

CARACTERES DU QUATERNAIRE LITTORAL DE L'OUEST DE MADAGASCAR

par
G. ROSSI

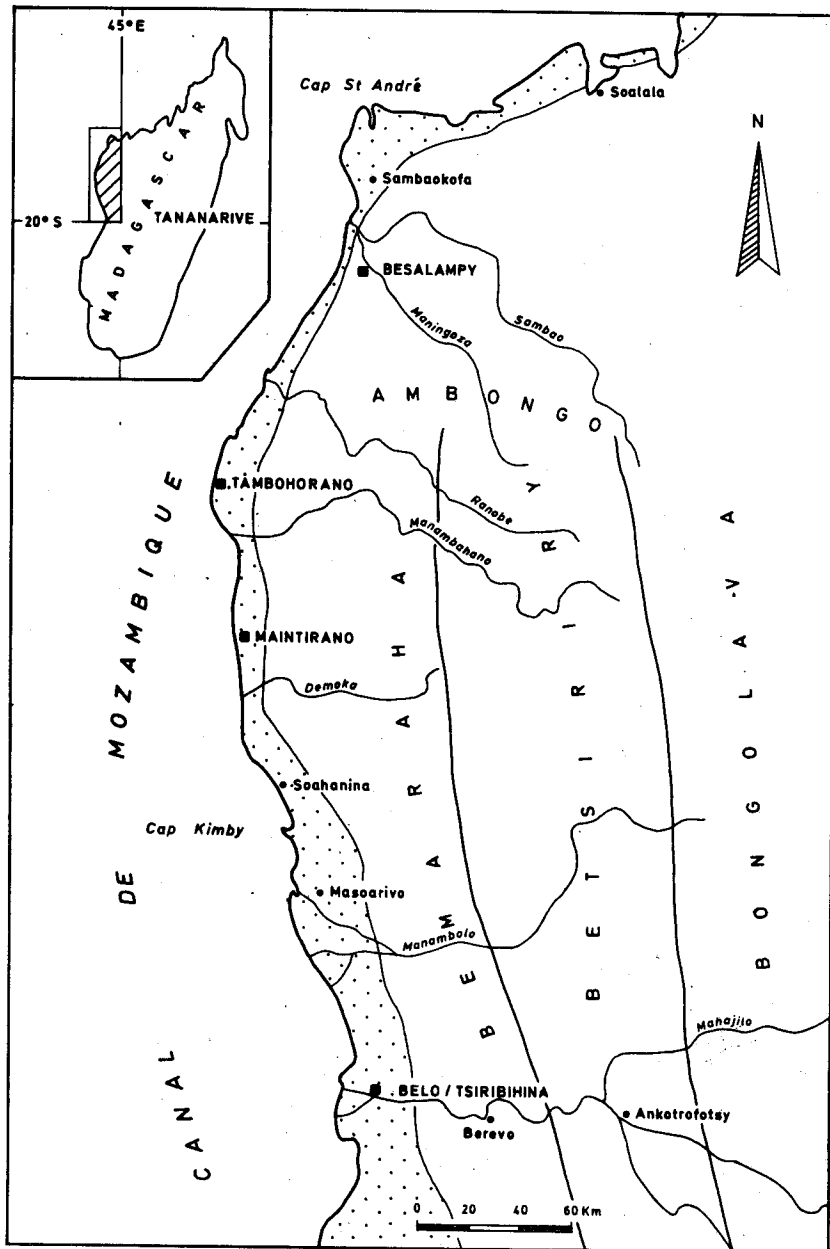
Le présent travail présente une synthèse des observations portant sur les formes et les formations plio-quadernaires de la côte ouest de Madagascar entre le cap Saint-André (16°20' de lat. S.) et la vallée de la Tsiribihina (19°40' de lat. S.). Ce secteur de 450 km de longueur montre une profondeur variant de 5 à 15 km de formations continentales et littorales attribuables au Plio-Quaternaire.

Une première synthèse d'observations éparées effectuées lors du levé des cartes géologiques a été faite par J. Hervieu (1968) ; R. Battistini, A. Guilcher et A.M. Marec (1970) ont ensuite reconnu la partie nord de la région. Le travail actuel résulte de reconnaissances réalisées par G. Rossi de 1975 à 1977 sur l'ensemble du secteur, et de trois études portant sur le cap Saint-André (G. Rossi, 1977), la région de Maintirano (J. Andriamiharisoa, 1977) et la vallée de la Tsiribihina (R. Rasoanimanana, 1977) qui sont les secteurs clefs pour l'explication du Plio-Quaternaire de l'Ouest malgache.

I. LE PLIOCENE CONTINENTAL

De nombreuses formations superficielles de l'Ouest de Madagascar sont qualifiées sur les cartes géologiques de «carapaces argilo-sableuses». Ce terme désigne des formations souvent très différentes mais qui ont en commun d'être des dépôts détritiques continentaux réputés azoïques, postérieurs aux derniers sédiments marins du Miocène.

La superposition de ces dépôts au Miocène marin s'observe au cap Tanjona, au sud de l'embouchure de la Mahavavy du Sud, autour de la baie de Baly, dans le cap Saint-André et autour de Maintirano. Pour cette raison, ces formations discordantes sur tout le sédimentaire depuis l'Isalo gréseux sont rapportées au Pliocène. Elles couvrent approximativement 12 000 km² de Diego-Suarez jusqu'à Fort-Dauphin. Leur extension, réduite dans la région de Diego, devient



CROQUIS DE LOCALISATION DU 4^e LITTORAL

Fig. 1

importante dès la latitude d'Antsohihy. Mais c'est au sud de Majunga, dans la région du cap Saint-André et entre Belo-sur-Tsiribihina et Tulear qu'elles atteignent leur largeur maximale (parfois près de 50 km).

1). *La «carapace argilo-sableuse»*

Réunies sous ce vocable, on peut distinguer en gros deux grandes catégories de formations :

a). Sur les affleurements sédimentaires, surtout grès du Crétacé et de l'Isalo, il s'agit de «sables roux», plus ou moins argileux, résultant du remaniement des grès altérés généralement sur une épaisseur importante. Ce remaniement peut s'observer sur plusieurs mètres et se traduit par l'apparition du triage des éléments lorsque le faciès des grès tend vers les microconglomérats. C'est, par exemple, le cas de l'Extrême-Nord, de l'Ankarafantsika dans la région de Majunga, des plateaux entre Soalala et Besabora à l'est de Morondava. L'aspect topographique de ces plateaux est celui de vastes plans inclinés à allure de glacis de dénudation coalescents donnant de grandes surfaces unies entaillées de vallée étroites.

b). Pouvant venir en discordance sur tous les affleurements du sédimentaire, mais particulièrement épais dans les dépressions de l'Isalo en bordure du socle, ainsi que dans la région littorale, il s'agit de surfaces d'accumulation dont les dépôts peuvent atteindre une centaine de mètres d'épaisseur. Ce sont là les grès pliocènes ou encore le «Néogène continental» particulièrement étudié par R. Battistini (1964) et J. Hervieu (1968). Par décalcification, ces grès donnent en surface des «sables roux» quartzeux assez comparables aux précédents. Cependant, il est fréquent d'observer à l'affleurement, une cuirasse ferro-alumineuse (Belo-sur-Tsiribihina, Maintirano, cap Saint-André), souvent épaisse, qui peut être soit une cuirasse d'accumulation absolue, soit une cuirasse détritique résultant de la recimentation de débris de cuirasses antérieures.

Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'établir une stratigraphie de ces formations d'autant que les variations locales de faciès sont obligatoirement très fréquentes en fonction de la nature des apports de l'arrière-pays. D'une façon générale, on observe une succession de lits argileux et de lits sableux et J. Hervieu divise ce Pliocène en une série inférieure P1 argileuse ou argilo-sableuse et une série supérieure P2 nettement gréseuse.

2). *Interprétation géomorphologique et paléoclimatique*

Du point de vue géomorphologique et paléoclimatique, les grès de la surface d'accumulation offrent un intérêt majeur. Nous pensons avec R. Battistini que ce «Pliocène» constitue les dépôts corrélatifs de la surface d'érosion finitertiaire élaborée sous climat subaride à aride entraînant un ruissellement diffus ou en nappe, discontinu et de faible compétence. La formation a nettement les

caractères de glacis d'envoyages successifs et coalescents qui peuvent donner localement l'impression d'une surface unique.

Cette surface a l'aspect d'un vaste plan incliné de 1 à 5 ‰ vers la mer. Et comme l'a noté R. Battistini (1964) dans le Sud et nous-même dans le Nord et le Nord-Ouest, le biseau de cette surface se prolonge sous le niveau de la mer bien au-delà de la ligne de côte actuelle. Ce qui implique que, tout au moins dans la phase ultime, elle s'est élaborée en période régressive.

Ces glacis contemporains se sont formés au pied de tous les reliefs importants susceptibles de fournir un matériel abondant. D'où leur répartition : la dépression de l'Isalo au pied du socle ou à l'aval des plateaux gréseux ; l'énorme extension des «sables roux» entre Manja et Belo-sur-Tsiribihina est directement liée à la présence de larges affleurements des grès crétacés du plateau de Besabora.

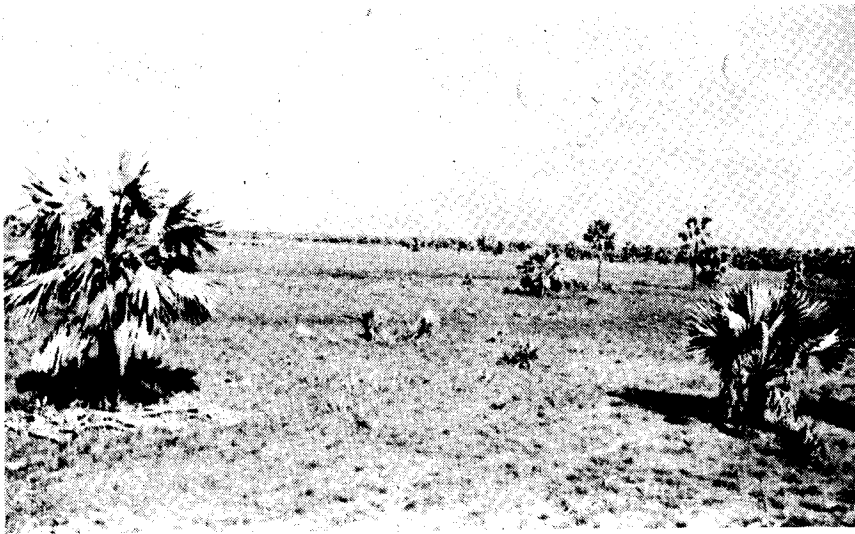
Contrairement à l'hypothèse de J. Hervieu, ces glacis d'envoyage existent dans l'intérieur et particulièrement en bordure du socle où souvent ils buttent contre un escarpement déjà bien individualisé au Pliocène. Le revers de cet escarpement pouvait fournir du matériel qui, dans le même temps, alimentait à l'aval une surface de remblaiement. C'est nettement le cas de l'escarpement du Manasamody dans la région d'Antsohihy ou de celui de Bemaraha à la latitude de Morondava.

Aussi, si toutes ces surfaces sont contemporaines, il faut se garder de les considérer comme une surface de remblaiement unique ayant envoyé tous les points bas du relief de l'Ouest entre le socle et la mer. L'impression de surface unique peut d'ailleurs être due aux remaniements quaternaires.

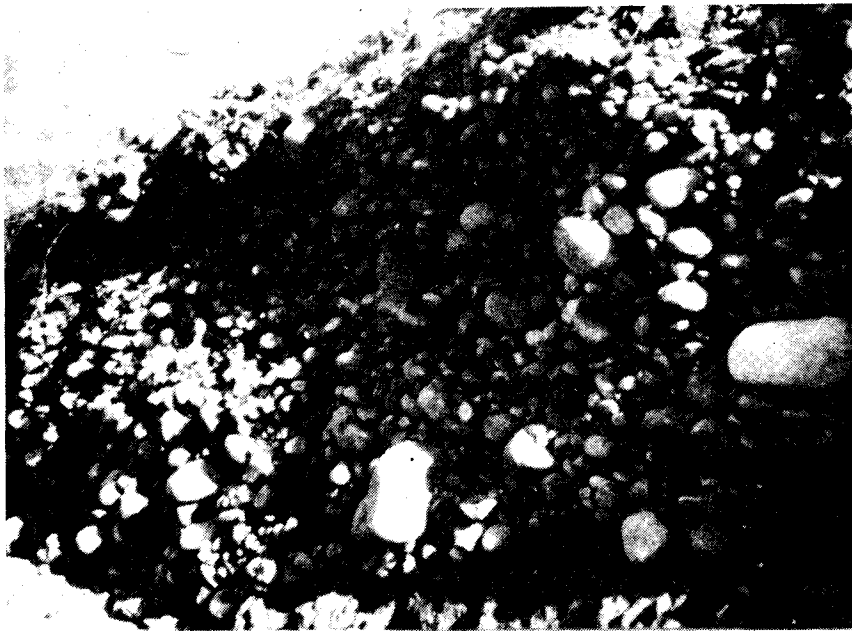
Par ailleurs, tout ce Pliocène n'est pas constitué de dépôts dus au ruissellement diffus. Près des grands axes hydrographiques actuels on passe à des faciès de grès fluviatiles à stratifications entrecroisées, les nombreuses lentilles de graviers ou d'argiles sur la Tsiribihina confirmant le fait ; ainsi, dans les gorges de Berevo, les «sables roux» sont en réalité une terrasse alluviale. Il semble donc que les grands fleuves aient gardé un écoulement durant cette période et qu'il se produisait une concentration du drainage le long de ces axes majeurs.

La fin de cette période de climat subaride est marquée par une humidification progressive du climat qui se traduit par la rubéfaction de ces grès, par les épandages de galets et des phénomènes d'hydromorphie. Ce pluvial s'accompagne d'une transgression qui provoque l'entaille en falaise du biseau de la surface de remblaiement et le dépôt, observé dans l'Extrême-Sud et dans l'Extrême-Nord, de formations marines ; il correspond au Tatsimien défini par R. Battistini (1959) à partir duquel débute le Quaternaire malgache.

Ces nappes de galets qui recouvrent les grès pliocènes traduisent une forte ablation sur des versants débarrassés de leurs débris fins par le ruissellement diffus



Ph. 1 — Niveau de remblaiement de l'ivovonien dans le cap Saint-André



Ph. 2 — Les poudingues d'Ankotrofotsy

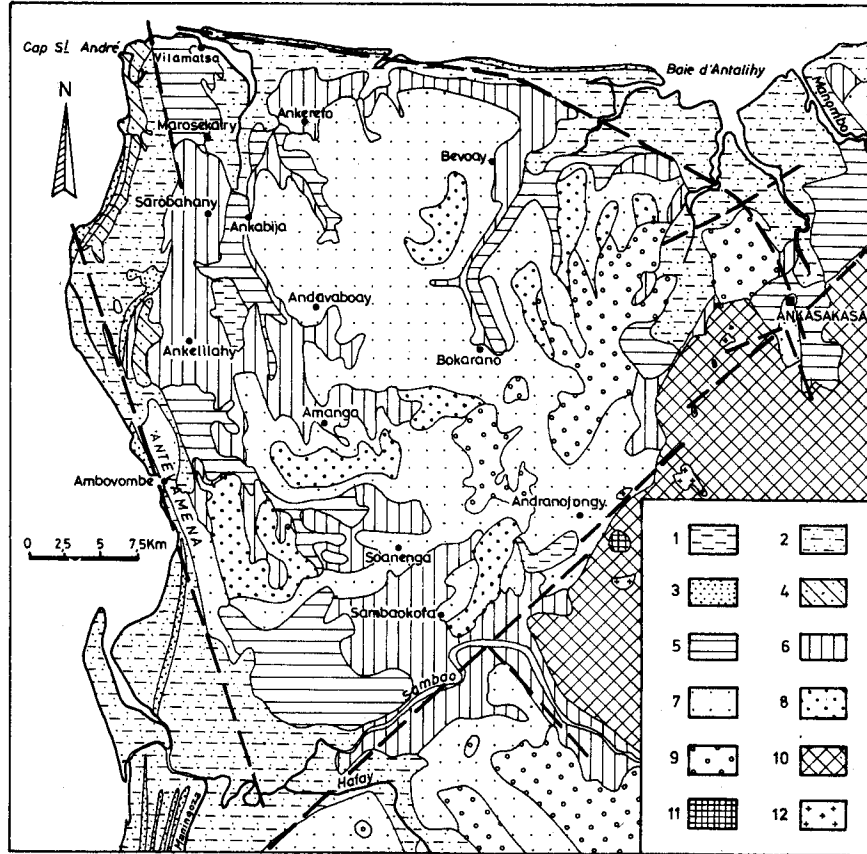


Fig. 2

de la période subaride et non encore reconquis par une végétation de type forestier. Du point de vue paléoclimatique, elles indiquent donc avec précision le passage du displuvial de la fin du Pliocène au pluvial tatsimien. Ces épandages sont fréquents dans la région de la Tsiribihina ; on les retrouve sur le Manambolo, dans l'Extrême-Nord et ils constituent au pied du socle les poulingues du piémont d'Ankotrofotsy au sud de Miandrivazo.

Cette surface de remblaiement pliocène est l'équivalent malgache du Continental terminal d'Afrique ou de la formation Barreiras du Brésil. Elle témoigne d'une longue période subaride probablement circumtropicale qui a vraisemblablement affecté l'ensemble de Madagascar (G. Rossi, 1978).

• L'étude des emboîtements de formes à l'intérieur du Pliocène est du plus grand intérêt pour la reconstitution des événements morphologiques et paléoclimatiques du Plio-Quaternaire. A ce titre, ces formations constituent, une fois identifiées avec certitude, un repère chronologique fondamental.

II. LES NIVEAUX D'EROSION DANS LE PLIOCENE CONTINENTAL

Tout le long de ce secteur de côte, il est possible de distinguer, emboîtés dans la surface pliocène, plusieurs niveaux quaternaires.

1). *Le niveau de 40-45 m*

Situé nettement en contrebas de la surface pliocène, nous avons identifié dans le cap Saint-André (1977) un niveau d'érosion dont l'altitude oscille entre 35 et 50 m avec une altitude moyenne de 40-45m.

L'emboîtement le plus net peut être observé dans le secteur de Sambaokofa où le raccord avec le Pliocène cuirassé se fait par l'intermédiaire d'un escarpement très vigoureux.

Topographiquement, ce niveau apparaît comme des éléments de surfaces très planes et on ne distingue une pente qu'à l'approche des thalwegs ou des niveaux inférieurs, le raccord se faisant alors le plus souvent par l'intermédiaire de glacis doucement et régulièrement inclinés.

En surface on n'observe que des sables ocres, jaunes, parfois roses ou franchement roux et les très nombreuses termitières permettent de constater que, sous la surface, ce sont des sables argileux roux qui affleurent. Quelques coupes qui ne dépassent pas 2 ou 3 m de profondeur permettent d'observer des sables consolidés à granules ferrugineux résultant vraisemblablement du remaniement superficiel du Pliocène.

En direction du sud, ce niveau se suit tout le long de la zone côtière. Cependant il s'agit là, non pas de vastes surfaces comme dans le cap Saint-André mais d'un trottoir d'érosion affectant le Pliocène sur une largeur variable. L'allure est toujours celle de glacis en faible pente (1 à 2 ‰) vers l'ouest et il convient de souligner qu'ils n'affectent que le Pliocène, c'est-à-dire



un matériel tendre et sablo-argileux mais jamais le sédimentaire ou les basaltes ante-Pliocène. Sa largeur dépend donc en grande partie de la largeur d'affleurement du Pliocène et c'est ce qui explique son important développement autour du Manambolo ou de la Tsiribihina.

La largeur de ce trottoir est variable (2 ou 3 km en moyenne) et il peut arriver jusqu'au bord de la mer où il forme alors de belles falaises comme dans l'Andranovaky, à l'ouest de Besalampy. Mais, en général, il est séparé de la mer par les formations postérieures.

Topographiquement, ce trottoir que l'on suit très bien sur les photographies aériennes, est morcelé en lanières de plans inclinés du fait de la proximité du niveau de base. Il prend de l'ampleur au voisinage de l'embouchure des rivières (Sambao, Manambaho, Demoka, Manambolo et Tsiribihina) et dans la région de Tambohorano (J. Andriamiharisoa, 1977). Un autre caractère fréquent est la présence d'un pavage de pisolithes ferrugineux cimentés par des argiles formant une carapace peu résistante.

L'emboîtement dans la surface pliocène est rarement net. Il faut pour cela que celui-ci soit cuirassé comme autour de Sambaokofa mais, dans le cas général, le raccord se fait par l'intermédiaire de longs versants sableux à pente peu marquée et à allure de glacis de dénudation.

Les coupes observées montrent qu'il s'agit bien d'un niveau d'érosion dans les grès pliocènes et les habituels «sables roux» que l'on trouve systématiquement en surface ne laissent aucun doute à ce sujet.

La falaise de l'Antevamenabe (cap Saint-André) montre :

- à la base, 6 à 7 m masqués par les éboulis ;
- 4 à 5 m de grès fins, argileux, gris jaunâtres, à très nombreuses taches d'oxydes métalliques ; dans quelques cas la concentration des oxydes a atteint le stade des concrétions ;
- 6 à 7 m de grès fins à moyens, jaunâtres, à dragées de quartz en lits discontinus, la densité des taches d'oxydes diminuant vers le haut ;
- 3 à 4 m de grès fins à moyens, ocres à roux, à nombreux lits de graviers et galets de quartzites devenant de plus en plus fréquents vers le sommet ;
- 4 à 5 m de sables quartzeux ocres à roux.

A l'est de Tambohorano, les larges méandres des marécages de Betangiriky (Ambiky) offrent la succession suivante :

- à la base, 4 m d'argiles sableuses en bancs sub-horizontaux, de couleur grise ou blanchâtre ;
- 5 à 6 m d'argiles blanchâtres, virant à la couleur lie-de-vin dans les 2m supérieurs ;
- 7 à 8 m de grès jaunâtres à taches de rouille avec des lits ferruginisés ;
- 4 à 5 m de grès violacés à dragées de quartz ;
- 3 à 4 m de sables roux, discordants sur les formations précédentes.

Plus au sud, entre Maintirano et la Tsiribihina, J. Hervieu (1968) a relevé au cap Kimy la coupe suivante :

- base de la coupe masquée par des éboulis ;
- 10 m d'argiles sableuses jaunâtres ;
- 0,60 m de grès siliceux, blanchâtres, très durs ;
- 7 m d'argiles sableuses bariolées ;
- 1,50 m d'une carapace ferrugineuse pisolithique plus ou moins durcie ;
- 1,50 m de grès fins, ferrugineux, discordants sur les argiles ;
- 5 m de grès quartziques, très altérés et friables ;
- 5 m de couverture argilo-sableuse rubéfiée.

Les différents éléments ci-dessus permettent donc de penser que le niveau 40-45 m est, en fait, un glaciais d'érosion affectant le Pliocène continental.

2. Le niveau des 25-30m

Ce niveau, mis en évidence dans le cas Saint-André où il occupe de vastes surfaces, se suit également tout le long de la côte. Son altitude oscille entre 20 et 35 m avec une grande fréquence des altitudes autour de 25-30m.

Dans le cap Saint-André, il se situe à la périphérie du précédent dans lequel il est emboîté ; il est particulièrement bien développé dans la partie nord-ouest de la péninsule mais on le retrouve aussi dans la région de Sambao-kofa-Soanenga et, très bien développé, entre Ankasakasa et Andrananjongy où il est parsemé de quelques pseudo-dolines.

Topographiquement, il s'agit d'une surface très unie, très régulière, faiblement entaillée sur ses bords par un réseau peu hiérarchisé et peu dense. Sa pente générale vers l'ouest est nettement marquée (3 à 4 % mais pouvant atteindre 6 ou 7 % dans la région de Besalampy).

Vers le sud, il s'agit également d'un trottoir de 1 ou 2 km de largeur, parfois moins, situé en contrebas du niveau des 40-45 m. D'une façon générale, il est beaucoup moins développé que le niveau supérieur et ce n'est qu'au nord de l'embouchure du Ranobe (Ankoririka), entre la Tsiribihina et le Manambolo, qu'il revêt quelque ampleur.

L'emboîtement dans le niveau supérieur est rarement net et cela est dû à l'absence de cuirasse sur celui-ci. Cependant, à l'est de Tambohorano, le raccord se fait par un talus bien marqué de même qu'au sud de Maintirano. Au niveau de ce raccord, il est fréquent d'observer un pavage de pisolithes ferrugineux provenant du niveau supérieur.

Le substratum de ce niveau est toujours constitué par le Pliocène continental. Les nombreuses coupes dans ce niveau qui arrive souvent en bord de mer où il forme des falaises (Soahanina, Masoarivo, Belo-sur-Tsiribihina) permettent les constatations suivantes :

Au sud de Soahanina :

- à la base, 3 à 4 m masqués par des alluvions récentes ;
- 5 m d'argiles grises ;

- 3 m de sables argileux à taches de rouille ;
- 3,5 à 4 m de grès grossiers rubéfiés ;
- 5 m de grès fins avec des passées plus argileuses ;
- 4 m de sables roux à dragées de quartz et granules ferrugineux discordants.

A l'ouest de Belo-sur-Tsiribihina, J. Hervieu (1968) a décrit dans la paléofalaise d'Andranofotsy la coupe suivante :

- à la base, 8 m d'argiles sableuses gris clair ;
- 8 m de grès grossiers à quartz anguleux et ciment argileux blanchâtre, assez friables ; rares galets dispersés dans la masse ;
- un banc de 20 cm riche en galets quartzitiques de 5 à 10 cm de diamètre ;
- 1 m de sables argileux rougeâtres, hétérométriques, à quartz anguleux.

Il semble donc bien que ce niveau soit taillé dans les séries inférieures du Pliocène.

Le caractère de niveaux d'érosion étant établi, il reste à déterminer les processus qui ont concouru à leur formation. Il ne semble pas qu'il puisse s'agir de surfaces d'abrasion marine : nulle part il n'a été trouvé d'indices permettant d'étayer cette hypothèse. On peut penser alors qu'il s'agit de glacis de dénudation réalisés en fonction d'un niveau de base inférieur à l'actuel. La morphologie, le type de matériel à la surface de ces niveaux, plaident en faveur de cette hypothèse. Un autre argument est que lorsque ces niveaux entrent en contact avec les formations marines postérieures, ce contact se fait par l'intermédiaire de paléofalaises, ce qui indique que ces glacis ont été entaillés lors des régressions postérieures à leur élaboration. Ces emboîtements sont nets dans le cap Saint-André et, plus au sud, autour de Soahanina, de Masoarivo et dans le delta de la Tsiribihina.

En définitive, nous admettons que les niveaux de 40-45 m et de 25-30 m correspondent à des glacis d'érosion élaborés en période régressive sous des climats à tendance subaride de type displuviaux.

III. LES NIVEAUX MARINS ET LES SYSTÈMES DUNAIRES ASSOCIÉS

Si les deux niveaux supérieurs sont des niveaux d'érosion, les niveaux postérieurs sont des niveaux marins de remblaiement souvent associés à des systèmes dunaires.

1). *La vieille dune rouge*

C'est à propos de la région de Tambohorano et de Maintirano que R. Battistini, A. Guilcher et A. M. Mareç (1970) avaient émis l'hypothèse de l'existence d'un ancien système dunaire venant recouvrir le Pliocène continental et qu'ils ont assimilé à la dune tatsimienne (R. Battistini, 1964). Les travaux de J. Andriamiharisoa (1977) ont montré qu'effectivement des éléments de vieilles dunes à morphologie très émoussée existent à Tambohorano au nord du lac Mandrozo et au nord de Maintirano dans l'Amboarando.

- a) Sables du niveau de 40 - 45 m
- b) Sables du niveau de 25 - 30 m
- c) Sables du niveau de 10 - 12 m

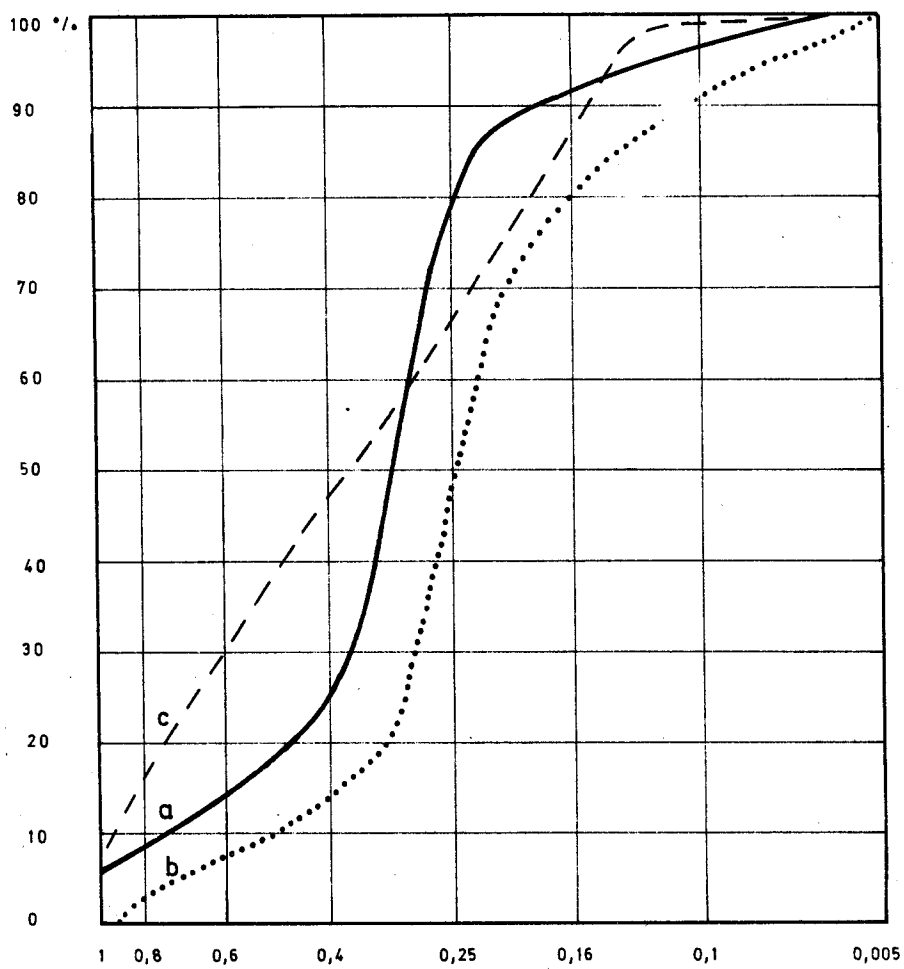


Fig. 3 — Courbes granulométriques des niveaux supérieurs d'érosion et du niveau de remblaiement de 10-12 m.

Dans les deux cas, on observe en surface des argiles sableuses de décalcification, rouge foncé, à épaisseur variant de 1 à 3 m. Sous ces argiles existe un grès très fin, homométrique, rubéfié dans la masse. Les courbes granulométriques portant sur la fraction sableuse après traitement à l'acide montrent qu'il s'agit de sables éoliens.

Ces éléments dunaires occupent toujours la position la plus interne et, à Tambohorano comme à Maintirano, ils sont accolés au Pliocène continental. Il n'a pas été découvert jusqu'ici la base marine de cette dune. Notons que dans l'Extrême-Sud (R. Battistini, 1964) comme dans l'Extrême-Nord (G. Rossi, 1977) cette base marine se trouve à des altitudes comprises entre + 4 m et 0 m par rapport au niveau actuel moyen de la mer. Dans la mesure où des transgressions postérieures ont dépassé cette altitude, cette base est certainement difficile à retrouver.

2). Les « calcaires de Tambohorano » et la vieille dune jaune grésifiée

L'existence de formations calcaires recouvertes de grès altérés a été mise en évidence par J. Hervieu (1958) qui, le premier, a émis des doutes quant à l'assimilation (faite par les géologues) de ces formations au calcaire miocène. Pour lui, ces grès sont pliocènes ou quaternaires et R. Battistini, A. Guilcher et A.M. Marec (1970) les assimilent au Karimbolien.

Ces calcaires affleurent au nord de Maintirano (Ambozotany), au sud de l'embouchure de la Manomba, au nord de l'embouchure de la Manambaho (Ankatrafay), du Manambolo (Ankarandra) et à Tambohorano. Dans tous les cas il s'agit de grès calcaires, de couleur jaune clair ou légèrement rosé, à nombreux débris coquilliers.

La stratification est soit horizontale, soit entrecroisée. Topographiquement, les affleurements de Tambohorano sont typiquement ceux des cordons littoraux successifs. La base, plus grossière, très dure, hétérométrique, est certainement marine mais, comme toujours dans le cas des cordons littoraux, il est difficile de préciser jusqu'à quelle altitude exacte montent les faciès franchement marins, probablement jusqu'à 4 ou 5 m. Ces grès sont altérés sur 1 à 3 m de profondeur et donnent des lapiès géants identiques à ceux de la façade est du Bobaomby, et de la région d'Ambolozobe (Extrême-Nord). Au sommet, les grès sont plus fins, homométriques et d'origine éolienne ; ils montrent une rubéfaction prononcée. En surface, les argiles sableuses de décalcification sont de couleur ocre-jaune ou rouge clair.

Le faciès, très caractéristique de ces éléments dunaires, a permis à J. Andriamiharisoa de les rattacher à l'Antsiranien défini dans l'Extrême-Nord (G. Rossi, 1977).

Dans cette dernière région, les déformations tectoniques très importantes subies par ce niveau ne permettent pas de définir l'altitude initiale du dépôt.

L'altitude de ces formations dans la région de Tambohorano (où il ne semble pas que l'on puisse invoquer des mouvements tectoniques récents) représente peut-être l'altitude réelle de ce niveau.

31. *Le niveau de 10/12 m et la dune blanche grésifiée.*

Celui-ci présente des caractères nettement différents des précédents. Dans le cap Saint-André on le rencontre à la périphérie des niveaux supérieurs mais surtout le long des profondes rias remblayées qui échancrent la péninsule (Bokarano, Anjanaboro, Ambahibe, Kapiloza) et dans le secteur Amanga-Ankelilahy-Sarabakomy où il couvre une surface de 120 km² d'un seul tenant.

Topographiquement, son altitude est parfaitement constante ; il est entaillé de 1 m à 2 m à l'amont, de 7 à 8 m à l'aval par les petits cours d'eau qui drainent plus ou moins bien les anciennes rias. En dehors de ces quelques axes d'écoulement, il n'existe aucun cours d'eau mais, par contre, de nombreuses pseudo-dolines qui, entre Ankelilahy et Antanamabo, criblent littéralement sa surface.

Le matériel paraît assez varié en fonction de l'origine des apports. Ainsi entre Ankelilahy et Sarabakomy il s'agit très nettement d'une topographie très émaillée de crêtes de plage successives d'axe nord-sud et le matériel, observé dans une fosse de 1,80 m de profondeur à la sortie d'Ankelilahy, est un sable quartzueux jaune, homochrome sur toute l'épaisseur, homométrique, et la courbe granulométrique paraît bien indiquer une formation marine plus ou moins par le vent.

Sur la rive est de la lagune d'Anjiamaleotsy, il s'agit d'une banquette de quelques dizaines de mètres de large emboîtée en contrebas du niveau des 25-30 m, constituée de grès quartzueux moyens à grossiers et blancs. Il s'agit probablement d'un remblaiement de fond de baie dont le matériel provient du versant surplombant taillé dans le Pliocène.

Plus à l'est, à l'amont de cette ancienne lagune, dans le secteur d'Amanga, les berges de l'Ankaboky montrent une alternance de lits d'argiles vertes et de sables argileux gris à ocres. Vers l'amont, ce niveau se poursuit par une terrasse alluviale que l'on peut suivre jusqu'à Bejofo-Ampanihy, à 50 km de l'embouchure actuelle. En direction du sud, ce niveau est bien développé le long de la côte sous la forme d'une banquette de remblaiement de 2 à 6 km de largeur. Là encore, on peut remarquer qu'il prend de l'ampleur au voisinage de l'embouchure des principaux fluves. Les témoins les plus importants se situent autour de Tambohorano, de Maintirano et de Belo-sur-Tsiribihina.

À Tambohorano comme à Maintirano, il s'agit d'une alternance de lits d'argiles plus ou moins sableuses, grises ou noires, et de sables calcaires, parfois grésifiés, jaunâtres ou légèrement rosés, formant une plaine sans pente parsemée de pseudo-dolines. En quelques points (piste de Veromanga et d'Andramavo) il est couvert d'une croûte calcaire friable.

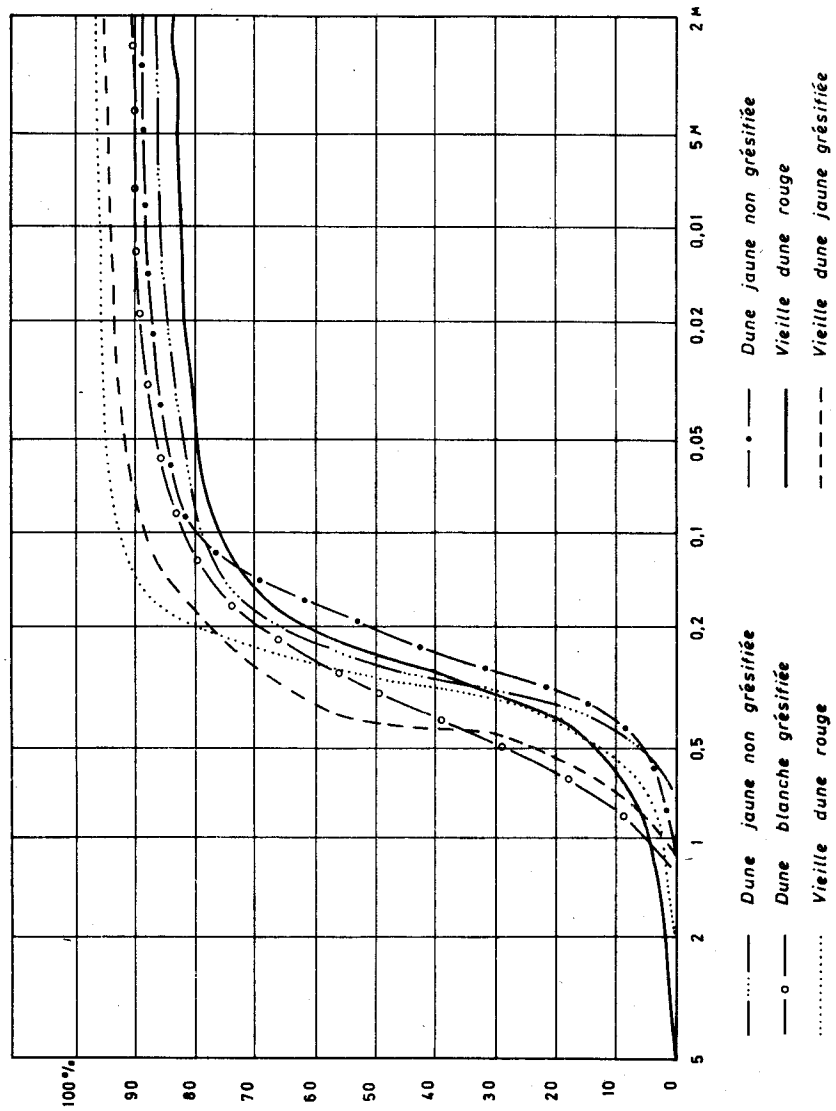


Fig. 4 — Courbes granulométriques des sables dunaires de la région de Tambohorano (suivant J. Andriamiharisoa)

Dans la basse vallée de la Tsiribihina, il s'agit d'une terrasse détritique sablo-argileuse à galets particulièrement bien développés autour de Bemarivo et de Serimam sur la rive droite et de Tsimafana et Kiboy sur la rive gauche.

L'emboîtement dans le niveau de 25-30 m ou directement dans celui de 40-45 m est souvent net et se fait par l'intermédiaire d'une paléofalaise. C'est le cas au cap Saint-André, autour de Masoarivo, au sud de Sohanina où il est entaillé en falaise par un chenal de marée, et sur la basse Tsiribihina. Cependant, dans le cas général, le raccord se fait par l'intermédiaire d'un talus de colluvions sableuses et, au nord de Maintirano, le passage au niveau de 25-30 m se fait insensiblement.

Cependant, il convient de remarquer que la «dune blanche grésifiée» qui surmonte très souvent ce niveau dans le Nord, est ici peu développée. Les seuls affleurements identifiés se trouvent au nord-est de Tambohorano (Ankijabe). Il s'agit de grès calcaires blancs ou légèrement gris, friables, localement lapiézés et recouverts par place d'une croûte calcaire d'une dizaine de centimètres. Ils sont parfois masqués par une pellicule de sables argileux jaune clair ou légèrement rosé comme pour la dune antsiranienne : leur topographie est nettement celle de cordons dunaires littoraux successifs.

L'existence de ce niveau de 10-12 m et d'éléments de dune blanche grésifiée est un fait fondamental car les observations précédentes permettent de le rattacher aux récifs et terrasses marines de même altitude mis en évidence dans l'Extrême-Nord de l'île. Ce niveau est donc l'équivalent de l'Ivovonien de l'Extrême-Nord (G. Rossi, 1977-b) dont le caractère eustatique paraît établi dans la mesure où on le retrouve dans le Nord, dans l'Est et dans l'Ouest de l'île, à une même altitude sur des distances plus de 800 km à vol d'oiseau.

4). *Le niveau de 3 m et la dune jaune non grésifiée*

Dans le cap Saint-André, les fonds de rias sont colmatés par un niveau d'argiles sableuses et de vases, d'altitude très constante à 3 m. Ce niveau se retrouve aussi, de façon discontinue, en bord de mer. Dans les deux cas, l'absence de pente le transforme en marécages en saison des pluies. Dans l'ouest du cap Saint-André, il s'appuie contre une paléofalaise du niveau de 10-12 m et il constitue l'extrême pointe du cap dans la région de Marosekatry-Vilamatsa. Un autre affleurement important (50 km²) est formé par la plaine de remblaiement entre Ankasakasa et l'Andranojongy : il est situé directement en contrevas de la surface pliocène.

Ce niveau se poursuit tout le long de la côte sud, jusqu'à la Tsiribihina, avec beaucoup de régularité. Son extension est cependant limitée à une banquette de remblaiement de quelques centaines de mètres de largeur sauf, là encore, autour de l'embouchure des principaux cours d'eau. Il est ainsi bien développé entre Maintirano et l'embouchure de la Demoka et dans la basse

vallée de la Tsiribihina. Ces niveaux sont à rattacher à la transgression karimboliennne (R. Battistini, 1964).

En général, les nombreuses coupes du littoral montrent toutes la même succession de lits d'argiles noires, grises ou verdâtres, plus ou moins sableuses avec parfois des lentilles ou des bancs nettement sableux. Une partie au moins de ces argiles paraissent être d'anciennes vases de mangrove.

Cependant, quelques coupes offrent des faciès différents. Dans le cap Saint-André au sud de Vilamatsa, on observe des grès calcaires à débris coquilliers jusqu'à une altitude de 2,5 m ; au sud de Tambohorano, sur la route d'Andranovao, au lieu dit Marohabolahy, une micro-falaise de 2 ou 3 m en bordure des mangroves permet d'observer des argiles très calcaires, blanches ou grises, à très nombreux débris de lamellibranches qui représentent probablement un dépôt de type lagunaire. Dans ce même secteur, R. Battistini, A. Guilcher et A.M. Marec (1970) décrivent un grès coquillier très quartzeux.

Sur la basse Tsiribihina, le niveau de 3 m, très net, est formé par une terrasse sablo-argileuse avec quelques galets, emboîtée dans le niveau de 10-12 m, le raccord se faisant par un talus en forte pente ou un petit escarpement. Par ailleurs, J. Hervieu signale entre le cap Saint-André et la Tsiribihina, une demi-douzaine d'affleurements de dépôts marins entre 2 et 3 m d'altitude sans qu'il soit toujours possible de savoir s'il s'agit de dépôts karimboliens ou de surfaces d'abrasion dans des niveaux antérieurs et attribuables à cette transgression.

La dune jaune non grésifiée qui surmonte le niveau marin karimbolien est bien développée autour des embouchures des rivières. Elle a été identifiée au nord de l'embouchure de la Manambaho. Il s'agit d'épais cordons (500 à 600 m), parallèles, sableux, jaunes à ocres (gris à blancs par lessivage dans les dépressions), couverts d'une épaisse forêt sèche. Deux fosses de 1,50 m creusées le long de la piste de Tambohorano à Ankarandoha et Ankamotsy montrent que sous 10 à 20 m de sables quartzeux, ces éléments dunaires sont formés de sables siliceux, légèrement argileux, consolidés mais non grésifiés. C'est un faciès identique que l'on retrouve dans la dune karimboliennne de l'Extrême-Nord.

5). La dune grise et la dune sub-actuelle

Situés en position externe par rapport aux différents systèmes précédents, tout le long de la côte des éléments de cordons littoraux de trois générations différentes se rencontrent.

Le plus ancien est constitué d'un important système dunaire fixé par un taillis xérophile dense. Il est très bien développé dans le cap Saint-André entre Ankelilahy et Vilamatsa, sur la côte nord entre l'Antafiabe et le Bokarano, ainsi que dans l'estuaire de la Sambao.

Les sables quartzeux, non consolidés, portent un sol humifère gris ou noir :

localement, la végétation a pu disparaître et le sable avoir été remobilisé, formant alors une dune vive qui paraît avancer rapidement en fossilisant la végétation (nord d'Ankarafo). L'épaisseur de l'horizon humique est supérieur à 1,50 m.

Au sud de Tambohorano, accolé en position externe au système karimbolien, cet ensemble se retrouve avec les mêmes caractères : il est là colonisé par une brousse dense à *Philippia*. On le rencontre ensuite systématiquement et avec les mêmes caractéristiques dans tous les deltas y compris celui de la Tsiribihina (flèches d'Ankazomanga, Ampasika, Andramasay, Iaborano....). Cet ensemble recouvre indifféremment tous les dépôts antérieurs. Ces caractères permettent de le rattacher à la dune irodienne identifiée dans l'Extrême-Nord (G. Rossi, 1977).

Il n'a pas encore été identifié avec certitude de dépôt marin attribuable à la transgression irodienne. Cependant, il nous semble que certains dépôts marins situés vers 2 ou 3 m d'altitude sont assez différents de l'aspect habituel du Karimbolien. En particulier la plage à galets découverte par J. Hervieu près d'Ankatrafay et le dépôt à huitres d'Ambohijia (sud-ouest du cap Saint-André) ne présentent qu'une consolidation médiocre et ont un aspect très frais.

On peut encore distinguer deux autres catégories de cordons littoraux sableux. Les plus anciens, formés de sables blancs, sans trace d'évolution pédologique, sont partiellement fixés par la végétation et stabilisés. Les plus récents, également formés de sables blancs, sont vifs et constituent les cordons actuels. Remarquons enfin que la transgression flandrienne s'est traduite par des remblaiements vaseux et des grès de plage situés vers 1 m au-dessus des hautes mers.

IV. LES ENSEIGNEMENTS PALEOCLIMATIQUES

La correspondance entre disjunctifs et régression d'une part, pluviaux et transgressions d'autre part, de même, la formation des systèmes dunaires lors des régressions sont des faits admis et prouvés par les travaux de R. Battistini dans le Sud de l'île. Cependant, G. Rossi (1977) a fait remarquer que cette simultanéité ne peut être que partielle compte tenu du temps de réponse obligatoirement assez long avec lequel le niveau de la mer enregistre les variations climatiques. Cela signifie que le climat sec est déjà établi depuis un temps plus ou moins long lorsque le niveau de la mer commence à baisser et, inversement, que les pluviaux sont déjà bien installés lorsque commencent les transgressions. Ces observations qui permettent de penser que les lagunes se sont formées essentiellement au début des régressions, ne remettent d'ailleurs pas en cause le principe lui-même.

La reconnaissance des formations quaternaires littorales de l'ouest de Madagascar permet ainsi de reconstituer l'existence de deux niveaux d'érosion, de cinq systèmes dunaires et de quatre transgressions marines, postérieurs à la



formation de la surface de remblaiement pliocène. Cette reconstitution est résumée dans le schéma du Tableau I.

LITTORAL	MARIN	DUNES	NIVEAU MARIN	CLIMAT	TERMINOLOGIE
	Niveau 1 m	Dunes vives	Tendance régressive Max transgressif	Tendance à l'assèchement	ACTUEL FLANDRIEN
		Dunes grise	Régression	Pluvial Displuvial	
?	?	?	Max transgressif (?)	Oscillation humide	IRODIEN
	Niveau 3 m	Dune jaune non grésifiée	Régression	Displuvial	KARIMBOLIEN
Falaise	Niveau 10-12m	Dune blanche grésifiée	Max transgressif	Pluvial Displuvial	
Niveau 25-30m		Dune jaune grésifiée	Max transgressif	Pluvial Displuvial	IVOVOVONIEN
Falaise	Facies Tambohorano 4-5m?		Max transgressif	Pluvial Displuvial	ANTSIRANIEN
Falaise	?	Vieille dune rouge	Régression	Pluvial Displuvial	TATSIMIEN
Surface de remblaiement			Régression	Pluvial	PLIOCENE

Tabl. 1 — Le Quaternaire de l'Ouest.



V. LES TERRASSES DE LA VALLEE DE LA TSIRIBIHINA

La Tsiribihina est le troisième fleuve de Madagascar par la surface de son bassin versant (49 800 km²) et le second du côté mozambicain de l'île après le Mangoky. Dans la partie inférieure de son cours, à la sortie du socle cristallin, la Tsiribihina traverse la dépression gréseuse du Betsiriry avant de recouper le plateau calcaire du Bemaraha par de profondes gorges puis de s'étaler largement dans le bassin de Berevo. C'est après un nouveau passage en gorges à travers les grès du Crétacé que la Tsiribihina entre dans une basse vallée de 35 km de longueur et de 4 à 5 km de largeur, vallée qui se termine par un delta de 350 km².

Dans la zone sédimentaire sont conservées d'importantes séries de dépôts étudiés par R. Rasoanimanana (1977) et qui font de la vallée de la Tsiribihina une zone clef pour la connaissance du Plio-Quaternaire continental de l'ouest de Madagascar.

1). Les poudingues du piémont d'Ankatrofotsy

Dans la dépression du Betsiriry, à l'aval des gorges du Bemaraha, nous avons découvert en 1976, dans la région d'Ankatrofotsy, des poudingues formant un piémont d'une trentaine de kilomètres de longueur avec une largeur moyenne de 4 ou 5 km. Topographiquement, ces poudingues forment au pied du socle un plan incliné vers l'ouest, disséqué en lourdes groupes d'altitude sub-égale dans le prolongement de la surface d'érosion fini-tertiaire sur le massif cristallin. Cette formation fossilise un modelé d'érosion dans les grès de l'Isalo, aussi son épaisseur est-elle très variable, dépassant parfois 100m mais paraissent se situer en moyenne entre 20 et 30m.

Les galets sont de nature exclusivement quartzitique ce qui s'explique par la présence dans l'arrière-pays de très nombreuses bases de quartzites. La formation est très hétérométrique et a nettement l'allure de dépôts torrentiels ; la taille maximale des blocs est voisine du mètre cube avec une moyenne se situant autour de 20 m de longueur pour le plus grand axe. Les galets sont très émoussés et on n'a pratiquement pas rencontré de galets présentant des angles vifs. La forme est généralement voisine de celle de l'oeuf. Sur 500 galets, les médianes de l'indice d'émoussé de premier ordre sont de 0,361 ; celles de l'indice d'émoussé de second ordre sont de 0,265 ; la médiane de l'indice d'aplatissement est de 1,7.

Malgré le caractère torrentiel de la formation, des successions analogues à celles au-dessus des grès de l'Isalo sont montrées par toutes les coupes. La coupe type peut être représentée par celle de la carrière Cambogi à l'est d'Ambatolahy :

— A la base, grès à stratification entrecroisée, rubéfiés, avec parfois des lits de graviers et quelques galets ; ce niveau paraît provenir du remaniement superficiel de l'Isalo. Ce niveau peut être absent ; son épaisseur maximale observée est de 3,50 m.



Ph. 3 — *Le grand méandre de la Tsiribihina dans les gorges du Bemaharu. Replats de 125-140 m et 75-80 m visibles sur la rive droite.*



Ph.4 — *La falaise de Mandatsakora. Niveau des 25-30 m dans l'Eocène.*
(Ph. Andriamiharisoa)

— 20 à 30 cm de poudingues à matrice de sables quartzeux sans stratification apparente, peu consolidés ; localement, apparaissent des lentilles de sables et de graviers. Lorsque ce niveau repose directement sur l'Isalo, le contact est brutal et se fait sans l'intermédiaire d'un sol. La partie supérieure est rubéfiée sur 50 cm à 1 m et les galets jonchent la surface du plateau.

Les dépôts traduisent l'existence d'un écoulement abondant, très chargé, et le taille des éléments, l'importance du volume déposé, obligent à admettre un temps de mise en place assez long. De la même façon, il faut admettre l'existence d'un couvert végétal n'entravant pas le départ des débris sur les versants, c'est à dire une végétation de steppe ou de savane claisemée.

Sur un autre plan, la surface du piémont se trouve en continuité topographique avec la surface d'érosion fini-tertiaire sur le socle cristallin. Enfin, comme l'a noté J. Hervieu (1968) dans les régions côtières de l'Ouest, il est fréquent de rencontrer des nappes de galets coiffant les grès de la surface d'accumulation pliocène et cela traduit une modification des conditions morphogénétiques à la fin de cette période.

Ces différents éléments permettent de placer le dépôt des poudingues d'Ankotrofotsy au début du pluvial qui a suivi la longue période subaride de la fin du Pliocène c'est à dire au début du pluvial tatsimien.

2). Le niveau des 125-140 m

Dans les gorges du Bemaraha et dans le bassin de Berevo on remarque l'existence entre 125 et 140 m d'altitude absolue d'un replat discontinu, remarquablement développé sur la rive droite du méandre encaissé d'Anosimbiby où il s'agit d'un replat d'érosion taillé dans les calcaires du Jurassique et qui peut atteindre 200 ou 300 m de largeur. Dans le bassin de Berevo, ce niveau forme, sur la rive droite, un replat rocheux de 2 km de largeur et 15 km de longueur.

Ces replats d'érosion posent un problème particulier car, compte tenu de la dureté de la roche dans laquelle ils sont taillés (calcaire argileux massif très dur), il faut admettre une considérable capacité érosive du cours d'eau.

Par ailleurs, on peut remarquer que l'altitude maximale des nappes de galets quartzitiques qui coiffent les versants de la vallée en aval des gorges du Bemaraha est de 100/120 m. Ces épandages de galets, déjà remarqués par J. Hervieu, ne peuvent provenir que du piémont d'Ankotrofotsy dans la mesure où il n'existe pas dans cette partie du bassin versant d'affleurements susceptibles de fournir d'aussi grandes quantités de quartzites. Par ailleurs, à Ankotrofotsy, l'altitude de la base des poudingues est de 130-150 m. Aussi peut-on penser que la formation de ces replats rocheux est liée au transport par la Tsiribihina d'une forte charge de galets prélevés au piémont ou provenant directement des barres de quartzites de l'arrière-pays. Il est donc probable que ces replats ont été façonnés à la fin du Pliocène au moment où se déposaient les poudingues d'Ankotrofotsy.

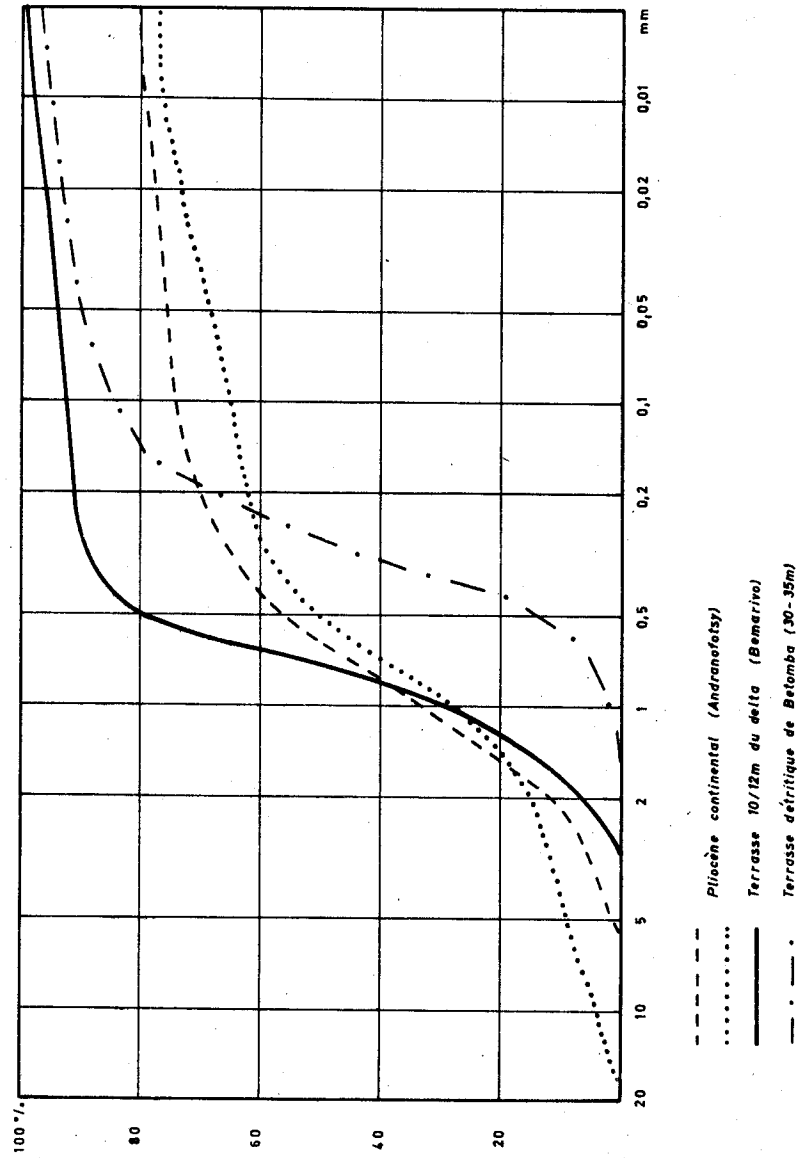


Fig. 5 — Courbes granulométriques des sédiments de la Tsiribihina (Suivant R. Rasoaimanana)

3). *Le niveau des 75-80 m*

Il s'agit, là aussi dans le bassin de Berevo, d'une terrasse d'érosion taillée dans les grès (sud de Berevo) et surtout dans les marnes du Crétacé moyen où elle a nettement l'allure de glacis d'érosion en pente très faible vers la rivière (1 % environ). Son extension est considérable : ce niveau forme un replat de 5 à 6 km de largeur sur une vingtaine de kilomètres de longueur.

Plus en aval, à Tsimaloto, ce niveau forme une terrasse détritique à galets quartzitiques et matrice sableuse, rubéfiée mais non consolidée.

Un dernier témoin de ce niveau se retrouve, toujours sur la rive gauche, à Tsaraotana : il s'agit d'une terrasse d'érosion de près d'un kilomètre de largeur et de 5 km de longueur, taillée dans les grès crétacés, parfaitement plane, parsemée de galets quartzitiques.

4). *La terrasse des 35-40 m*

C'est sans doute le niveau le mieux représenté dans la vallée et particulièrement dans le bassin de Berevo. Il s'agit, jusqu'au niveau actuel de la rivière, d'une terrasse détritique sablo-argileuse montrant parfois quelques lits des graviers. Les stratifications entrecroisées y sont fréquentes.

Cette terrasse est grésifiée dans sa masse et montre, en surface, des sols ocre-jaunes à rouges. Les plus importants témoins sont ceux de Betomba sur la rive droite, de Berevo-Soanafindra où ils sont emboîtés dans le niveau des 75-80m, puis, en aval, celui de Tsimaloto où le raccord avec le niveau des 75-80 m se fait par l'intermédiaire d'un talus bien net.

Cette terrasse est parfois recouverte par une mince couche de galets de quartzites qui paraissent colluvionnés depuis les épandages pliocènes.

5). *Le niveau des 10-12 m*

Nous avons déjà évoqué la présence dans la basse vallée de cette terrasse détritique eustatique qui correspond à la transgression ivovonienne. Ce niveau se suit tout le long de la basse vallée et des laçs de débordement latéraux jusqu'aux gorges Tsimaloto soit à 60 km de l'embouchure actuelle.

Il se prolonge dans les gorges de Tsimaloto et dans le bassin de Berevo par un niveau de 20-25 m d'altitude absolue soit 6-7 m d'altitude relative. Il s'agit soit d'une étroite banquette d'érosion entaillant les niveaux antérieurs (rive droite en aval de Betomba), soit d'un niveau de remblaiement sablo-argileux de 100 à 200 m de large emboîté dans le niveau de 30-35 m (Berevo, Mehavelo, Mekily). On le suit également, mais de façon discontinue, à l'entrée des gorges du Bemahara : il s'agit alors d'une terrasse d'érosion de 10 à 20 m de largeur.

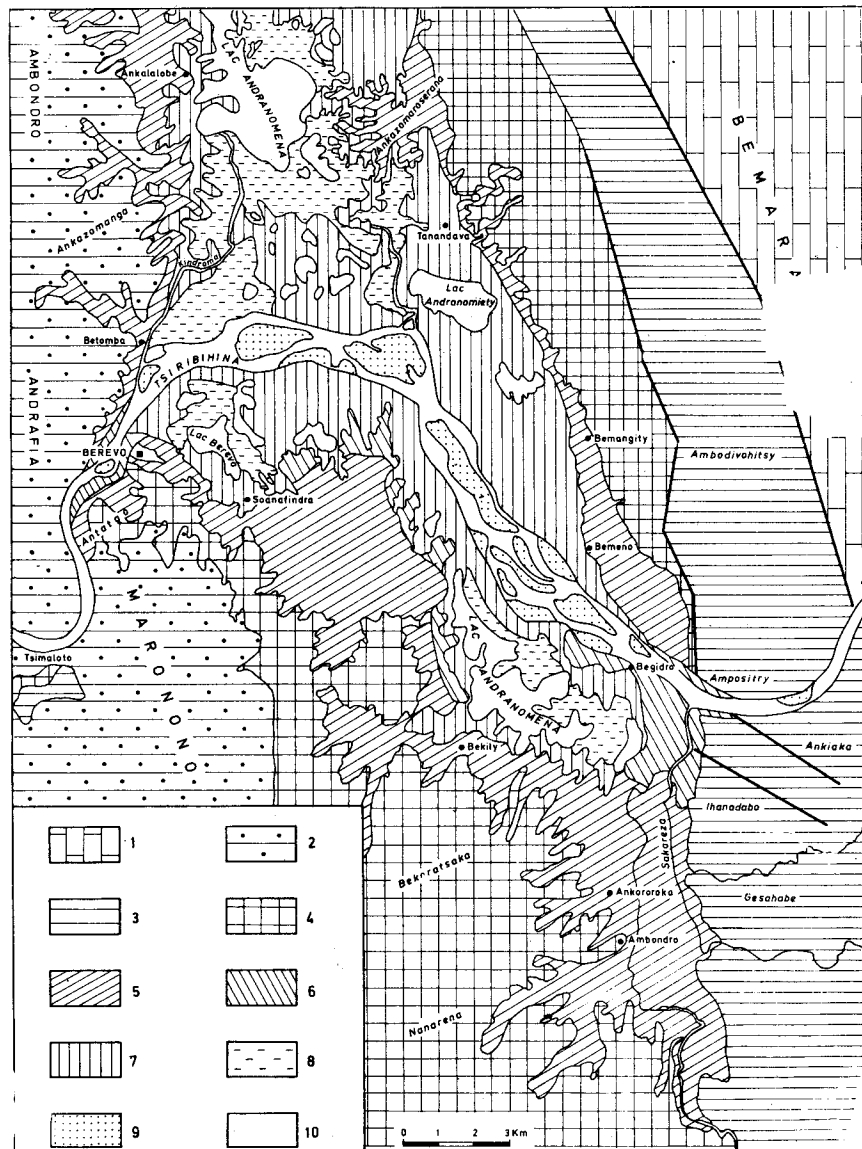


Fig. 6 — Croquis morphologique du bassin de Brevo (Corrigé d'après R. Rasoa-
nimanana)

1. Calcaires du Bemahara — 2. Grès crétacés — 3. — Niveau des 125 -
140 m
4. Niveau des 75-80 m — 5. Terrasse des 35-40 m — 6. Terrasse des 10 -
12 m —
7. Niveau des 3-4 m — 8. Niveaux subactuels — 9. Bancs de sable — 10.
Lacs et rivières.

6). *Le niveau de 3-4 m*

Ce niveau qui, topographiquement, se confond parfois avec les niveaux ultérieurs, existe dans toute la vallée depuis Ankotrofotsy, sauf dans les gorges du Bemahara et de Tsimaloto. Il s'agit d'une terrasse détritique sablo-argileuse à lentilles de graviers, non rubéfiée et complètement fixée par une forêt dense hydrophile. Les alluvions ont subi une évolution pédologique marquée avec formation d'épais sols hydromorphes noirs dans les dépressions et début de rubéfaction sur les points les plus hauts. Cette terrasse est encore parfois inondée lors des crues les plus violentes.

Dans le delta et la basse vallée, ce niveau est représenté par une terrasse eustatique de même altitude emboîtée dans le niveau de 10-12 m et il est parfois recouvert par des épandages de galets colluvionnés depuis ce niveau, la chose étant très nette autour du lac Bemarivo. Il s'agit là d'un témoin de la transgression karimbolienne.

7). *Les niveaux sub-actuels et actuels*

On peut encore distinguer dans le bassin de Berevo et dans la basse vallée une terrasse de 1-2 m d'altitude relative. Il s'agit aussi d'un niveau détritico-sablo-argileux dont l'évolution pédologique est peu prononcée. Il est fixé par la végétation mais régulièrement inondé lors des grandes crues. Il domine les alluvions actuelles du lit majeur inondées chaque année (*baiboho*).

8). *La chronologie relative des terrasses et des événements*

L'étude précédente nous conduit à identifier le long de la vallée de la Tsi-rihina six niveaux de terrasses dont la plus ancienne représente certainement le niveau pliocène du cours d'eau. La succession des événements peut donc être reconstituée de la façon suivante :

A partir des replats des 125-140 m se produit un creusement d'une cinquantaine de mètres. Puis, une stabilisation d'assez longue durée permet la réalisation des importantes terrasses d'érosion du niveau de 75-80 m. Cet enfoncement semble avoir été brutal et continu dans la mesure où le profil des versants entre les deux niveaux est régulier, sans replat et en forte pente, ce qui, compte tenu de la nature résistante de la roche, indique une considérable capacité d'érosion et une stabilité des conditions morphoclimatiques pendant un temps assez long même si la mise en évidence d'un soulèvement lent du Bemahara à cette époque (R. Rasoanimanana, 1977) permet de penser que ce creusement a été ainsi facilité et accentué.

Puis vient un nouvel enfoncement de l'ordre de 45 à 50 m en aval des gorges du Bemahara suivi de la formation de la terrasse de 30/35m (20-25m d'altitude relative).

TSIRIBIHINA	LITTORAL	MARIN	DUNES	NIVEAU MARIN	CLIMAT	TERMINOLOGIE
Baiboho		Niveau 1m	Dunes vives	Tendance régressive Max transgressif	Tendance à l'assèchement	ACTUEL FLANDRIEN
T 1/2 m			Dune grise	Régression	Pluvial Displuvial	IRODIEN
	?	?		Max transgressif(?)	Oscillation humide	
T 3/4 m			Dune jaune non grésifiée	Régression	Displuvial	KARIMBOLIEN 150.000 à 80.000 B.P. (Battistini 1977)
		Niveau 3 m		Max transgressif	Pluvial	
T 6/8 m			Dune blanche grésifiée	Régression	Displuvial	IVOVONIEN
		Niveau 10-12m		Max transgressif	Pluvial	240.000 ± 70.000 B.P. -40.000 (Battistini 1977)
T 15/20m	Falaise		Dune jaune grésifiée	Régression	Displuvial	ANTSIRANIEN
	Niveau 25-30m			Max transgressif	Pluvial	400.000 ± 100.000 B.P. (Rossi 1978)
	Falaise	Facies Tamborano 4-5m		Max transgressif	Displuvial	
T 55/60m			Vieille dune rouge	Régression	Pluvial	TANTSIMIEN
	Falaise	?		Max transgressif	Displuvial	2,2 ± 0,3 MA (Rossi 1978)
Poudingues Niveau 125-140m	Surface de remblaiement			Régression	Pluvial	PLIOCENE

Tableau 2 LE QUATERNAIRE LITTORAL DE L' OUEST DE MADAGASCAR

Un nouveau creusement se produit jusqu'en-dessous du niveau actuel du cours d'eau ce qui représente un enfoncement d'au moins 20m, puis c'est le dépôt de la terrasse de 10-12 m dans le delta. Après un léger recreusement, se déposent les niveaux de 3-4 m puis de 1-2 m.

En ce qui concerne les conditions paléoclimatiques de dépôt, la discussion n'est point close et, pour nous en tenir à Madagascar, l'hypothèse admise est celle de F. Bourgeat (1972) pour qui le dépôt des terrasses est lié aux displuviaux, périodes pendant lesquelles les versants dénudés fournissent une charge importante que les rivières (dont l'écoulement est alors réduit) ne peuvent transporter. Inversement, le creusement est attribué aux pluviaux car alors les versants boisés ne fournissent que peu de matériel ce qui entraîne dans la rivière un rapport débit-charge favorable au creusement. Cependant G. Rossi (1977) a fait remarquer que si ce schéma est satisfaisant pour les terrasses constituées d'éléments de petits taille, il semble difficile à admettre pour des dépôts conglomératiques comportant de gros éléments (parfois plus de un mètre cube dans le Nord). Aussi peut-on penser que le dépôt de ces conglomérats est, plus précisément, le fait du passage d'un displuvial à un pluvial. Le climat étant déjà caractérisé par une pluviométrie abondante et les versants n'étant pas encore reconquis par la forêt.

En fonction de ces éléments, les corrélations les plus vraisemblables sont présentées dans le Tableau II.

CONCLUSION

Cette reconnaissance des formations Plio-quatérnaires de l'Ouest de Madagascar nous a permis de mettre en évidence l'existence de cinq période paléoclimatiques postérieures à la phase aride du Pliocène et antérieures à la transgression flandrienne. Chaque période est caractérisée par un pluvial et un displuvial. Diverses datations absolues permettent d'avoir une idée de la chronologie absolue de ces niveaux.

Le Karimbolien est le mieux connu grâce à de nombreuses datations qui permettent à R. Battistini (1977) de le diviser en trois phases allant de 150 000 B.P. à 80 000 B.P. Le maximum transgressif ivovonien a été daté, sur la côte du Kenya, de $240\ 000 \pm 70\ 000$ B.P. (R. Battistini, 1977). Le maximum transgressif antsiranien vient d'être daté (G. Rossi, 1978) par l'intermédiaire des basaltes de la coupe de l'Arsenal de Diego-Suarez : Il est antérieur à $400\ 000 \pm 100\ 000$ B.P. Enfin, le pluvial tatsimien, daté dans le Nord, est voisin de $2\ 200\ 000 \pm 0,300\ 000$ B.P.



G. ROSSI

R E S U M E

Le présent travail est une tentative de synthèse des connaissances actuelles sur le Plio-Quaternaire de l'Ouest de Madagascar et il s'appuie sur les données acquises dans le Nord de la Grande Ile.

Ainsi, l'étude de trois secteurs-clefs (Cap Saint-André, Tambohorano, vallée et delta de la Tsiribihina) permet de reconnaître que, postérieurement à la longue période aride de la fin du Pliocène durant laquelle se sont formés de grands glacis de remblaiement, ont existé cinq grandes périodes paléoclimatiques antérieures à la transgression flandrienne. Chaque période se caractérise par un pluvial suivi d'un displuvial. Une série de datations absolues permet de fixer les cadres chronologiques de ces paléoclimats.

S U M M A R Y

The present paper attempts to synthesize present knowledge about the plio-quaternary period of western Madagascar in light of data obtained in the north of this island. Thus, a study of three key areas (Cape Saint-André, Tambohorano, the valley and the delta of the Tsiribihina) points out, posterior to the long dry period of the end of Pliocene, during which great glacis were formed, the existence of five great paleoclimatic periods antedating the flandrian transgression. Each period is characterized by a pluvial followed by a displuvial. A serie of radiometrical dating procedures fixes a chronological outline of these paleo-climates.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDRIAMIHARISOA J. — 1977 — Contribution à l'étude géomorphologique de la région de Maintirano, Mém. de Maîtr., Tananarive, 99 p., ronéo.
- BATTISTINI R. — 1959 — Définition du Tatumien dans le Quaternaire littoral de l'Extrême-Sud de Madagascar. C.R. Soc.Géol. de France, n°2, Paris.
- BATTISTINI R. — 1964 — L'extrême -Sud de Madagascar, étude géomorphologique. Ed. Cujas. Paris.
- BATTISTINI R. — GUILCHER A. — MAREC A.M. — 1970 — Morphologie et formations quaternaires du littoral occidental de Madagascar entre Maintirano et le cap Saint-André, Mad. Rev. de Géol., n° 16, Janv.-Juin, Tananarive.
- BOURGEAT F. — 1972 — Sols sur socle ancien à Madagascar, Mém. ORSTOM, Paris.
- HERVIEU J. — 1968 — Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical, Mém. ORSTOM, Paris.
- RASOANIMANANA R. — 1977 — Contribution à l'étude géomorphologique de la vallée de la Tsiribihina, Mém.de Maîtr., Tananarive, 169 p., ronéo.
- ROSSI G. — 1976 — L'évolution plio-quaternaire de l'Extrême-Nord de Madagascar, Mad.Rev. de Géol. n° 29, Juil.-Déc., Tananarive.
- ROSSI G. — 1977 — a — Le cap Saint-André, Mad. Rev. de Géol. n° 30, Janv.-Juin, Tananarive.
- ROSSI G. — 1977 — b — L'Extrême-Nord de Madagascar, étude géomorphologique, Edisud, Aix-en-Provence.
- ROSSI G. — 1978 — Sur l'extension de la phase aride pliocène dans le massif du Tsaratanana, Mad.Rev.de Géol.n° 32, Janv.-Juin, Tananarive.