzes basaltiques érodées de l'Ouest et du Sud-Ouest

Dans l'Ouest, les basaltes crétacés couvrent 3 grands ensembles, qui sont du Nord au Sud :

- ⇒ la région de l'Ambongo, à l'Est de Besalampy (1500 mm de pluies, 7 mois «secs»)
- ⇒ la région Maintirano-Antsalova, entre les fleuves Ranobe et Manambolo (1200 mm de pluie, 8 mois «secs»)
- ⇒ la région de l'Analavelona-Andrambo, entre les fleuves Mangoky et Onilahy (600-700 mm de pluies, 8 mois «secs»).

Par rapport aux basaltes du bassin de Majunga, ceux de l'Ouest et du Sud-Ouest sont beaucoup plus érodés et leur couverture ferrallitique originelle n'existe plus qu'à l'état de relique sur quelques plateaux couverts de forêt.

Les Basaltes de Maintirano-Antsalova portent une association de petits plateaux boisés à *sols ferrallitiques* épais, entaillés en «bads-lands» en périphérie, de glacis d'épandages colluviaux, à matériaux ferrallitiques remaniés, de glacis d'érosion sur altérite tronquée ou directement sur basalte, à *vertisols*, *bruns eutrophes* et *lithosols*. Les *vertisols*, bruns et noirs peu épais, sont abondants dans cette région, ils sont caractérisés par une couleur sombre, un micro-relief gilgai, des crevassements importants, des pavages de cailloux et concrétions de silice amorphe (calcedoine...) ou de débris de géode de quartz (pouvant passer à l'améthyste). Ces *vertisols* ont des pH de 7 à 8, une forte teneur en argile (60 à 80 %), un taux de matière organique de 25 % sur 30 cm, une très forte capacité d'échange (80 mé %). En profondeur, les faces de glissement sont très larges. Des concrétions et amas calcaires sont fréquents vers 60 cm de profondeur et sont souvent remontés en surface.

Les sols ferrallitiques (paléosols reliques sur plateaux) sont rouge vif. D'une épaisseur de 2 à 4 mètres, ils reposent sur une zone d'altération violacée ou marmorisée. Le pH est de 6 à 6,5 ; la capacité d'échange est de l'ordre de 11 mé % ; le sol est plus riche en Mg (5 à 6 mé) qu'en Ca (3 à 4 mé). Le taux de matière organique est de 1,5 %.

Une érosion très importante, en ravins (sur couverture ferrallitique ou *vertisols*) et en nappe, affecte ces vieilles planèzes basaltiques.

Dans le Sud-Ouest : l'Analavelona ne montre plus que quelques rares reliques

ferrallitiques. Les basaltes sont alternés avec des calcaires crétacés (au dessus) et des grès calcaires crétacés (en dessous). Ils portent des *sols vertiques*, des *sols bruns entrophes* et des *sols fersiallitiques* sur matériaux colluvial mixte calcaro-basaltique (Sourdat, 1977).

1.1.1.5.1.5. Les planèzes basalto-rhyolitiques de l'extrême Sud

Il s'agit du massif volcanique de l'Androy (bassin du Mandrare), situé en zone aride avec 600 mm de pluies annuelles et 7 à 8 mois «secs». C'est une énorme «galette» ovale à pendages vers l'intérieur (morphologie pseudo-synclinale) de 50 à 80 km de diamètre, culminant à 904 mètres d'altitude au Vohitsiombe, délimitée par des escarpements de 150 à 300 mètres de hauteur relative, exceptionnellement jusqu'à 600-750 mètres sur la bordure orientale du massif.

Le massif est constitué d'un empilement de coulées rhyolitiques (acides) et basaltiques (basiques). Les assises rhyolitiques les plus épaisses et les plus «dures» constituent des escarpements sub-verticaux (750 mètres de dénivelée pour le Vohitsiombe) et des plateaux perchés. Les nappes de basalte donnent plutôt des glacis de piémont («pédiments») ou des zones dépressionnaires. Le massif est parcouru par un réseau important de fractures dont certaines ont un remplissage filonien (dykes de microgranites, de rhyolites, de dolérites ou de basaltes).

Sur rhyolites : les sols de plateaux sont pratiquement inexistantes : altération sableuse de couleur crème, jonchée de blocaille (pseudo-reg). Les affleurements rocheux en place sont nombreux, sous forme de chicots ou de gros blocs plus ou moins arrondis.

Sur basaltes : contrairement aux rhyolites, les basaltes sont couverts d'un manteau d'altération relique qui cache la roche en place saine. Les glacis sont jonchés de «pseudo-galets» noirs basaltiques de 10 à 30 cm de large qui résultent du dégagement de l'intérieur sain des «boules» à altération en «pelures d'oignons».

Le sol est brun-rougeâtre, argilo-limoneux sur 50 à 100 cm d'épaisseur. En dessous se trouve la zone d'altération en boules gris-verdâtres à auréoles de desquamation brunes. Ces sols contiennent kaolinite, montmorillonite et hydroxydes de fer ; des caractéristiques vertiques (faces de glissement) peuvent s'observer.

On a donc une association de *sols fersiallitiques plus ou moins vertiques et de vertisols* (dans les zones basses).

1.1.1.5.2. le volcanisme tertiaire (et début pleistocène)

Il s'agit des massifs volcaniques de l'Ankaratra et de la Montagne d'Ambre. Après la grande phase tectonique du Crétacé (fracturation Gondwanienne) c'est au milieu et à la fin du Tertiaire que le soulèvement, le bombement et la fracturation des Hauts-Plateaux ont repris de l'ampleur, toujours selon une direction sub-méridienne. Il s'en est suivi un volcanisme intense qui a commencé il y a 7 millions d'années dans l'Ankaratra et il y a 9 millions d'années dans la Montagne d'Ambre.

◆ Géologie

• **L'Ankaratra** : Il s'agit d'un strato-volcan linéaire (fissure N-S) qui a vu successivement un volcanisme «ancien» (mio-pliocène et début pleistocène), un volcanisme assez «récent» (moins de 100.000 ans) et un volcanisme très récent, holocène (moins de 10.000 ans). Nous n'aborderons ici que le volcanisme ancien. Les volcanismes plus récents seront traités plus loin.

- Mise en place du volcanisme mio-pliocène

Les fissures ouvertes pendant la phase tectonique qui a débuté fin miocène ont livré passage à d'énormes quantités de laves, émises à la fin du miocène et au pliocène (7 millions d'années environ).

- Les premières laves émises ont été de type acide : trachytes et trachy-phonolites. Ces laves sont sorties à l'état visqueux sous la forme de dômes, de «galettes», de pitons et d'empilements de coulées courtes et épaisses s'étalant peu. Elles forment des massifs bien circonscrits à parois le plus souvent escarpées. Ce type d'émission est localisé essentiellement dans la partie Occidentale de l'Ankaratra à proximité des cuvettes de Faratsiho et de Vinaninony.

- Mais la plus grosse partie du volcanisme mio-pliocène est constituée de basaltes effusifs très fluides («trapps») sortis par la grande fracture subméridienne. Il s'agit de la «série basique ancienne». Ces émissions basaltiques semblent avoir commencé légèrement après les émissions acides trachy-phonolitiques. Les nappes basaltiques, alternant coulées massives et coulées scoriacées à allure de tufs, se sont étalées sur des étendues considérables pour former le «premier Ankaratra». Elles ont fossilisé les surfaces d'aplanissement antérieures du socle cristallin: la surface fini-crétacé a été recouverte au centre, à l'Ouest et au Sud-Est ; la surface méso-tertiaire au Nord et à l'Est.

Le système de l'Onive qui coulait vers l'Ouest, bloqué par le barrage volcanique ainsi construit, a alors formé une immense étendue endoréique où se sont accumulés les sédiments volcano-lacustres et fluviaux. C'est le bassin d'Antanifotsy, relié à la grande cuvette d'Ambohimandroso.

- Phases d'effondrements volcano-tectoniques

Les émissions considérables de laves au mio-pliocène et le bombement continu du socle ont eu pour conséquences au pliocène des réajustements tectoniques qui se sont traduits par des effondrements le long de lignes de fractures antérieures :

- la faille du Betampona,

- la faille du Mandray,

- des cuvettes intra-montagnardes : des fractures situées à l'Ouest de celles du Betampona et au Nord-Est du massif granitique des Vavavato, évoluent en failles qui cisailent le socle cristallin, avec rejets vers l'Est isolant ainsi de petits bassins remplis d'alluvions fluviales dont les principaux sont ceux de Faratsiho, de Vinaninony et d'Ambohibany-Sambaina

- les venues de volcanisme acide consécutives aux effondrements

La tectonique d'effondrements a occasionné l'émission de laves acides (trachytes et trachy-phonolites) probablement issues de la «fonte» du socle cristallin (riche en silice) effondré. Au plio-pléistocène, des extrusions visqueuses sont sorties en de nombreux endroits, jalonnant un certain nombre de fissures du socle. Comme pour la phase initiale de volcanisme acide, il s'agit de dômes et pitons à formes encore bien reconnaissables.

- les épanchements d'ankaratrites

Au début du pléistocène la fracture principale sub-méridienne livre à nouveau passage à un volcanisme basique fissural. Il s'agit de la «série basique moyenne» par opposition avec la «série basique ancienne» mio-pliocène. Elle est constituée d'épanchements fluides d'Ankaratrites qui achèvent la construction du massif de l'Ankaratra. L'âge de ces émissions a été attribué à environ 3 millions d'années. Il n'y a pas eu une grande interruption entre les deux séries basiques. Actuellement les ankaratrites constituent la crête sommitale déchiquetée de l'Ankaratra à plus de 2200 mètres d'altitude.

Au Tsiafajavona (2643 mètres), sommet de l'Ankaratra, l'empilement de laves basiques au dessus du socle atteint 1000 mètres d'épaisseur.

- Mise en place des andésites d'Ambatondradama

Cet épisode dont on attribue un âge compris entre 1,7 et 1,4 millions d'années est également d'origine fissurale (N-S). Les andésites forment une vaste étendue sub-horizontale, vers 2000 mètres d'altitude («plateau d'Ambatondradama»). Les laves ont occupé une large gouttière située entre les basaltes mio-pliocène et dominée par des massifs trachytiques.

• *La montagne d'Ambre*

C'est un édifice ovoïde de 2800 km², construit comme l'Ankaratra en plusieurs phases :

- au miocène : nappes «acides» ignimbritiques (rhyolites) formant la base du système (volcan bouclier surbaissé),
- au pliocène : édification d'un strato-volcan basaltique, sur des fractures méridiennes,
- au pleistocène ancien : épanchement d'énormes masses de basaltes en vastes planèzes,
- au quaternaire moyen : longues coulées de vallées et projections coiffant la partie sommitale du massif.

Du point de vue morpho-pédologique à cette échelle peu détaillée, nous avons subdivisé le volcanisme tertiaire et début pléistocène de l'Ankaratra et de la Montagne d'Ambre en 3 grands ensembles :

- les hauts sommets de l'Ankaratra (plus de 2200 mètres d'altitude),
- les hautes planèzes et restes d'édifices disséqués basalto-trachytiques de l'Ankaratra (1800-2200 mètres d'altitude),

- les planèzes basaltiques de l'Ankaratra et de la Montagne d'Ambre.

Les phases volcaniques postérieures (quaternaires moyen et récent) seront abordées dans les chapitres suivants.

1.1.1.5.2.1. Les hauts sommets de l'Ankaratra

C'est le domaine des andosols perhydratés mélaniques (sols noirs) entre 2200 et 2643 mètres d'altitude (sommet de l'Ankaratra au Tsiafajavona). Ils représentent une superficie d'environ 50.000 hectares. Ils prennent peu à peu le relais des «sols ferrallitiques bruns» (voir plus loin) par augmentation du taux de matière organique et de l'épaisseur de l'horizon humifère qui en même temps s'assombrit.

◆ Situation et environnement

A ces altitudes, la température moyenne annuelle est comprise entre 9°C (Tsiafajavona) et 14°5 (2000 mètres). La pluviométrie est de 2000 à 2500 mm. La saison sèche est peu marquée (Juin à Août).

La plupart du temps le substratum est composé de roches basiques anciennes (ankaratries, basaltes). Mais on trouve aussi des sols noirs sur roches acides (dômes trachytiques). La roche mère influe assez peu sur la morphologie et les propriétés de ces sols. Il n'est pas impossible que ce matériau ait subi, au cours du quaternaire des remaniements d'origine périglaciaire (gélifraction, reptation, cryoturbation) comme le laisse penser l'aspect souvent fragmenté des formations superficielles des versants.

Les pentes sont généralement fortes, sauf dans les larges vallons, cuvettes, têtes de vallées évasées en amphithéâtres et plateaux ondulés, mal drainés, encastrés entre des versants pentus.

La végétation naturelle est une prairie steppique pseudo-alpine à éricacées en forme de coussinets ou de touffes globuleuses et à graminées en touffes ou en petit gazon ras, associées à des mousses et lichens ; les milieux mal drainés sont occupés par des cyperus (*Cyperus madagascariensis*), carex (*kyllinga*) et des plantes endémiques variées car non touchées par les feux : *Sacciolepis*, *Tylostigma*, *Brachypodium*, *Poa*. Sur les zones pentues et rocailleuses, à sols andiques peu épais, dominent les *Helichrysum*, *Aloe*, *Kalanchoe*, des petites cactées. On y trouve de nombreuses plantes endémiques : *Nicodemia*, *Pimpinella*, *Pencedanum*, *Kniphofia*, *Habenaria*. La forêt naturelle (si elle a jamais existé) a disparu.

Les sols noirs ne sont pratiquement pas cultivés. Ils sont utilisés le plus souvent comme paturages pendant la saison sèche.

Cette accumulation de matière organique est surtout le fait d'une diminution des températures, peu favorable à l'activité biologique.

◆ Les sols

L'horizon organique supérieur est épais de 20 à 40 cm. Sa couleur est noire. Il montre un enchevêtrement dense de racines et présente souvent un aspect de tourbe spongieuse. En conditions naturelles, il est toujours humide. La porosité est toujours très forte. La teneur en matière organique, très élevée, est comprise entre 20 et 30 % ; le rapport C/N est élevé, de l'ordre de 20. L'horizon a un toucher limoneux, mais la texture est argileuse (50 à 60 % d'argile, 25 à 40 % de limon, 10 % de sable). La capacité d'échange est forte (30 à 45 mé %), mais l'horizon est très fortement désaturé (saturation inférieure à 1 %). Le pH est acide, compris entre 4,5 et 5. La teneur en phosphore total est assez élevée (2000 à 3000 ppm) mais celle en phosphore assimilable est faible (100 à 200 ppm).

L'horizon organique inférieur de 20 à 50 cm d'épaisseur, est de couleur brune à brun-foncé. On y trouve encore de nombreuses racines, mais pas de feutrage. Cet horizon, comme l'ensemble du profil, est constamment humide et non structuré. Il présente une faible densité apparente (0,5). La dessiccation du matériau est irréversible, c'est à dire qu'une fois desséché, il ne se réhumecte plus ; il donne alors des agrégats polyédriques fins très durs. A l'état naturel, hydraté, du fait de sa forte teneur en eau (jusqu'à 200 %), il possède des propriétés thixotropiques (le «test au couteau» marche très bien). La teneur en matière organique est élevée (10 à 15 %) ; le rapport C/N est de l'ordre de 22. La texture est argileuse (40 à 60 % d'argile, 30 à 40 % de limon, 10 à 12 % de sable). La capacité d'échange est élevée (20 à 40 mé/100 g de sol) mais le complexe absorbant est très désaturé ($V < 1$ %). Le pH est acide (4,5 à 5). Le phosphore total est en forte quantité (2000 à 4000 ppm), mais la teneur en phosphore assimilable est faible (moins de 150 ppm).

L'horizon B a une épaisseur de 30 à 70 cm. Il est de couleur brun-rougeâtre, ocre ou brun-jaunâtre (suivant la richesse en fer de la roche-mère), sans taches. Le matériau possède un toucher savonneux, non collant, toujours humide (perhydraté) ; il ne montre pas de structure, mais est très poreux. Desséché artificiellement, il se fragmente en petits agrégats polyédriques anguleux durs. Il présente des propriétés thixotropiques très nettes. La texture est argileuse (50 % d'argile, 30 à 40 % de limon, 10 à 20 % de sable). La teneur en matière organique est encore relativement élevée (2 à 6 %). Le rapport C/N est égal à 20. Le complexe absorbant a une capacité d'échange comprise entre 20 et 30 mé %. Il est toujours fortement désaturé ($V < 1$ %) ; le pH est acide, de l'ordre de 5. On note une forte quantité de phosphore total (3000 à 5000 ppm).

L'horizon d'altération, est généralement peu épais (20 à 50 cm). La roche «pourrie» où on reconnaît quelques cristaux très altérés, est de couleur jaunâtre à brune, généralement plus claire que celle de l'horizon B. Cet horizon, comme l'horizon B, est toujours perhydraté, très léger, poreux, thixotrope et à toucher limoneux.

La roche mère : basalte ou ankaratrite noirâtre, ou trachyte massif plus clair ; il s'agit parfois de projections cendreuse ou poncéeuses litées trachytiques (SSE de Vinaninony).

Les andosols de l'Ankaratra possèdent un mélange de produits amorphes et de produits cristallisés : la teneur en silice amorphe est très faible (moins de 3 % de la silice totale) dans les horizons non organiques et augmente vers la surface (3 à 10 % de la silice totale), en liaison avec l'augmentation du taux de matière organique peu minéralisée. L'aluminium amorphe quant à lui représente 35 % de l'aluminium total. Les teneurs en fer

amorphe sont élevées (45 % du fer total).

En dehors du fer, les produits amorphes sont donc des allophanes fortement aluminiques, pauvres en silice (imogolites ?).

Parmi les minéraux secondaires cristallisés, le fer est essentiellement à l'état de goëthite. On trouve une quantité assez importante de kaolinite et de gibbsite.

1.1.1.5.2.2. Les hautes plaines et restes d'édifices basalto-trachytiques de l'Ankaratra

Il s'agit de la tranche d'altitude 1800-2200 mètres. C'est le domaine des sols ferrallitiques «bruns» humifères.

◆ Situation et environnement

Cette altitude est caractérisée par une pluviométrie de 1500 à 2000 mm. Les températures y sont déjà fraîches et favorisent l'accumulation de la matière organique. La température moyenne annuelle est comprise entre 14°5 et 15°5.

Les sols ferrallitiques bruns occupent les parties moyennes des vastes coulées de basaltes anciens ; le modelé est celui de plaines dégradées, découpées en plateaux et lanières inclinés limités par de profondes vallées radiales avec des versants en pentes fortes. La pente générale est plus élevée que sur les parties terminales des coulées occupées par les sols rouges (voir plus loin). Le modelé des versants est affecté de vastes mouvements de masse en glissements étagés via les altérites épaisses. Les sols bruns couvrent aussi une grande partie du «plateau» andésitique d'Ambatondradama. Enfin ils occupent une partie des massifs trachytiques entre 1800 et 2000 m d'altitude.

◆ Les sols

Ces sols prennent le relais progressif des «sols rouges» (situés au-dessus de 1800 mètres d'altitude). Ils forment une superficie d'environ 78.000 hectares. On les trouve tout autour du massif de l'Ankaratra et sur le plateau de Soanindrariny, jusque vers 2200 mètres. Au-dessus, ils passent aux sols andiques (voir précédemment). Les sols bruns peuvent donc être considérés comme intermédiaires entre les ferrallitiques rouges et les ferrallitiques andiques.

L'horizon humifère, épais de 30 à 50 cm (plus développé que sur les «sols rouges») est de couleur brun-foncé à brun-noirâtre. Il est souvent très riche en racines qui forment un feutrage épais. A l'état sec la consistance est cendreuse et friable. Le taux de matière organique, compris entre 8 et 15 %, est d'autant plus élevé que l'on se trouve en altitude. Le rapport C/N est compris entre 12 et 14 (supérieur à celui des sols rouges). Le pH est de l'ordre de 4,8 à 5. La capacité d'échange est élevée (20 à 30 mé %), mais le taux de saturation est toujours très bas (1 à 4 %). La texture est toujours argileuse (60 à 75 % d'argile). Les réserves en phosphore total sont élevées (2000 à 5000 ppm) et le phosphore assimilable (Olsen) est en faible quantité (175 ppm) mais cependant 10 fois plus élevée que dans les «sols rouges».

L'horizon B, de 50 cm à 2 mètres d'épaisseur (donc moins épais que sur les sols

rouges) est de couleur brun-ocre à brun-rougeâtre. Il est toujours argileux (55 à 70 % d'argile, 15 à 30 % de limon, 5 à 15 % de sable). La structure, polyédrique anguleuse moyenne à grossière, est toujours bien développée. On n'observe pas de taches d'hydromorphie ni concrétions. Le taux de matière organique reste encore appréciable (2 à 4 %, C/N = 12) jusqu'à 60 cm de profondeur. Il est inférieur à 1 % en dessous.

La capacité d'échange est encore élevée (10 à 20 mé %). Le taux de saturation est très faible (moins de 2 %). Le pH est acide (4,7 à 5,1). Les réserves sont élevées (3000 à 5000 ppm) en phosphore total, mais faibles (100 à 300 ppm) en phosphore assimilable.

La zone d'altération apparaît vers 75-200 cm de profondeur. Elle est épaisse de 1 à plusieurs mètres. Par rapport à l'horizon B, ce matériau est plus compact et moins structuré. On y voit un mélange d'argile rouge et de résidus de basalte altéré de teintes violacée, brunâtre et grisâtre.

La roche saine est composée soit de basalte (le plus souvent), soit d'andésite (Ambatondradama), soit de trachyte. Les caractères morphologiques et analytiques des sols ne montrent pas de différences significatives suivant la roche-mère. Les sols sur roches basiques sont plus rougeâtres en général que les sols sur roches acides, moins riches en fer.

L'hydrolyse des minéraux est totale. Aucun minéral primaire ne subsiste dans l'horizon B où le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est toujours inférieur à 2. On y trouve de la gibbsite, de la kaolinite et des hydroxydes de fer, formés essentiellement de goethite. La kaolinite est moins abondante que la gibbsite à la base, mais domine en proportion vers le sommet du profil.

Une certaine proportion (de l'ordre de 10 %) d'éléments amorphes aluminosiliceux (allophanes) existent dans l'horizon B et l'horizon A, associés étroitement à la matière organique. Par rapport aux sols rouges décrits précédemment, la cristallisation des minéraux secondaires semble donc un peu entravée par la richesse en matière organique et l'état d'humidité du sol, plus prolongé. L'aspect fréquemment «cendreux» de l'horizon humifère lorsque celui-ci est sec, provient de la teneur relativement faible en éléments phylliteux cristallisés, de la présence presque exclusive de matière organique et de gibbsite, à l'état finement particulaire.

1.1.1.5.2.3. Les planètes basaltiques de l'Ankaratra et de la Montagne d'Ambre

◆ Situation et environnement

Ce type de milieu occupe de vastes superficies : 150.000 ha pour l'Ankaratra, 200.000 ha pour la Montagne d'Ambre. Les tranches d'altitude et les latitudes sont différentes pour les deux massifs :

- *Ankaratra* : 1450-1800 mètres d'altitude, 19° de latitude. Température moyenne annuelle = 16°, pluviométrie moyenne annuelle = 1300 à 1500 mm,

- *Montagne d'Ambre* : 0-1000 mètres d'altitude, 12°5 de latitude. Température moyenne annuelle = 22°, pluviométrie moyenne annuelle =

1300 à 2200 mm et 6 mois «secs» à l'Ouest, 3000 mm et 0 mois secs à l'Est.

C'est le domaine des *sols ferrallitiques rouges ou brun-rouges* sur «vieux basaltes mio-plio-pleistocènes». Ces anciennes planèzes forment actuellement de vastes plateaux et lanières (inversion de relief) périphériques et radiaux, peu accidentés, à pentes moyennes à faibles. Les basaltes anciens sont profondément altérés et sont très rarement observables en affleurements sains.

Dans l'Ankaratra (à part la forêt relique de Manjakatompò) et une grande partie de la Montagne d'Ambre, la végétation des planèzes dégradées est, à perte de vue, une savane herbeuse steppique, à *Ctenium*, *Trachypogon*, *Heteropogon*, *Hyparrhenia*, *Aristida*. De rares boqueteaux d'Eucalyptus et des fourrés à mimosa (*Acacia decurrens*) et *Helichrysum* sont disséminés.

La Montagne d'Ambre possède de grands lambeaux forestiers (réserve naturelle) à *Gluta tourtour*, *Diospyros* (ébène), *Canarium*, *Terminalia* (Mantaly), *Dalbergia* (palissandre), *Ficus*, *Ocotea*, *Dracoena*. On y trouve une grande quantité de lianes et d'épiphytes (surtout *Asplenium nidus*).

Ces sols rouges à brun-rouge sont assez peu cultivés. Ce sont surtout les flancs pentus des entailles des planèzes qui sont mis en valeur : les sols de ces versants (de couleur plus brune) y sont tronqués, parfois jusqu'à la zone d'altération et sont donc rajeunis ; c'est pourquoi ils sont vraisemblablement plus riches que les sols rouges des plateaux.

La couleur de ces sols rouges sur basaltes est généralement plus sombre et plus vive que celle des sols développés sur socle cristallin (dans les rose) ; c'est un critère de reconnaissance aisé entre socle et basalte, lorsque les roches saines ne sont pas visibles.

◆ Les sols

L'horizon humifère, brun-rougeâtre foncé est assez bien développé ; d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, il comporte un enracinement graminéen assez dense. Le taux de matière organique est assez élevé (3 à 6 %), malgré la teinte vive du sol ; le rapport C/N est de 11 à 13. La texture est lourde, argileuse (50 à 60 % d'argile, 30 % de limon, 10 à 20 % de sable). La structure est polyédrique fine.

Le pH est acide, compris entre 4,8 et 5,1. La capacité d'échange est comprise entre 10 et 20 mé%, plus élevée qu'en dessous du fait de la richesse en matière organique. Le taux de saturation est cependant inférieur à 5 %. La teneur en phosphore total est relativement élevée (1000-1200 ppm), mais la teneur en phosphore assimilable (Olsen) est très faible (10 à 12 ppm).

Les horizons B, de couleur rouge foncé, homogènes peuvent faire 1,5 à 3 mètres d'épaisseur. Ils montrent parfois un horizon intermédiaire avec l'horizon humifère, brun rouge, de 30 à 50 cm d'épaisseur. Les horizons B sont toujours bien structurés, avec une structure polyédrique moyenne anguleuse ; leur consistance est friable et leur perméabilité d'ensemble est très bonne. La teneur en matière organique est encore assez élevée jusqu'à 50 cm de profondeur (2 à 4 %) ; elle est inférieure à 1 % en dessous de 1 mètre. La texture

est très argileuse (50 à 70 % d'argile, 15 à 20 % de limon, 7 à 15 % de sable). Le pH est assez acide, compris entre 5 et 5,4. La capacité d'échange est comprise entre 2 et 10 mé % ; elle diminue avec la profondeur en même temps que le taux de matière organique. Le pourcentage de saturation du complexe absorbant est toujours très faible (1 à 2 %). La teneur en phosphore total est de 1000 à 1500 ppm, contre 10 à 100 ppm de phosphore assimilable (Olsen).

Parfois une «stone line» de basalte pourri et de résidus d'altération gibbsitiques, sépare l'horizon B rouge de l'horizon d'altération sous-jacent en place. Contrairement aux sols sur socle cette «stone-line» est souvent difficile à voir en raison de l'absence de filons de quartz.

La zone d'altération, montre généralement des teintes bigarrées, dans les mauve, rouge, violacé, grisâtre, brunâtre. Des noyaux farineux grisâtres représentent des restes de roche en place ; on y reconnaît encore la structure de certains minéraux, en particulier les minéraux sombres, ferro-magnésiens.

La roche saine n'apparaît qu'à grande profondeur (10 à 30 mètres). Il s'agit généralement de basalte noir massif ou bulleux.

Les sols des planèzes surtout sur la façade Est de l'Ankaratra, montrent localement une induration ferrugino-bauxitique de 50 à 100 cm d'épaisseur observable sur les ruptures de pente.

Dans l'horizon B rouge, le rapport SiO_2/Al_2O_3 est compris entre 1,5 et 1,8. La fraction argile comprend essentiellement une grosse quantité de gibbsite (40 à 50 %) et de la kaolinite (20 à 25%). Le taux de kaolinite augmente en profondeur où elle domine alors sur la gibbsite, dont la teneur augmente au contraire du bas vers le haut du profil. La présence abondante de cet élément dans les sols est caractéristique des vieux sols ferrallitiques très lixiviés en silice (et en bases). La richesse en gibbsite d'un sol traduit généralement le déficit en silice et un excès en alumine, donc l'intensité des évacuations par les eaux de drainage de produits de dégradation et de dissolution de la métahalloysite puis de la kaolinite elle-même.

Le fer est individualisé sous forme de goethite à la base du profil, et plutôt sous forme d'hématite dans la partie supérieure.

L'horizon B montre une absence totale de minéraux résiduels non ou peu altérés.

Ces caractères physiques, chimiques et minéralogiques nous conduisent à classer ces sols rouges profonds parmi les *sols ferrallitiques fortement désaturés «typiques» gibbsitiques*.

1.1.1.5.3. le volcanisme du quaternaire moyen

Il s'agit du volcanisme dont l'âge est inférieur à 400.000 ans (pléistocène récent) et que l'on trouve, du Nord au Sud de l'île dans les régions suivantes :

- partie sommitale de la Montagne d'Ambre,

- Ouest de Nosy Be,
- planèzes du Sud du Tsaratanana,
- Vakinankaratra - région d'Antsirabe.

Composées de coulées, de cônes stromboliens, de «maars» et de volcanisme «hyaloclastique» (phréato-magmatique), ces formes sont encore bien conservées et parfaitement reconnaissables.

Nous ne détaillerons pas le volcanisme du Nord de Madagascar (voir à ce sujet, Rossi, 1980). Signalons simplement qu'il est complexe au niveau des formes et des âges. Nous englobons dans le quaternaire moyen dominant (à altération déjà ferrallitique), des sorties multiples de volcanisme du quaternaire récent (surtout des édifices stromboliens à formes très fraîches) sans altération ferrallitique.

De même nous nous bornerons à signaler les planèzes (à édifices stromboliens) du Sud du Tsaratanana : ce sont d'une part, au Nord de l'Ankaizina les plateaux d'Antsahabe (basaltes), de Bemanevika (basaltes), de Maroangoaka (basaltes) et d'Ambondrona (rhyolites), d'autre part au Sud de l'Ankaibe, le plateau d'Ankasimbelo (basaltes). Tous ces plateaux diversement perchés (les plus élevés étant les plateaux d'Ambondrona à 1800-2400 mètres et de Maroangoaka à 1800 mètres) portent des sols ferrallitiques brun-jaunes, brun-rouges ou rouges, fortement gibbsitiques dont certains, comme le Bemanevika (1300-1800 mètres d'altitude) sont localement cuirassés par une cuirasse ferrugino-bauxitique.

Nous insisterons ici davantage sur le volcanisme du Vakinankaratra.

♦ Situation et géomorphologie

Les sols «chocolat» occupent la plus grande partie du Vakinankaratra c'est à dire la région comprise entre Antsirabe, Bétafo, Tritriva et Vinaninkarena, où est localisé le volcanisme quaternaire du Sud du massif de l'Ankaratra. L'ensemble de ce volcanisme représente une superficie de 18.000 hectares dont l'altitude est comprise entre 1500 et 1850 mètres ; les zones les plus élevées étant situées dans la partie Nord. La pluviométrie moyenne annuelle est de 1400 à 1500 mm. La température moyenne annuelle varie en fonction de l'altitude, entre 17°C et 15,5°C. Ces sols affectent les basanites (roches basiques) de la phase volcanique datée d'environ 100.000 ans. On y trouve une vingtaine de cônes de scories ayant émis de grandes coulées scoriacées saupoudrées souvent de projections cendro-scoriacées. La roche mère est donc toujours basique poreuse et perméable.

Ce volcanisme prend les formes de cônes centraux encore assez bien conservés, de coulées et de nappes de projections couverts de sols rouge sombre. Une partie (au Sud de Belazao surtout) est composée de volcanisme «classique» en milieu aérien ; une autre partie, plus originale (jamais signalée jusqu'à présent dans cette région), s'est passée en milieu lacustre ou phréatique. De telles conditions de mise en place des projections ont donné des matériaux «volcano-lacustro-phréatiques» (à petites scories et sables cinéritiques durcis finement lités) appelés «hyaloclastites» et ont construit de petites calderas, larges par rapport à leur faible hauteur, à anneaux circulaires surbaissés. Cette morphologie est particulièrement visible dans la région de Talata. Les alluvions lacustres argileuses et les hyaloclastites y sont imbriquées. Les cônes de projections les plus élevés

(Ivohitra, Amboniloha, Ambohitsokina), affranchis du milieu sub-lacustre, présentent des formes «normales», à cratères sommitaux plus ou moins égueulés. Ce volcanisme assez récent a émis quelques grandes coulées qui ont été canalisées par des vallées préexistantes ; les plus spectaculaires sont celles de Fiadanana (au Nord de Betafo) et de Fananana-Vinaninkareny.

Le modelé n'est relativement accidenté (mais toujours régulier et peu entaillé) que sur les édifices de scories donc sur des superficies limitées et bien circonscrites. La plus grande partie présente une topographie d'ondulations à pentes faibles (inférieures à 10 %) sans formes d'érosions importantes.

◆ Les sols

Ces sols «chocolat» se différencient des sols rouges sur basaltes anciens par leur teinte un peu plus sombre (brun-rougeâtre) due à un taux élevé de matière organique, leur structure mieux développée, leur profondeur moindre. Enfin ils sont toujours intensément cultivés.

L'horizon humifère est généralement bien développé (20 à 30 cm), de couleur brun-rougeâtre foncé («chocolat»). Il est riche en nombreuses racines fines (toujours cultivé). La structure de cet horizon est toujours faiblement développée. A l'état sec la consistance est cendreuse et friable. La texture est argilo-limoneuse à limono-argileuse. Le taux de matière organique est élevé (10 à 18 %). Le rapport C/N est de l'ordre de 15-16. Le pH est compris entre 5 et 5,5. La capacité d'échange élevée (comprise entre 20 et 30 mé %), est due à la richesse en matière organique (elle diminue rapidement en dessous de l'horizon humifère). Le taux de saturation est bas, de l'ordre de 5 à 7 %.

L'horizon intermédiaire, de 20 à 40 cm d'épaisseur, est encore riche en matière organique (5 à 10 %) ; il est de couleur brun-rougeâtre («chocolat»). La structure est peu développée (polyédrique moyenne émoussée). La consistance est friable. La texture est argileuse (50 à 60 % d'argile). Le pH est compris entre 5 et 6. La capacité d'échange est comprise entre 3 et 7 mé %. Le taux de saturation est bas (5 à 10 %).

L'horizon B est peu épais (50 à 100 cm) ; il est de couleur plus vive que les horizons supérieurs (rouge sombre) et très homogène jusqu'à la roche mère. Il possède une structure polyédrique anguleuse moyenne bien développée, avec une sous-structure polyédrique fine. La consistance est friable. La texture est argileuse. La teneur en matière organique est inférieure à 2 %. Le pH est compris entre 5 et 6. La capacité d'échange est inférieure à 3 mé %. La saturation du complexe absorbant est inférieur à 8 %.

L'horizon d'altération est toujours très peu épais (10 à 30 cm). On passe rapidement de l'horizon B à la roche basaltique scoriacée non altérée. Cette zone d'altération est composée d'un mélange de blocs scoriacés noirâtres et de terre rouge identique à celle de l'horizon B.

La roche mère est la plupart du temps, soit la coulée basaltique scoriacée, soit des projections de scories, soit des cinérites hyaloclastiques.

Du point de vue minéralogique, ces sols ont été bien étudiés par Zebrowski (1975)

dont les conclusions sont les suivantes : dans l'horizon B, le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ particulièrement faible est compris entre 0,1 et 0,3. Les analyses montrent qu'il n'existe pas de produits amorphes dans le profil, ni siliceux ni alumineux et ferrugineux. Parmi les produits cristallisés on trouve toujours une quantité très importante de gibbsite à tous les niveaux du profil. Le fer est à l'état d'hématite en quantité importante qui donne sa coloration rouge au sol. Il n'y a pratiquement pas de goethite contrairement aux «sols de montagne» (sols bruns ferrallitiques humifères et andosols) pour lesquels l'absence de dessiccation (saison sèche peu accentuée) explique cet état hydraté du fer. Les sols «chocolat» à plus faible altitude, sont soumis à une saison sèche bien marquée. En plus de l'hématite s'observent des traces de magnétite.

Une caractéristique originale de ce type de sol est la quasi absence de minéraux phylliteux ; on ne trouve que des traces de métahalloysite. Cette absence d'argile phylliteuse de néoformation s'explique par une forte lixiviation de la silice, particulièrement intense dans les sols formés sur roches volcaniques très filtrantes comme les coulées scoriacées, les projections de scories ou de cendres. Cette silice serait évacuée dès les premiers stades de l'altération avant que les alternances d'humectation et de dessiccation puissent engendrer la néoformation de minéraux phylliteux secondaires.

Ces sols sont constitués essentiellement de gibbsite et d'hématite, à l'état finement particulaire (on n'observe pas de concrétions gibbsitiques). On a affaire, à une véritable «*bauxite terrestre*». L'absence d'argiles phylliteuses explique sans doute le manque de structuration des horizons humifères. Ceux-ci, du fait de l'absence de complexe argilo-humique stable, prennent fréquemment un aspect cendreuse. En fait, il ne s'agit généralement pas de cendres (bien que localement on puisse avoir des «rajeunissements» par recouvrement de cendres très récentes du volcanisme holocène) mais d'un mélange de particules très fines de gibbsite et de matière organique.

L'horizon humifère de ces «sols chocolat» ressemble donc beaucoup à celui des sols andiques (richesse en matière organique, friabilité, aspect cendreuse, absence de structure). Il se forme un complexe gibbsite-matière organique stable qui favorise le maintien et l'accumulation progressive de cette matière organique.

Pour cette raison, nous proposons de nommer ces sols : «*sols ferrallitiques fortement désaturés humifères andiques*» sur roche volcanique très filtrante : Zebrowski (1975) propose le terme de «*ferrallitique allitique*» pour insister sur l'absence d'argile phylliteuse et la dominance de «*gibbsite terrestre*».

1.1.1.5.4. le volcanisme du quaternaire récent (holocène)

On en trouve quelques édifices à Nosy Be et dans la Montagne d'Ambre. Mais c'est surtout l'Itasy et le Vakinankaratra (Betafo et Tritriva) qui sont significatifs des points de vue intérêt agronomique et superficie. Leurs sols sont certainement les meilleurs de Madagascar. Nous ne parlerons donc ici que de ces régions.

Ces sols, les plus fertiles de la région, se rencontrent sur les projections volcaniques (cendres et scories) très récentes, sans doute moins de 10.000 ans (holocène), essentiellement basiques. Ce volcanisme occupe 3 régions principales :

- *le Vakinankaratra occidental* (régions de Bétafo et de Tritriva) qui représente environ 5800 hectares - Il s'agit d'émissions basiques («basanites») comprenant des cônes de scories (une dizaine), des coulées rugueuses et chaotiques (sans sols) dont la plus étendue est celle qui a rempli la vallée de l'Iandratsay, et enfin des projections cendro-scoriacées qui ont saupoudré les alentours des cratères.

Il y a trois nappes principales de projections, situées autour de 3 ensembles de cônes : les projections de Bétafo (environ 1400 hectares), les projections de Ialalo (550 hectares) entre Bétafo et Tritriva, et les projections de Tritriva (1200 hectares).

L'altitude de ces régions est comprise entre 1400 (Bétafo) et 1750 mètres (Tritriva). Elles sont toujours intensément cultivées.

- *La région de l'Itasy* qui occupe une superficie de l'ordre de 30.000 hectares. Cette région est parsemée de très nombreux cônes de projections basiques (environ 150) et de quelques gros dômes extrusifs trachytiques. Aux pieds de ces édifices s'étendent des coulées basaltiques rugueuses et sans sols et des nappes de saupoudrages cendro-scoriacées basiques (basanites). Il n'y a pratiquement pas de projections acides trachytiques. Les zones cultivables occupent la partie orientale du volcanisme de l'Itasy suivant une bande N-S de moins de 5 km de long, passant par Analavory, Ampefy, et Soavinandriana. Leur altitude est comprise entre 1150 mètres au Nord et 1450 mètres au Sud. C'est une région qui est «chaude», surtout la région d'Analavory. La température moyenne annuelle à Soavinandriana est de 17°8.

- *Les projections trachytiques de l'Ambohimadinika* : situées 20 à 25 km au Nord d'Antsirabe, ces cendres et ponces acides holocènes, identifiées par Zebrowski et Mottet (1974) occupent environ 8500 hectares. Elles saupoudrent les formations volcaniques antérieures disséquées. Le recouvrement est variable (50 cm à 3 mètres) suivant les endroits, et, semble t'il, suivant l'éloignement du massif récent de l'Ambohimadinika qui serait à l'origine des projections.

Ces projections occupent une zone d'altitude comprise entre 1800 et 2200 mètres. Le modelé est généralement accidenté car les projections recouvrent un relief de volcanisme ancien déjà très disséqué. Les sols andiques qui s'y sont développés sont toujours très cultivés.

◆ Les sols

- *Les andosols peu différenciés sur projections basiques*

Les sols jeunes développés sur cendres et scories mélangées ou alternées, sont de couleur sombre dans leur partie supérieure : noirs et tachants à l'état humide, gris et cendres à l'état sec. Cet horizon humifère a une épaisseur de 20 à 60 cm. Cette épaisseur dépend de la position topographique : faible dans les parties hautes, importante dans les bas de pentes ; il présente une texture limoneuse ; des petits graviers de scories sont encore

présents ; le taux de matière organique est élevé (10 à 15 %) ; celle-ci présente un rapport C/N de 14 à 16. La structure polyédrique é mousse est fragile ; la consistance est très friable et la porosité élevée ; la densité apparente est de l'ordre de 0,9.

En-dessous de l'horizon organique qui en fait forme le sol andique proprement dit, on passe assez rapidement au matériau volcanique peu altéré formé de scories plus ou moins fines et litées ; on trouve d'abord une zone de transition (horizon B) de 20 à 40 cm d'épaisseur de couleur brune à brun-jaune, de texture limono-sableuse (sables très fins), et de consistance très friable. Puis on passe vers 1 mètre de profondeur aux scories altérées de couleur jaunâtre (enduits humo-ferrugineux) d'aspect sablo-gravillonnaire, avant d'arriver aux scories litées non altérées, de couleur plutôt noirâtre souvent assez compactes et peu pénétrables aux racines.

Ces sols présentent une capacité d'échange élevée, de l'ordre de 30 mé % dans l'horizon humifère (complexe saturé à 20 % en moyenne) et de 15 à 20 mé % dans l'horizon jaune sous-jacent. Le pH est de 5,5 à 6 dans l'horizon humifère et de 6 à 6,5 en dessous. Ces sols ont de bonnes réserves minérales, sauf en phosphore (forte carence).

- Les andosols peu différenciés sur projections acides

Les projections très récentes des alentours du volcan Ambohimadinika, contrairement à celles du Vakinankaratra et de l'Itasy, sont trachytiques acides.

Les sols qui s'y sont développés sont en fait assez semblables aux sols décrits précédemment : présence en surface d'un horizon sombre (gris-noirâtre) d'aspect cendreuse, de 20 à 50 cm d'épaisseur, de texture limoneuse à limono-sableuse et très friable ; la teneur en matière organique est élevée (de l'ordre de 10 %) ; le pH est de 5,5 ; la capacité d'échange est élevée (20 à 30 mé %) et la saturation est de 15 à 20 %. Ce sol possède donc une bonne fertilité, malgré la carence habituelle (comme pour les autres sols) en phosphore.

Sous l'horizon humifère, sur 20 à 50 cm d'épaisseur, on trouve les lits de ponces trachytiques plus ou moins grossières (sables, graviers) peu soudées, de couleur jaunâtre (enduits humo-ferrugineux). En dessous, les projections trachytiques plus grossières, blanchâtres, ne sont pas altérées. Très souvent les projections récentes reposent directement sur un paléosol rouge ferrallitique développé sur basalte plus ancien.

L'aspect minéralogique de tous ces sols andiques a été étudié par Zebrowski (1971).

- Les sols sur projections basiques, ont des teneurs en produits amorphes importantes : la silice amorphe représente 20 à 30 % de la silice totale dans l'horizon C ; elle diminue vers le haut du profil où elle n'est plus que de 8 % au sommet de l'horizon B et inexistante dans l'horizon A. Le fer amorphe représente 40 à 55 % du fer total ; cette valeur est stable dans tout le profil.

Enfin la teneur en aluminium amorphe est de 40 à 55 % de l'alumine totale et est relativement constante dans le profil.

La silice amorphe (comme les autres éléments amorphes) est un héritage des

scories. En effet, dans les scories inaltérées elle représente 33 % de la silice totale. Il s'agit donc de «silice amorphe primaire». La diminution de celle-ci dans le haut du profil peut s'expliquer en partie par un lessivage (intense dans ces sols très filtrants) et en partie par son intégration dans des complexes silico-organiques ou allophano-organiques, et ainsi difficilement dosable.

Les minéraux cristallisés sont en faible quantité. On observe des traces de gibbsite et de kaolinite (ou métahalloysite), qui sont d'autant plus nettes que le sol est plus «évolué», c'est à dire que son horizon B jaunâtre est plus épais.

- *Les sols sur projections acides* sont encore plus riches en silice mais par contre un peu moins riches en fer que les sols sur scories basaltiques. Cela reflète les différences de composition chimique des 2 types de projections.

La richesse de tous ces sols en produits amorphes, en grande partie des «amorphes primaires» issus directement des scories, la richesse en matière organique, à faible densité apparente, ainsi que la faible épaisseur des sols, nous conduisent à classer ceux-ci parmi *les andosols peu différenciés désaturés mélaniques*. Il s'agit de sols jeunes, qui, contrairement aux andosols perhydratés d'altitude sur roches volcaniques anciennes (voir précédemment), subissent naturellement une dessiccation annuelle en saison sèche. Ces sols évolueront vraisemblablement peu à peu vers des «sols chocolat» (voir précédemment), à très fort lessivage en silice, empêchant la néoformation de minéraux phylliteux, et où seul resteront en place la gibbsite et le fer.

1.1.1.6. morphopédologie du domaine alluvial

Le domaine alluvial comprend le lacustre, le fluvio-lacustre, le fluvatile et le fluvio-marin.

Pour ce qui est ancien, nous ne mentionnerons que les ensembles d'une certaine ampleur, à savoir les alluvions lacustres et fluvio-lacustres pliocènes.

1.1.1.6.1. les alluvions lacustres et fluvio-lacustres pliocènes

Ce sont les sédiments qui se sont déposés aux fonds de lacs ayant une origine tectonique ou volcano-tectonique fini-tertiaire. Cette époque a été, on le sait, une période particulièrement active du point de vue de la fracturation du socle cristallin, en liaison avec son soulèvement isostasique.

Le remplissage pliocène concerne 3 grands ensembles qui sont, du Nord au Sud :

- le bassin Alaotra-Mangoro,
- les bassins Onive-Antanetibe-Antsirabe (Est Anaratra),
- le bassin de la Ranotsara,

Mais les alluvions lacustres sont visibles ailleurs, de façon moins étendue, entres autres :

- à Ivato (plaine de Tananarive),
- en bordure de certaines plaines du Haut-Bassin de la Mananara (Mangamila, Betsimizara).

◆ Géologie - Géomorphologie

- Le bassin lacustre Alaotra-Mangoro

Ce bassin, allongé Nord-Sud est subdivisé en deux ensembles :

- la partie Sud du Lac Alaotra (appartenant au Bassin du Maningory),
- l'Ankay-Mangoro.

Le Bassin du Mangoro est bordé à l'Est par une faille de rejeu récent, la faille Andaingo-Moramanga.

A l'Ouest, au pied de l'escarpement de l'Angavo, il comprend plusieurs sillons (Marevitsika, Beparasy), eux mêmes sans doute des sous-bassins d'effondrement allongés, séparés par des dômes du socle cristallin.

Le bassin du Mangoro-Ankay correspond donc à un effondrement de type «rift», régulier à l'Est, irrégulier à l'Ouest. Il s'est rempli de sédiments sur une cinquantaine de mètres, montrant une alternance d'argiles kaoliniques blanchâtres ou marmorisées et de sables quartzeux parfois à stratifications entrecroisées. On trouve aussi localement des marnes verdâtres et des grès phosphatés.

Les alluvions lacustres forment une topographie de plateaux sub-horizontaux défoncés par un réseau de vallées et bas-fonds à fonds plats marécageux. Ces plateaux sont souvent en continuité topographique avec la surface d'aplanissement fini-tertiaire qui arase les altérites du socle cristallophyllien de sorte qu'en l'absence de coupe naturelle on ne distingue pas toujours aisément les deux matériaux.

- Les bassins Onive-Antanetibe-Antsirabe (Est Ankaratra)

On peut y différencier trois sous-ensembles :

- la plaine du Haut-Bassin de l'Onive (Ambatolampy-A^{HI}Mandroso-Antsampandrano-Antanifotsy),
- la plaine d'Antanetibe (faille du Betampona),
- le bassin d'Antsirabe (faille du Mandray).

- *Le Haut-Bassin de l'Onive* (environ 20.000 hectares à 1600 mètres d'altitudes) est rempli de sédiments stratifiés fluvio-lacustres d'où émergent des collines surbaissées de socle granito-gneissique. Les alluvions anciennes sont «perchées» au dessus du réseau de vallées «fonctionnelles». Deux niveaux peuvent être distingués : un niveau supérieur (10 à 12 mètres au dessus du niveau actuel) à sols ocre-rouge et un niveau inférieur (2 à 3 mètres au dessus des vallées fonctionnelles) un peu plus hydromorphe, à sols beige-jaunâtres. Des zones sont déprimées par «suffosion» et possèdent des *sables blancs*. L'épaisseur de ces alluvions est de 10 à 60 mètres, elles sont constituées d'une alternance de niveaux argileux bariolés et de niveaux plus grossiers.

Dans la région d'Antanifotsy se trouve des couches de lignite.

Ce système lacustre s'est formé à l'arrière de la construction de l'Ankaratra, qui a bloqué le drainage préexistant vers l'Ouest. Le système hydrographique, a alors formé une immense étendue endoreique où se sont accumulés les sédiments volcano-lacustre et fluviatiles, produit d'érosion des bassins périphériques. Puis au quaternaire l'Onive s'est frayé un passage vers l'Est (seuil et chutes de Tsinjoarivo), drainant et exondant la cuvette puis incisant les alluvions, qui se sont ferrallitisées.

- *Le Bassin d'Antanetibe-Betampona*, d'environ 18.000 hectares, d'une altitude moyenne de 1550 mètres, est situé au Sud de la cuvette d'Ambohibary-Sambaina, sur une cinquantaine de kilomètres de long et 6 à 12 kilomètres de large. Il s'agit d'un bassin d'effondrement volcano-tectonique limité à l'Est par la grande et longue faille du Betampona. A l'Ouest, il est fermé par les planèzes tertiaires de l'Ankaratra.

Les alluvions sont très épaisses, très argileuses (davantage que les alluvions du Haut-Bassin de l'Onive) ; elles contiennent des matériaux d'origine volcanique (argiles kaoliniques d'altération basaltique, cendres, cinérites, diatomites) et parfois des niveaux à lignite.

Le modelé est sub-horizontale, avec des vallées (réseau de la Manandona) très encaissées et à méandres. Il y a eu surimposition du réseau par déblocage brutal du niveau de base de la Manandona.

La végétation naturelle est une savane à *Aristida*, *Loudetia* et *Helychrisum*, riche en taillis d'*Acacia decurrens*.

- *Le bassin d'Antsirabe-Mandray*, à 1500 mètres d'altitude, sur 12.000 hectares, est séparé du précédent par la coulée de Manatrika. Le bassin est d'origine volcano-tectonique : faille du Mandray à l'Est, piémont de l'Ankaratra au Nord, volcanisme phréato-magmatique à l'Ouest où les alluvions lacustres se mélangent avec des hyaloclastites. Ce bassin est donc celui où les alluvions ont été les plus alimentées par des cendres volcaniques. Comme le bassin d'Antanetibe il possède quelques rivières à méandres profondément encaissées (20 à 40 mètres).

- *Le bassin de la Ranotsara*

Il correspond à un effondrement tectonique («mini-rift») sans épanchement volcanique selon des fractures orientées NW-SE (et non plus sub-méridiennes). La faille la plus nette est la faille méridionale. L'altitude est comprise entre 600 mètres (SE) et 700 mètres (NW).

La «plaine» de Ranotsara est constituée de plateaux découpés par le réseau hydrographique actuel drainé vers l'Est par la rivière Menarahaka (suite probablement à une capture du réseau qui coulait autrefois vers l'Ouest).

Les sédiments alluviaux pliocènes, d'où émergent des inselbergs granitiques ennoyés, sont relativement sableux (50 à 70 % de sable) avec des strates blanchâtres ou jaunâtres où s'intercalent des graviers quartzeux.

La végétation est une savane à *Heteropogon* piquetée de *Poupartia caffra* («sakoa»). Le climat est ici de type sub-aride (800 à 1000 mm annuels, 6 mois secs).

◆ **Les sols**

Les bassins du Mangoro et de l'Est de l'Ankaratra présentent des sols ferrallitiques argileux assez comparables.

La plaine de Ranotsara, par contre, diffère des régions précédentes plus humide. Les sols y sont plus sableux et moins nettement ferrallitiques.

- *Les alluvions volcano-lacustres pliocènes des zones humides*

Ce sont des *sols ferrallitiques* jaune/rouge à jaune (Mangoro), ou ocre à ocre-jaune (Est-Ankaratra), selon la qualité de leur drainage et l'état d'hydratation des oxydes de fer.

Dans les larges dépressions, probablement dues à des actions de suffosion et de soutirage profond dans la zone d'altération, on passe à des sols carrément hydromorphes, tachetés ou gleyifiés, ou même à tendance «podzolique» («lavage» des argiles et du fer, décoloration dans le haut du profil) avec un horizon supérieur très organique (hydromor, tourbe).

Les sols ferrallitiques non hydromorphes, colorés, toujours très épais, montrent un horizon humifère net de 20 à 30 cm d'épaisseur avec 3 à 6 % de matière organique dans

les sols rouges, et 5 à 8 % dans les sols ocres et jaunes. En dessous, l'horizon intermédiaire, brun-rouge à brun-jaune de 20 à 40 cm d'épaisseur contient encore 2 à 4 % de matière organique ; puis on passe à l'horizon B, coloré, homogène avec une structure polyédrique fine à moyenne très développée. Vers 2 mètres de profondeur on commence à reconnaître la structure alluviale (litation), où s'observe une «argilification» différentielle des couches. Cette zone est souvent marmorisée.

Ces sols ont un pH acide (5,1 à 5,5) dans l'ensemble du profil. La capacité d'échange, relativement élevée dans l'horizon humifère (20 à 30 mé %), n'est que de 6 à 10 mé % dans l'horizon B. Le taux de saturation est toujours faible, inférieur à 10 %.

La fraction argile de ces sols possède un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 0,6 à 0,8. Elle est riche en minéraux cristallisés de type kaolinite, gibbsite et sesquioxydes de fer. Il n'y a pas de produits amorphes. Il s'agit donc d'une altération typiquement ferrallitique. Les caractères analytiques et morphologiques nous les font classer dans les *sols ferrallitiques fortement désaturés gibbsitiques humifères*.

Signalons que localement (Ambohimandroso) on observe une cuirasse ferrugineuse, due à l'induration de la plinthite, zone de fluctuation de la nappe phréatique, après rabattement de celle-ci près des axes de drainage.

- *Les alluvions des zones plus sèches (Ranotsara)*

Les sols sont des ferrallitiques moyennement désaturés (mais à capacité d'échange très faible) appauvris en argile. La texture est sablo-argileuse (sables grossiers abondants) sur 1 mètre, devenant un peu plus argileuse en profondeur. Ils sont de couleur rouge à orangée. Un niveau de concrétions ferrugineuses de 50 cm d'épaisseur se trouve entre 100 et 300 cm de profondeur, correspondant au niveau supérieur d'une ancienne nappe phréatique. Sous le niveau concrétionné, se trouve une zone tachetée (plinthite) correspondant à la fluctuation de cette ancienne nappe.

1.1.1.6.2. les systèmes fluvio-lacustres des plaines du nord et des hauts-plateaux

Sont rangées dans cet ensemble, toutes les vastes plaines rizicoles encastrées dans le socle cristallin et l'Ankaratra à haute ou moyenne altitude (plus de 800 mètres) en zone humide ou sub-humide (plus de 1200 mm annuels).

Elles sont toutes intensément rizicultivées et contribuent fortement à la production rizicole du pays («greniers à riz»). Du Nord au Sud on peut ainsi répertorier :

- Les plaines périphériques du Massif du Tsaratanana :

- Plainnes d'Andrafainkona : bassin supérieur de la Fanambana (amont de Vohémar).
- Plainnes de l'Ankaizina : Bealanana, Mangaindrano, Marotalana, Matsoandakana (bassins supérieurs de la Maevarano, de la Sofia et de l'Antainambalana).
- Plainnes de l'Ankaibe : cuvette d'Andapa (bassin supérieur de la Lokoho).

- Plaine de Befandriana : 1200 m. d'altitude.
- Plaine de Mandritsara : 1000 m. d'altitude.
- Plaine de Marotandrano : 700 m. d'altitude.
- Plaine d'Andilemona : 900 m. d'altitude.
- Plaine du Lac Alaotra : 800 m. d'altitude.
- Plaine de Didy : 900m. d'altitude.
- Plaines de la Haute Mananara : Ambatomena, Ankazondady, Mangamila, Andranomadio, Betsimizara (Anjozorobe) : 1300 à 1400 m. d'altitude.
- Plaines d'Antanetibe - Ambatomanoïna - Andakana : 900 m. d'altitude.
- Plaines de Tananarive : 1250 m. d'altitude.
- Plaine de Sambaina : 1450 m. d'altitude.
- Plaine du Lac Itasy : 1200 m. d'altitude.
- Plaines de l'Ankaratra (bassins tectoniques) :
 - Faratsiho : 1700 mètres
 - Vinaninony : 1870 mètres
 - Ambohibary - Sambaina : 1650 mètres
 - Manalalondo : 1700 mètres
 - Ambatofotsy : 1650 mètres
 - Avaratrakoholahy : 1600 mètres
- Plaines de la Haute-Iandratsay (entre Antsirabe et Betafo) : 1500 mètres d'altitude.

La plupart de ces plaines, ayant eu un drainage bloqué ou ralenti, sont d'origine tectonique, volcano-tectonique ou volcanique (barrage naturel).

- *Les plaines d'origine tectonique sur socle* sont en particulier celles de la périphérie du Tsaratanana (Andrafainkona, Ankaizina, Andapa), du Lac Alaotra, d'Andilamena, de Didy, d'Antanetibe-Ambatomanoïna, de Sambaina, de Tananarive (pour partie).

- *Les plaines d'origine volcano-tectonique* sont les plaines intra-Ankaratra (Faratsiho, Vinaninony, Ambohibary - Sambaina.

- *Les plaines de barrage volcanique* sont celles du Lac Itasy, de la haute Iandratsay.

Au delà de leur diversité (génèse, environnement climatique, altitude, matériaux de remplissage), toutes ces plaines ont comme caractères communs de posséder des sols

fortement hydromorphes, argileux, riches en matière organique mal décomposée, souvent tourbeux. D'autre part, le climat d'altitude ne permet qu'une culture de riz par an sur la même parcelle. Il s'agit d'anciens sols de marais plus ou moins bien drainés, naturellement ou artificiellement. La plupart du temps plusieurs types de milieu y coexistent en proportions variables :

- Des culs de sac, cuvettes et angles morts marécageux et tourbeux sur sédiments très argileux, non drainés ou non drainables.

- Des sédiments de décantation fine, plus ou moins bien drainés artificiellement, aménagés (irrigation-drainage), rizicultivés, inondables, à sols hydromorphes à gley plus ou moins riches en matière organique.

- Des alluvions fluviales, déposées en bourrelets de berge par les rivières traversant les plaines, à sols souvent «légers» (limons, sables micacés) hydromorphes minéraux, mieux drainés, souvent réservés à des cultures «sèches» ou du maraîchage de contre-saison (eau proche).

- Des glacis colluviaux de bordure de plaine à sols argilo-sableux, hydromorphes (minéraux) ou non.

En bordure des plaines se trouvent la plupart du temps une ou plusieurs terrasses non inondables. Sur socle cristallin, il s'agit souvent d'une terrasse perchée de 2 à 4 mètres, correspondant à un ancien niveau de base de la cuvette avant déblocage naturel d'un seuil. Cette terrasse porte des sols plus ou moins hydromorphes à faible fertilité : sols «jaunes» argilo-sableux à fluctuation de nappe vers 1 à 2 mètres, «sables blancs» podzoliques acides lavés complètement par la nappe.

1.1.1.6.3. les systèmes fluviaux de la côte est

Les rivières qui drainent la région montagneuse orientale et le rebord des Hauts-Plateaux, ont une perte de charge importante en arrivant dans les zones côtières. En général, leur embouchure («vinany») est barrée par des flèches et cordons littoraux flamandais et actuels à «sables blancs» qui régularisent et «linéarisent» remarquablement la côte (direction NNE-SSW). Les courants marins et le vent oeuvrent ensemble pour construire les cordons. Les fleuves alimentent donc des lagunes d'eau saumâtre et marécages allongés parallèlement et à l'arrière de ces cordons littoraux avant de pouvoir sortir en mer.

En amont, se trouvent des plaines littorales, qui peuvent s'étendre jusqu'à 15 kilomètres à l'intérieur des terres. Une trentaine de plaines littorales de 5000 à 50 000 hectares existent ainsi sur la Côte Est, entre Vohémar au Nord et Manambondra au Sud. Les plus importantes sont : Vohémar, Sambava, Antalaha, Maroantsetra, Fénérive, Tamatave, Brickaville, Vatomandry, Mananjary, Manakara, Vohipeno, Farafangana, Vangaindrano.

La plupart de ces plaines sont intensément rizicultivées, souvent avec deux cultures annuelles sur les mêmes parcelles. Le climat et la disponibilité en eau s'y prêtent : plus de

2000 mm (jusqu'à 3000 mm), absence de saison sèche, températures moyennes élevées.

Les plaines alluviales orientales sont de type «deltas intérieurs», avec ruptures de pente et de charge brutales aux débouchés des reliefs montagneux («falaises»). Ces deltas ne peuvent «sortir» en mer du fait des cordons littoraux qui les verrouillent (Maroantsetra excepté). On a donc des systèmes complexes de rivières principales et de leurs nombreux défluent avec des bourrelets de berges (peu élevés) sablo-limono-micacés, plaines inondables argileuses à anciens lits et méandres abandonnés toujours pleins d'eau, larges cuvettes de décantation marécageuses à digitations entre les collines ferrallitiques, lagunes et marais littoraux allongés derrière les cordons flandriens.

Compte tenu de la pluviométrie, de l'absence de saison sèche et de la difficulté d'évacuation des eaux, l'eau est quasi-permanente et partout. Les sols ne se ressient pratiquement jamais, excepté sur les bourrelets de berge à cultures annuelles vivrières ou pérennes fruitières.

Les sols sont très argileux, hydromorphes à gley (inondés ou à nappe phréatique toujours près de la surface), souvent tourbeux à pH très acides (4 à 4,5) ou semi-tourbeux (pH 4,5 à 5). Il s'agit souvent d'anciennes zones forestières à Raphias, Pandanus, Ravenales et Niaoulis. Les tourbes peuvent atteindre 3 - 4 mètres d'épaisseur. Seuls les bourrelets de berge à sols drainés, bruns, bien structurés, ont une excellente fertilité.

1.1.1.6.4. les systèmes fluviaux de l'ouest du type «baiboho»

On appelle «Baiboho» à Madagascar, les vastes plaines d'alluvionnement récent et actuel des grands fleuves de l'Ouest et du Nord-Ouest situées au contact socle-sédimentaire, recouvertes assez régulièrement par les crues et soumises à une dynamique fluviale changeante. Ces étendues peuvent se cultiver généralement sans irrigation, en saison sèche, après le retrait des eaux des crues; la nappe, par sa remontée capillaire, permet l'alimentation hydrique des plantes.

Les «baibohos» à Madagascar représentent 350 000 hectares.

◆ Localisation

Du Nord au Sud, les plaines à baibohos les plus importantes sont les suivantes :

- Antsohihy : baibohos de la Loza,
- Port Bergé - Mampikony : baibohos de la Sofia, de la Bemarivo, de la Mampikony et de l'Amjombony,
- Tsaramandroso : baibohos de la Mahajamba et du Kamoro,
- Maevatanana et A¹⁰ Boeny : baibohos de la Betsiboka, de l'Ikopa et de la Menavava.
- Kandreho : baibohos de la Mahavavy
- Ankavandra : baibohos du Manambolo
- Miandrivazo : baibohos de la Manandaza, de la Sakena, de la Mahajilo (système de la Tsiribihina)
- Beroroha : baiboho du Mangoky

◆ Modelé

Il s'agit d'un modelé alluvial fluvial complexe. Les fleuves, à leur descente des Haut-Plateaux, ayant surcreusé le sédimentaire tendre (grès, schistes, argiles de la série du Karoo), déchargent leurs sédiments sableux, micacés et limoneux. On a une imbrication de levées de berge, deltas de rupture de levées, plaines inondables, anciens lits, dépressions et cuvettes latérales à marécages etc...

◆ Conditions climatiques

Les baibohos sont toujours situés à moins de 100 mètres d'altitude. Les cultures strictement de décrue se pratiquent entre mai et octobre; la décrue se fait à partir de fin avril, excepté dans des dépressions latérales («matsabory») où l'eau stagne très longtemps. Pendant cette période, la température moyenne est comprise entre 22° et 28° (la zone la plus «fraîche» étant celle de Miandrivazo). La moyenne des maxima est toujours inférieure à 35°; l'amplitude journalière est élevée, de 13 à 18°. C'est dans la région de Miandrivazo que l'amplitude est la plus élevée (16 à 18°) pendant la période de mai-août.

Un autre critère climatique fort important en culture de contre-saison est l'évapotranspiration potentielle ; en effet l'alimentation hydrique correcte de la plante par remontée capillaire peut être sensiblement influencée par une forte ETP et ceci d'autant plus «dangereusement» que les sols présentent très souvent des discontinuités texturales brutales. L'ETP dans les baibohos, à cette époque de l'année est toujours assez élevée du fait d'un ensoleillement important, de vents forts et desséchants dans certaines zones («Varatraza» des baibohos de la Bemarivo et de la Mampikony).

L'alimentation hydrique sera bien assurée si à aucun moment, il n'y a de rupture de capillarité. Le bon choix des terrains, de leurs caractéristiques granulométriques et leurs positions topographiques (suivi de la nappe), dera donc l'aspect fondamental à considérer pour une parfaite réussite des cultures en baiboho (coton, tabac, maïs,...).

◆ Conditions hydro-pédologiques

La dynamique fluviale dans les zones de baibohos est caractérisée par un régime d'alluvionnement et un régime hydrique particuliers :

- Les matériaux, rajeunis tous les ans par des alluvions nouvelles, sont caractérisés par deux aspects principaux :

- l'hétérogénéité, latérale et verticale, conséquence de la brutalité des apports par les crues et des changements fréquents de lits (balayage). Les lentilles sableuses sont fréquentes.
- la richesse en limons et en micas, caractères qui dérivent directement de la nature cristalline des bassins versants et de l'érosion de leurs altérites.

- Les «sols» sont très peu évolués, c'est-à-dire qu'ils ne diffèrent pratiquement pas des alluvions; la différenciation essentielle qu'il convient de faire concerne leur profil

«textural» : c'est-à-dire d'une part l'appréciation de la texture «moyenne» (sable, limon, argile...) sur une épaisseur de l'ordre de 2 mètres et d'autre part la présence éventuelle d'horizons sableux purs qui auront toujours un rôle néfaste sur la remontée capillaire. La nature du sable est également très importante à considérer; un sable excessivement quartzeux (sable granulaire inerte) est beaucoup plus défavorable du point de vue hydrique qu'un sable micacé (sable pailleté).

Les propriétés physiques des sols de baiboho sont généralement excellentes (à condition qu'ils ne soient pas trop sableux) : excellente porosité (densité apparente de 1 à 1,1), structure aérée, bonne perméabilité, bonne capacité de rétention en eau (de l'ordre de 30 % d'humidité équivalente en sol limoneux). En l'absence de lentilles sableuses, ces propriétés sont très favorables à une bonne ascension capillaire à partir de la nappe phréatique.

Du point de vue fertilité chimique, les sols de baiboho sont privilégiés par rapport aux autres sols de Madagascar. Le complexe absorbant est riche en calcium, magnésium et potassium. Il n'y a pas de forte carence en phosphore assimilable. Du fait du régime hydrique particulier de ces sols, le problème essentiel est l'alimentation azotée de la plante. L'engrais azoté doit être enfoui ni trop superficiellement car le sol s'y dessèche assez vite, ni trop profondément car alors la remontée capillaire ne peut pas l'amener au niveau de la masse racinaire.

- **Le régime hydrique** : pour un baiboho donné, il dépend du régime des crues, de la position topographique et de la texture du matériau. Les baibohos «hauts» ne sont pas inondables ; on peut y pratiquer des cultures pluviales ou des cultures de contre-saison en irrigation.

Les baibohos «moyens et bas» sont inondables par débordement des cours d'eau ; il s'agit en fait des véritables baibohos où peut se pratiquer l'agriculture de décrue, sans irrigation. L'arrivée des crues dépend des années et de la pluviométrie sur les bassins versants des Haut-Plateaux ; en général les crues commencent en décembre ; les inondations ont leurs maxima en février-mars. La décrue s'opère à partir d'avril-mai ; l'inondation reste évidemment plus longtemps dans les cuvettes de décantation qui sont parfois des lacs ou marécages permanents. La nappe descend ensuite régulièrement pendant la saison sèche ; les végétaux peuvent donc s'alimenter en eau, au début à partir des réserves laissées dans le sol au retrait de la nappe, puis, à partir de la frange capillaire émise à partir de cette nappe ; la disponibilité pour les plantes de cette eau de capillarité dépend donc de la profondeur de la nappe d'eau libre et des caractères texturaux du sol, en particulier de la présence ou non de lentilles sableuses.

1.1.1.6.5. les systèmes fluviaux terminaux de la côte ouest

Les grandes plaines de niveau de base de l'Ouest sont à dominante très argileuse. Avant la mer, se trouve une zone de mangrove mi-marine mi-fluviale (voir plus loin). Du Nord au Sud, les plaines principales sont : Ambilobe, Ambanja, Antsohihy, Tsinjomitondraka (Mahajamba), Marovoay, Mitsinjo, Soalala, Besalampy, Berevo, Tambohorano, Maintirano, Antsalova, Bekopaka, Belo-sur-Tsiribihina, Morondava, Befasy, Tanandava.

Dans l'Ouest proprement dit (au Sud du Cap Saint André), les plaines littorales ont tendance à s'avancer en deltas. Au contraire, au Nord-Ouest (bassin de Majunga), les

alluvions comblent les fonds d'estuaires. Les deltas convexes réapparaissent entre la presqu'île d'Ampasindava et la Montagne d'Ambre. Certains des fleuves, les plus grands, ont des hauts bassins sur les Hauts-Plateaux. Pour d'autres, plus réduits, les bassins ne concernent que le sédimentaire. Les crues de ces fleuves sont généralement rapides et brutales et d'autant moins amorties que le bassin est réduit et «compact». Les crues des grands fleuves (Betsiboka, Tsiribihina, Mangoky) sont plus étalées. Les fleuves dont les Hauts-Bassins sont sur les Hauts-Plateaux, ont subi avant d'arriver en zone côtière, une importante perte de charge dans la dépression périphérique de ces Hauts-Plateaux, avec dissipation d'énergie et dépôts des alluvions les moins fins (sables, limons, micas). Ce sont les zones de baibohos (voir ci-dessus). Les alluvions qu'ils transportent et qu'ils déposent ensuite sont donc plus argileuses. Les lits de ces fleuves sont généralement très larges à nombreux bancs de sables apparents en saison sèche où l'écoulement est réduit.

Les plaines alluviales de la Côte Ouest sont constituées, au delà des larges levées de berge (alternance de sables, limons et argiles), de deltas de rupture de levées, de plaines d'inondation argileuses rizicultivées, d'anciens lits, de larges cuvettes de débordement très argileuses et enfin de dépressions marginales marécageuses ou inondées en permanence, s'appuyant contre le sédimentaire («Carapace sableuse» à «sables roux» le plus souvent).

Mis à part les marécages permanents, les sols alluviaux occidentaux se drainent et s'oxydent bien en saison sèche (contrairement aux alluvions de la Côte Est et des Hauts-Plateaux).

Ce sont des sols peu évolués d'apport de teinte brune, plus ou moins hydromorphes, jamais tourbeux. Une nappe phréatique fluctue sur 50 à 200 cm, et est plus ou moins profonde en saison sèche en fonction de la position topographique. Ces sols sont plutôt globalement «riches».

A l'approche de la mer et des mangroves, l'influence du sel se fait sentir, la nappe phréatique saumâtre alimente le sol en chlorure de sodium ou en gypse par remontée capillaire.

Des vertisols existent souvent dans ces plaines (surtout dans l'Ouest, en particulier au Mangoky), plutôt dans les larges dépressions. On les reconnaît à la plus large fissuration, leur couleur plus sombre (brun foncé à brun-grisâtre).

1.1.1.6.6. les systèmes fluvio-marins de la côte ouest

Les milieux fluvio-marins à mangrove bordent, avec un beau développement, toute la Côte Ouest de Madagascar, d'Ambilobe à Tuléar. Ils forment les fronts deltaïques des embouchures des fleuves mais aussi les littoraux qui sont à l'écart des embouchures.

Les sédiments des fleuves qui se déversent en mer sont repris par les courants littoraux, houles et marées. Leurs sables sont concentrés en barres sous-marines parallèles au rivage, qui peu à peu émergent en rides puis flèches et cordons sableux littoraux qui se succèdent parallèlement les uns aux autres. C'est en effet à l'arrière et à l'abri de ces cordons que sédimentent les vases argileuses fluvio-marines à nombreux chenaux de marée, et qui sont fixées progressivement par des palétuviers, en fonction de l'évolution du gradient de salinité des sédiments, conditionnée par l'antagonisme «crues d'eau douce -

marées salées». En deçà d'une certaine salinité (500µmhos) les palétuviers ne remplacent pas la végétation «normale». Mais à l'inverse si la concentration en sel est excessive (par capillarité non équilibrée par un lessivage suffisant) les palétuviers ne peuvent survivre ; c'est ce qui se passe sur les «tannes», (sols nus) sursalés qui sont des zones qui ne sont plus suffisamment lessivées, même par la marée.

On a le zonage théorique suivant, de la mer vers l'intérieur : mer --> cordon littoral --> vase molle nue («basse slikke») --> mangrove à palétuviers à vase déjà consolidée («haute slikke») --> tanne vif inondé (encore «haute slikke») --> tanne vif exondé («schorre») à efflorescences salines et «moquette» pulvérulente --> tanne herbacé (encore «schorre»).

La végétation des mangroves est composée de *Avicennia officinalis*, espèce la plus répandue et premier colonisateur des vases molles et des bords des chenaux de marée, puis de *Rhizophora mucronata* à racines «échasses». Cette plante se forme plutôt en arrière de *Avicennia* qu'il remplace progressivement au fur et à mesure que le front deltaïque avance. On trouve aussi *Brugiera gymnorrhiza* et *Ceriops boiviniana*, plus rarement *Sonneratia alba* et *Lumnitzera racemosa*.

A l'arrière des mangroves, dans les zones qui subissent une sursalure et un déficit de drainage, les palétuviers disparaissent (*Avicennia* résistant le plus longtemps) et la mangrove est remplacée par un «tanne» (ou «schorre») d'abord nu (trop salé) puis progressivement colonisé par des herbacées : *Salicornia perrieri* et *Arthrocnemum pachystachium* puis *Salsola littoralis* et *Cressa cretica* («sirasira»), *Salvadora angustifolia*. Un arbuste est assez caractéristique : *Cryptostegia madagascariensis* («lombiro»).

Quand il y a moins de sel on voit apparaître un petit palmier *Hyphaene shatan* («satrana»), ainsi que *Hibiscus tiliaceus*, *Heritiera littoralis*, *Mimosa asperata* («roy»), avec des tapis de *Cynodon dactylon*, *Cyperus compactus*, *Scirpus maritimus*, *Sporobolus rhyromatosus*, *Echinochloa sp* («Ahidrano»).

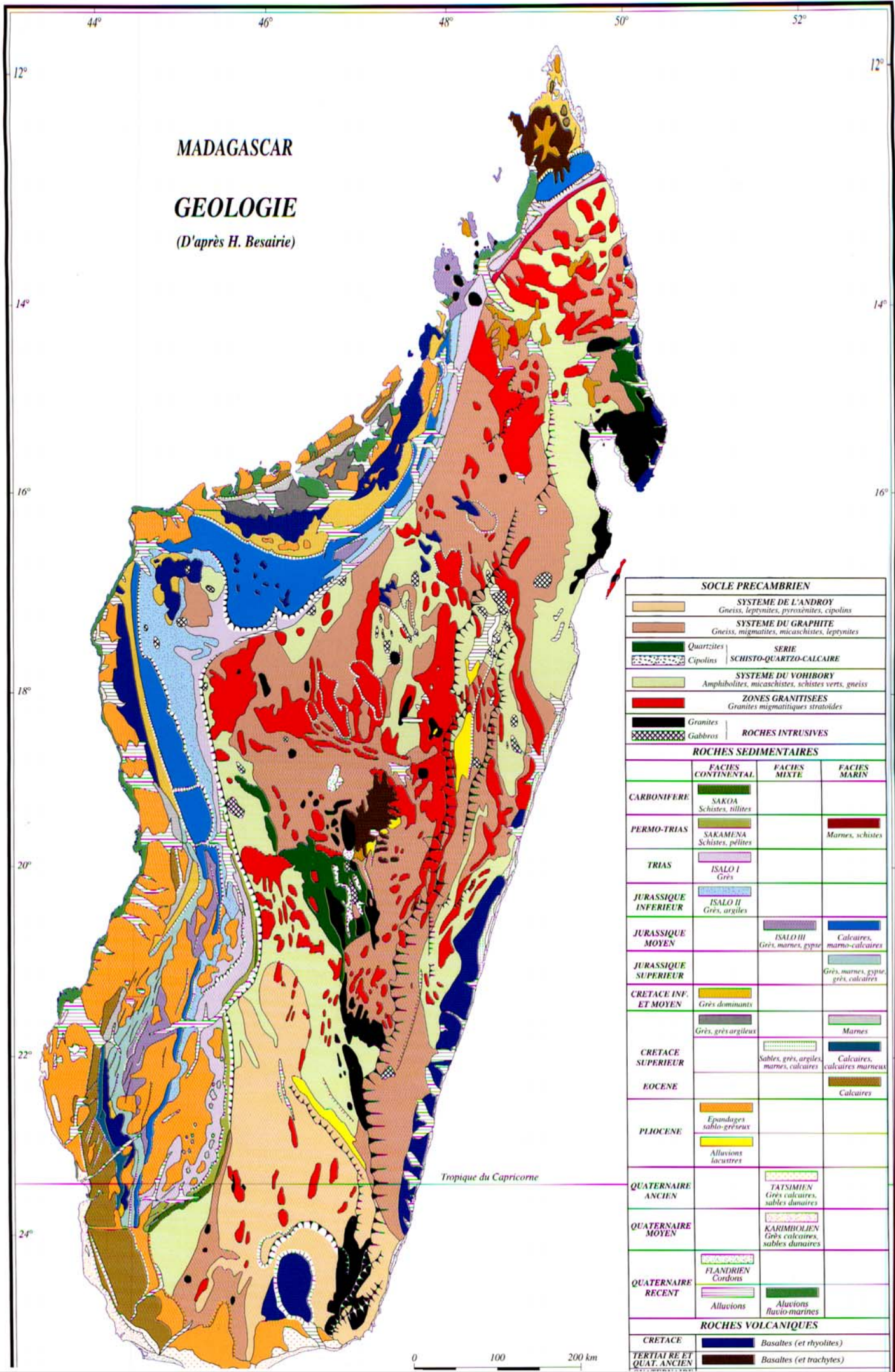
Les sols des milieux fluviaux marins :

En zone relativement sèche (Ouest) ce sont des sols salés avec des pH de 8 à 9 et une conductivité (extrait 1/10 à 25°) de 250 à 5000 µmhos ; en zone plus humide (Nord-Ouest) s'y mêlent des sols sulfatés acides dont les pH peuvent descendre à 3,0 en cas de drainage et de dessèchement oxydant les sulfures en sulfates.

Les sols sont toujours très agiles (montmorillonite, kaolinite, illite) gleyifiés ou tachetés en profondeur (nappe phréatique proche) de couleur brun-rougeâtre en surface, brun-jaunâtre en profondeur. Les sols sulfatés acides peuvent être plus sombres, noirâtres en profondeur (sulfures).

Les sols salés à alcalis sont les plus salés (tannes) et dont les pH sont les plus élevés (pH 8 à 9). La surface du sol, crevassée, présente des «prismes bombés» souvent recouverts d'une couche poudreuse limoneuse riche en cristaux de sel (moquette).

Des zones spécialement riches en montmorillonite présentent des caractères vertiques.



MADAGASCAR

GEOLOGIE

(D'après H. Besairie)

SOCLE PRECAMBRIEN

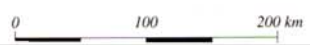
SYSTEME DE L'ANDROY Gneiss, leptynites, pyroxénites, cipolins	
SYSTEME DU GRAPHITE Gneiss, migmatites, micaschistes, leptynites	
Quartzites	SERIE SCHISTO-QUARTZO-CALCAIRE
Cipolins	
SYSTEME DU VOHIBORY Amphibolites, micaschistes, schistes verts, gneiss	
ZONES GRANITISEES Granites migmatitiques stratoides	
Granites	ROCHES INTRUSIVES
Gabbros	

ROCHES SEDIMENTAIRES

	FACIES CONTINENTAL	FACIES MIXTE	FACIES MARIN
CARBONIFERE	SAKOA Schistes, tillites		
PERMO-TRIAS	SAKAMENA Schistes, pélites		Marnes, schistes
TRIAS	ISALO I Grès		
JURASSIQUE INFÉRIEUR	ISALO II Grès, argiles		
JURASSIQUE MOYEN		ISALO III Grès, marnes, gypse	Calcaires, marmo-calcaires
JURASSIQUE SUPÉRIEUR			Grès, marnes, gypse, grès, calcaires
CRETACE INF. ET MOYEN	Grès dominants		
CRETACE SUPÉRIEUR	Grès, grès argileux		Marnes
		Sables, grès, argiles, marnes, calcaires	Calcaires, calcaires marnés
EOCENE			Calcaires
PLIOCENE	Epandages sablo-gréseux		
	Alluvions lacustres		
QUATERNAIRE ANCIEN		TATSIMIEN Grès calcaires, sables danubiens	
QUATERNAIRE MOYEN		KARIMBOLENIEN Grès calcaires, sables danubiens	
QUATERNAIRE RECENT	FLANDRIEN Cordons		
	Alluvions	Alluvions fluvi-marines	

ROCHES VOLCANIQUES

CRETACE	Basaltes (et rhyolites)
TERTIAIRE ET QUAT. ANCIEN	Basaltes (et trachytes)

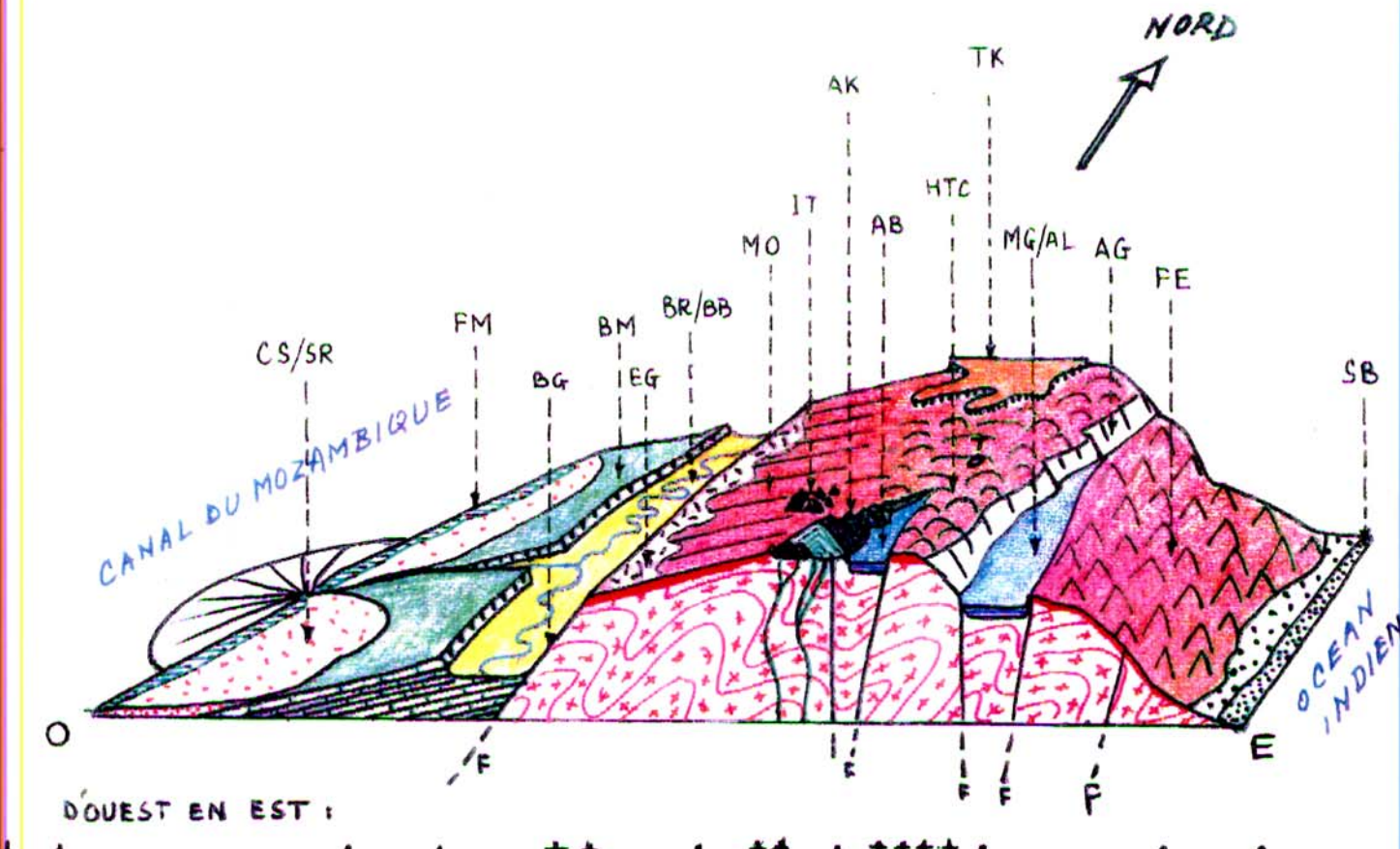


Tropic du Capricorne

MADAGASCAR - TRANSECT OUEST-EST

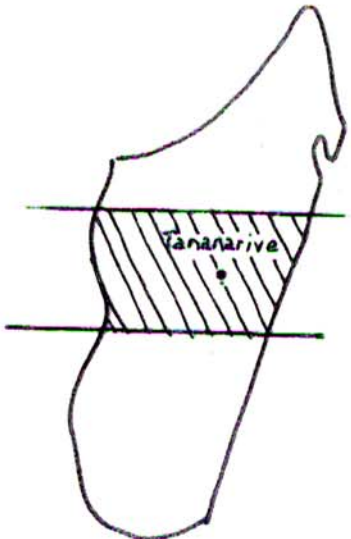
LES GRANDS SYSTEMES GEOMORPHOLOGIQUES ET L'EROSION

Dessin : M. RAUNET



alluvions cordons littoraux érosion en sakasaka → alluvions et baiboho ← érosion en lavaka glissements de terrain alluvions en deltas et plages

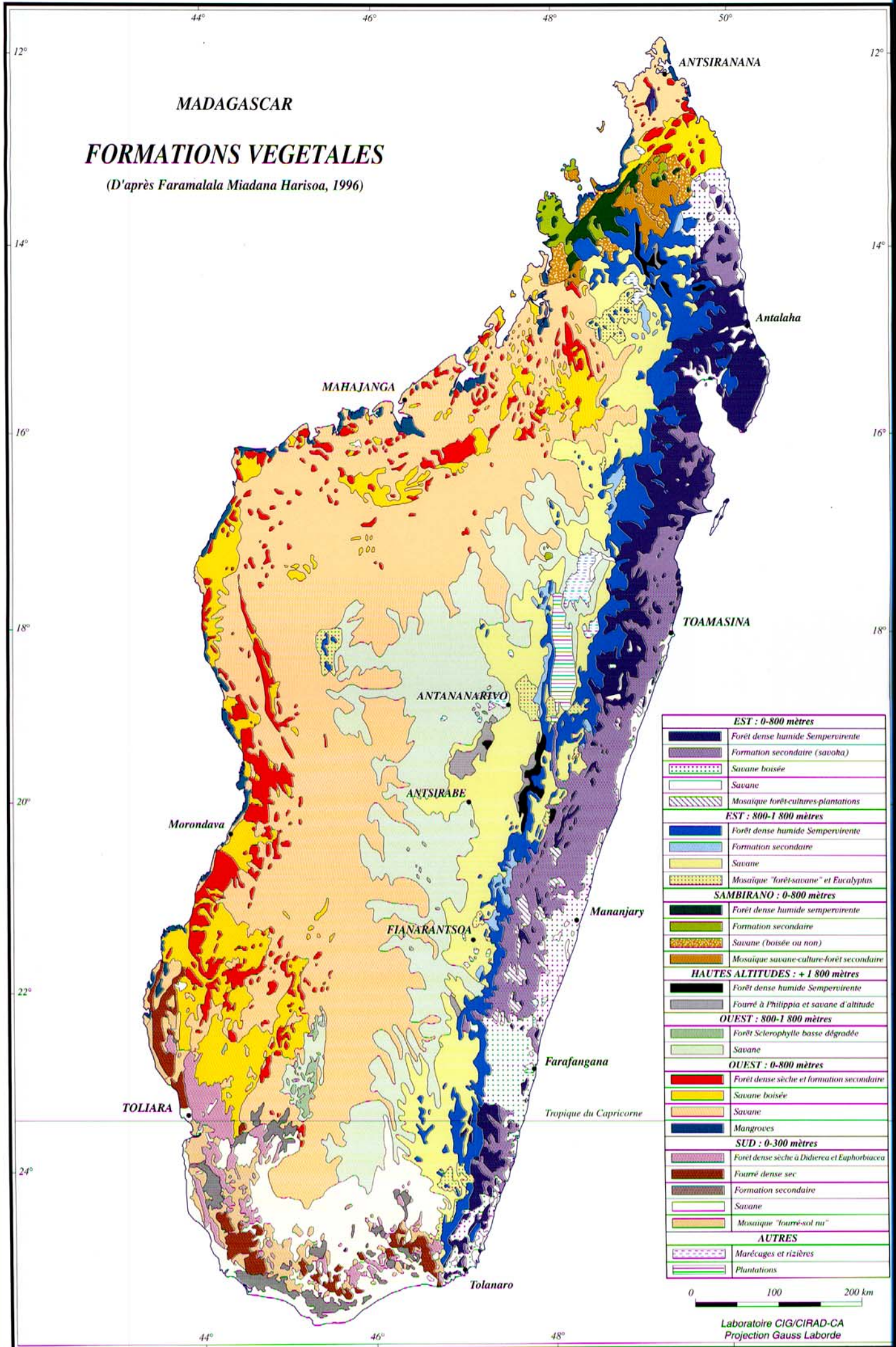
L E G E N D E S			
FM	: Milieu Fluvio-marin	AK	: Ankaratra
CS/SR	: Carapace sableuse/sable roux	AB	: Bassin d'Antsirabe
BM	: Bemaraha	HTC	: Hautes-Terres centrales
BR/BB	: Betsiriry/ baiboho	TK	: Tampoketsa
BG	: Bongolava	AG	: Angavo
EG	: Erosion généralisée	MG/AL	: Mangoro-Alaotra
MO	: Moyen-Ouest	FE	: Forêt de l'Est
IT	: Itasy	SB	: Sables blancs



MADAGASCAR

FORMATIONS VEGETALES

(D'après Faramalala Miadana Harisoa, 1996)



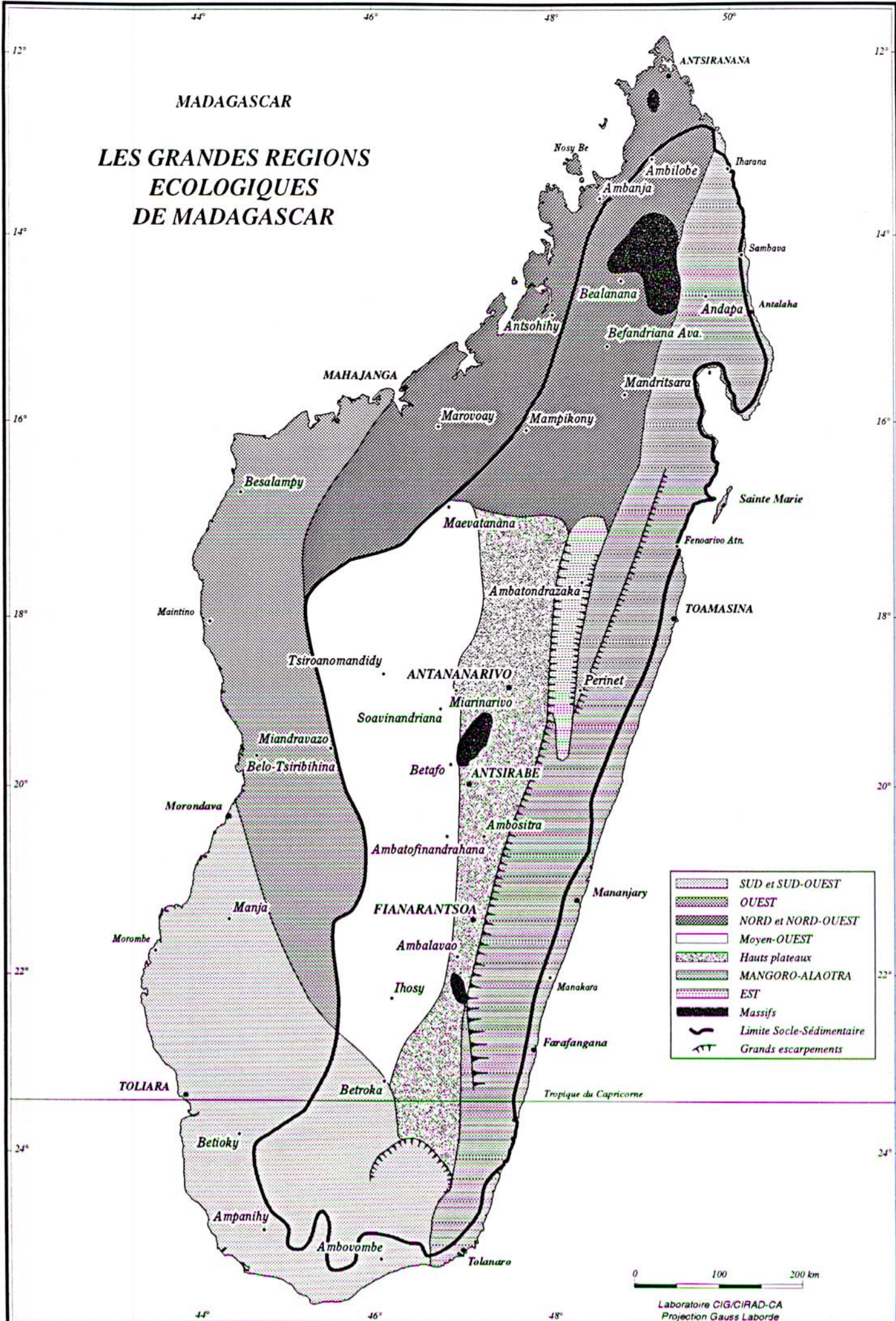
EST : 0-800 mètres	
	Forêt dense humide Sempervirente
	Formation secondaire (savoka)
	Savane boisée
	Savane
	Mosaïque forêt-cultures-plantations
EST : 800-1 800 mètres	
	Forêt dense humide Sempervirente
	Formation secondaire
	Savane
	Mosaïque "forêtsavane" et Eucalyptus
SAMBIRANO : 0-800 mètres	
	Forêt dense humide sempervirente
	Formation secondaire
	Savane (boisée ou non)
	Mosaïque savane-culture-forêt secondaire
HAUTES ALTITUDES : + 1 800 mètres	
	Forêt dense humide Sempervirente
	Fourré à Phittippia et savane d'altitude
OUEST : 800-1 800 mètres	
	Forêt Sclerophylle basse dégradée
	Savane
OUEST : 0-800 mètres	
	Forêt dense sèche et formation secondaire
	Savane boisée
	Savane
	Mangroves
SUD : 0-300 mètres	
	Forêt dense sèche à Dalierrea et Euphorbiacua
	Fourré dense sec
	Formation secondaire
	Savane
	Mosaïque "fourré-sol nu"
AUTRES	
	Marécages et rizières
	Plantations

0 100 200 km

Laboratoire CIG/CIRAD-CA
Projection Gauss Laborde

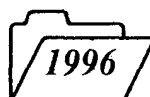
MADAGASCAR

LES GRANDES REGIONS
ECOLOGIQUES
DE MADAGASCAR



Laboratoire CIG/CIRAD-CA
Projection Gauss Laborde

BILAN ET EVALUATION DES TRAVAUX ET REALISATIONS
EN MATIERE DE CONSERVATION DES SOLS A MADAGASCAR

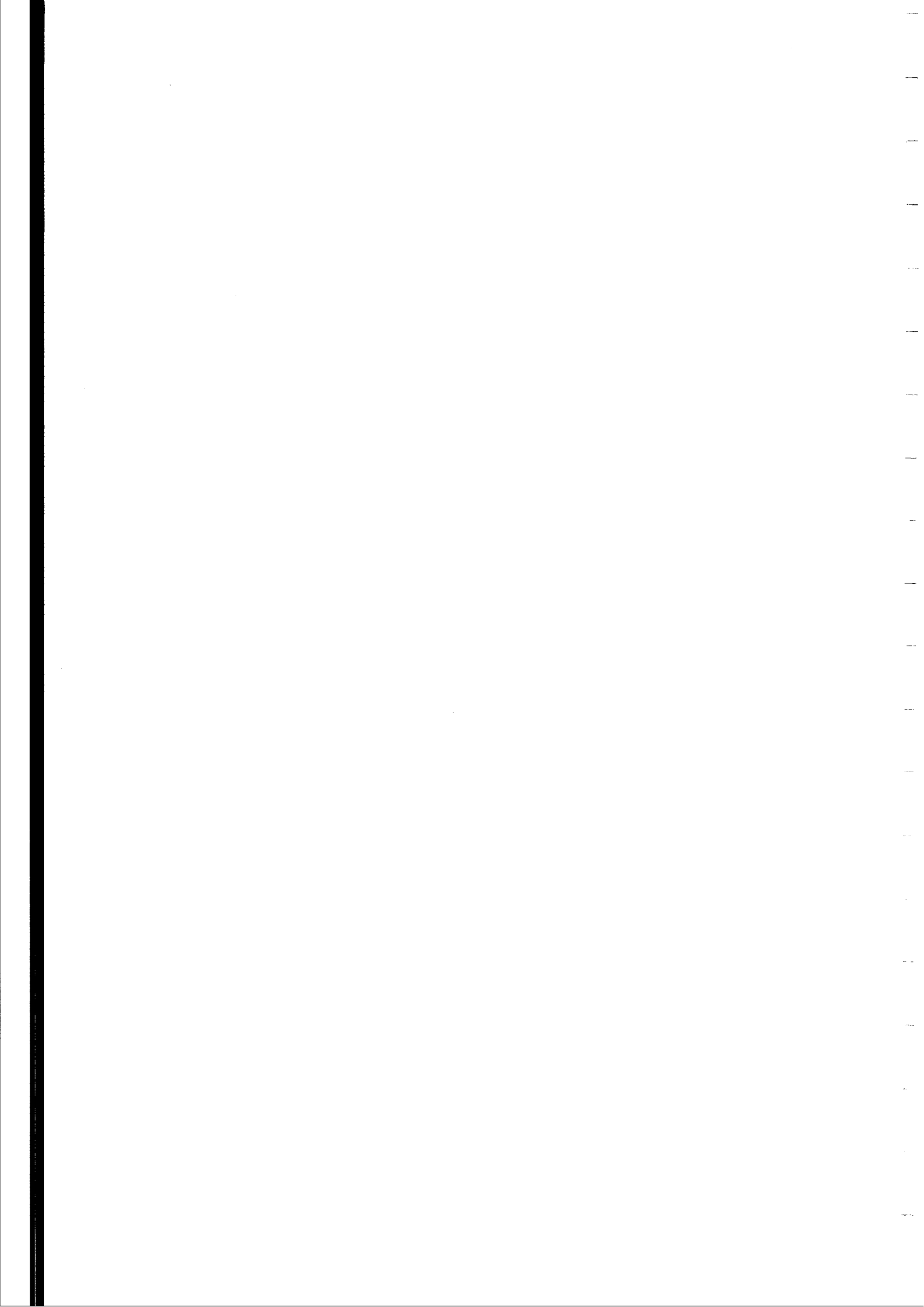


FACTEURS PHYSIQUES

- ✓ 1.1.2. CLIMATOLOGIE
- ✓ 1.1.3. HYDROLOGIE - HYDROGEOLOGIE

par Raymond RABESON
FOFIFA / DRD

Mars 1997



1.1.2. CLIMATOLOGIE

1.1.2.1. généralité

Par sa position géographique, Madagascar est soumise à l'influence de deux grands centres d'action météorologique qui règlent les conditions générales de circulation atmosphérique dans le Sud-Ouest de l'Océan Indien: la zone des basses pressions intertropicales au nord et la cellule océanique de hautes pressions centrée en quasi permanence au sud des Mascareignes (H. GERMAIN ; A. CHAUSSARD, 1964 - G. DONQUE, 1975).

Les mécanismes du climat malgache sont également liés aux éléments géographiques: latitude, relief. La conjugaison de ces différents facteurs fait apparaître une très grande variété de climats à l'intérieur de ce petit continent (Ch. ROBEQUAIN, 1958).

On distingue deux saisons principales: la saison fraîche, en hiver austral, et la saison chaude.

La saison fraîche a lieu d'Avril à Octobre, la saison chaude couvrant le reste de l'année. Toutefois, la deuxième quinzaine de mars, les mois d'Avril et d'octobre constituent des périodes de transition.

En saison fraîche, le seul centre d'action intéressant Madagascar est l'anticycloné océanique. Les vents chauds et humides, de direction Est ou Sud-Est, abordent l'île par le versant oriental où ils provoquent un temps nuageux et la formation d'abondantes précipitations. Au contact des falaises orientales, ces vents donnent un courant ascendant générateur de fortes précipitations.

Les alizés descendent ensuite lentement vers les Hauts plateaux; l'air ayant abandonné son humidité sur le versant au vent, les précipitations s'arrêtent, la nébulosité diminue; il en résulte un temps beau et sec. Quelques hauts sommets, comme le massif volcanique de l'Ankaratra, peuvent provoquer des ascendants orographiques et la formation de pluies irrégulières et localisées.

En saison chaude, on constate l'intervention des basses pressions tropicales et la dépression "équatoriale" favorise l'arrivée d'une masse en provenance de l'hémisphère Nord. Ces vents, chauds et humides, parfois appelés moussons (A. GUILCHER, 1961), sont déviés par la traversée de l'équateur et abordent Madagascar par la face Nord-Ouest: ils provoquent des précipitations sur le versant occidental. La zone centrale de Madagascar est alors parcourue par des vents d'Est ou d'Ouest qui ont perdu leur excès d'humidité et qui ne subissent pas d'ascension orographique notable. Les précipitations devraient être réduites; en fait, on observe une instabilité due à la convection des courants d'airs; cette instabilité consécutive peut se développer en toute région. Le passage d'une dépression polaire dans le sud de Madagascar s'accompagne d'un mouvement vers le Sud de la zone de convergence, le passage d'un anticyclone la rejette vers le Nord, l'accroissement de l'instabilité orageuse subit évidemment un déplacement parallèle.

La formation des tempêtes dépressionnaires dans les mers chaudes qui entourent Madagascar, et leur passage sur l'île, restent cependant moins prévisibles. Certains cyclones prennent naissance dans l'Océan Indien, ils se dirigent vers l'Ouest, puis le Sud-Ouest, après avoir traversé ou non la Grande Ile.

D'autres se forment dans le canal de Mozambique; moins violents, ils peuvent cependant traverser l'île de l'Ouest en Est. Dès que le cyclone rencontre la terre, la violence des vents diminue, les précipitations deviennent abondantes. En 1959, les précipitations recueillies en 5 jours ont dépassé 1000 mm sur une bande de 500 km de large, le maximum atteignant 1893 mm. De 1911 à 1960, Madagascar a subi l'influence de deux cent une perturbations de caractère cyclonique.

1.1.2.2. les éléments du climat.

1.1.2.2.1. Les températures.

Les températures à Madagascar sont soumises à des influences très diverses, en particulier l'altitude.

Les mois les plus froids sont Juin, Juillet et Août; les mois les plus chauds sont Décembre, Janvier et Février. Dans les régions de Miandrivazo et de Maevatanana, les maxima sont cependant observés avant le début de la saison des pluies (mois d'Octobre et Novembre).

1.1.2.2.1.1. Les températures moyennes annuelles.

Les températures moyennes annuelles les plus élevées sont observées sur le versant occidental où la nébulosité est réduite et l'ensoleillement intense. Les maxima atteints dans les régions de Miandrivazo et de Maevatanana sont à mettre en rapport avec la situation de ces localités dans la cuvette permo-triasique qui borde le socle ancien. La température moyenne annuelle varie avec l'altitude, le gradient de température observé à Madagascar étant de l'ordre de 0,8° pour 100 m de dénivellation.

On constate également en examinant la carte des isothermes moyennes annuelles (Fig. 6) que la température moyenne est toujours plus basse sur la côte orientale, entre le tropique du Capricorne et la latitude de Nosy Be: les stations de l'Ouest accusent deux à trois degrés de plus que les stations de l'Est. Certains auteurs y voient là une conséquence de la continentalité, le canal de Mozambique, mer chaude et de faible étendue, n'ayant pas un pouvoir modérateur aussi marqué que l'Océan Indien (G. DONQUE, 1975).

Sur cette carte, l'effet de l'altitude se dessine d'une façon particulièrement nette malgré le faible nombre de stations de mesures sur les hautes montagnes. Sur le Tsaratanana, la plus haute station accuse une température moyenne annuelle de 19°4, mais il est bien évident que sur les sommets, cette température doit être nettement plus faible de l'ordre, probablement d'une dizaine de degrés.

Sur l'Ankaratra, grâce à la station de Nanokely, on peut esquisser l'isotherme 14°, mais là aussi, sur les hautes cimes avoisinantes, on doit avoir des températures encore plus basses. Pour l'Andringitra, dont l'étendue à haute altitude est nettement plus faible, on ne descend probablement pas en-dessous de 12 à 13°. Même le petit massif de la Montagne d'Ambre est vraisemblablement soumis à des températures moyennes assez basses de l'ordre de 13 à 14°.

1.1.2.2.1.2. Amplitudes thermiques.

Bien que l'influence de la continentalité soit atténuée par l'effet de l'altitude, on observe, à l'intérieur du pays une augmentation des moyennes extrêmes. L'amplitude obtenue en faisant la moyenne des maxima pour le mois le plus chaud et la moyenne des minima pour le mois le plus froid est la suivante:

Stations	Moyenne mensuelle des maxima pour le mois le plus chaud.	Moyenne mensuelle des minima pour le mois le plus froid.	Amplitude
Tamatave	30	16,7	13,3
Brickaville	30,6	20,2	10,4
Anosibe	28,6	12	16,7
Moramanga	27,6	10,4	17,2
Mantasoa	24,2	7,7	16,5
Ambositra	25,6	8,7	16,9
Tananarive	27	8,9	18,1
Fandriana	26,7	6,8	19,7
Tsiroanomandidy	28,9	12,2	17,7
Miandrivazo	36,8	15,5	21,3
Morondava	31,8	14,4	17,4

L'amplitude considérée augmente lorsque l'on s'éloigne de la côte Est, elle passe par un maximum dans la région des Hauts Plateaux et de Miandrivazo. Elle reste moyenne à forte sur la côte occidentale en raison de la faible pluviosité et de l'absence de nébulosité en saison sèche.

Les écarts diurnes varient assez notablement d'un point à l'autre de l'île: 5 à 8° sur la côte Ouest et Nord-Ouest et 12 à 17° dans le centre Sud.

L'amplitude diurne des températures atteint son maximum en saison fraîche (Juillet parfois Août), sur les côtes Nord-Ouest, Ouest et Sud-Ouest et à leur voisinage, en Septembre ou Octobre sur les Hautes Terres du centre et du Sud, en Novembre dans la zone forestière du versant Est. Elle est minimale en Janvier-Février sur la plus grande partie du pays.

En résumé, au point de vue des températures, on peut distinguer à Madagascar une saison chaude qui correspond à la période pluvieuse et une saison fraîche s'étendant de Mai à Octobre.

1.1.2.2.2. La pluviométrie.

Les précipitations annuelles varient entre 1,30 m et 3,50 m. La répartition des précipitations est aussi importante à considérer que la quantité annuelle des pluies tombées.

1.1.2.2.2.1. Les précipitations annuelles.

Les données figurant au tableau I montrent la décroissance des précipitations d'Est en Ouest, avec parfois, un minimum dans la zone centrale des Hauts Plateaux.

La hauteur des précipitations varie également avec l'altitude: ainsi sur les Hauts Plateaux, les régions situées à plus de 2000 m d'altitude ont une saison sèche moins marquée, les précipitations y atteignent ou dépassent fréquemment 2000 m par an. L'abondance des précipitations est essentiellement conditionnée par l'exposition: les versants situés sous le vent sont plus secs.

1.1.2.2.2.2. La répartition des précipitations.

C. Peguy (1961) a défini un indice de concentration saisonnière. L'indice de concentration trimestrielle des précipitations est le "le rapport calculé sur le régime moyen, du total le plus élevé possible offert par trois mois consécutifs au 1/3 des précipitations tombant pendant les 9 autres mois de l'année". Cet indice (tableau 2) a une valeur comprise entre 2 et 3 dans la région orientale; il varie entre 4,7 et 6,2 sur le versant occidental.

L'intensité de la saison sèche peut être exprimée d'une façon très significative, par la quantité de pluie pendant les 6 mois consécutifs les plus secs et le pourcentage de pluies de saison sèche (tableau 2). Durant la période de Mai à Novembre les précipitations cumulées représentent 17 à 25% des précipitations annuelles sur le versant oriental. On observe, dans cette région, une diminution des précipitations en Octobre mais il n'y a pas de mois véritablement sec. Au contraire, sur les Hauts Plateaux et la région occidentale, la saison sèche est très marquée, elle débute en Avril pour se terminer en Octobre, et, durant cette période, les précipitations ne représentent que 2 à 10% des précipitations annuelles.

Le versant oriental malgache a un régime pluviométrique de type équatorial confus avec un minimum peu accusé en Octobre; le versant occidental représente un régime pluviométrique tropical court avec un seul maximum en saison chaude.

1.1.2.3. les régions climatiques.

Diverses méthodes de classification ont été utilisées pour différencier les régions climatiques de Madagascar, notamment les méthodes "ombrothermiques" (Atlas de Madagascar). En utilisant les critères de GAUSSEN, on définit en un point donné un mois "humide" par fait que la précipitation mensuelle moyenne (en millimètre) est supérieure au double de la température mensuelle moyenne (en degré centigrade).

A l'instar des pédologues de l'ORSTOM (RIQUIER, HERVIEU) nous retiendrons de préférence la méthode basée sur la comparaison de la courbe des précipitations mensuelles et de la courbe de l'évapotranspiration potentielle. En utilisant la méthode du bilan de THORNTHWAITE, on définit alors le mois "humide" comme étant le mois pour lequel la reprise par évapotranspiration potentielle est totalement satisfaite, soit par les apports pluviométriques seuls (s'ils sont satisfaisants, les sols étant considérés comme saturés) soit et à défaut, par l'utilisation de la réserve en eau du sol. Lorsque cette réserve est épuisée, l'évapotranspiration est réduite; le mois est considéré comme "sec".

La (figure n° 7) présente la carte des régions climatiques délimitées par des isolignes de l'indice global d'humidité de THORNTHWAITE; le graphique n° 8 donne des diagrammes "pluies-ETP" pour certaines stations représentatives des différents climats malgaches (HERVIEU, 1967).

On distingue quatre régions climatiques principales.

1.1.2.3.1. Région perhumide.

Les précipitations annuelles moyennes sont supérieures à 1500 mm et peuvent atteindre ou dépasser 3000 mm.

Les saisons sont peu contrastées. En saison "sèche", la quasi-totalité des précipitations mensuelles dépassent 100 mm.

La température moyenne annuelle reste comprise entre 20 et 25°C. La température moyenne du mois le plus frais reste supérieure à 15°. On observe une forte humidité atmosphérique et la nébulosité est presque toujours importante. L'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne est comprise entre 900 et 1300 mm.

On y observe dix à douze mois "humides". Les sols restent toujours pratiquement saturés. L'ETR est voisine de l'ETP. L'indice global d'humidité (THORNTHWAITE) est supérieur à 100. Station représentative : TOAMASINA.

La région perhumide correspond au versant oriental de l'île, entre Antalaha au Nord et Tolagnaro au Sud, à l'Est du rebord oriental des Hauts Plateaux (falaise de l'Angavo), mais à l'exception de la dépression Mangoro-Alaotra.

Ce climat correspond également à la partie sommitale de la montagne d'Ambre ainsi que la région de Nosy-Be-bas-Sambirano sur la côte Nord-Ouest, bien que dans cette dernière région on voit apparaître une petite saison sèche pluviométrique, de juin à Août.

1.1.2.3.2. Région humide et climat d'altitude.

Les précipitations moyennes annuelles sont comprises, dans la région humide entre 1200 et 1500 mm. La saison sèche commence à être marquée (pendant six mois environ, les précipitations restent comprises entre 10 et 50 mm).

La température moyenne annuelle est inférieure à 20°C. Pour le mois le plus frais, la température moyenne est comprise entre 10 et 15°C. L'humidité atmosphérique est moins accentuée que sur le versant oriental ainsi que la nébulosité.

L'évapotranspiration potentielle est comprise entre 800 et 1200 mm. On y observe six à dix mois "humides" et, de ce fait l'évapotranspiration réelle ne représente plus que 70 à 80 % de l'ETP. L'indice global d'humidité est compris entre 20 et 100.

Station représentative: MORAMANGA - ANTANANARIVO.

La région humide correspond aux Hautes Terres Centrales; les caractéristiques climatiques se rapprochent du climat perhumide vers l'Est (Angavo), du climat sub-humide vers l'Ouest (Bongolava).

Se rattachent à la région humide, la dépression du Mangoro-Alaotra, les contreforts de la montagne d'Ambre ainsi qu'au Sud-Ouest les massifs de l'Isalo et l'Analavelona.

Sur les grands massifs montagneux (Tsaratanana, Ankaratra, Andringitra), le climat d'altitude se caractérise par des précipitations annuelles moyennes supérieures à 2000 mm, bien réparties avec une saison pluviométrique "sèche" peu marquée et des températures moyennes annuelles nettement inférieures à 20°C (de l'ordre de 15°C); le mois le plus frais est compris entre 5 et 10°C. L'évapotranspiration potentielle est plus faible que sur les Hauts-Plateaux et on doit y observer dix à douze mois "humides".

1.1.2.3.3. Région sub-humide à semi-aride.

Les précipitations annuelles moyennes sont comprises entre 700 mm (région semi-aride) et 1500 mm (région sub-humide). La saison déficitaire est nettement marquée (quatre à cinq mois reçoivent moins de 15 mm).

Les températures moyennes annuelles sont relativement élevées (plus de 25°C). La température du mois le plus frais reste supérieure à 20°C.

L'évapotranspiration est forte; supérieure à 1200 mm, elle peut atteindre ou dépasser les 1800 mm.

On observe entre deux et six mois "humides".

L'ETR est réduite à 50 à 60 % de l'ETP.

L'indice global d'humidité est compris entre -35 et +20.

Stations représentatives: ANTSIRANANA - MAHAJANGA.

La région sub-humide correspond, à l'Ouest et au Nord-Ouest, à la bordure occidentale des Hauts Plateaux Centraux, à la dépression périphérique du massif ancien et au bassin sédimentaire de MAHAJANGA, ainsi qu'à l'extrême Nord de l'île: région d'ANTSIRANANA.

La région semi-aride correspond au Sud-Ouest continental, du bassin de MORONDAVA au plateau de l'HOROMBE. Les massifs de l'ISALO et de l'ANALAVELONA se rattachent au climat sub-humide à humide.

1.1.2.3.4. Région sèche.

Les précipitations annuelles moyennes sont comprises entre 350 et 600 mm avec une forte irrégularité inter-annuelle. La saison pluviométrique sèche est assez peu différenciée car les précipitations sont soutenues par les apports méridionaux, mais quatre à cinq mois seulement reçoivent plus de 15 mm.

Les températures moyennes annuelles sont comprises entre 20 et 25°C. La température moyenne du mois le plus frais est égale ou supérieure à 20°C.

L'évapotranspiration potentielle est comprise entre 1200 et 1300 mm. On y observe que zéro ou un mois "humide" et l'ETR est fortement réduite (25 à 30 % de l'ETP).

L'indice global d'humidité est inférieur à -35.

Station représentative: TOLIARA.

La région sèche correspond aux avancées les plus méridionales du socle et aux terrains sédimentaires du Sud-Ouest et Sud (plateau MAHAFALY et zone côtière entre MOROMBE et AMBOVOMBE).

1.1.2.4. facteurs climatiques et érosion des sols

L'intensité de l'érosion est surtout conditionnée par les facteurs climatiques.

1.1.2.4.1. L'intensité des pluies.

Les observations faites par Y. Bresson (1958) sur le bassin versant de la Tafaina, montrent que les pluies inférieures à 20 mm ne donnent pas lieu à des ruissellements, lorsqu'elles ne représentent pas d'intensité supérieure à 10 mm/h. Il est d'autre part rare d'observer, en régime normal, pour des précipitations dépassant 50 mm en 24 heures, des pluies de faible intensité.

La section locale du CTFT (Centre Technique Forestier Tropical) a essayé de définir les pluies les plus érosives à partir des résultats obtenus sur des parcelles d'érosion.

Après 4 années d'observations, B. Souchier (1963) a montré que les pluies les plus érosives étaient caractérisées par des hauteurs d'eau dépassant nettement 20 à 30 mm et une intensité de pointe de l'ordre de 2 mm/mn. En 1960-1961 et 1961-1962, sept à dix averses ont déterminé à Tananarive plus de 85 % des pertes en terre; ces pluies représentaient 20 à 45 % de la pluviométrie annuelle. Dans le tableau n° 3 figure le nombre de jours de pluies supérieures à 20 et 50 mm, ces pluies étant vraisemblablement les pluies érosives. La capacité du climat apparaît ainsi plus forte sur la côte Est.

Il faut cependant signaler que certaines précipitations de longue durée et de faible intensité dues aux passages de dépressions peuvent provoquer, en raison de l'état de saturation des sols, un ruissellement de surface et des pertes en terre importantes. Ainsi, dans le haut bassin de l'Ikopa, la section d'Hydrologie de l'ORSTOM, n'a pas observé de ruissellement inférieur à 70 % au cours du cyclone de 1959. Les pluies ont duré pratiquement trois jours sans interruption avec un maximum d'intensité de 36 mm/h (Aldeghri, 1964).

1.1.2.4.2. L'indice de Fournier et la capacité érosive du climat.

L'action du climat vis-à-vis de l'érosion des sols peut être exprimée par l'indice de Fournier $C = p_2 / P$ (p représente la hauteur d'eau reçue pendant le mois le plus arrosé de l'année et P la hauteur totale des précipitation). Pour l'ensemble des stations considérées, cet indice varie entre 50 et 100 et les différences observées ne sont pas très significatives (tableau III).

Ce facteur tient compte du fait que la pluie qui tombe sur un sol humide est très érosive: elle provoque une action mécanique de destruction des agrégats par les gouttes et un ruissellement intense. Cependant, les pluies orageuses à forte intensité, qui ont une action intense de destruction sur les agrégats et occasionnent un ruissellement abondant, se produisent essentiellement en début de saison des pluies. La répartition des averses érosives, entre 1959 et 1960 à Nanisana, dans les environs de Tananarive, est la suivante (Souchier, 1964):

- Novembre = 9
- Décembre = 26
- Janvier = 7
- Février = 1
- Mars = 4

De plus, même lorsque les valeurs de l'indice de Fournier sont particulièrement élevées, celles-ci traduisent l'agressivité climatique comme une phénomène simple, alors que dans la nature celle-ci est fonction, non seulement du relief et du coefficient d'infiltration du sol, mais aussi de la couverture végétale, laquelle est certainement le facteur le plus difficile à mettre en équation (Hervieu, 1966).

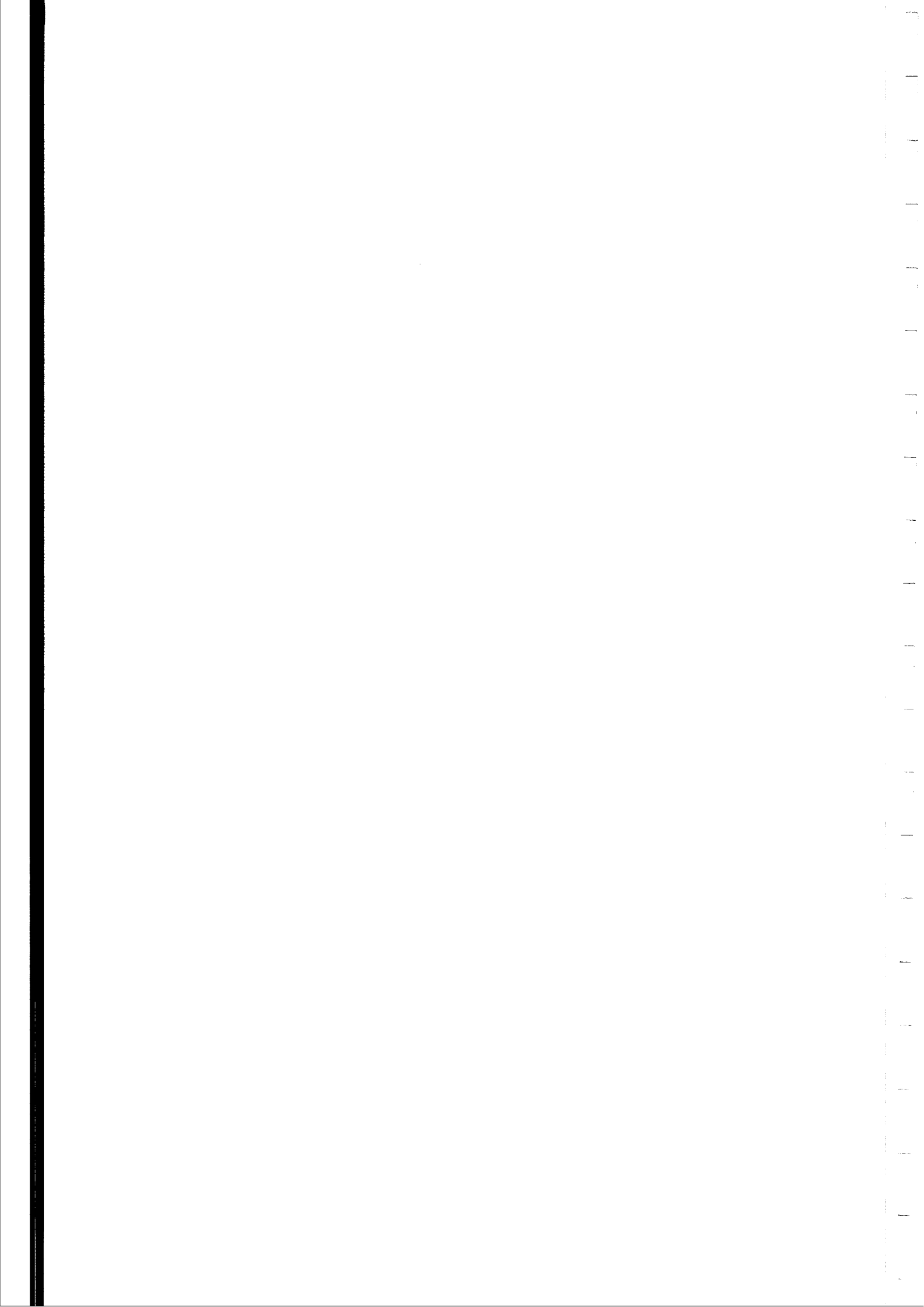
1.1.2.4.3. L'érosion potentielle et l'érosion réelle des sols: les pertes en terre.

L'érosion potentielle des sols dépend essentiellement du climat, et l'agressivité de celui-ci peut être exprimée par l'indice de Fournier. A partir de données mondiales, cet auteur a établi des corrélations entre la dégradation spécifique (DS) et le coefficient $C = p_2 / P$. Pour les régions à relief accentué, non soumises à un climat semi-aride, il existe une relation linéaire entre les pertes en terre (ou dégradation spécifique) exprimées en tonnes/km²/an et le coefficient C :

$$DS = 52,49 - 513,21 (\text{valable pour } C > 9,7).$$

Les dangers d'érosion sont très marqués à Madagascar; en dehors des zones semi-arides du Sud-Ouest, la dégradation spécifique est supérieure à 2000 t/km²/an (carte des dangers d'érosion en Afrique au Sud du Sahara, Fournier et D'Hoore, 1962).

L'érosion réelle (qui peut être mesurée sur des parcelles d'érosion) reste conditionnée par le climat mais également par la couverture végétale, le mode d'exploitation des sols et la forme de l'érosion. Le type de sol, son degré de structuration, sa teneur en argile, interfèrent certainement sur l'importance de l'érosion. Malheureusement, aucune mesure n'a été faite à Madagascar pour confirmer cette influence du sol.



1.1.3. HYDROLOGIE - HYDROGEOLOGIE

(Voir : les grandes unités naturelles hydrologiques Tableau n° IV)

La délimitation des grandes unités naturelles hydrologiques résulte de la superposition du découpage climatique et du découpage géomorphologique (les zones de végétation étant généralement, si l'on ne tient pas compte des modifications anthropiques, déterminées par la pluviométrie et en second lieu par les influences édaphiques).

Cinq grandes unités peuvent être identifiées.

- Les régimes du Nord, où l'on peut distinguer:
 - * l'extrême Nord et la montagne d'Ambre
 - * le massif du TSARATANANA et ses bordures
 - * un petit secteur Nord-Est intermédiaire entre ces deux massifs.

- Les régimes du versant Est.

- Les régimes des Hautes Terres, où l'on peut distinguer:
 - * les hautes terres centrales entre TSARATANANA au Nord, l'ANDRINGITRA au Sud et regroupant globalement, à l'Ouest de rebord des grandes falaises, les "Hauts Plateaux" situés à une altitude supérieure à 1000 m.
 - * les hautes terres méridionales (Centre Sud) entre l'ANDRINGITRA, au Nord, l'IVAKOANY au Sud, l'AMBALAVAO à l'Est et l'ISALO à l'Ouest. D'une altitude moyenne plus modérée, ce secteur correspond à un relief encore assez marqué et plus contrasté que sur les Hautes Terres centrales, avec l'alternance de chaînes et massifs montagneux et de vallées profondes.

- Les régimes des pente occidentales, où l'on peut distinguer:
 - * le Nord-Ouest et l'Ouest, du bassin de la MAEVARANO, au Nord, à celui de la TSIRIBIHINA au Sud.
 - * le Sud-Ouest de la MORONDAVA au Nord, au bassin du MANGOKY au Sud, en majeure partie sur les formations sédimentaires.

- Les régimes du Sud, du MANGOKY inférieur au MANDRARE (cf. graphe n°...)

1.1.3.1. Régimes du Nord.

1.1.3.1.1. L' extrême Nord et la montagne d'Ambre.

Les bassins de Montagne d'Ambre correspondent à un dispositif rayonnant autour du sommet. D'organisation relativement simple, ils présentent des formes très allongées, avec des fortes pentes et des superficies réduites (généralement inférieures à 100 km²). La zone est caractérisée par la nature du soubassement géologique (basaltes fissurés) qui conditionne la spécificité des régimes (bassins très perméables).

La pluviométrie est assez mal déterminée: supérieure à 1500 mm sur les premières pentes, elle atteint près de 3300 mm au sommet.

Les crues sont généralement aiguës et de courte durée. Les débits de pointe restent modérés (100 à 300 l/s/km²) pour les précipitations moyennes en raison de la perméabilité des pentes, du couvert forestier, de l'encombrement des lits par des blocs basaltiques. Mais pour les très fortes précipitations, l'effet de pente devient prédominant et des débits spécifiques élevés peuvent être observés (1400 l/s/km²) - cyclone ISIS - sur la SAHARENANA).

Les débits d'étiage médians sont relativement soutenus (de l'ordre de 5 à 6 l/s/km² pour la BESOKATRA et la SAHARENANA) par drainage des basaltes.

1.1.3.1.2. Le TSARATANANA et ses bordures.

D'organisation moins simple que sur la montagne d'Ambre, les cours d'eau du TSARATANANA correspondent à un dispositif rayonnant sur les formations cristallines altérées qui constituent le massif. Les pentes sont fortes (20 à 30 m/km) jusqu'au recouvrement sédimentaire où la rupture est brutale (quelques m/km jusqu'à la mer) et encore assez largement recouvertes de forêt dense.

L'ensemble appartient principalement au domaine climatique perhumide par les fortes précipitations annuelles mais à températures modérées par l'effet d'altitude.

La pluviométrie n'a été observée que sur des postes de faible altitude du poutour du massif. En raison, d'une part, de l'exposition du massif aux flux d'alizés d'Est et de "mousson" d'Ouest, d'autre part, des écoulements abondants qui sont mesurés, les précipitations annuelles peuvent être estimées à plus de 2000 mm sur les premières pentes et dépasser les 3000 mm (voire 3500 et peut être 4000 mm) sur les sommets.

Les débits maximaux de crue (qui sont observés généralement entre mi-Janvier et mi-Mars) sont élevés en raison des fortes pentes; de l'ordre de 400 à 800 l/s/km² pour la crue décennale.

Les débits d'étiage sont soutenus (3 à 7 l/s/km² pour l'étiage médian) sur l'ensemble du massif et se rapprochent des débits de la côte Est sur le flanc Sud-Est du TSARATANANA (LOKOHO: 15 l/s/km²). Ils sont généralement observés au cours de la seconde quinzaine d'Octobre.

Le régime du SAMBIRANO est représentatif de l'unité.

1.1.3.1.3. Le secteur Nord-Est.

Située entre la montagne d'Ambre et le TSARATANANA, la petite région Nord-Est présentent un relief modéré (à l'exception des bordures de l'ANALAMERA). La pluviométrie est beaucoup plus faible que sur les massifs voisins (Trouée d'AMBILOBE) et le reste en moyenne, inférieur à 1500 mm. Il n'y a pas eu d'observations sur les cours d'eau, mais les facteurs conditionnels laissent envisager des débits nettement plus faibles que sur les deux unités qui l'encadrent.

1.1.3.2. Régimes du versant Est.

L'unité est délimitée à l'Ouest par le rebord oriental des Hautes Terres (falaises de l'ANGAVO, de BETSIMISARAKA et de TANALA). Elle regroupe les cours d'eau dont les bassins sont pour l'essentiel, situés en aval du rebord des falaises. Les falaises supérieures bien développées du MANONGORY, du MANGORO et de la MANANARA du Sud appartiennent au domaine des Hautes Terres.

L'unité se rattache au climat perhumide avec des précipitations annuelles supérieures à 2000 mm et pouvant atteindre dans les secteurs les mieux arrosés plus de 3000 mm et des températures moyennes comprises entre 20 à 25°C. Les saisons sont assez peu contrastées et, en saison fraîche, les précipitations mensuelles dépassent généralement les 100 mm. L'évapotranspiration potentielle annuelle est comprise entre 1000 et 1300 mm.

Les bassins reposent, pour la majeure partie de leur superficie sur les formations du socle cristallin profondément altérées en latérites. Les formations basses sédimentaires ne sont présentées que sur l'étroite plaine littorale. Sur les reliefs, la végétation est représentée par la forêt dense ombrophile, très souvent dégradée en "savoka".

En raison des fortes pentes sur les falaises et en dépit d'un couvert forestier dense, les débits de crue sont très élevés.

Pour les débits de pointe spécifiques médians, ils sont compris entre 300 et 1200 l/s/km², et entre 1000 et 2700 l/s/km² pour les débits décennaux. Des valeurs encore plus fortes sont observées sur les petits bassins d'altitude de l'extrême Sud du versant (EFAHO 2200 l/s/km², médiane et 4900 l/s/km², décennale).

Bien soutenus par le drainage des puissants aquifères latériques, gorgés d'eau en fin de saison chaude, et par les précipitations encore importantes de saison fraîche, les débits d'étiages les plus élevés de l'île: 13 à 30 l/s/km² pour les débits médians avec une irrégularité très modérée (K3 voisine de 2). Dans l'extrême Sud, où les aquifères sont plus limités et à drainage rapide, les débits d'étiage sont beaucoup plus faibles (3 l/s/km²).

1.1.3.3. Régimes des Hautes Terres.

1.1.3.3.1. Les Hautes terres centrales.

L'unité regroupe les bassins supérieurs des grands fleuves malgaches: BETSIBOKA, TSIRIBIHINA, affluents nord du MANGOKY. Elle repose entièrement sur les formations du socle ancien altérées en sols ferrallitiques cependant moins épais que sur le versant oriental. La forêt n'est plus que résiduelle et le couvert végétal prédominant est représenté par la savane.

Le domaine climatique correspond à la région humide avec des précipitations moyennes comprises entre 1200 et 1500 mm (parfois inférieures à 1000 mm dans les zones dépressionnaires: plaine de TANANARIVE, ALAOTRA) et des températures moyennes inférieures à 20°C (influence de l'altitude supérieure à 1000 mm). On y retrouve

également, mais plus localement, le climat d'altitude (ANKARATRA, ANDRINGITRA) avec des précipitations de 2000 mm et plus et des températures de l'ordre de 15°C.

L'humidité atmosphérique et la nébulosité sont moins accentués que sur le versant Est. La saison sèche commence à être assez bien différenciée (pendant six mois, les précipitations mensuelles restent comprises entre 10 et 50 mm).

Les pentes moyennes des cours d'eau (biefs de faible pente entrecoupés de rapides et chutes) sont beaucoup plus modérées qu'à l'Est des falaises. La présence de bas-fonds marécageux et de périmètres rizicoles dans les bassins supérieurs contribue fortement à l'écrêtement des crues. Les débits spécifiques de crue sont compris entre 120 et 300 l/s/km² pour la médiane, parfois beaucoup moins quand les stations sont situées immédiatement à l'aval des dépressions marécageuses (MANINGORY: 25 l/s/km²). Les crues décennales sont comprises entre 180 et 800 l/s/km². On notera le contraste très net entre les débits de pointe de l'IKOPA et ceux de la BETSIBOKA (trois à cinq fois plus élevés).

Les aquifères latériques sont moins développés qu'à l'Est et, avec des précipitations de saison fraîche beaucoup plus faibles, les débits d'étiage sont nettement moins soutenus: 3 à 8 l/s/km² pour les étiages médians qui se produisent généralement entre le 15 Octobre et le 15 Novembre. L'irrégularité interannuelle, (K3) est de 2 à 3. On notera que les débits d'étiage (haute IKOPA) peuvent être assez considérablement amputés par les prélèvements pour l'irrigation.

1.1.3.3.2. Les Hautes Terres méridionales (Centre Sud).

Cette unité correspond aux bassins des formateurs Sud-Est du MANGOKY, de ceux de l'ONILAHY et au bassin de la MANANARA du Sud en amont du seuil de SOAKIBANY. Ils reposent sur la partie Sud du socle cristallin, moins profondément altéré en raison de la pluviométrie moins abondante. Avec une altitude moyenne moins élevée que sur les Hautes Terres centrales, les bassins présentent un relief assez accusé avec des vallées étroites et profondes encaissées entre des massifs et chaînes élevés. La région se rattache au climat sub-humide à semi-aride avec des précipitations comprises entre 800 et 1000 mm (1200 à 1500 mm sur les bordures orientales des Hautes Terres) et des températures moyennes plus élevées qu'au Nord (23 à 25°C). L'évapotranspiration potentielle est assez forte (1200 à 1600 mm) et l'ETR ne représente que la moitié de l'ETP avec six à huit mois "secs".

Les apports annuels sont nettement plus faibles que sur les Hautes Terres centrales. Les lames annuelles médianes sont comprises entre 350 à 700 mm (au pied des massifs de l'Est) soit 12 à 20 l/s/km². Les décennales sont comprises entre 500 et 900 mm (15 à 30 l/s/km²) avec un rapport d'irrégularité K3 de 2 à 3. L'irrégularité saisonnière est accusée (M/m compris entre 10 et 20).

Les crues annuelles sont rapides avec des débits de pointe de l'ordre de 100 l/s/km² pour les médianes (mais près de 600 l/s/km² pour le ZOMANDAO au pied de l'ANDRINGITRA et 170 à 300 l/s/km² pour les décennales (1900 l/s/km² pour le ZOMANDAO).

Les étiages ne bénéficient pas d'aquifères importants et restent voisins du l/s/km² (0,5 à 2 pour la MANANARA DU SUD). Ils se reproduisent en Octobre ou Novembre.

Ces régimes présentent un caractère de transition entre ceux de l'Est, des Hautes Terres centrales et du Sud-Ouest.

1.1.3.4. Régimes des pentes occidentales.

1.1.3.4.1. Le Nord-Ouest et l'Ouest.

L'unité correspond aux bassins du versant Ouest situés sur les bordures du socle ancien à une altitude inférieure à 1000 m et sur la couverture sédimentaire. On y retrouve les bassins inférieurs de la SOFIA et de la BETSIBOKA, la MAHAVAVY du Sud, le MANAMBOLO et le bassin inférieur de la TSIRIBIHINA.

Les zones climatiques correspondent au climat humide mégathermique à l'Est, au climat sub-humide mégathermique à l'Ouest. La pluviométrie est comprise entre 1300 mm (1000 à 1200 sur les régions côtières) et 1800 à l'Est. Les températures moyennes sont élevées (de l'ordre de 25°C). Le mois le plus frais ne descend pas au dessous de 20°C.

L'irrégularité saisonnière est accusée (M/m compris entre 15 et 25).

Les débits maximaux de crue sont assez dispersés et dépendent de facteurs locaux. Pour les crues médianes, on observe des débits de 850 l/s/km² sur l'ISINKO (KAMORO) et 350 l/s/km² sur la MORONDAVA, mais de l'ordre de 100 l/s/km² sur la MAEVARANO, à l'aval de zones marécageuses importantes (et malgré les forts débits observés sur ses formateurs issus du TSARATANANA). Pour les décennales, les débits sont compris entre 1000 et 2500 l/s/km². Sur certains petits bassins du KAMORO, on a pu observer des débits dépassant 10000 l/s/km² et atteignant exceptionnellement 20 à 30000 l/s/km².

Les débits d'étiage sont faibles (de l'ordre de 1 à 2 l/s/km²). Ils peuvent atteindre les valeurs un peu plus fortes (2 à 4 l/s/km²) sur les cours d'eau du BEMARAHA et des TAMPOKETSA et, par contre, s'annuler totalement pour les petites rivières côtières.

1.1.3.4.2. Le Sud-Ouest.

A l'Ouest du plateau de l'HOROMBE, cette région correspond à la basse MORONDAVA, au bassin sédimentaire du MANGOKY et au bassin moyen de l'ONILAHY. Les bassins sont essentiellement situés sur les formations sédimentaires et sous climat semi-aride mégathermique avec des précipitations comprises entre 500 et 800 mm et des températures moyennes élevées (plus de 25°). La sévérité de la saison sèche est très accusée.

Les lames annuelles médianes sont comprises entre 100 et 200 mm (3 à 6 l/s/km²). Les coefficients d'écoulement (10 à 20 %) correspondent à un déficit d'écoulement de l'ordre de 600 mm. L'irrégularité saisonnière est forte (M/m compris entre 25 et 40).

Les débits de crues, brutales et brèves, peuvent atteindre des valeurs de l'ordre de 1000 l/s/km² pour les bassins de moyenne taille. Sur l'ONILAHY à TONGOBOURY, dans un bief présentant des possibilités de débordement importantes, le débit de crue médian est de l'ordre de 40 l/s/km² et a été évalué à environ 80 l/s/km² pour la crue décennale.

Pour la plupart des petits cours d'eau, les débits d'étiage sont nuls ou extrêmement faibles. Seules font exception, dans cette zone, les rivières drainant l'ISALO (FIHEFERANA supérieur, TAHEZA, SAKAMAKEBE, SAKAMARECKLY) où les débits (4 à 6 l/s/km²) bénéficient de résurgences importantes.

1.1.3.5. Régimes du Sud.

Ce domaine regroupe le bassin inférieur du MANDRARE (à l'Est), ceux du MANAMBOVO, de la MENARANDRA et de la LINTA ainsi que l'ONILAHY en aval de l'ISALO. Les bassins reposent sur l'extrémité méridional du socle ancien, sur les formations sédimentaires du KAROO à l'Ouest, ainsi que en auréole externe, sur les formations sédimentaires marines jurasso-crétacées, éocènes et quaternaires. L'altération est peu prononcée (sols ferralitiques peu lessivés et parfois indurés, sols ferrugineux tropicaux peu lessivés et lithosols). A l'exception de lambeaux forestiers sur l'ANOSY, la végétation dominante est représentée par la savane sèche et les formations xerophiles (bush). Le climat est aride avec des précipitations annuelles comprises entre 350 mm (littoral) et 600 mm (Nord et à l'Est) avec des températures moyennes élevées (20 à 25°C).

Les lames écoulées sont parmi les plus faibles de l'île (50 à 150 mm soit quelques litres/s/km²) avec une forte irrégularité interannuelle. Les coefficients d'écoulement annuels, de l'ordre de 10 à 15 %, correspondent à un déficit d'écoulement de l'ordre de 400 à 600 mm. L'irrégularité saisonnière est très prononcée (les rapports des mois extrêmes sont supérieurs à 50 et peut dépasser, et souvent de beaucoup, 100 à 200). La quasi-totalité de l'écoulement est concentrée sur 2 à 3 mois (mi-Décembre à mi-Mars).

Les crues sont très brutales, avec des variations extrêmement rapides des plans d'eau. Des débits de pointe de 500 à 800 l/s/km² pouvant atteindre lors des crues exceptionnelles, 1000 à 1500 l/s/km² ont été observés. Sur les bassins observés en nombre suffisant d'années, les débits médians ont été évalués entre 150 et 300 l/s/km² et les débits décennaux entre 350 à 900 l/s/km².

Les étiages sont extrêmement faibles: de l'ordre de 0,5 à 1 l/s/km² sur les parties amont des bassins, ils sont nuls pour les petits bassins et, à l'aval des grands bassins sur les formations sédimentaires (sables roux en particulier). On peut cependant observer pour les plus grands cours d'eau, un inféro flux notable.

1.1.3.6. Régimes mixtes.

Ils correspondent aux plus grands fleuves malgaches dont les bassins s'étendent sur plusieurs unités naturelles hydrologiques et dont les caractéristiques observées à l'aval résultent des régimes propres des différentes fractions élémentaires du bassin. Appartiennent (non exhaustivement) à ces régimes, les bassins suivants:

SOFIA	Hautes Terres Centrales + Nord-Ouest
BETSIBOKA	Hautes Terres Centrales + Nord-Ouest
TSIRIBIHINA	Hautes Terres Centrales + Ouest
MANGOKY	Hautes Terres Centrales (Matsiatra et Mananantanana) + Hautes Terres Méridionales (Zomandao-Isohy) + Ouest (petits affluents du MAKAY) + Sud-Ouest (Malio et cours inférieur)
ONLAHY	+ Hautes Terres méridionales (Imakoto supérieur et Mangoky) Sud-Ouest (Isalo) + Sud (cours inférieur).
MANDRARE	Est (pour les têtes de bassins) + Hautes Terres méridionales (Mandrare supérieur) + Sud (Mandrare inférieur).
MANANARA DU SUD	Hautes Terres méridionales (jusqu'au seuil de SOAKIBANY) + Est en aval du seuil
MANGORO	+ Hautes Terres centrales (Onive et Mangoro supérieur) + Est (petits affluents rive droite du Mangoro et Mangoro inférieur)
MANINGORY	Hautes Terres centrales (jusqu'à l'exutoire du Lac Alaotra) + Est (en aval) de l'exutoire).

Un nombre restreint de stations ont été observés à l'aval des grands bassins (TSIRIBIHINA à BETOMBA, MANGOKY au BANIAN, ONLAHY à TONGOBOURY, MANDRARE à AMBOASARY).

En raison de la pluviométrie toujours plus abondante sur les bassins supérieurs de ces cours d'eau (ceux qui n'est pas le cas des bassins de la côte Est ayant des formateurs bien développés sur les Hauts Plateaux), les débits spécifiques annuels observés sur les stations aval des grands fleuves sont assez nettement supérieurs au contexte local.

BIBLIOGRAPHIE

ALDHEGHERI (M) - 1967 - Fleuves et rivières de Madagascar - ORSTOM, Paris (en français, roneo) et in BIOGEOGRAPHY and Ecology in Madagascar (texte anglais) - DR. W. JUNK B. V. Publishers, The Hague (1972).

BAILLY (C) - 1964 - Eléments de défense et restauration des sols à Madagascar. Publ. par l'Imprimerie Nationale, Tananarive.

BATTISTINI (R); LE BOURDIEC (F); LE BOURDIEC (P) avec le concours de l'université de Madagascar, de l'ORSTOM et du Centre National de la Recherche Scientifique (Paris) - Atlas de Madagascar - 1969. BDPA, Tananarive, Centre de l'Institut Géographique National à Madagascar - 68 PL. noir et couleur 31x40, fig., cart., Tabl., graph., Bibliographie.

BESAIRIE (H) - 1957 - La géologie de Madagascar en 1957. Publ. multigr. Service Géolog. Tananarive, 169 p.

BESAIRIE (H) - 1946 - La géologie de Madagascar - Annales du Service des Mines N° 12, Paris.

BESAIRIE (H) - 1954 - Documents pour la géographie de Madagascar - Travaux du bureau Géologique N°54, Tananarive.

BESAIRIE (H) - 1965 - Esquisse géologique et lithologie de Madagascar. in Notice de la carte du tapis végétal de Madagascar - hors série N°6, Institut Français de Pondichery.

BIROT (P) - 1963 - Contribution à l'étude morphologique des plateaux du Centre de Madagascar. Mad. Rev. Géog., 3 p.

BOURGEAT (F) - 1972 - Sols sur socle ancien à Madagascar: types de différenciation et interprétation chronologique au cours du quaternaire. Mémoire ORSTOM, 57, 335 p.

BOURGEAT (F); AUBERT (G) - 1972 - Les sols ferralitiques à Madagascar. Mad. Rev. Géog.

BOURGEAT (F); HUNH VAN NHAN; VICARIOT (J) et ZEBROWSKI - 1973 - Relation entre le relief, les types de sols et leurs aptitudes culturales sur les Hautes Terres Malgaches. Cahier ORSTOM, Tananarive, 39 p.

BOURGEAT (F); SOURDAT (M); TRICART (J) - 1979 - Pédogénèse et morphogénèse d'après des exemples à Madagascar. Mad. Rev. Géog., N°35, 51 p.

BOURGEAT (F); ZEBROWSKI (C) - 1969 - Les vallées alluviales de l'Ouest et de Nord-Ouest de Madagascar. Caractérisation de certains types de sols pour les cultures de décrue. Terre Malgache, p. 115-132.

DERRUAU (J) - 1962 - Précis géomorphologie, Masson et Cie, Paris, 413 p.

DONQUUE (G) - 1975 - Contribution géographique à l'étude du climat malgache - Mémoire de thèse, Université de Madagascar, Tananarive.

DUCHAFOUR (P) - 1979 - Pédogenèse et classification - Paris, 2^e édition, T.1, 491 p.

DUFURNET (R) - 1972 - Régimes thermiques et pluviométriques des différents domaines climatiques de Madagascar - Doc. N° 340 de l'IRAM.

CHAPERON (P), DANLOUX (J), FERRY (L) - 1993 - Fleuves et rivières de Madagascar. Edition ORSTOM, Ministère de la Recherche Scientifique; Centre National de Recherche sur l'environnement Ministère des transports et de la Météorologie. Direction de la météorologie et de l'Hydrologie.

GOUJON; BAILLY (C); VERGNETTE (J. De); BENOIT de COIGNAC (G); ROCHE (P); VELLY (J); CELTON (J) - 1968 - Conservation des sols à Madagascar. Bois et Forêts des Tropiques, p. 1-54.

HERVIEU (J) - 1967 - Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical. Thèse (Doctorat d'Etat). Paris, ORSTOM, Mémoires ORSTOM, N°24, 465 p.

HERVIEU (J) - 1967 - Géographie des sols malgaches - Essai synthétique. Cahiers ORSTOM, série pédologique, vol. V N°1 - ORSTOM, PARIS.

HOEBLISH (J.M.) - 1982 - Le lavaka malgache, une forme d'érosion parfois utilisable. Bulletin Réseau Erosion, 12, p. 255-268.

KILIAN (J) - 1968 - Les formations marines sableuses de la côte Est de Madagascar entre Foulpointe et Mahanoro: aspects morphologiques et pédologiques. Antananarivo, IRAM, 27 p. (Document IRAM N° 172).

KILIAN (J) - 1972 - Les inventaires morphopédologiques. Conception. Application au développement agricole. Agron. trop., vol XXVII, N°9.

KILIAN (J) - 1974 - Etude du milieu physique en vue de son aménagement, conception de travail, méthode des cartographies. Agron. Trop., Vol XXIX, N° 2-3, p. 141-153.

PELLERAY (H) - 1954 - Quelques données de base en vue de l'étude des régimes hydrologiques de Madagascar - Mémoires de l'Institut Scientifique de Madagascar - Série D - Tome VI.

PETIT (M); BOURGEAT (F) - 1965 - Les lavaka malgaches: un agent naturel d'érosion des versants. Bull. de l'AGF.

RANDRIAMBOAVONJY (J.C) - 1990 - Délimitation des unités pédomorphologiques dans la zone concernée par les reboisements villageois dans la région d'Ambatofotsy. Mémoire DEA, Option Ecologie Forestière, Université d'Antananarivo

RANDRIAMBOAVONJY (JC) - 1995 - Etude des pédopaysages dans quatre zones tests de Madagascar (Côte Est, Hautes Terres Centrales, Moyen-Ouest; Côte Ouest). Thèse de doctorat - Ingénieur - Université d'Antananarivo.

RAUNET (M) - 19989 - Les terroirs rizicoles des Hautes Terres de Madagascar: environnement physique et aménagements. Agronomie Tropicale 44-2, Paris.

RIQUIER (J) - 1968 - Carte pédologique de Madagascar au 1/1 000 000. Service cartographique de l'ORSTOM, Tananarive.

RIQUIER (J) - 1963 - Formules d'évapotranspiration (annexes: tables utilisables à Madagascar). Cahiers ORSTOM, série pédologie N° 4 - ORSTOM, Paris.

SOURDAT (M) - 1977 - Le Sud-Ouest de Madagascar: morphogenèse et pédogenèse, Trav. et Doc. ORSTOM, 70, 211p.

VERGNETTE (J de); BAILLY (C), BENOIT DE COIGNAC; ROCHE (P) - 1968 - Note résumant les expérimentations réalisées à Madagascar sur le ruissellement et les pertes en terre en parcelles élémentaires (rotations et pratiques culturales). Coll. fertilité sols tropicaux, Tananarive, 19-27 Nov. 1967, 2 p., 2, p. 1343-1361.

TABLEAU N° 1 - PRECIPITATIONS MOYENNES ANNUELLES

Régions climatiques	Bio-climats	Stations	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Orientale	Equator. basse altitude	Tamatave Brickaville	419.7	441.3	528.4	404.4	302.5	299.6	257.2	208.2	134.2	87.3	184.4	258.9	3526
		Anosibe	344.5	397	520.7	235.5	199.3	231.3	196.1	170.5	117.8	78.2	147.1	225.6	2863
			397.7	368.6	336.2	154.5	81.7	104.1	97.7	74.3	68.6	46	156.5	339.2	2225
Centrale influence orientale	Tropical versant oriental	Moramanga Mantasoa	306.5	259.2	231.3	71	42.4	45.7	45.4	35.4	26.1	38.6	135.7	266.8	1504
		Manjakandriana	299.7	263.6	237.6	57.9	31.4	33.2	37.0	38.1	24.4	49.5	145.5	309.5	1527
		Ambositra	329.7	268.5	269.4	62	39.1	43.2	46.4	42.1	28.7	59.1	116.1	255.5	1559
		313.7	238.7	242.4	78.7	32.1	25.8	25.4	20.2	34.9	56.5	183.7	302.7	1554	
	Tropical des pentes occidentales	Tananarive	304.5	235	220.6	47.1	15.8	8.8	8.7	8.9	13.9	49.3	154	292.2	1358
		Miarinarivo Fandriana Lac Alaotra	231.8	154.6	247.3	33.5	18.7	25.9	19.0	12.4	28.8	32.7	130.8	244.9	1180
Centrale influence occidentale	Tropical région occidentale	Tsiroanomandidy	384.6	329.9	276.8	83.3	11.8	5.4	6.1	11.2	24.7	69	157.5	297.9	1655
		Mandoto	359.7	288.6	256.1	67.7	16	5.8	8.1	6.9	10.9	71.7	156.3	290.3	1538
Occidentale		Maevatanana	325.3	256.4	217.9	48.1	8.2	6.3	1.5	8.0	14.8	51.8	133.3	236.7	1308
		Miandrivazo Malaimbandy	364.4	294.5	237.2	30.9	5.6	3.8	2.4	2.0	9.7	47.7	96.7	243.0	1335

TABLEAU N° II - INTENSITE DE LA SAISON SECHE

Régions climatiques	Bioclimat	Stations	P=Pluv/an	P ₂ (1)	P ₂ x100/P	Indice de Peguy
Orientale	Equatorial basse altitude	Tamatave	3256,1	871,3	24,7	1,95
		Brickaville	2863,6	709,7	24,8	2,35
		Anosibe	2225,2	390,7	17,55	2,75
Centrale à influence orientale.	Tropical versant oriental	Moramanga	1504,1	195,1	12,95	3,70
		Mantaoa	1527,4	164,1	10,75	3,40
		Manjakandriana	1559,0	199,5	12,80	3,75
		Ambositra	1554,4	138,5	8,9	3,65
	Tropical pentes occi- dentales	Tananarive	1358,8	56,1	4,1	4,80
		Fandriana	1180,4	104,8	8,90	3,44
		Miarinarivo				
		Lac Alaotra				
Centrale à influence occidentale	Tropical régions occi- dentales	Tsiroanomandidy	1655,2	58,2	3,5	4,70
		Mandoto	1538,1	47,7	3,5	4,69
		Maevatanana				
		Miandrivazo	1308,3	38,8	2,95	5,01
		Malaimbandy	1355,9	23,5	1,75	6,2
Occidentale						

TABLEAU III - INDICE DE FOURNIER

Stations	Préc. du mois le plus humide	P = Préc/moy/an	P/p	P ² /p	Nbre de jours de P>30 mm (1)	Nombre de jours PP>50 mm (1)
Tamatave	528,4	3526,1	0,15	79,3	50,5	15,8
Brickaville	520,7	2863,6	0,18	93,7	38,8	11,5
Anosibe	397,8	2225,2	0,18	71,6	32,3	6,2
Moramanga	306,5	1504,1	0,2	61,3	20,5	4,4
Mantaoa	309,5	1527,4	0,2	61,9	21,1	3,7
Manjakandriana	329,7	1559,8	0,21	69,2		3
Ambositra	313,7	1554,4	0,2	72,7	24,5	4,2
Tananarive	304,5	1358,8	0,22	67	22,5	4,4
Fandriana	247,3	1180,4	0,21	51,9		
Tsiroanomandidy	384,6	1655,2	0,23	88,5		
Mandoto	359,7	1538,1	0,22	79,1		
Miandrivazo	325,3	1308,3	0,25	81,3	21,2	4,3
Malaimbandy	364,4	1335,9	0,27	98,4	22,6	4,4

Tableau N° IV: CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES DES GRANDES UNITES NATURELLES.

Régions Caractéristiques	Extrême Nord et mont. d'Ambré	Massif du Tsaratanana	...Versant Est	Hautes terres centrales	Hautes Terres Méridionales	Versants Ouest et Nord-Ouest	Versants Sud- Ouest	Sud
Climat	Perhumide	Perhumide	Perhumide	Humide	Sub-Humide à Semi- aride	Humide à Sub - humide	Semi-aride	Aride
P ann. (mm)	1500-3300	2000-3500	2000-3000	1200-1500	800-1000	1200-1800	500-800	350-600
H ann. (mm)	6-700	1200-1800	1300-2000	500-1000	350-700	350-900	100-200	50-150
DE (mm)	1500-1900	850-1200	1100-1200	800-900	600-700	700	600	400-600
Ke (%)	25-30	50-60	50-70	30-50	30-45	35-40	10-20	10-15
Débits de crue médians (l/s/km ²)	100-300	400-800	300-1200	120-300	100-200	100-500	Très variables	150-300
Débits de l'étiage médians (l/s/km ²)	5-6	3-7	15-30	3-8	Voisins de 1	1-2	0-1	0-1
Irrégularité intermensuelle (M/m)	8-10	15-20	5	5-10	10-20	15-25	25-40	50-60 et plus
Observations	Fortes pertes par infiltra-tion profonde de l'ordre de 500 à 800mm	Caractéris- tiques hydrologi-ques plus faibles sur l'axe N-S que sur l'axe E-W	Débits d'étiage plus faible et irrégula-rité intermen-suelle plus forte dans le Sud	Affaiblis. des caract. hydrologi-ques de l'Est vers l'Ouest	A noter gradient Est- Ouest comme H. T. C.	Apports, crues et étiages plus élevés sur les reliefs (Bemaraha, Kamoro)	Débits d'étiage très faibles sauf dans région de l'Isalo (étiages soutenus)	Débits d'étiage faibles sur le socle et nuls sur petits bassins

Nota: Les valeurs médianes des débits de crue sont données à titre indicatif (ordre de grandeur). Les valeurs observables sont très variables à l'intérieur d'une région et dépendent de caractéristiques locales (relief, géomorphologie, végétation, etc.).

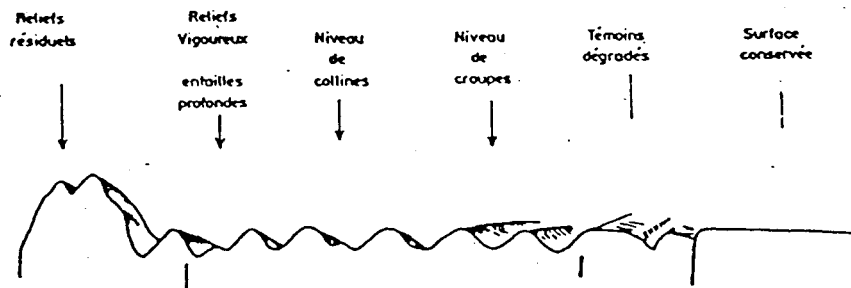


Fig.3 · Les unités naturelles sur socle ancien
(F. Bourgeat et al, 1979).

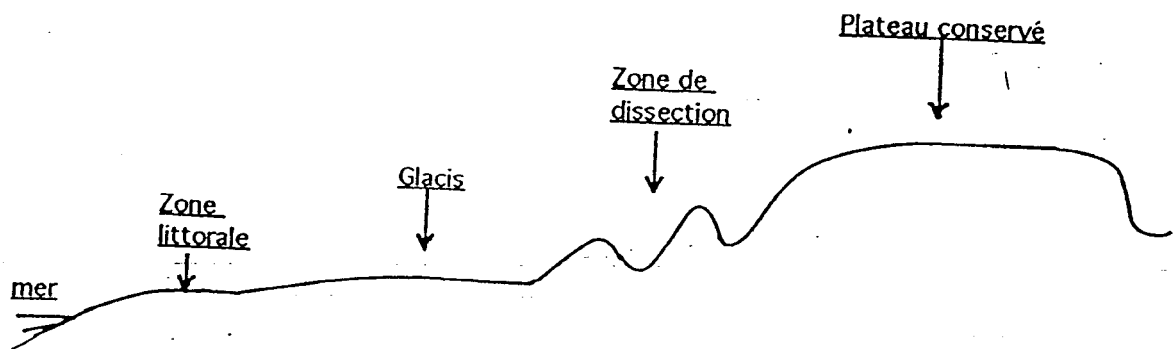


Fig.4 : Coupe schématique des modelés de l'Ouest

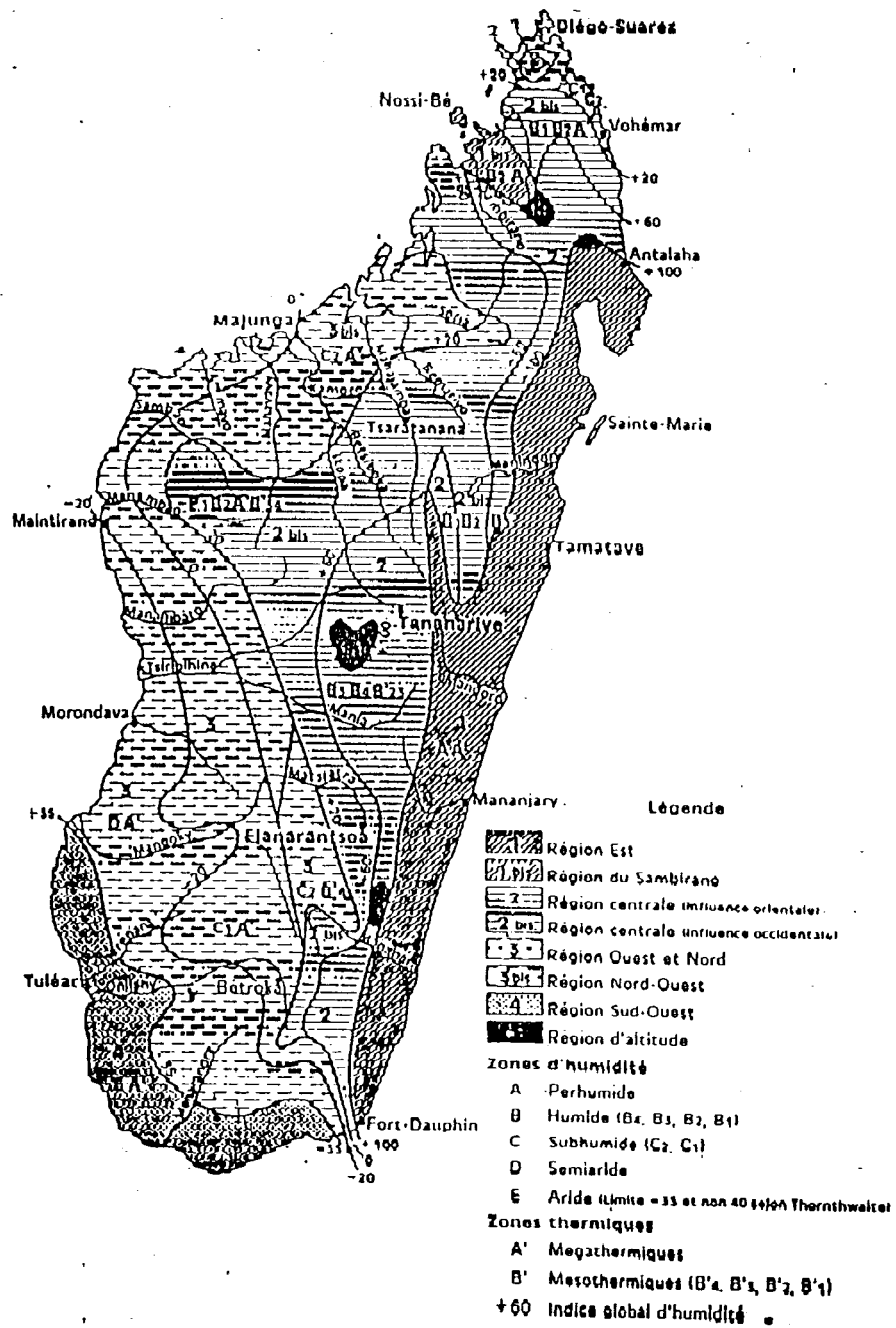
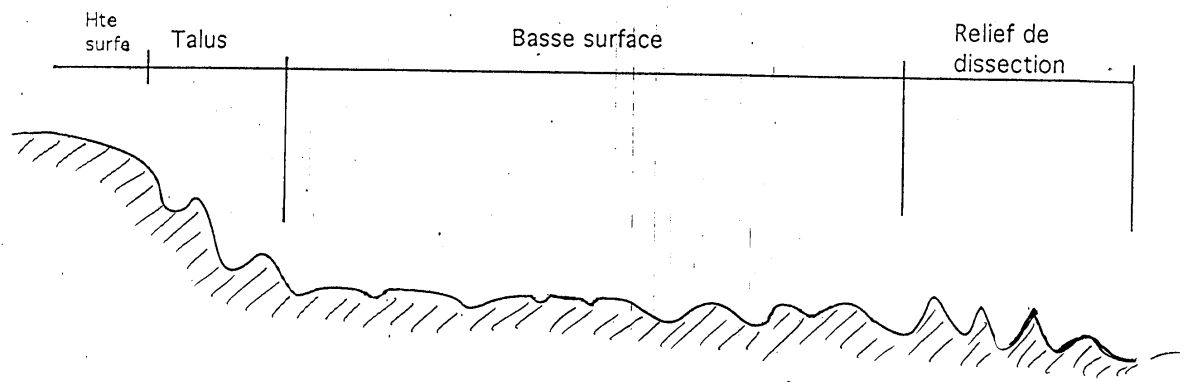


figure 7
 Régions climatiques
 (classification Thornthwaite,
 d'après J. Riquier - Extrait des
 cah. Orstom. sér. Pédol.,
 vol. 1967

Fig 5 : RELATION SOLS-RELIEFS



<p>Relief de dissection et collines disséquées: sols fortement rajeunis et peu évolués plus ou moins saturés. Bas-fonds à sols minéraux.</p>	<p>Surfaces conservées ou glacis situés à un niveau plus bas: sols typiques à structure dégradée. Bas-fonds à sols tourbeux.</p>	<p>Croupes à sommet plat ou collines à large replat: sols typiques moyennement destructurés dominants, sols typiques à structure polyédrique. Bas-fonds à sols organiques à gley.</p>	<p>Croupes et collines convexes sans replat sommital: sols typiques à structure polyédrique, sols rajeunis (sur les versants). Bas-fonds: sols moyennement ou peu organiques à gley. 4</p>	<p>Relief de collines disséquées: sols fortement rajeunis dominants, sols typiques à structure polyédrique intergrade rajeunis. Bas-fonds à sols tachetés très riches en minéraux.</p>
--	--	---	--	--

figure 6

Températures moyennes
interannuelles (d'après
les relevés du service
météorologique en °C
et 1/10

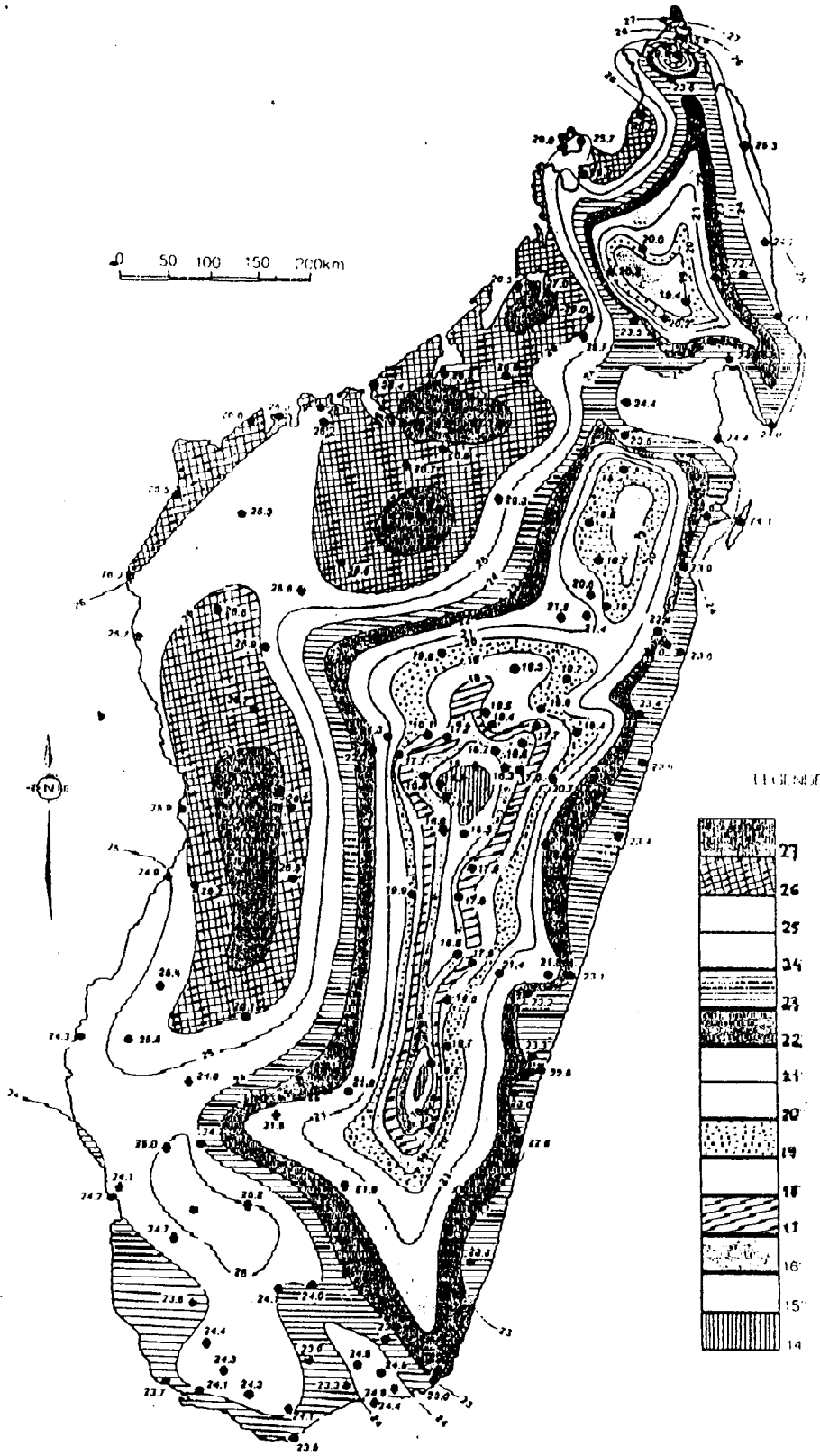
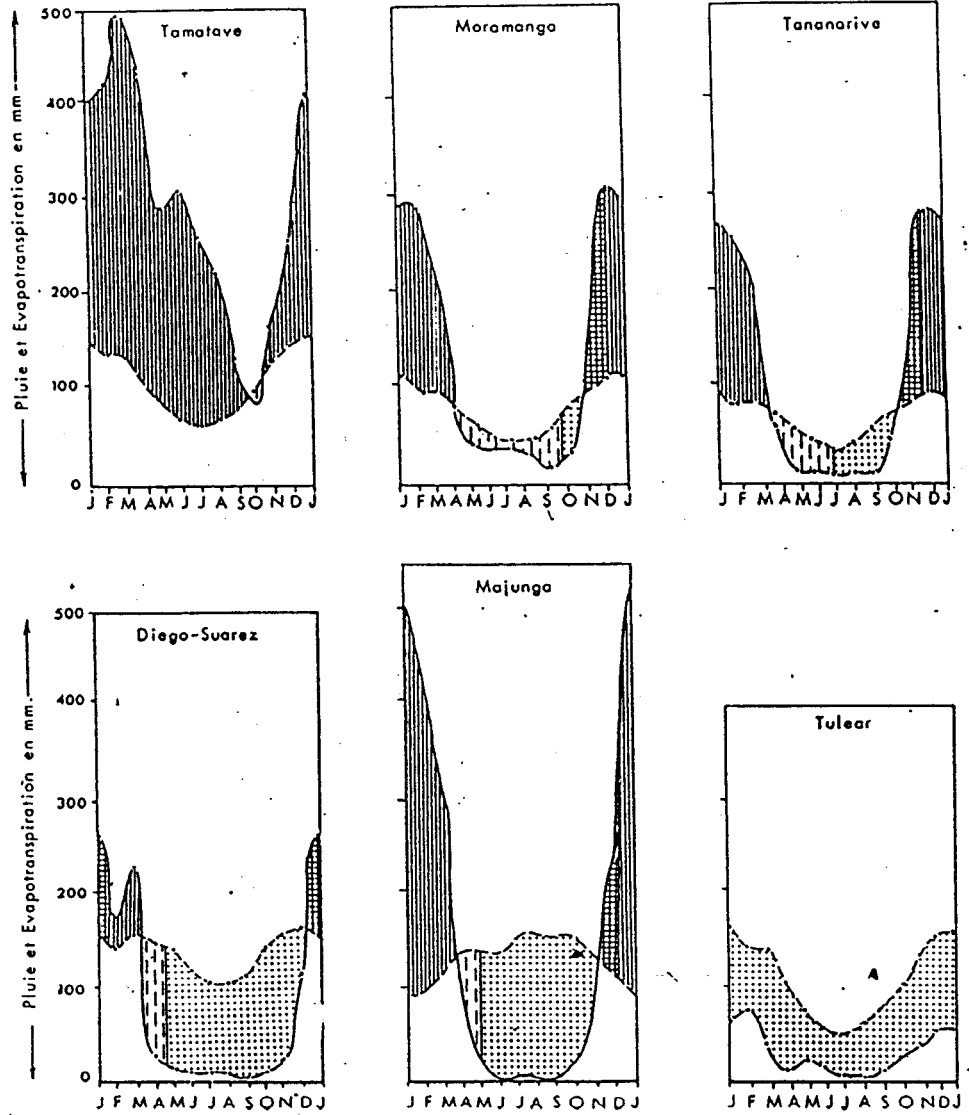


figure: 8

Courbes pluie -
Evapotranspiration
(extrait des cah.
Orstom, sér. Pédol.,
vol. 1-1967)

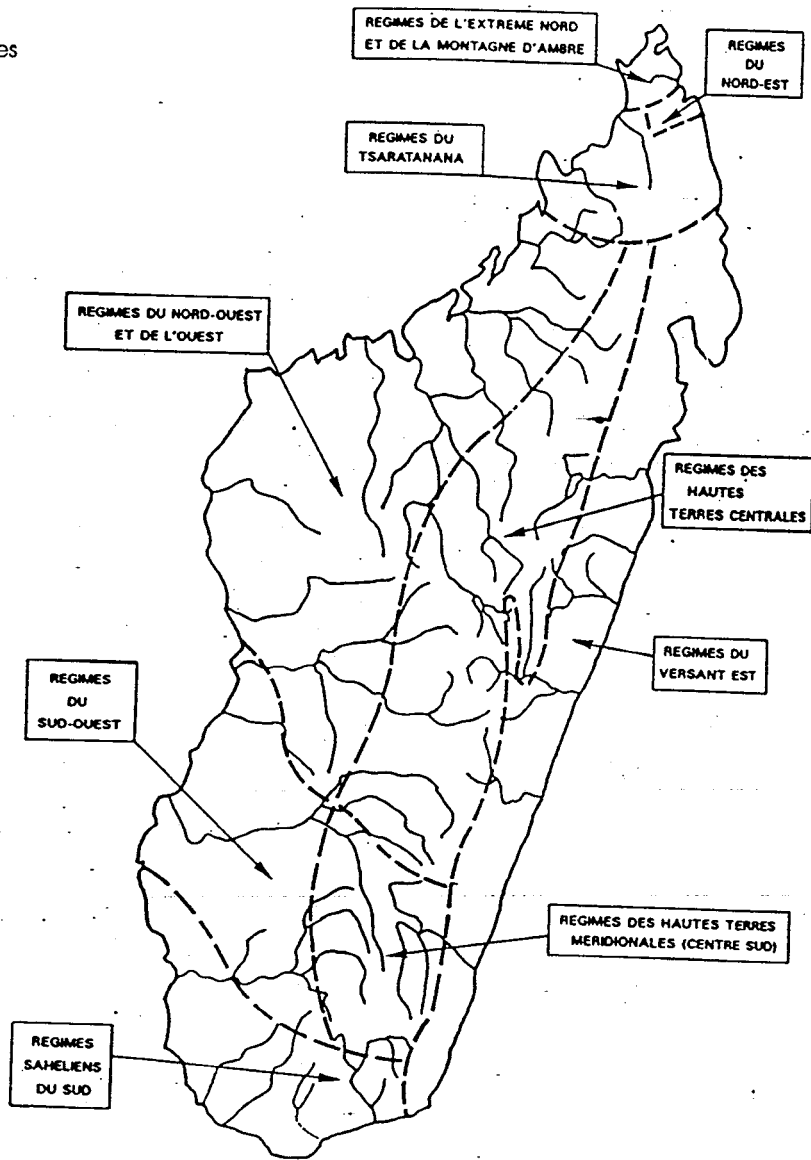


LÉGENDE

- | | | | |
|---|---|-------|--|
| — | Pluie | - - - | Evapotranspiration potentielle |
| | Ruissellement et drainage | ▣ | Constitution de la réserve en eau du sol |
| ▣ | Utilisation de la réserve en eau du sol (max. 100 mm) | ▣ | Déficience en eau durant les mois secs |

figure 9

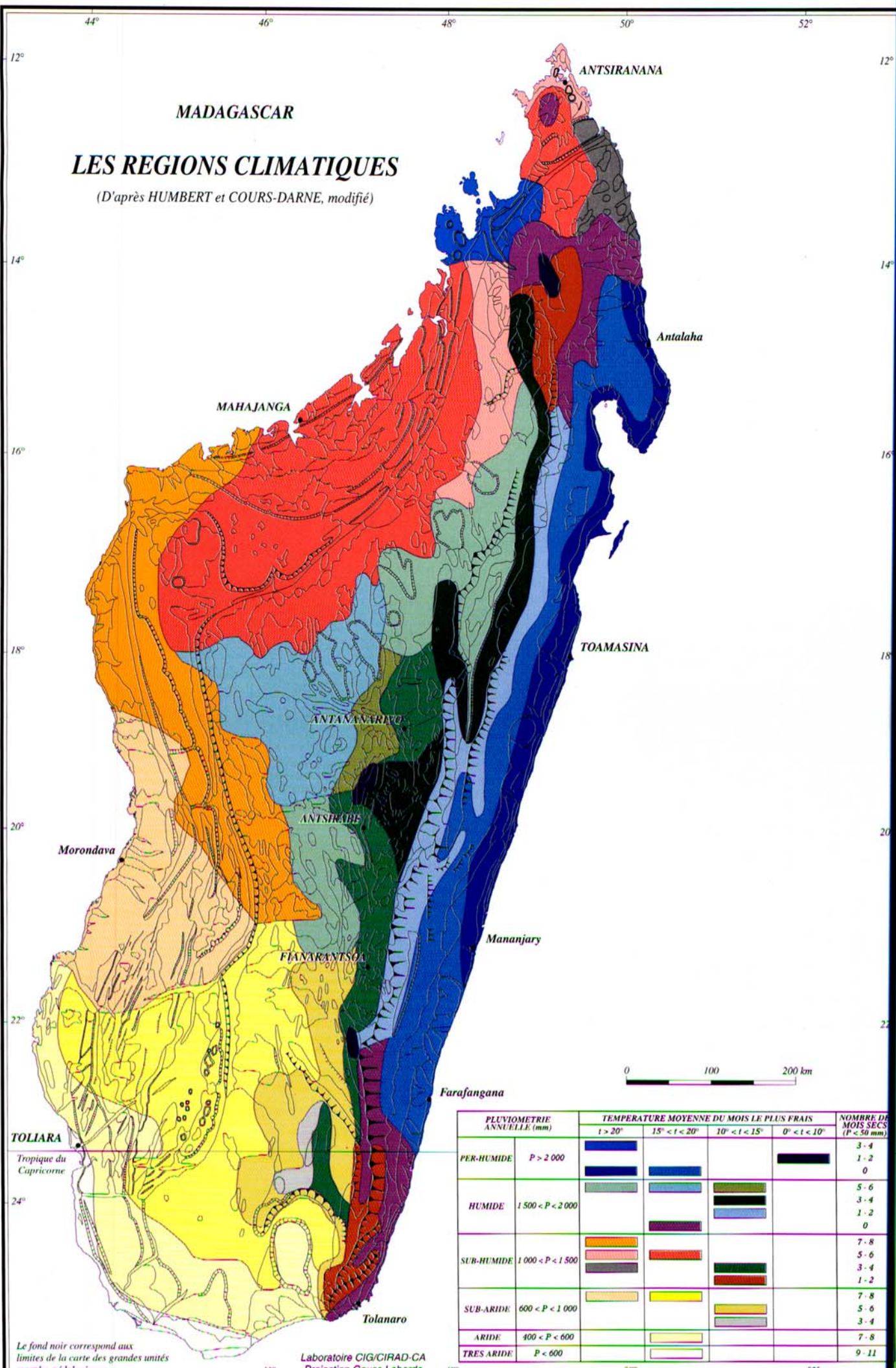
Principaux régimes hydrologiques



MADAGASCAR

LES REGIONS CLIMATIQUES

(D'après HUBERT et COURS-DARNE, modifié)



	PLUVIOMETRIE ANNUELLE (mm)	TEMPERATURE MOYENNE DU MOIS LE PLUS FRAIS				NOMBRE DE MOIS SECS (P < 50 mm)
		t > 20°	15° < t < 20°	10° < t < 15°	0° < t < 10°	
PER-HUMIDE	P > 2 000	■	■	■	■	3-4 1-2 0
HUMIDE	1 500 < P < 2 000	■	■	■	■	5-6 3-4 1-2 0
SUB-HUMIDE	1 000 < P < 1 500	■	■	■	■	7-8 5-6 3-4 1-2
SUB-ARIDE	600 < P < 1 000	■	■	■	■	7-8 5-6 3-4
ARIDE	400 < P < 600	■	■	■	■	7-8
TRES ARIDE	P < 400	■	■	■	■	9-11

Le fond noir correspond aux limites de la carte des grandes unités morpho-pédologiques.

Laboratoire CIG/CIRAD-CA
Projection Gauss Laborde

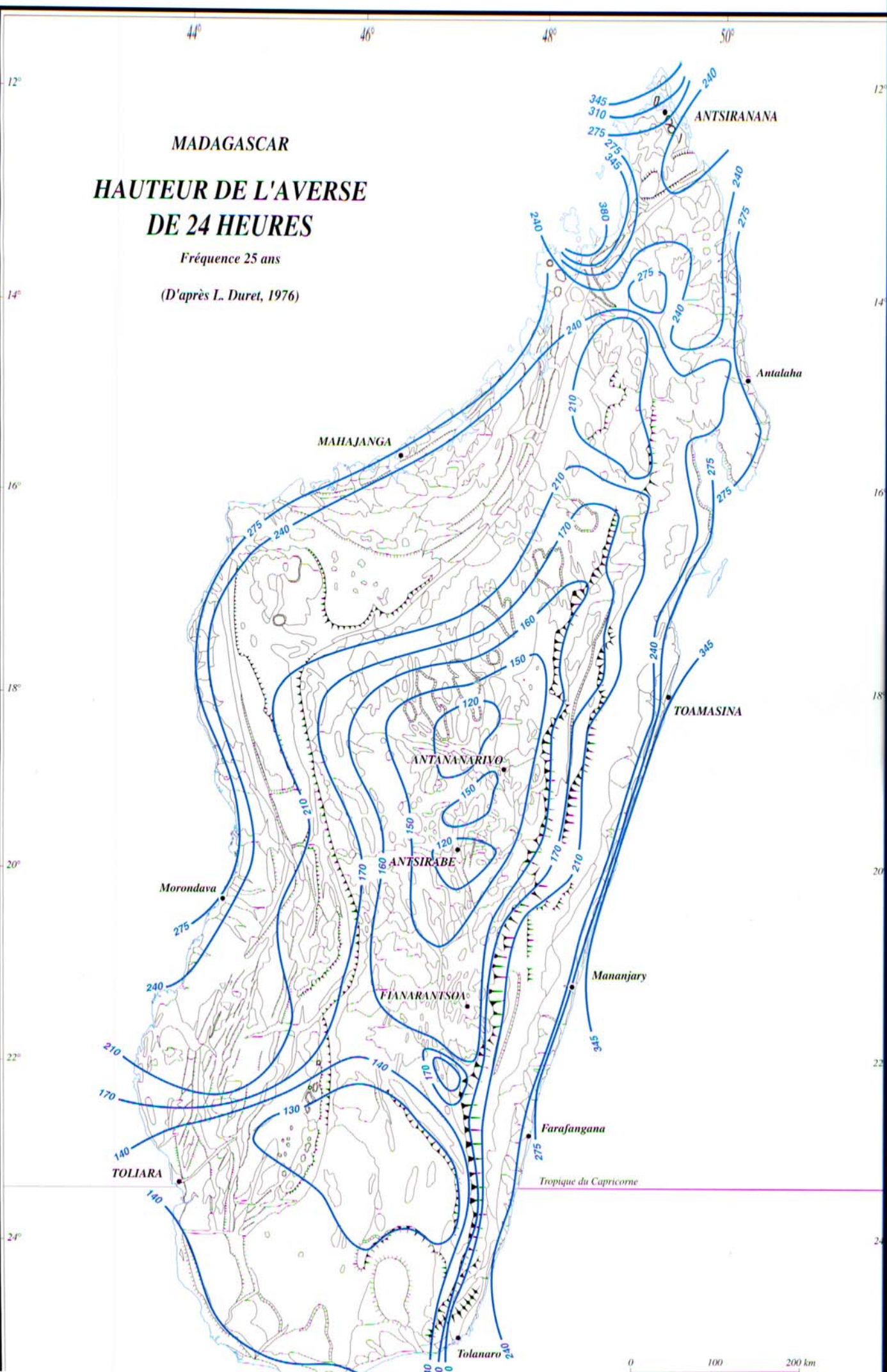
MADAGASCAR

PLUVIOMETRIE MOYENNE
ANNUELLE



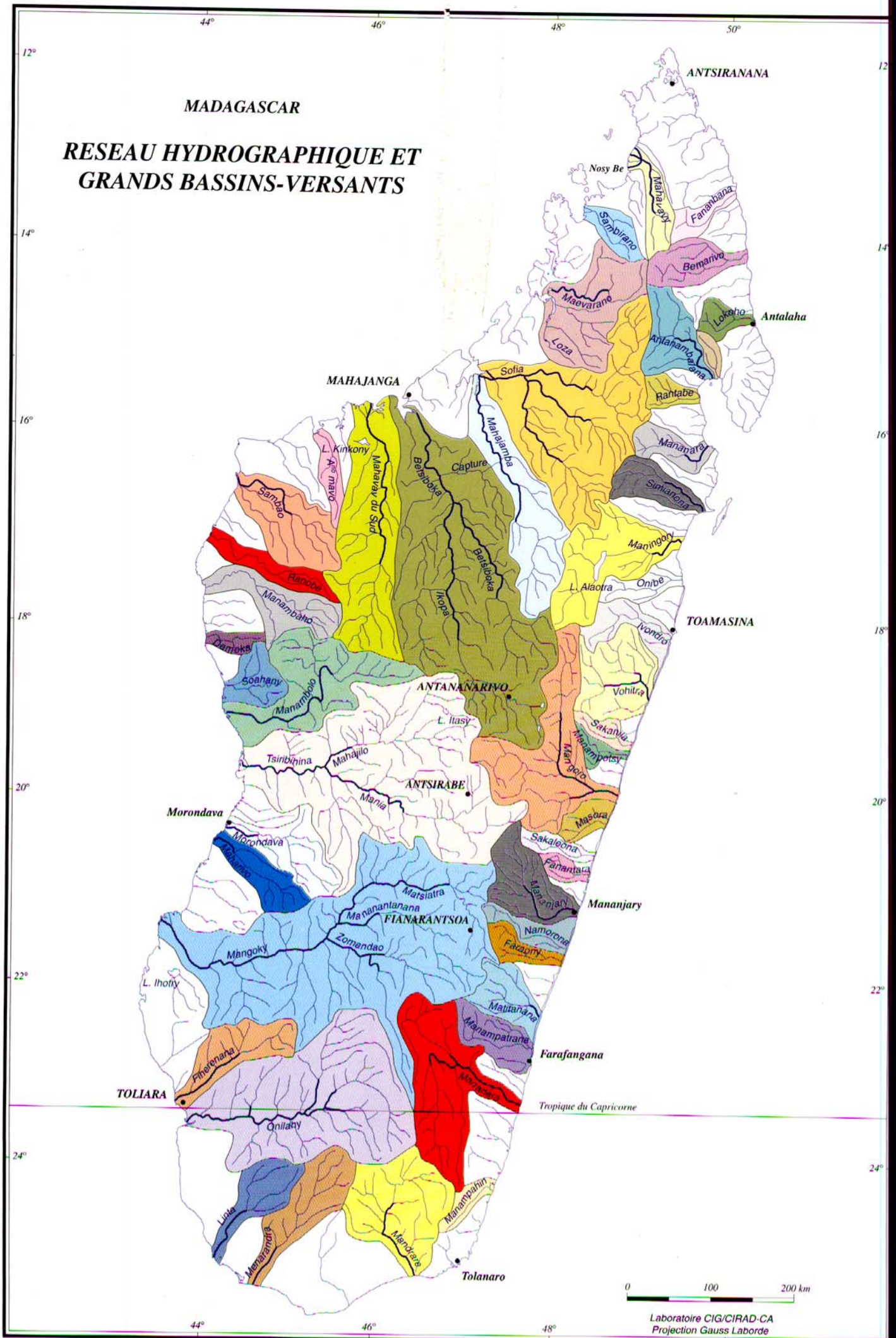
MADAGASCAR
**HAUTEUR DE L'AVERSE
DE 24 HEURES**

Fréquence 25 ans
(D'après L. Duret, 1976)

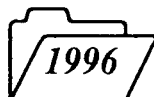


MADAGASCAR

RESEAU HYDROGRAPHIQUE ET
GRANDS BASSINS-VERSANTS



BILAN ET EVALUATION DES TRAVAUX ET REALISATIONS
EN MATIERE DE CONSERVATION DES SOLS A MADAGASCAR



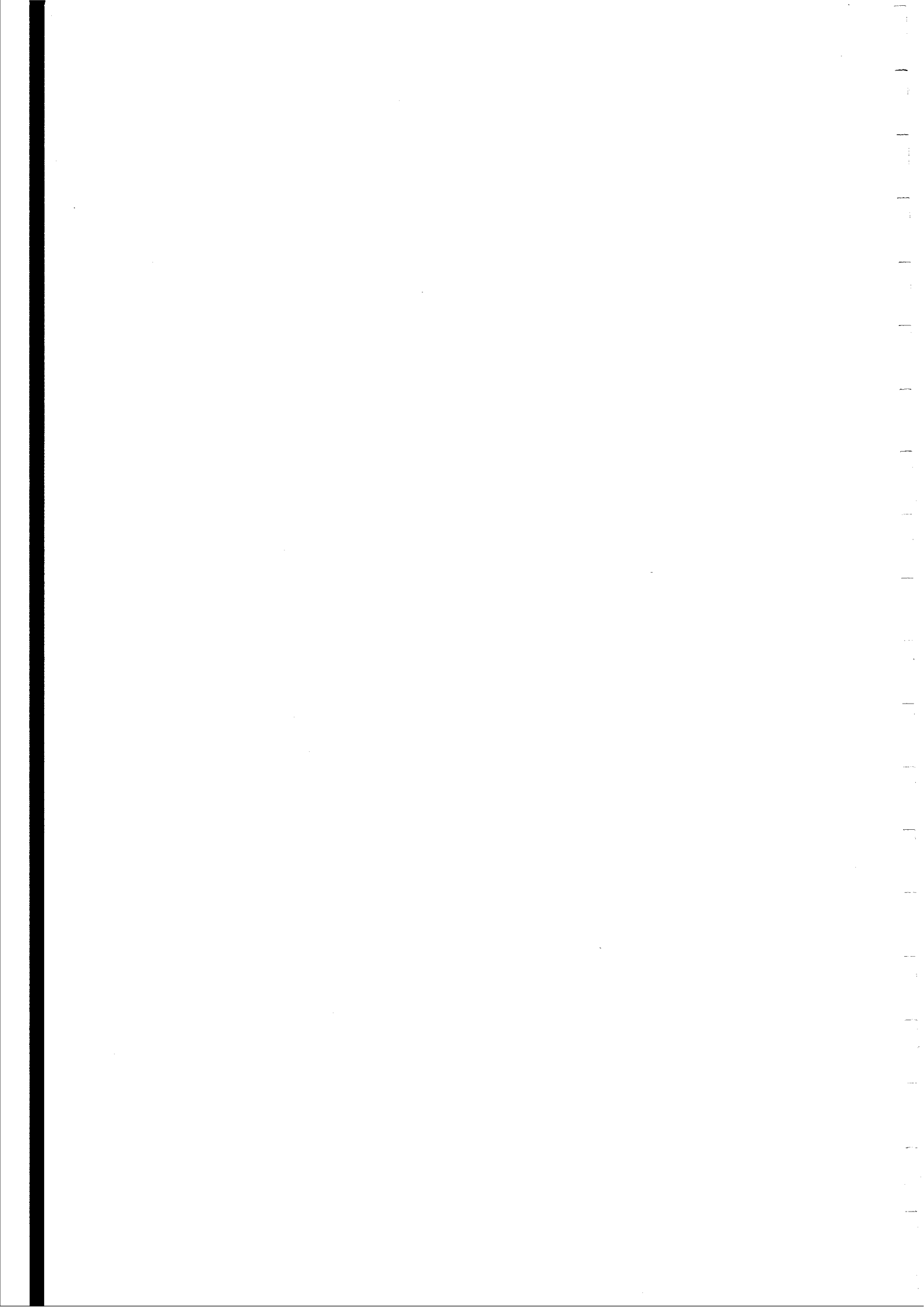
1.2

FACTEURS ANTHROPIQUES

- ✓ 1.2.1. LES FEUX DE " BROUSSE "
- ✓ 1.2.2. LA MISE EN CULTURE PAR ABATTIS - BRULIS :
LE TAVY

par Pierre - François CHABALIER
CIRAD - CA

Mars 1997



1.2. FACTEURS ANTHROPIQUES

1.2.1. LES FEUX DE « BROUSSE »

1.2.1.1. introduction

Les feux de végétation sont considérés depuis longtemps comme une des sources de dégradation des ressources renouvelables sur l'ensemble de l'île, et notamment comme une des causes de la dégradation et de l'érosion des sols. Les feux font partie des pratiques sociales multiformes qui découlent des stratégies utilisées par les divers groupes ethniques qui constituent la population rurale de Madagascar. Les feux sont utilisés différemment par les paysans pour gérer le milieu et l'espace qu'ils utilisent pour de multiples activités. Il y a multiplicité des pratiques et stratégies, diversité des feux et de leurs effets, diversité des milieux naturels et des groupes humains et sociaux.

Cette diversité des situations explique l'échec séculaire de la politique de répression et d'éradication des feux, non seulement par son caractère répressif et autoritaire, mais aussi devant son aspect uniforme peu adapté aux réalités locales. De plus, l'administration n'a jamais eu les moyens pour mener cette politique de répression.

Il existe différents types de feux qui ne peuvent être amalgamés entre eux. Selon les lieux, les moments, les feux peuvent avoir des effets différents, voire opposés. D'autre part, les évolutions se font assez rapidement dans les comportements et les habitudes du monde rural. Les dynamiques sociales et économiques dans diverses régions conduisent à transformer la pratique des feux et à modifier leurs effets.

1.2.1.2. typologie des feux : caractéristiques régionales et dynamique sociale

A la suite de travaux réalisés par des équipes pluridisciplinaires dans plusieurs régions de Madagascar, plusieurs catégories de feux ont pu être identifiées.

Bien souvent la réalité est complexe. Les feux relèvent d'objectifs multiples qui concernent des acteurs différents plus ou moins impliqués dans la mise à feu.

Pour simplifier la typologie, six grandes catégories de feux ont pu être reconnues :

- les feux relevant de pratiques pastorales,
- les feux relevant de pratiques agricoles,
- les feux de nettoyage ou de défense,
- les feux relevant de pratiques foncières,
- les feux relevant d'autres activités économiques,
- les feux non liés à des activités économiques.

1.2.1.2.1. le feu et les pratiques pastorales

Ce sont des feux destinés à réduire l'embroussaillage par des ligneux et améliorer les pâturages; on trouve ce type de feu dans toutes les zones d'élevage. Ils concernent de vastes surfaces dans tous les milieux écologiques de l'île. On estime que 50 % de la surface de l'île est exploitée en pâturage extensif.

Le cheptel bovin est estimé entre 9 millions et 10 millions de zébus, dont seulement 3.2 sur les hautes terres. L'élevage est essentiellement de type extensif. Un faible pourcentage concerne les bovins de traction. Les croisements laitiers concernent d'avantage les plateaux (80 %).

Le système extensif est basé sur l'existence de troupeaux de quelques dizaines de têtes par des propriétaires qui utilisent de très grandes surfaces pâturables situées à quelques kilomètres des villages; Ce mode d'élevage tend à se réduire pour des raisons d'insécurité (vol de boeufs par les dahalo). Ces surfaces de savane sont utilisées à titre collectif par les éleveurs suivant le droit coutumier, le propriétaire de ces vastes surfaces étant souvent l'état.

Ces savanes ne constituent pas la forme climatique de la végétation. Celle-ci était la plupart du temps arborée à l'origine. Ces savanes se sont formées et ont évolué sous la pression des passages de feux pendant des dizaines d'années, et corrélativement en fonction de la baisse de fertilité des sols. La description des espèces a été réalisée par Bosser en 1969 et depuis aucun autre relevé de ces flore n'a été effectué. Une étude récente de Terre-Tany (sept 1995) sur les hautes terres malgaches a été réalisée sur la biodiversité et les successions végétales ainsi que sur la régénération du « bozaka » après le feu. Les plantes herbacées et arbustives se sont adaptées aux régions.

La qualité nutritionnelle de ces espèces est en général peu élevée et le surpâturage de ces savanes entraîne à l'heure actuelle, une sous alimentation chronique des troupeaux. Ces savanes herbacées sont entretenues par les feux qui coïncident avec la saison sèche : septembre et octobre, avant l'arrivée des premières pluies. Ces feux ont plusieurs buts :

- amélioration qualitative et quantitative de la flore,
- réduction de l'embroussaillage,
- améliorer la surveillance des troupeaux;

On trouve ce type de feux dans les zones pastorales du sud-ouest, de l'ouest, du moyen ouest et sur les hautes terres. Ce sont des feux peu contrôlés et qui se transforment assez facilement en feux sauvages parcourant de grandes superficies. Le manque de contrôle s'explique de différentes façons :

- conflits entre éleveurs et agriculteurs pour l'utilisation de l'espace,
- conflits entre paysans et autorités,

Il existe par ailleurs d'autres types de feux, qui se confondent plus ou moins avec les feux pastoraux.

1.2.1.2.2. Les feux relevant de pratiques agricoles.

Ces pratiques agricoles sont de nature très diverses en fonction des régions mais aussi des paysans qui les utilisent.

On distingue suivant les régions les catégories génériques suivantes:

- tavy
- taviála
- doro-tanety

Ce type de feux est associé à la culture sur brûlis et secondairement aux autres cultures.

Ainsi ces feux repose sur des systèmes complexes : technico-économiques, socio-politiques et psycho-religieux.

Sur le plan technique, le feux est une technique de défrichage qui permet de se débarrasser facilement de la végétation en place, tout en fertilisant le sol et en se débarrassant de plantes ou insectes nuisible.

C'est un moyen traditionnel dans toute la zone des tropiques humides pour acquérir de nouveaux champs sur des zones encore plus ou moins vierges de culture, avec un minimum d'investissement en travail.

Dans l'Est, le tavy ne peut être cultivé que 2 ou 3 ans après brûlis avant d'être abandonné pour manque de fertilité et du fait de l'envahissement par une flore agressive et par des nuisibles de toutes sortes. La végétation secondaire qui s'installe « savoka » permet la restauration de la fertilité du sol en quelques dizaine d'années. Les paysans savent reconnaître la fertilité du sol en fonction de la végétation en place et peuvent remettre en culture ces zones de savoka par une nouvelle mise à feu.

Sur le plan religieux et coutumier, le tavy est associé à une certaine sacralisation de la forêt naturelle , à des tabous relatifs à la forêt et à des pratiques religieuses basées sur le culte des ancêtres enterrés dans ces forêts.

Ces pratiques ont tendance à s'estomper de plus en plus devant la recherche des terrains de culture sous la pression démographique.

Sur le plan socio-politique, d'une part l'état n'arrive pas à encadrer et appliquer la législation forestière, d'ailleurs dépassée et inadéquate, d'autre part les autorités coutumières par exemple, les Tangalamena, se trouvent marginalisés et n'assurent plus l'autorité coutumière sur la gestion des terres à défricher et à utiliser.

Sur les plateaux, les feux agricoles (doro-tanety) sont plus des feux de nettoyage et de défenses que de véritables feux de défriche. Dans l'ouest également (tetika ala).

Il existe également des feux de tanety lié à la riziculture irriguée: ce sont *des feux de fertilisation* qui permettent de récupérer des fertilisants dans les bas-fond par le ruissellement sur les terres brûlées et l'entraînement des cendres.

Il existe aussi des feux de «nettoyage» des végétations entourant les talwegs en zone forestière pour éclairer et réchauffer les eaux irriguant le bas fond. Le ruissellement

est augmenté sur les versants défrichés, plus d'eau arrive dans le bas fond aux premières pluies et le repiquage peut se faire plus tôt. Les eaux ruisselées sont également enrichies en éléments nutritifs venant des cendres .

Dans l'Ankaratra, le feu est un écobuage du sol qui permet de récupérer des éléments bloqués dans le sol , notamment par la matière organique, pour la fertilisation de la pomme de terre sur billon. Cette pratique est répandue dans les sols andiques sur formations volcaniques qui comportent des colloïdes fixateurs pour certain éléments nutritifs comme le phosphore. L'écobuage permet de restaurer la fertilité du sol par relibération de ces éléments nutritifs dans la solution du sol.

Pour ces feux, la mise à feu est contrôlée et ces feux ne dégèrent pas souvent en feux sauvages.

1.2.1.2.3. Les feux de nettoyage et de défense.

Ce sont des feux précoces qui servent éventuellement de pare-feux. Ce sont des feux contrôlés qui dégèrent rarement en feux sauvages. Ils permettent de nettoyer les champs de résidus ligneux, de se débarrasser d'insectes ou rongeurs nuisibles (défense phytosanitaire). Ils sont donc utilisés partout sur l'île.

1.2.1.2.4. Les feux relevant de dynamiques foncières.

A Madagascar, le feu est utilisé en fin d'appropriation foncière, notamment dans le cas des défrichements de forêt naturelle ou de zones encore incultes.

Actuellement on peut voir dans ce type de feux un conflit entre l'Etat et les populations locales qui conteste l'appropriation des terrains par l'état (ou par des particuliers).

Pour les populations il s'agit d'exprimer et d'affirmer un droit de propriété ou d'usage. Dans les nombreux cas de conflits fonciers, le feu est utilisé pour contrer l'adversaire. Les terrains domaniaux sont mis à feu puis replantés par les paysans qui demandent alors l'immatriculation au titre de leur mise en valeur.

1.2.1.2.5. Les feux relevant d'autres activités économiques.

Ces feux relèvent de causes multiples pour des activités autres que l'agriculture et l'élevage.

- les feux de « carbonisation » :

Il s'agit d'une pratique illicite en zone forestière faite par des ruraux qui cherchent à obtenir des revenus avec la fabrication de charbon de bois, mais qui ne maîtrisent pas la technique de la meule fermée.

Les bois précieux sont utilisés sans discernement et les feux déclenchés accidentellement détruisent de grandes surfaces de forêt naturelle et protégée;

- les feux miniers :

Les ruraux allument des feux en savane pour repérer des filons de quartz ou de pierre précieuses. Ces feux sont confondus avec les feux pastoraux et qui peuvent également l'être. ces feux sont dévastateurs car ils échappent à tout contrôle et peuvent parcourir de vastes superficies.

D'autres feux miniers concernent des zones bien définies supposées renfermer de l'or. Les pluies déclenchent l'érosion des sols dégagés de la végétation puis du sous sol et les alluvions entraînées sont ensuite triées à la baratte et à la batte pour en extraire l'or.

1.2.1.2.6. Les feux non liés à des activités économiques.

Les feux peuvent être classés en feux criminels intentionnels et en feux naturels tels que la foudre ou la chaleur en saison sèche dans les régions de l'ouest et sud-ouest.

Ces feux sont fréquents partout en zone de savane et sont imprévisibles et difficilement contrôlables. Ils sont d'autant plus dangereux que les populations locales ne sont pas préparées pour y faire face et à réagir de façon préventive;

- les feux d'insécurité :

- Les feux «politiques» par les quels la population exprime son mécontentement à l'occasion d'élections ou face à des problèmes avec l'administration responsable de la gestion des ressources renouvelables . Certaines années troubles ont été particulièrement brûlantes !
- Les feux de Dahalo ou voleurs de boeufs qui veulent effacer la trace de leur fuite,
- les feux de pyromanes,

- les feux naturels :

Au moment de la période des orages , au mois d'avril par exemple, la foudre peut allumer des feux, particulièrement sur la falaise orientale boisée qui semble exposée à ce type de catastrophe naturelle, du fait semble-t-il de la composition géologique du sous sol. Ce sont des feux imprévisibles et impossibles à maîtriser dans des zones souvent peu peuplées.

- les feux préventifs :

Ce sont souvent des feux précoces allumés par les populations dans le but de se protéger du passage de grands feux incontrôlés ou des feux qu'elles allument volontairement;

La caractéristique de tous ces feux sont d'être des pratiques sociales de nature et d'effets très divers selon les lieux, les acteurs en cause et les moments.

1.2.1.3. les feux et l'érosion

Rappelons que l'effet des feux a un rôle important sur les processus de l'érosion, car la dénudation du sol augmente le ruissellement au détriment de l'infiltration, surtout lors des orages et des cyclones de début de saison des pluies, lorsque le sol est sec et peu encore perméable et conducteur.

Le comportement hydrique des savanes herbeuses soumises au feu est fortement influencé par l'état de la couverture végétale. Les feux de brousse et les différents défrichements ont des effets négatifs sur la capacité d'infiltration du sol et en conséquence sur l'humidité du sol et sa capacité de stockage (Terre-Tany , 1995).

Si les feux de brousse sont fréquents, les plantes autres que les graminées sont éliminées, le sol est induré en surface du fait de la chaleur et de la non restitution des résidus organiques.

Les pertes d'éléments fertilisants contenus dans les cendres restant sur le sol après le feu, par le ruissellement qui les entraînent dans le bas-fond, diminuent la fertilité du sol. Ces facteurs jouent au détriment de la végétation en place susceptible de se régénérer, ce qui fait que la densité des touffes est faible, et leur développement est restreint. Le taux de couverture par ces graminées est faible et inférieur à 40 %. La surface du sol est partiellement occupée par des lichens. Ces facteurs favorisent le ruissellement au détriment de l'infiltration de l'eau.

Ce ruissellement entraîne donc la création de rigoles, de ravines, voire de lavaka et donc de fortes pertes en terre. (voir les études CTFT sur l'influence des couvertures végétales sur les pertes en terre.).

On a montré que ce processus de dégradation diminuait lorsque la pratique du feu répété disparaissait.

Sur les plateaux, une mise en défens de la savane herbeuse contre les feux, permet d'atteindre le maximum de la biomasse aeriennne au bout de 4 ans (augmentation annuelle linéaire jusqu'à 4 ans). Après 2 ans, l'*Aristida* prend le dessus sur le *Trychopterix*, qui est une espèce plus résistante au feu et qui se régénère plus vite que les autres graminées les premières années après le passage du feu.

L'apparition des arbrisseaux (*Philippia et Helychrisum*) se fait à partir de la 4 ième année de mise en défens. La densité de la couverture et la densité des racines qu'atteint la savane à ce stade, permet une régénération de la matière organique et de la porosité ainsi qu'une protection contre les pertes en terre. Cette régénération est suffisante pour conférer au sol un certain ameublissement de l'horizon superficiel.

Ceci améliore les caractéristiques hydrodynamiques du sol. Par contre, les caractéristiques chimiques ne sont pas améliorées de façon sensible. Ces changements du couvert végétal permet donc, en quelques années, de restituer au sol une certaine fertilité, du moins physique, et donc de ralentir, voire d'arrêter les processus de l'érosion.

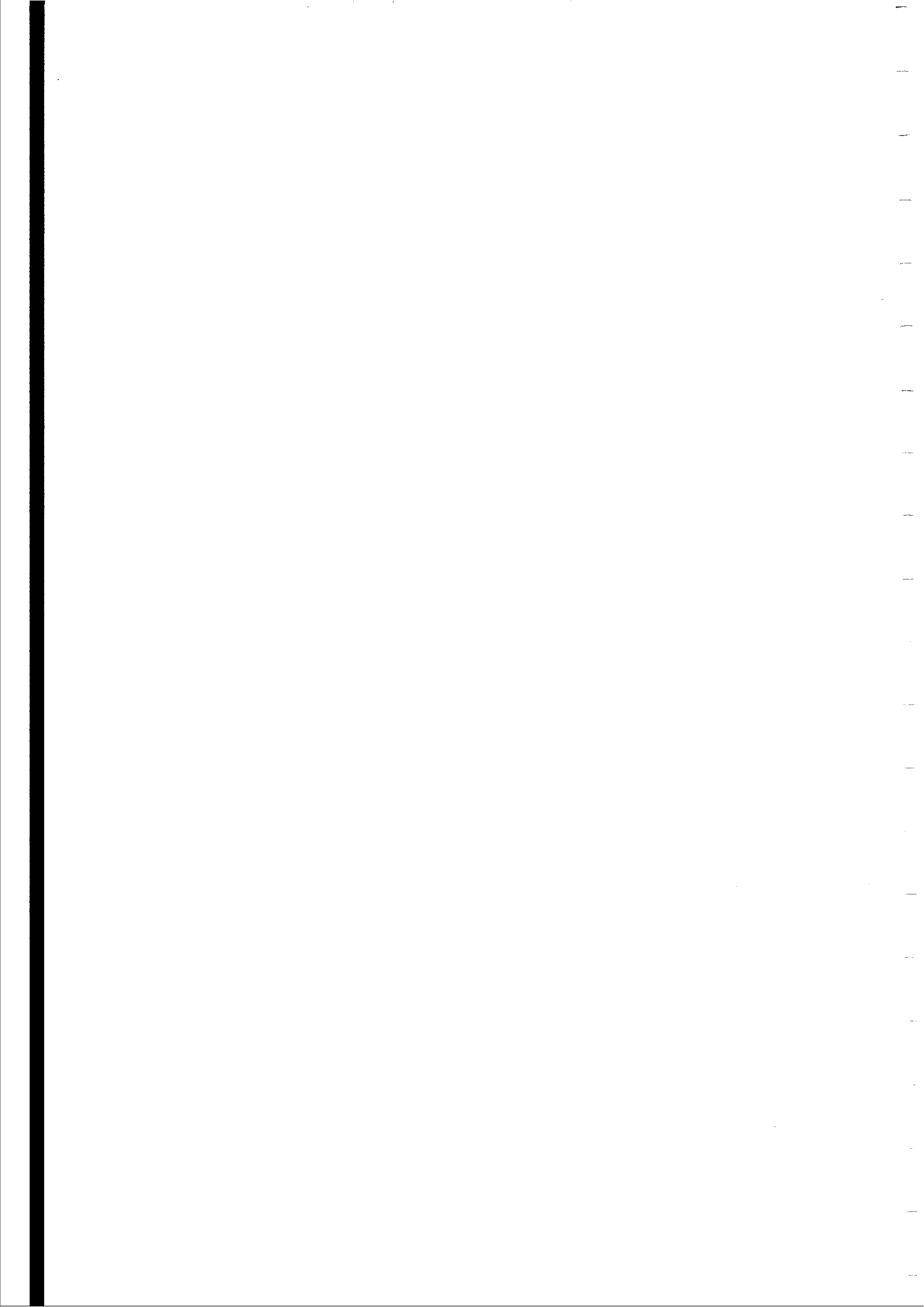
BIBLIOGRAPHIE

ONE (osipd) - Février 1995 : Elaboration d'une politique et d'une stratégie de gestion des feux de végétation à Madagascar ; Doc. ONE ; 31 p.

Terre-Tany /FNS - Septembre 1995 : La synthèse écologique de la région des hautes terres Centrales Malgache ; Doc. Provisoire ; 67 p.

Voir Tableaux et graphiques à la page 260. (chapitre 3.3 : Foresterie et reboisement de protection).

- Répartition des feux de brousse par Faritany
- Evolution du % de la surface brulée par Faritany de 1987 à 1993.



1.2.2. LA MISE EN CULTURE PAR ABATTIS ET BRULIS : LES TAVY ET LES HATSAKE.

1.2.2.1.' aspect technique

Le tavy est la forme malgache du défrichage de forêt «abatis / brûlis» du même type que celui qu'on rencontre partout sous les tropiques humides.

Ce mode de culture est typique de la zone de forêt dense et humide de la côte et des populations *betsimisaraka et tanala*, il représente un système agraire pauvre, qui n'utilise pas d'intrants : Tant que des surfaces en forêt sont disponibles, on favorise le défrichage de sols neufs et fertiles, couvert de forêt dense, au détriment de zones déjà cultivées et restées en jachère (savoka).

Du fait de la grande masse de végétation abattue et brûlée, la fourniture en éléments minéraux par les cendres et par la minéralisation de la MO, est largement suffisante pour couvrir les faibles besoins d'une culture de type extensif. La fourniture d'azote par minéralisation du stock organique lors des premières pluies est favorable à la culture du riz pluvial. C'est la plante qui met le mieux en valeur ce type de défrichage forestier sous les tropiques.

Les techniques sont très rustiques et traditionnelles. La pratique du tavy permet une très bonne productivité du travail. Même si les rendements restent faibles (1 t / Ha de paddy) la productivité est la même que pour le riz irrigué mais le nombre de jours de travail par cycle cultural est 3 fois moindre (46 jour UTH contre 150 UTH pour le riz irrigué). Ceci sans considérer la masse de travail que requière l'aménagement et l'entretien d'une rizière de bas-fond;

Le tavy permet également une meilleure sécurité alimentaire, car en bas fond, la production dépend des aléas climatiques ; sécheresse ou au contraire inondations dues aux cyclones, car la maîtrise de l'eau n'est pas assurée partout. La production peut être complètement détruite dans ces bas-fonds.

Le riz de tavy produit toujours un minimum de rendement même sous des conditions très contraignantes.

Une partie des terres de colline, sur laquelle se déroule la culture itinérante sur brûlis, est détenue collectivement par chaque segment de lignage. Chaque année, à la fin de la saison sèche, les parcelles sont attribuées à chaque ménage en fonction du nombre d'enfants.

Le défrichage se fait à la hache et à la machette (famaky et antsy) le feu est mis avant le début de la saison des pluies, au plus tard vers la mi-novembre, lorsque les débris végétaux sont suffisamment secs et juste avant le semis. Le semis se fait dans des trous faits au baton, il profite de la chaleur du sol après le feu, qui détruit les insectes ravageurs, et des cendres qui ont un rôle complexe : fertilisants mais aussi insecticides et répulsives contre certaines larves et limaces;..

Le sarclage est effectué en général une fois par cycle, à la bêche, 1.5 mois après le semis. La récolte se fait au couteau, vers le mois de mai. Le riz du tavy revient aux producteurs selon un schéma soumis aux relations de parentés.

En fait chaque opération est relativement bien définie par rapport à la saison et les travaux sont organisés selon un partage sexuel des tâches. L'entraide par groupe lignagier est également de mise.

La première année, sur la défriche, on cultive le riz (certaines variétés traditionnelles sont particulièrement appréciées telle que le riz rouge). L'année suivante, le riz est généralement abandonné au bénéfice du manioc ou de la patate douce. Le gingembre, des fruits, les bananiers, les caféiers sont également plantés dans ces anciennes parcelles de riz.

La période du tavy permet également la chasse, la pêche, des ramassages de miel et d'insectes comestibles, et des récoltes de tubercules sauvages, de choux de palmiers etc.; ce qui représente aussi des apports non négligeables pour la sécurité alimentaire.

La parcelle de culture est abandonnée au bout de quelques années du fait de l'envahissement des adventices et des prédateurs. Ceux-ci deviennent de plus en plus nombreux avec les années de culture: oiseaux, mais aussi sangliers (qui sont souvent fady, donc non chassés).

La baisse de fertilité est également assez rapide du fait de l'érosion. La parcelle est alors colonisée par des plantes de forêt secondaire. La nature et la densité de ces plantes de recru dépendent du niveau de fertilité résiduelle du sol; ce sont les *savokas*.

On remarque l'extrême appauvrissement des espèces par rapport à la forêt dès la première jachère, et la réduction successive de la stratification verticale de la structure de la végétation.

On distingue ainsi des *savokas* riches à «*dingadingana*» et des *savokas* très pauvres qui se terminent par des savanes herbeuses à fougères et à ravenales.

Les *savoka* peuvent être regardées comme des forêts très dégradées qui relèvent encore du domaine forestier, ou comme des jachères forestières qui font partie des terroirs paysans.

Les *savokas* sont remises en culture (*jinga*) avec des jachères de plus en plus courtes suivant la pression démographique.

Les *betsimisaraka* distinguent plusieurs stades qui ne correspondent pas à la nature des végétaux présents mais au temps de repos de la terre.

Si le temps est court : 1 an, on l'appelle *Matrangy*, s'il est de 2 à 5 ans : *savoka mody*, plus de 10 ans, *savoka antitra*.

Une grande attention est cependant faite sur le type de végétaux présents, car ils indiquent le niveau de régénération du sol.

1.2.2.2. aspect culturel

Le *tavy* est également perçu comme une manière de perpétuer les habitudes ancestrales. C'est un cadre privilégié de dialogue avec les ancêtres. Le tombeau familial se trouve souvent inclus dans le territoire où se pratique un *tavy*.

Des divinités forestières sont attachées à des lieux bien précis. Les interdits ou «*fady*» doivent être respectés. Il existe également des «*sandrana*» ou interdits qui ont été posés par les ancêtres pour l'ensemble de leur descendance;

Les travaux d'un *tavy* ne peuvent être entrepris qu'après une analyse donnée par le *sikidi*, mais aussi le *razana*, consultation des ancêtres. Toutes ces divinités forestières et tous les ancêtres sont souvent représentés dans le paysage par des pierres levées (*vatom - paty*) ou des souches auprès desquelles on fait des offrandes.

L'importance de ces règles traditionnelles fait que c'est toujours la tradition qui l'emporte sur l'administration.

Ce fait sociologique explique les différents échecs des administrations qui ont tenté, depuis Ranovalana 1er et son premier ministre Rainilarivony (1881) jusqu'à nos jours, d'interdire ou de limiter les *tavy* dans la forêt de la zone Est.

1.2.2.3. le *tavy*, son extension, son évolution et la destruction du capital de la forêt.

Depuis un siècle, la pratique du *tavy* est interdite ou soumise à un régime d'autorisation administrative préalable. Cependant, les estimations faites par les services forestiers, donnent des chiffres de 200 000 ha de forêt détruites tous les ans depuis 1900..

Selon les estimations basées sur photos aériennes, les forêts et bois couvraient 14 à 16 millions d'hectare en 1950, représentant 25 % du territoire national. Les études récentes montrent une forte baisse de cette couverture, puisque elle est estimée à 12 millions d'hectare; cette baisse est imputée aux feux de végétation qui ne laisse subsister que 9 à 10 millions d'hectare de forêt naturelle, soit 16% de l'île;

Le problème de l'extension des défrichements de forêt revient à poser le problème du foncier; Depuis l'époque coloniale, les terres vacantes sont propriété de l'état ; c'est la présomption de domanialité. Ces forêts sont en fait en accès libre, compte tenu des moyens très limités en matériel et humain de l'administration. Les populations estiment donc exercer leur droit coutumier avec le *tangalamena* comme chef des terres .

L'achat de terre, de même que le cadastre ne sont pas encore répandus. Mais le *tavy* est un système agraire en transition accélérée : les structures traditionnelles affaiblies permettent des changements dans le système foncier qui devient un sujet central des préoccupations. Les structures lignagères ne sont plus à même de jouer pleinement leur rôle. Dans certaines régions proches d'axes de circulation, les agriculteurs sont amenés à faire des cultures de rente, en plus de leur production traditionnelle de subsistance, dans leur *tavy*.

Dans le détail, on observe des pratiques agraires différentes qui utilisent le tavy pour ouvrir l'espace forestier.

Près des routes, on a affaire à une dynamique de défrichement définitif et d'installation permanente; les paysans sont amenés à étendre leur surface de tavy vers la forêt encore intacte, en vue de la commercialisation des productions, riz d'abord puis cultures de rentes (gingembre, , fruits). Sur le tavy, après 2 ans de riz; on cultive des cultures de rente, comme l'ananas et l'avocatier. Ces pratiques s'inscrivent dans un processus de développement. Ceci va de pair avec l'aménagement des bas fond pour la riziculture irriguée;

Dans ces zones, la disparition rapide de la forêt est la résultante de la logique paysanne.

Par contre, dans les zones enclavées, hors des circuits commerciaux, les habitants sont condamnés aux cultures de tavy traditionnelles de subsistance, dans un milieu véritablement forestier.

Tant que les forêts seront en accès libre, il n'y aura aucune intensification des pratiques agricoles et les besoins de croissance, qui résultent de l'extension des possibilités de commercialisation et de la pression démographique, se traduiront par l'extension des tavy et la disparition progressive de la forêt.

Lorsque les réserves de forêt ont disparu, les besoins en terre résultant de la croissance démographique sont satisfaits à partir du raccourcissement de la durée de la jachère. Ceci a pour conséquence la diminution des rendements à un rythme variable selon le contexte, en fonction de la nature des sols, de l'érosion etc...

On se trouve alors devant l'alternative suivante :

- abandon définitif de terres dégradées et transfert des populations vers d'autres terres disponibles ou d'autres activités,
- intensification progressive, avec introduction de cultures permanentes et pratiques de l'agroforesterie lorsque les données socio-économiques permettent un changement de système. Pour ce changement, l'appropriation des terres est un préambule ; (agricultures des ZTH, 1996).

1.2.2.4. le tavy, la dégradation des sols et l'érosion

Le tavy a toujours été considéré comme la cause principale de l'érosion sur la côte EST.

Il faut cependant faire les remarques suivantes sur les pratiques liées au tavy :

- le non labour ne perturbe pas le sol et laisse la structure du sol intacte, garantissant une certaine résistance des agrégats à l'éclatement causé par l'énergie des gouttes de pluie,
- les souches d'arbre sont conservées et retiennent le sol,
- la densité de semis pratiquée pour le riz est assez dense (15 x 15 cm; ou 20 x 20 cm), ce qui permet une couverture de sol assez bonne diminuant ainsi l'énergie des gouttes et le ruissellement,

- les associations de cultures rencontrées, plutôt sur les bas de pente , sont assez performantes et couvrent bien le sol,
- l'enracinement de ces cultures a un rôle de maintien du sol face au ruissellement,
- l'entraînement par le ruissellement des fertilisants contenus dans les cendres peut être très réduit, car les premières pluies concentrent ces cendres dans les trous de plantation, créant de ce fait une fertilisation localisée accompagnée d'une remontée de pH.
- les pailles de riz sont laissées sur place après la récolte : elles continuent à protéger le sol jusqu'à la saison sèche, elles ont un rôle de mulch et restituent la plupart des éléments fertilisants mobilisés ;
- elles sont relayées par la végétation naturelle de jachère.

On a dit également que le tavy stérilisait le sol. On peut faire l'hypothèse que la matière organique disparaît assez vite sous ces conditions de feux et d'érosion et que la vie biologique, la structuration du sol et sa richesse chimique diminuent rapidement, ne permettant que la colonisation par des plantes adaptées dans un premier temps. La régénération d'un sol dégradé dure en général une vingtaine d'années. Si la rotation des mises en culture est trop rapide, on a effectivement une dégradation progressive ou stérilisation du sol et la végétation se transforme progressivement en une savane herbeuse.

La forêt et la savoka dense , même sur des pentes de 70 % ne produisent pratiquement aucune perte en terre; Les glissements de terrain sont aussi peu fréquents. Sur les tavy, l'érosion en nappe est très forte lors des pluies cycloniques; Certaines cultures couvrent très peu le sol et le travail du sol à la bêche pour certaines (gingembre..) favorise le départ de terre.

Les rigoles s'anastomosent pour se transformer en ravines.

Pertes en terre mesurées à Périnet par le FOFIFA / DRFP:

- | | |
|------------------|-------------|
| • forêt/ savoka | négligeable |
| • tavy sur 1 an | 6 t/Ha |
| • tavy sur 2 ans | 0.5 t / Ha |

Depuis longtemps, on a observé, lors de pluies cycloniques, des éboulements et des glissement de terrain sur les tavy. Ceci, malgré la subsistance des souches d'arbres qui tiennent encore le sol par leur racines. Ces glissements existent également sous forêt naturelle dans certaines position et pentes.

Ces masses de terre déplacées sont recolonisées progressivement par la végétation . Il faut 4 à 5 ans avant d'avoir une bonne réinstallation de la couverture végétale.

Lors du passage du cyclone Hutelle en 1993, on a dénombré dans le bassin versant de Fierenana (projet terre-tany à Beforno) sur 417 Ha, 48 éboulements, dont la moitié sous savoka escarpées et tavy. Le reste provient essentiellement des talus de rivière et de chemins. Dans un autre bassin versant proche de Salampinga, de 300 Ha , on a dénombré 90 éboulements. Peu de ces éboulements concernent les tavy de première année.

Pour toute la petite région , on a estimé à 1 million de m³ la masse de sol déplacée. Cette terre a atterri dans les rizières et a été partiellement évacuée par les crues , la charge en suspension a atteint alors 3.5 g/l.

Ces glissements de terrain sont favorisés par la pente forte, mais aussi par la nature de la roche mère micacée, stratifiée (gneiss micacé), dont le pendage est de 50 % parallèle à la pente. Les observations ont été les suivantes :

Sur le tavy, l'érosion se fait plutôt en nappe et en rigoles, de ce fait l'infiltration est réduite. Le sol est maintenu par le reste des souches et racines des arbres abattus.

Sous savoka, l'eau s'infiltré plus facilement et le sol atteint rapidement une teneur en eau de liquidité, la boue glisse alors sous son poids sur la roche mère altérée.

Sous savoka dégradée et sous steppe, le sol est moins perméable du fait de sa déstructuration et de la formation d'une croûte superficielle, le ruissellement superficiel diminue la quantité d'eau infiltrée . Les glissements sont moins fréquents.

Sous forêt , l'infiltration est importante , mais le ruissellement existe aussi sur les mousses, sans perte en terre. L'enracinement profond permet le maintien de la masse.

En conclusion, il semble que ce soit les jeunes savoka les plus touchées par les glissements de terrain.

D'une façon générale, si le sol infiltre plus d'eau qu'il ne peut en drainer, la limite de liquidité est atteinte et le sol se transforme en boue qui flue le long de la pente, sur un niveau plus ferme de la roche altérée. Les glissements sont favorisés par la nature et le pendage de la roche mère.

Les savokas jeunes sont les zones les plus vulnérables aux glissement de terrain du fait de la conjoncture de facteurs favorables à l'infiltration et au non maintien du sol par la végétation dense et puissante.

1.2.2.5. conclusion

On sait qu'il est impossible de transformer un écosystème forestier par un agrosystème, sans provoquer de profondes perturbations au niveau de la fertilité du sol : diminution de la matière organique, des propriétés physico-chimiques et biologiques. Ces perturbations sont plus ou moins importantes et réversibles selon les systèmes mis en oeuvre par les agriculteurs.

Les perceptions des agriculteurs concernant ces questions sont éloignées de celles des agronomes et écologistes; car elles intègrent d'autres paramètres et ils les hiérarchisent autrement

Là où l'agronome raisonne en production à l'unité de surface, l'agriculteur pense à sa capacité de travail journalier, à la régularité du calendrier alimentaire, et aux flux de trésorerie.

Il ne faut pas également sous estimer l'aspect coutumier et culturel du tavy . Ce fait sociologique est encore profondément enraciné dans les esprits et la tradition l'emporte souvent sur l'administration.

L'évolution est certainement rapide, essentiellement dans les zones soumises à des contraintes fortes de population et avec le contact avec la société « de consommation ».

Là où l'accès à la forêt n'est pas une difficulté, les pratiques sont principalement extensives par rapport au facteur terre et le retour à la jachère dépend plus de l'envahissement par l'enherbement, avant même que les propriétés du sol n'aient subi de profondes modifications.

Dans les situations agricoles contraintes par la disponibilité en terre, les stratégies des agriculteurs dépendent des lois foncières et des lois du marché.

Il existe donc une multiplicité des types de " tavy" selon les lieux et les conditions économiques. Une typologie des types de tavy pourrait être élaborée pour mieux cerner la problématique et les contraintes , de façon à trouver des solutions à une intensification et une transformation progressive de ce type de culture.

Les systèmes fondés sur l'association de cultures vivrières aux cultures pérennes est une caractéristique d'un certain nombre de ces systèmes. Mais il faut pour cela une conjonction de facteurs favorables : contexte politique, économique, réglementation foncière, crédit, création de pistes... De véritables petits bassins de production peuvent alors se développer : banane, gingembre, café etc..

A l'heure actuelle, de nombreuses économies de plantation paysannes dont la croissance a reposé sur des dynamiques pionnières, butent sur l'épuisement de l'espace forestier.

Ce phénomène impose une évolution significative des systèmes techniques de production et leur intensification. Pour cela, il faut qu'un certain nombre de conditions socio-économiques soient réunies simultanément (ex : crédit, réglementation foncière, organisation professionnelle, réseaux d'approvisionnement et de commercialisation..) (les agricultures des ZTH , 1996).

BIBLIOGRAPHIE

CHABROLIN R : la riziculture de tavy à Madagascar
agro trop janv 65 vol XX ,1 pp 9-23

KIENER A : le tavy à Madagascar: ses différentes formes, bilans, problèmes humains et
moyens de lutte ; Bois et forêts trop. juil-août 1963 ; n°90 , pp 9-16

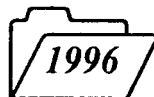
RATOVOSON C : les problèmes du tavy sur la côte Est malgache ; Mad revue de géog
n°35 juil -déc 79

PROJET Terre-Tany : étude de l'impact des cyclones « Hutelle » « Daisy » et « Geralda »
FOFIFA/GDE ; Antananarivo, avril 1996

CIRAD ; les agricultures des zones tropicales humides , collection rapport d'étude
ministère de la coopération; agridoc international; 317 p , 1996

BERTRAND . A ; LEMALADE J.L ; RASAMBOMANANA F : la riziculture de Tavy:
d'une impossible interdiction séculaire vers une fixation des surfaces par l'amélioration des
variétés et des techniques ; Min Agri. FOFIFA , Atelier sur la Filière Riz ., avril 1996.

BILAN ET EVALUATION DES TRAVAUX ET REALISATIONS
EN MATIERE DE CONSERVATION DES SOLS A MADAGASCAR



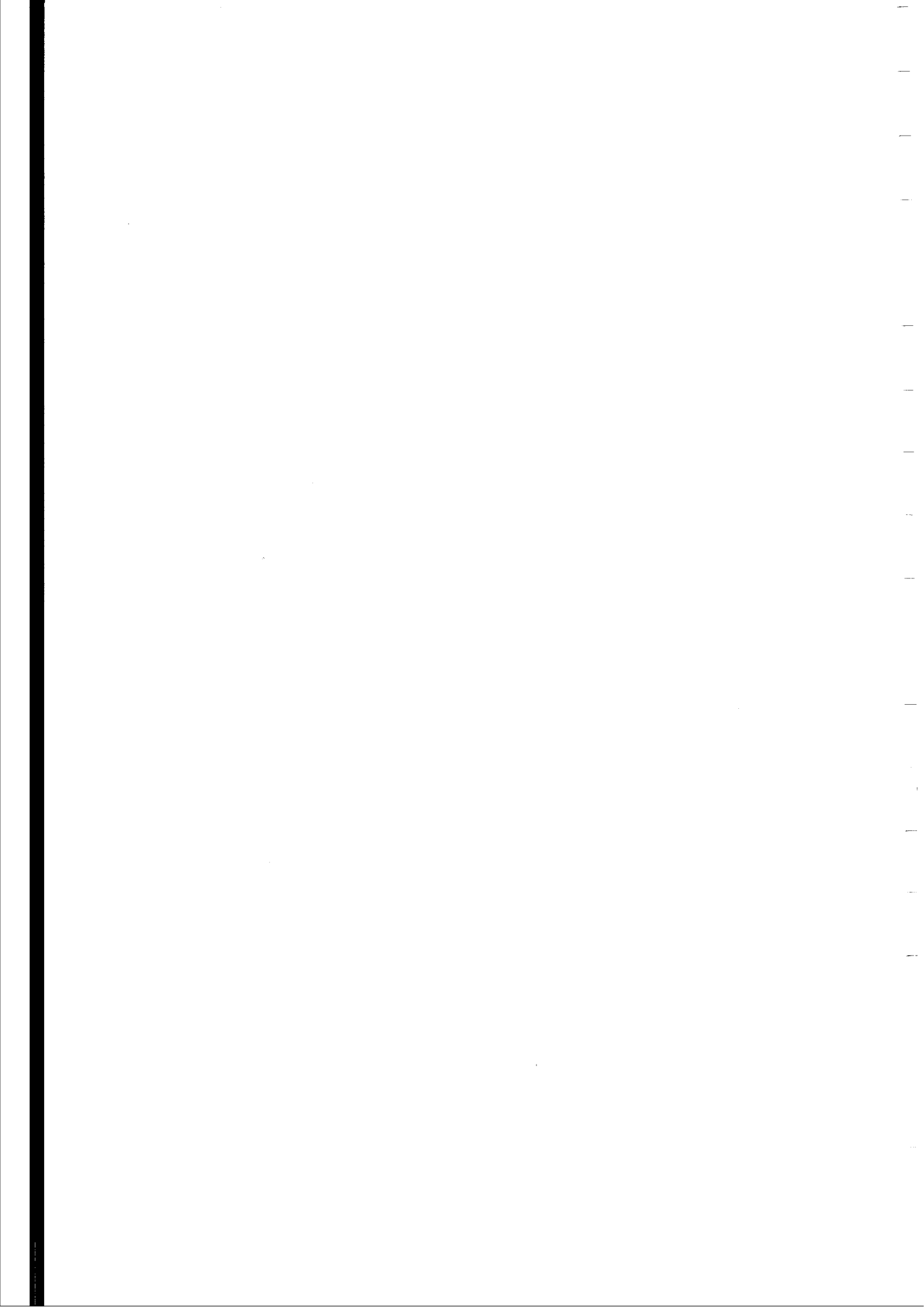
1.2

FACTEURS ANTHROPIQUES

- ✓ 1.2.3. LES MIGRATIONS
 - ✓ 1.2.4. DEMOGRAPHIE ET DENSITE DE POPULATION
-
-

par Hervé RAKOTO
ENS

Mars 1997



1.2.3. LES MIGRATIONS DE POPULATION ET LA MISE EN CULTURE DE NOUVELLES TERRES.

1.2.3.1. généralité

La mobilité rurale est une réalité des campagnes malgaches : l'expansion Tsimihety dans la dépression périphérique de Port Bergé (Rabelaza, 1995), les « valovotaka » merina et Betsileo dans les baiboho du Nord-Ouest (Rabearimanana, 1994), les « korao »¹ installés sur le delta de la Tsiribihina (Ratsimba, 1993), etc., sont quelques expressions de la grande diversité des migrations qui caractérisent les paysanneries de la grande île. Ces installations hors des terroirs originels répondent à plusieurs motifs. Elles peuvent traduire des stratégies claniques, comme au Nord de l'Imerina (Rakoto Ramiarantsoa, 1994) ou manifester des dynamiques intra-lignagères : Vogel (1973) en analyse des mécanismes et Rasolo Fanjanirina (1995) souligne que les cadets de famille et les descendants utérins forment l'essentiel des migrants d'une zone de colonisation récente dans le Moyen-Ouest du Vakinankaratra. La puissance publique elle-même compte dans ses projets ces transferts de population à l'exemple de l'action menée dans la Sakay (Petit, 1965 ; Ratoetrarivoharimisa, 1995).

Quelles qu'en soient les raisons, ces déplacements présentent deux points communs : ils répondent au souci d'un avenir meilleur, et leurs acteurs sont porteurs de leur propre conception de l'utilisation du sol.²

La présente note de synthèse s'intéresse à l'impact de ces migrations de population « Déplacement d'un peuple ou d'un groupe d'individus d'une région à une autre » d'après le dictionnaire de poche Larousse - sur l'exploitation des nouvelles terres des zones d'accueil. Au qualitatif « nouvelles » se rattachent deux caractéristiques importantes : d'une part, un espace libre et disponible dont la recherche est une des principales raisons des départs ; d'autre part, une dimension de marquage foncier qui s'accroît avec le temps au fur et à mesure de l'appropriation des terres. Dans ces conditions, une fois sur les lieux, comment les groupes migrants ont-ils agi, et quelles ont été les conséquences de leur comportement sur la conservation des sols ?

1.2.3.2. les différents types de migration

Les relations avec le nouveau milieu diffèrent selon les types de migrations. Celles-ci peuvent être entièrement conçues et encadrées par des institutions extérieures aux groupes paysans impliqués. Ces relations peuvent aussi se faire dans le cadre d'une structure d'insertion mais qui se retrouve dépourvue de l'autorité nécessaire pour faire respecter ses consignes. Les déplacements, enfin, expriment des dynamiques endogènes aux sociétés rurales, dans un mouvement propre d'humanisation de l'espace. A ces trois types de migrations correspondent des situations inégales quant à la dégradation biophysique du milieu : l'érosion des sols dépend autant des structures sociales de gestion de l'espace que du contexte de production.

¹ : appellation locale des populations originaires du Sud - Est malgache.

² : parlant d'immigrés en Antsihanaka, Raharimampianina (1995) utilise l'expression « agents innovateurs ».

Les aménagements de la Sakay découlent du premier type de migrations. L'opération, commencée en 1952, était présentée comme une expérience de mise en valeur rationnelle de terres latéritiques par l'intermédiaires d'une petite colonisation : il s'agissait, en fait, d'une solution à l'explosion démographique réunionnaise (Ratoetrarivoharimisa, op. Cit.) par l'envoi et l'installation de familles originaires des « Hauts » et de la plaine des Caffres sur ces vastes espaces du Moyen-Ouest des hautes terres centrales malgaches. L'objectif, qui était de développer et d'améliorer les conditions de vie de cette population rurale migrante, exigeait un encadrement très présent, ce qu'assura le Bureau pour le Développement de la Production Agricole (BDPA), société d'Etat créée en 1950.

Pour les quelques 200 familles installées dans la région jusqu'en 1974, Ratoetrarivoharimisa note : « une discipline et une méthode de travail, digne des kolkhozes soviétiques, étaient imposées aux fermiers par le BDPA... la fixation du calendrier des cultures pour une année et la commercialisation des récoltes relèvent uniquement de la responsabilité du BDPA... Ce contrôle permet de surveiller les fermiers, et de voir si les terres sont bien cultivées et leur bétail bien entretenu. Le bon résultat positif du contrôle leur ouvre l'aide financière... ». Imposé, le système de cultures repose sur deux éléments : une spéculation essentiellement fourragère (valoriser la production par un élevage bovin et porcin) et une utilisation permanente du fumier de ferme pour maintenir et améliorer la fertilité des sols. Aussi, dans ce milieu fortement marqué par l'érosion, - Petit (1965) souligne que les pertes peuvent aller jusqu'à 10T / Ha / an, - un système entièrement transformé a-t-il été mis en place. Sur les pâturages à base de graminées, des plateaux régulièrement soumis aux feux sont désormais transformés en champs : parallèlement aux courbes de niveau, les bandes de terres cultivées sont larges de 10 à 50 m, selon le degré de pente, et séparées entre elles par des fossés anti-érosifs doublés de banquettes, elles-mêmes fixées par une couverture « d'éléphant grass ». Une rotation des cultures ne laisse jamais le sol à nu et permet de lutter contre l'épuisement de celui-ci ; elle a aussi introduit le riz sur les « Tanety », dans un assolement de cultures pluviales. Surtout, la mise en cultures des sommets d'interfluve a fortement amoindri l'érosion sur les versants ; Petit (op. Cit.) précise : « la terre ameublie des plateaux a intensifié l'infiltration et l'enrichissement des nappes profondes qui sourdent dans les vallons ».

L'expérience de la migration réunionnaise dans la Sakay montre à quel point la défense et la restauration des sols sont redevables d'un encadrement fort, très présent et sensible à cette dimension pour la mise en culture de nouvelles terres. L'analyse du devenir de ces paysages, après le départ des paysans réunionnais, doit être d'autant plus riche d'enseignements.

Les aménagements hydro-agricoles du Lac Alaotra représentent le deuxième cas de figure : des populations ont migré dans une structure d'accueil qui n'a plus les moyens de ses objectifs. Depuis longtemps zone d'attraction pour la mise en valeur agricole, la région du lac a connu les premiers grands aménagements hydrauliques dans les années 1950. La Somalac vit le jour en 1961 et avec elle, des périmètres de colonisation (PC) où « tout est organisé autour et en fonction de l'activité rizicole ». Parmi ceux-là, le PC₂₃ sur la rive occidentale est le plus moderne. A partir de canaux alimentés par des eaux de dérivation, le système d'irrigation y est fondé sur des prises alimentant des îlots d'irrigation au sein de mailles.

Pourtant, le problème de l'eau demeure essentiel (Rakoto Ramiarantsoa, 1985) ; il se traduit par un taux élevé de semis direct (de 80 à 90%, pour une moyenne de 45% sur l'ensemble de l'Alaotra), ce qui est une stratégie du moindre mal pour les immigrants qui constituent une bonne part de la population dans certaines zones³. De nombreuses raisons techniques sont évoquées pour expliquer l'absence de maîtrise de l'eau d'irrigation. Parmi celles-là, deux sont liées à des actions anthropiques aux effets tangibles sur l'érosion des sols. C'est, d'une part, le caractère tourbeux du substratum dont le niveau se tasse au fur et à mesure de son assèchement. Or, les brûlis superficiels (de végétation, de paille de riz) accélèrent cet affaissement, car le feu brûle aussi le sol organique. Par ailleurs, l'apport que représente la vente des anatidés au budget des ménages explique l'installation sur les rizières, après la moisson, de barbotières. Le service technique de la Somalac insiste pourtant sur le maintien d'un niveau plan des parcelles récoltées, pour éviter un tassement de la tourbe. Cet abaissement de niveau génère une désorganisation topographique des réseaux d'irrigation, situation qui ne favorise pas une maîtrise de l'eau hydro-agricole tout en générant une situation d'érosion potentielle, par rééquilibrage des cours d'eau sur le niveau de base. C'est d'autre part, l'élévation du plancher des canaux. Elle est certes liée à une importante érosion dans les bassins-versants des axes hydrographiques de dérivation, mais elle découle aussi de l'éboulement des digues des canaux, à cause des passages de bovins. Les usagers compensent la diminution de débit qui s'ensuit par des actes illégaux (prises-pirates, destruction des régulateurs de débit sur les ouvrages d'art) et les services hydrauliques responsables n'arrivent plus à contrôler les débits réels.

L'indiscipline sur le réseau traduit la défaillance d'une autorité de gestion et de police de l'eau, depuis que les mouvements populaires de 1972 ont mis fin au système coercitif de la SOMALAC. Elle souligne qu'une mise en culture « conservationniste » de nouvelles terres ne peut pas faire l'économie d'une autorité reconnue⁴ qui contrôle l'occupation du territoire. A défaut, les pratiques paysannes peuvent ne pas se conformer aux objectifs très rationnels d'aménagement du milieu.

Les migrations endogènes « spontanées » de groupes ruraux constituent le dernier cas de figure. Des trois types considérés, ces déplacements sont les plus nombreux et ils intéressent autant diverses ethnies (Ambaniandro des hautes-terres, Korao du Sud-Est, Antanosy et Antandroy du Sud, Tsimihety du Nord,...) que différentes régions de l'île (l'ouest, le nord, les deltas et plaines côtières,...). On peut distinguer plusieurs catégories de ces mouvements, suivant la distance entre lieu de départ et zone d'installation suivant les activités dans la zone d'installation, (agriculture spéculative ou vivrière, liens avec l'élevage,...), ou encore en fonction des motivations de départ (migration de rupture ou de maintien, ce dernier cas signifiant continuité des relations avec le terroir d'origine). Par rapport au thème de l'érosion, ce sont là des nuances car à ces mouvements s'attachent deux traits communs fondamentaux :

- leur réalité est une forme de gestion du croît démographique des zones de départ ; en soulageant ainsi la pression sur la terre dans ces dernières, les migrations en évitent une surexploitation. Blanc et al (1996) le constatent à Tsarahonenana, dans le Vakinakaratra : à une génération d'intervalle, la charge démographique du terroir n'a pas augmenté à la

³ : On trouve ici des noms de villages de l'Imerina : Ambatomanga, Ilafisoa,...

⁴ : Dans le cadre du PC 23, il était recommandé un entretien rigoureux des réseaux d'irrigation, une gestion et une police des eaux assurées par des structures faisant participer les paysans concernés.

mesure de l'accroissement naturel. Il y a eu intensification de l'occupation du sol sans que l'érosion appose ses marques dans le paysage agricole.

- dans les zones d'installation, par contre, l'espace disponible détermine une recherche de la meilleure productivité du travail.

Ce ne sont pas des comportements soucieux de la conservation des sols qui priment alors, mais bien plus des pratiques adaptées au nouveau contexte de terres libres.

Les systèmes agricoles de la région d'origine ne sont pas, de ce, fait systématiquement reproduits. Ainsi, au nord de l'Imerina, les riziculteurs d'Andranomisa pratiquent le semis direct alors que dans le terroir-mère d'Ampotaka, à 80 km au sud, les parcelles sont repiquées (Rakoto Ramiarantsoa, 1994). L'aménagement des bas fonds respecte les principes fondamentaux pour la riziculture dans ce milieu, mais il n'est pas aussi poussé qu'en Imerina : le risque des crues, lié à l'investissement limité accordé aux aménagements dans ce domaine - les paysans y font face en jouant sur la vigueur des plants - écarte par exemple les bienfaits de la rizi-pisciculture. Sur les interfluves, la recherche du gain de temps guide aussi les comportements. La mise en culture des versants ne procède pas par le lent et méticuleux travail à l'angady qui, du bas vers la haut, transforme la pente naturelle en une série de banquettes (Rakoto Ramiarantsoa, 1995). La charrue est préférée à la bêche, car plus rapide, elle permet de travailler - donc de s'appropriier - plus de terres ; le labour est conduit obliquement dans le sens de la pente, pour fatiguer les boeufs le moins possible. Par ailleurs, la fertilisation des terres par le fumier de parc est limitée ; les parcs sont encore plus des lieux de stabulation que de production de fumier, contrairement à l'Imerina, et les terres sont perçues comme ayant encore « assez de force et de saveur ». Or le rôle du fumier dans la stabilisation de la teneur en matière organique des sols est connu, c'est un élément important de lutte contre l'érosion.

1.2.3.3. migration et aménagement du territoire

Ces divers comportements, adaptés - répétons le - au contexte de nouvelles terres libres, ne répondent donc ni à des préoccupations écologiques, ni à la recherche du rendement agricole. Ce sont des choix délibérés de la meilleure exploitation du milieu, ils correspondent à un moment de l'évolution du paysage.

Les différentes réalités de mise en culture de nouvelles terres par des populations migrantes soulignent l'importance de structures d'encadrement, présentes et à l'autorité reconnue et respectée pour orienter l'aménagement du territoire colonisé vers une sensibilité naturaliste de conservation du sol. Les sociétés rurales s'adaptent en effet à leur contexte de production en gérant leurs relations au milieu selon les moments et les lieux.

Disposer de nouvelles terres libres est une situation particulière qui peut faire taire des soucis de protection du sol au profit d'autres priorités. Une érosion des terres en résultera avec, assurément, ses effets négatifs. Il ne faut cependant pas considérer l'érosion sous ce seul angle, au moins pour deux raisons :

- Dans la dynamique des paysages, la déforestation (donc une étape où l'érosion est prégnante) précède l'humanisation⁵.
- Par ailleurs, sans érosion pas de sols d'apport qu'ils soient colluviaux ou alluviaux : les très riches terres de baiboho des dépressions périphériques des hautes terres, dont la fertilité est « renouvelée par les apports des limons des crues » (Rabelaza, 1995), doivent leur existence à l'ablation des horizons superficiels et des altérites des interfluves de la zone centrale de Madagascar.

⁵ : Déforestation et Humanisation : paysans et paysages du Nord-Est de l'Imerina. C'est le titre d'un mémoire de fin d'études à l'ENS dont la soutenance est prévue en Décembre 1996.

BIBLIOGRAPHIE

BLANC (C) ; BONNEMAISON (J) ; RAKOTO RAMIARANTSOA (H) - 1996.
« Tsarahonenana 25 ans après, un terroir « où il fait toujours bon vivre », Paris, 37 p.

PETIT (M) - 1965 - « Où en sont les aménagements de la Sakay ? » , Tananarive,
Madagascar revue de géographie n°6, p 61-86

RABEARIMANANA (G) - 1994 - « Le Boina » , in Paysanneries malgaches dans la crise,
JP Raison (coord.), Paris, Karthala, p.15-152.

RABELAZA (J) - 1995 - « Gens des hautes terres et dépression périphérique :
l'expansion Tsimihety dans les baibofo de Port Bergé à travers les exemples
d'Ampombibitika et de Bemololo » , Tananarive, ENS , 91p. + annexes.

RAKOTO RAMIARANTSOA (H) - 1985 - « Développement à contre sens : un
aménagement hydro-agricole qui n'a pas donné les résultats escomptés » , in Les politiques
de l'eau en Afrique, sous la direction de G.CONAC C SAVONNET GUYOT, F.CONAC,
CNRS, ACCT, Paris, pp. 409-420.

- 1994 - « L'Imerina, in Paysanneries malgache dans la crise », JP Raison (Coord.),
Paris, Karthala, pp .235-347.

- 1995 - « Chair de la terre, œil de l'eau... : paysanneries et recompositions de campagnes
en Imerina » , Paris, à travers champs orstoun, 370 p.

RASOLOFANJANIRINA (B) - 1995 - « Identification des facteurs de blocage de la
rizipisciculture dans les terroirs de Ranomainty et d'Ambohimirary » , Tananarive, ENS,
68 p. +annexes.

RATOETRARIVO HARIMISA (M) - 1995 - « Contribution à l'étude historique de la
migration organisée des réunionnais de la Sakay de 1952 à 1977 » , Tananarive , ENS,100 p

RATSIMBA (L) - 1993 - « Stratégie paysanne de l'utilisation d'un milieu deltaïque :
exemple de Kaday, delta de la Tsiribihina » , Tananarive, ENS.

1.2.4. AUTRES FACTEURS ANTHROPIQUES : DEMOGRAPHIE ET DENSITE DE POPULATION

1.2.4.1. terroir et démographie

« Pour être bien productives, les cultures ont besoin de l'odeur des gens », disent les paysans Merina. (Rakoto Ramiarantsoa, 1995, b.). Par son sens, « odeur des gens » se rapporte aux fréquentes visites des exploitants, ce qui traduit des pratiques intensives à la parcelle. La remarque souligne la dimension à double tranchant de l'action anthropique : tout en aménageant le milieu par une occupation agricole, les collectivités humaines contribuent à sa dégradation, car défricher le sol pour sa mise en culture en élimine le recouvrement végétal protecteur. C'est un « mal nécessaire » de toute dynamique agraire. Faut-il en conclure que l'érosion des sols est proportionnelle à la pression sur la terre ? La diversité des situations montre que la relation n'est pas aussi linéaire.

En fait, c'est la gestion de cette charge démographique qui est déterminante. Selon les contraintes locales et les capacités de mobilisation des sociétés paysannes concernées, deux réalités peuvent marquer les zones rurales malgaches liées à une forte densité de population : une surexploitation de l'espace, qu'accompagne une dynamique régressive des sols ou au contraire, une attention manifeste accordée à la défense et à la restauration du potentiel pédologique, ce que soulignent des pratiques soucieuses de la protection des sols.

La surexploitation des terres peut caractériser une situation de densité de population élevée, par rapport à la capacité de charge (carrying capacity) locale. Mahaleo, célèbre chanteur dont le répertoire se fonde pour une part importante sur des thèmes du monde rural exprime ainsi cette réalité :

« Ny Tanindrazana misy anay
efa manomboka mihatery
...tsy mba mamokatra tsara intsony »

« La terre des ancêtres sur laquelle nous
sommes nous commençons à y être à
l'étroit.
...elle ne fournit plus une bonne production ».
(Traduction libre).

Cette réalité de terroir se retrouve à une autre échelle, au niveau régional avec l'Imerina. Région parmi les plus fortement peuplées de l'Ile⁶, elle est aussi classée dans les zones au plus fort coefficient de dégradation. Le calcul du coefficient considère trois facteurs :

Le potentiel d'érosion pluviale, l'importance économique et la charge démographique⁷. Dans cette partie centrale de Madagascar, la mise à nu des altérites ferrallitiques de couleur vive, par ablation des horizons humifères de surface, fonde l'appellation « d'île rouge ». Les manifestations spectaculaires de l'érosion avaient frappé les premiers observateurs étrangers. Galliéni (1896) note, dans le nord de l'Imerina : « sous l'action destructive des pluies torrentielles de l'hivernage, les innombrables mamelons s'effritent et se désagrègent... C'est ainsi que s'expliquent ces crevasses gigantesques qu'on trouve sur tout le parcours. »

⁶ : en 1989, lorsque la densité moyenne de population était de 17,7 hab/km² pour Madagascar, les sous-régions de l'Imerina présentaient toutes une valeur largement supérieure, certaines comptant plus de 150 à 180 hab/km²

⁷ : document du plan d'action environnemental 1, cité par Rakotomanana (1989).

1.2.4.2. les types de situations

Trois types de situations regroupent les très nombreux cas de dégradation du milieu découlant d'une intense pression démographique⁸ sur l'occupation du sol.

Le premier type caractérise les effets de la pluriactivité, quand cette dernière est le fruit de l'amenuisement des surfaces de terre cultivées par famille, au fil des générations. La diminution de la couverture des besoins du ménage qui en résulte se trouve compensée par le développement d'activités extra-agricoles ; les priorités s'en trouvent modifiées et, avec elles, délaissée la sensibilité contre l'érosion des sols. C'est le cas du terroir de Lapatsiavo, enclavé en bordure sud-est de l'Imerina (RAKOTO, 1994). La reprise de l'orpaillage au milieu des années 1980, liée à son intérêt lucratif, a développé un paysage désolé. En effet, les procédés de cette activité ne peuvent laisser le lieu d'extraction et ses environs indemnes. Les trous d'accès aux galeries parsèment la surface des tanety et les masses de terre déposées çà et là témoignent de leur profondeur ; les champs ne peuvent pas reprendre le dessus, sur tels endroits et en outre, de par l'utilisation du courant d'eau pour laver et récupérer le minerai du sol, les matériaux « stériles » se trouvent emportés et déposés dans le bas-fonds environnants : sables et graviers rehaussent le lit des cours d'eau, ces derniers débordent plus facilement et les crues sont plus violentes en saison des pluies. Enfin, une coloration rougeâtre des eaux s'impose, avec les éléments fins des matériaux extraits pour être lavés.

Il s'agit essentiellement d'altérites restées en suspension : l'abreuvement naturel des bovins en devient même problématique. La primauté accordée à l'orpaillage n'accorde plus de temps à un aménagement qui prenne soin de la protection des terres.

Un second type de situation se rapporte aux conséquences des relations ville-campagne, lorsque la demande née de l'« explosion » urbaine sollicite l'exploitation des ressources du milieu selon une intensité jusque-là inconnue. Sourdat constate cette réalité dans l'arrière-pays de Tuléar (RAKOTO, 1995 a). En venant de l'Est, la belle forêt sur plateau calcaire que traversait la route nationale n°7 avant la descente de cet axe sur la plaine littorale a connu l'action des premiers charbonniers en 1965. L'abattage et la mise à feu des arbres ont considérablement réduit l'extension de cette formation ligneuse naturelle et la route, autrefois mince ruban ouvert dans cette forêt, est désormais à découvert : en 1992, dominaient les repousses buissonnantes. Liée à l'importante demande en charbon des ménages de la ville, la disparition de cet écran forestier s'accompagne des méfaits du changement : ablation des sols pourtant déjà peu étendus, localisés dans des poches de dissolution entre les dalles ; augmentation du taux de poussière dans l'atmosphère, évolution particulièrement nette et pénible à Tuléar ; ... Cette dynamique régressive apparaît d'autant plus grave que le volume de cet écosystème forestier en train de disparaître, est en contraste avec l'aridité climatique.

Enfin, le troisième type de situation est une désorganisation des systèmes de production et, partant, de l'occupation de l'espace, qui est à relier avec une augmentation de la densité de population. Covu (1978) en fait le constat dans la vallée de l'Ifasy, dans le

⁸ : la notion de surpopulation est très relative car le potentiel (naturel, économique) local et l'effectivité (ou l'absence) de structures sociales pour maîtriser et écouler la production agricole ne permettent pas de fonder les différences entre régions surpeuplées et sous-peuplée, sur les seuls chiffres de densité humaine.

Nord-Ouest malgache. Les modes traditionnels d'utilisation du sol y sont fondés sur l'occupation discontinue d'un espace perçu comme infini. De cette situation de disponibilité illimitée en terres, les groupes sont passés à une autre situation, où les meilleures terres de la vallée sont définitivement appropriées - c'est là une contrainte coloniale - alors que la pression démographique devient plus forte. Une mise en valeur « désordonnée » de la périphérie du terroir en résulte, ce qui provoque « de véritables désastres écologiques », mettant en cause par contre-coup le renouvellement spontané de la fertilisation du sol des rizières de la plaine d'épandage par limonage....

Dans ces conditions se posent dans les tanety les problèmes des capacités d'un sol de plus en plus vulnérable à l'érosion à nourrir les bêtes, ce qui compromet l'existence de ce qui constitue encore la principale activité sociale des paysans Antakarana, et dans la vallée les problèmes de la subsistance des groupes humains, jusqu'à présent uniquement garantie par le riz.

1.2.4.3. densité de population et exploitation de l'espace

La densité de population, plus précisément l'augmentation de la pression démographique, est bien responsable d'une dynamique régressive des écosystèmes naturels, lorsqu'elle se traduit par des comportements peu soucieux de conservation des sols. L'action anthropique répond alors à des choix. Loin de signifier une méconnaissance des méfaits d'une telle évolution - « la terre rouge ne brûle pas » est, par exemple, un des très nombreux proverbes décrivant les effets malheureux de l'érosion - cette réalité souligne que l'essentiel est une affaire de gestion de la charge démographique. Cette dernière, selon les sociétés, les lieux et le moment, peut tout autant générer des situations où l'attention écologique est manifeste. La mobilité des hommes et des champs d'une part, l'adoption de dispositifs anti-érosifs et de pratiques culturelles intensifs d'autre part : ce sont des formes d'administration de densités de population, en accord avec la volonté de maintenir et même d'améliorer le potentiel naturel de production, dans un objectif d'exploitation agricole du milieu.

Les migrations représentent la forme de mobilité des hommes. Les déplacements se font suivant les processus village mère - village rejeton (Raison, 1984 ; Rakoto, 1994) et mettent en œuvre divers types d'alliance (de sang, à plaisanterie, matrimonial...). En envoyant loin du terroir originel des éléments de la société paysanne locale, ces migrations étendent les lieux de culture et évitent une surexploitation de l'espace de la région-mère ; elles entretiennent ainsi les conditions d'une mise en valeur détachée de contraintes de manque de terres et, de ce fait, ne prédisposent pas à une surexploitation de ces dernières. La mobilité des champs se trouve dans la culture itinérante sur brûlis, tavy du versant oriental ou tetikala dans le Nord-Ouest malgache. En effet, même s'il est « accusé de nombreux méfaits, souvent à la suite d'impressions, de raisonnements mais rarement après une étude quantitative des rotations » (Coulaud, 1973), le tavy apparaît comme un mode d'occupation de l'espace adapté au milieu forestier, suivant des densités de population déterminées. Coulaud reconnaît la réalité de l'érosion, d'autant que les parcelles préparées sont, pour la plupart, sur un terrain décliné, mais « il convient de ne pas exagérer la responsabilité du tavy ». A cela, plusieurs raisons :

- Le défrichement ne laisse jamais totalement à découvert le futur champ, il se contente d'un éclaircissement qui respecte les gros arbres. « Le champ de tetikala, en forme d'éventail, présente, isolé au sein de son versant, un aspect nu dont l'unité est

interrompue par des piliers noircis et ébranchés, par des troncs calcinés et couchés et par des chicots de 25 à 50 cm de haut, les moignons des arbres abattus » (Covu, op. Cit). L'impact des précipitations est ainsi déjà perturbé par ces éléments restés en place et enracinés dans le sol.

- La mise en jachère de la parcelle après quelques années d'exploitation - c'est la raison de l'itinérance des cultures, déplacées ailleurs - la régénère et y développe à nouveau une couverture végétale. Le regain de fertilité, donc la possibilité de cultiver de nouveau, s'annoncera avec l'apparition de composées et de repousses arbustives indicatrices d'un état qualitatif des terres.

Dans le respect des temps de rotation des cultures réside l'adaptation du tavy à un certain niveau de charge de population. Il permet la reconstitution du potentiel naturel des sols et le renouvellement d'un équilibre pour un temps perturbé par les cultures. Coulaud note : « le tavy...correspondrait à une exploitation normale de la forêt si les vitesses de rotation n'étaient pas accélérées par la croissance démographique... ».

Sur les Hautes-terres, des paysanneries peuvent mobiliser une intensification des pratiques pour pallier la réduction des terres cultivées, à cause du croît démographique. Une comparaison entre l'Est et l'Ouest de l'Imerina en fournit un exemple net (Rakoto, 1995 b). En effet, les pratiques paysannes de ces deux secteurs ne s'accordent pas avec le diagnostic des naturalistes. L'Ouest est plus sensible à l'érosion de par sa couverture discontinue de pseudo-steppe graminéenne. Par contre, l'Est de l'Imerina connaît un recouvrement arboré, avec ses boisements d'eucalyptus, et un climat aux précipitations mieux réparties dans l'année. Pourtant, les paysans de l'Est de l'Imerina sont beaucoup plus soucieux de protéger les versants cultivés que ceux de l'Ouest. Pourquoi ? La raison en est que, dans ce dernier milieu aux possibilités limitées d'extension des cultures alors que la charge démographique est forte et les superficies cultivées par ménage déjà faibles, les hommes veulent tirer le meilleur parti de ce support de production agricole disponible. « Canaux de protection, techniques de labour qui, par des alternances de la direction des travaux (labours tournants, labours aller puis retour...). Les banquettes, fruits d'une construction, découpent des versants » (Rakoto, op. Cit.).

Moins soumis à une limitation des terres, les paysans de l'Ouest de l'Imerina se contentent de « touches » au modèle naturel, sans vraiment investir dans l'aménagement des terres : l'érosion y est plus marquée, les pertes de sol plus importantes sans que la lutte contre cette dégradation devienne prioritaire. Dans la région de l'Alaotra, Tassin (1995) fait remarquer que « C'est sans doute dans la zone orientale du lac, où les disponibilités en rizières restent faibles, que la volonté de réduire l'érosion sur terrains de cultures est la plus forte. Par ailleurs, la tendance aux aménagements en courbes de niveau se manifeste autour des petits pôles urbains (Ambatondrazaka, Amparafaravola) où la pression foncière est forte... ».

Ces exemples vont à l'encontre du schéma classique qui veut qu'un accroissement de la pression démographique se traduise quasi-mécaniquement par une accentuation de la dégradation des milieux. La réalité établit ici, la relation « more people equals more care », évoquée par Rossi (1996), et par conséquent, « more people, less erosion ».

1.2.4.4. conclusion

Les relations **démographie - densité de la population** avec l'érosion des sols sont fortement dépendantes des structures d'encadrement responsables de l'occupation de l'espace, que celles-ci soient endogènes aux groupes paysans ou imposées de l'extérieur. Elles peuvent se traduire par une surexploitation du milieu ou, au contraire, par une protection accrue contre la processus de dégradation des terres. Déterminante, la gestion sociale de la charge démographique guide en fait les comportements des acteurs, d'autant plus que les phénomènes d'érosion sont connus et perçus à la fois dans leurs dimensions négative et positive : Covu (op. Cit.) observe que les poquets ensemencés des parcelles de tavy ne sont pas recouvert de terre, les paysans laissant le ruissellement consécutif aux pluies post-semis assurer le revêtement de ces trous.

C'est la globalité des relations des sociétés paysannes à l'érosion qu'il faut considérer, ce qui doit prendre en compte, en plus des thèmes « démographie et densité de population », d'autres aspects des systèmes agraires. On peut citer la question foncière, qui explique l'aménagement de versants en « tout-banquettes » à Tsarahonenana (Blanc et Rakoto , 1996) ou les temps de crise, les facteurs d'insécurité qui expliquent les cultures délaissées (Blanc, 1989).

BIBLIOGRAPHIE

BLANC (C.), 1989 - « Au voleur ! Economie de crise et tactiques paysannes. Le cas du manioc sur les hautes terres malgaches ». In Antheaume (B.) et al, ed : Tropiques, lieux et liens, Paris, Orstom : pp. 198-208.

BLANC (C.), RAKOTO RAMIARANTSOA (H.), 1996 - Retour à Tsarahonenanana, Paris, ed. prov. post-face de J. Bonnemaison, 150 p.

COULAUD (D.), 1973 - Les Zafimaniry, un groupe ethnique de Madagascar à la poursuite de la forêt, Tananarive, 385p.

COVU (D. M.), 1978 - Les activités rurales dans la vallée de l'Ifasy, Paris X, Thèse de 3^e cycle, 359p.

GALLIENI (Général), 1896 - Rapport de tournée dans le Nord-Est de l'Emyrne, Archives d'Aix en Provence, série 6 (9) D₃.

RAKOTO RAMIARANTSOA (H.), 1994 - L'Imerina, in Paysanneries malgaches dans la crise, Karthala, (SP Raison coord ;), pp. 235-347.

1995 a - Compte rendu des journées de « sensibilisation à la pédologie, aux paysages et aux sols du Sud-Ouest, mai, 8p.

1995 b - Chair de la terre, œil de l'eau... : paysanneries et recompositions de campagnes en Imerina, Paris, coll. A travers champs, Orstom, 370p.

RAKOTOMANANA (J.L.), 1987 - La conservation des sols, côté paysans - Tananarive, Akon'ny Ala, 3 Sept : pp. 15 - 19.

ROSSI (G.), 1996- Nous et les autres. Point de vue sur la dialectique environnement / développement. Bordeaux table ronde Dynamiques sociales et environnement, sept., 8 p.

TASSIN (J.), 1995- La protection des bassins versants à Madagascar in Bois et forêts des Tropiques, n°246, 4^{ème} trimestre, pp : 7-22.