RÉFLEXIONS SUR LES STRUCTURES LITTORALES ET RÉCIFALES DU SUD-OUEST DE MADAGASCAR

par

L. A. MAUGE *

Le sud-ouest et l'extrême sud de Madagascar ont fait l'objet de nombreuses études, dans de multiples disciplines. Une synthèse des données acquises semble utile, pour comprendre les conditions de l'implantation des récifs actuels.

Les exemples seront choisis, de préférence, dans la région de Tuléar, la mieux connue. Une extension des conclusions, à l'ensemble de la côte sud-ouest de Madagascar et aux îles du large, sera tentée à titre hypothétique.

I — LE CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE

Entre les fleuves Mangoky, au nord, et Menarandra, au sud, le sud-ouest de Madagascar est un ensemble sédimentaire homogène. Il comprend un plateau calcaire, limité vers l'ouest par un escarpement et une plaine littorale sablo-gréseuse.

Plateau et plaine sont entaillés par de grands axes hydrographiques : Befandriana, Manombô, Fihèreñana, Onilahy, Linta. Seul l'Onilahy est un fleuve permanent.

Le climat de toute la région est subaride.

La côte est bordée de récifs frangeants. Devant l'estuaire de la Linta, en travers des baies de Tuléar et de Ranobe, le récif se détache de la côte. L'estuaire de l'Onilahy constitue, en gros, la limite sud de l'extension des formations récifales florissantes actuelles.

Vers le large, les courbes isobâthes sont serrées et sensiblement parallèles au rivage. La plateaux continental est inexistant ou rudimentaire.

*Université de Madagascar — Station marine de Tuléar.

II — LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ANTÉPLIOCÈNE

1. — Généralités.

Madagascar, insulaire depuis le Crétacé, possède un socle précambrien paragneissique, à granites intrusifs, sur lequel reposent, en discordance, des séries métamorphiques, ayant subi une orogénèse intense et des forces tangentielles. Contrastant avec le socle profondément plissé, les séries sédimentaires, qui se sont déposées depuis la fin de l'ère primaire, sont légèrement inclinées vers la mer et ont une structure monoclinale. Elles n'ont été soumises qu'à des forces radiales : failles, épirogénèse verticale ou légèrement oblique, gauchissements.

Dans son ensemble, l'ouest malgache est un biseau sédimentaire, reposant sur le cristallin. Sous les séries littorales, le socle est profondément enfoncé (de 6000 à 7000 mètres au niveau de Tuléar et de Morombe). Vers l'intérieur des terres, le cristallin affleure, parfois à moins de 100 kilomètres de la côte.

Les données sur la nature des sédiments, qui surmontent le socle, tant au niveau du plateau calcaire que de la plaine littorale, sont fragmentaires. Le Jurassique a été atteint, dans la plaine, au forage d'Andavadaoka (au nord de Tuléar). Les autres forages — Befandriana et Tuléar — ont été arrêtés aux horizons supérieurs du Crétacé infrabasaltique. L'île rouge, comme l'Afrique et l'Inde, a connu, depuis le Turonien, de grands épanchements de basaltes fissuraux. Dans la région littorales, ces basaltes sont rapportés au Sénonien et qualifiés de "basaltes moyens".

Les séries sédimentaires antépliocènes, qui arrivent à l'affleurement dans la région littorale, sont tertiaires, calcaires et marines. Elles forment un compartiment élevé, et correspondent au plateau calcaire.

2. — *Le substrat profond.*

Les données sur le substrat profond ont été acquises lors de recherches de pétrole et d'eau. Elles concernent surtout le substrat de la plaine littorale.

Par sismique et magnétisme aéroporté a été établi un décrochement au niveau des basaltes crétacés, à leur arrivée dans la plaine côtière. Situés à 800 ou 900 mètres sous les calcaires du plateau, ils ont été recoupés, entre 2042 et 2104 mètres, au forage TJ, implanté dans le delta du Fiherenana.

Ce décrochement a fait supposer l'existence d'une faille cachée, dite faille de Tuléar. Un forage superficiel TU, implanté dans un lit ancien du Fiherenana, a semblé confirmer cette hypothèse. Sous 85 mètres d'alluvions récentes et de quaternaire continental, apparaît une série alternée de sables, de marnes et de calcaires, dont les foraminifères ont été rapportés au Lutétien. La faille de Tuléar aurait joué à la fin de cette période. Le rejeu aurait été de 150 à 200 mètres et l'escarpement du plateau calcaire serait le miroir de la faille.

Les coupes des forages TJ et TU montrent, au niveau du compartiment abaissé de la faille, un épaississement des séries et un changement de faciès. Des sondages électriques effectués par C.G.S., avec une ligne de sonde de 500 mètres, ont permis la généralisation de ces résultats. En dehors du lit du Fiherenana, il n'existe pas, dans la plaine de Tuléar, de traces de bancs calcaires profonds, ayant une épaisseur notable. Vers le sommet de l'escarpement du plateau, l'épaisseur des couches calcaires, présumées éocènes, a pu être estimée à 300-350 mètres. Ces sondages ont révélé, vers la cote moins 100 mètres, l'existence de terrains salés, qui peuvent être les témoins d'une intrusion marine. Ces terrains salés s'avancent à l'intérieur du plateau calcaire, au niveau des gorges du Fiherenana et plus au sud, en direction d'une profonde vallée, appartenant à un réseau hydrographique fossile. A l'intérieur des gorges du même fleuve, l'épaisseur des sédiments à faible résistivité dépasse largement celle, évaluée, des calcaires tertiaires. Cette profonde entaille alluviale, dans le plateau éocène, suggère que le Fiherenana est un fleuve plus ancien, que sa percée au travers des calcaires ne permettait de le supposer. Dans cette hypothèse, les gorges actuelles du fleuve peuvent être un cañon exondé, dont la prolongation en mer devait être recherchée.

3. — *Le plateau calcaire.*

Les séries calcaires, qui affleurent, sont essentiellement éocènes. Elles sont façonnées en plateau, terminé, vers l'ouest, par un talus en forte pente — près de 50° — précédemment appelé "escarpement", dont le sommet domine la plaine littorale d'une centaine de mètres, en moyenne. Ce talus, aux affleurements souvent masqués par des colluvions, se poursuit, subrectiligne, sur plusieurs centaines de kilomètres.

Hors des grands axes hydrographiques actuels, le plateau éocène est raviné par un réseau hydrographique fossile, dense, court et peu ramifié, qui, localement, entaille le talus en facettes trapézoïdales et lui donne l'aspect d'un escarpement de faille.

Au sud, de part et d'autre du fleuve Linta, le talus est fossilisé par des dunes grésifiées quaternaires. L'éocène n'y apparaît que sporadiquement. Au nord, au voisinage du massif intrusif de l'Anavalona, l'épirogénèse, qui a soulevé les séries marines littorales, a amené le plateau calcaire à son point le plus élevé (1084 mètres — signal de Sarilava).

Selon les cartes géologiques, au nord du Fiherenana, le talus entaille surtout l'éocène inférieur. Au sud du fleuve, c'est essentiellement le Lutétien, qui apparaît à l'affleurement. L'Yprésien est représenté très localement, sur la rive gauche du Fiherenana.

a) Les faciès de l'éocène.

Très sommairement, les principaux faciès de l'éocène sont :
Eocène inférieur (ou Paléocène). Calcaires à algues, souvent karstifiés.

- Yprésien inférieur.* Marnes et calcaires marneux à Nummulites (*N. lahiri*), Alvéolines (groupe *subpyrenaïca*), Discocyclines, Madrépore (*Actinastrea*) et Gastéropodes marins, avec passage latéral à des calcaires gréseux faiblement dolomitiques ou à des récurrences crayeuses à Echinides (1).
- Yprésien supérieur.* Calcaires compacts, bien cristallisés, pauvres en alvéolines et en Nummulites (*N. kelatensis*), avec quelques Dasycladacées et Orbitolites.
- Lutétien.* Alternance de calcaires et de calcaires marneux, avec, souvent, des calcirudites à Milloles, à la base et, vers le sommet, des calcarénites à Alvéolines. Ces séries sont entrecoupées de rares fines strates d'huitres et montrent des passages latéraux de calcaires à Alcyonnaires (*Tubipora*) ou de calcaires crayeux à Madréporaires. Localement, au Massif de la Table, situé au SE de Tuléar, les séries lutétiennes sont couronnées par des marnes calcaires, à gypses fissurés, riches en moules internes de Gastéropodes et de Pélécy-podes. Ces marnes sont recouvertes par une strate mince d'argile jaune, extrêmement pauvre en quartz et probablement azotique (2).

Les séries yprésiennes et lutétiennes correspondent à des sédimentations très littorales. Les coupes, variables d'un point à un autre, y ont la diversité des formations sédimentaires ou construites d'un côté actuelle. Echelonnés dans le temps et dans l'espace, ce sont des massifs récifaux, des herbiers et, peut-être, des mangroves.

L'émersion post-éocène s'est traduite par une érosion intense et par une pénélplanation (ou pédiplanation), qui, seule, peut expliquer que, quelle que soit la série éocène, dans laquelle le talus est entaillé, le commandement de la falaise reste sensiblement uniforme.

b) Les faciès postéocènes.

Après l'éocène, les séries sédimentaires qui se sont déposées sur le plateau calcaire, sont peu importantes. Elles sont soit marines et tertiaires, soit continentales, néogènes ou plus récentes.

Les séries marines sont bien représentées dans le massif de la Table. Elles comportent :

(1) Les nummulites ont été déterminées par A. Blondeau (Université de Paris VII).

(2) H. BÉSAIRIE a signalé, sous les marnes à moules internes, des grès à stratification entrecroisées, qui représenteraient le faciès de l'émersion postlutétienne. Nous n'avons pas trouvé ces grès en place. Si leur présence se confirmait, les marnes à moules internes devraient être rapportées à un niveau supérieur. Elles pourraient, alors, représenter la fin de l'éocène, inconnue dans la région et correspondraient à un nouveau faciès d'émersion.

Oligocène. Essentiellement des marnes calcaires jaunes, entrecoupées de trois ou quatre épais bancs d'huitres. Longtemps considérées comme lutétiennes, ces marnes sont maintenant rapportées à l'Oligocène (H. BESAIRIE).

Miocène. Calcaires et calcaires marneux à *Cyphus arenarius* et toute une faune de Mollusques et d'Echinides.

Un nouveau surfacage, intervenu peu après, a rendu tabulaire le sommet des formations miocènes. L'altération sommitale des calcaires à *Cyphus* donne une roche lapiazée et caverneuse, qui se désquame en plaques et montre des accumulations de silice rubéfiée. Les calcaires, non altérés, immédiatement sous-jacents, semblent dépourvus de ces chailles, dont l'origine n'est pas connue.

III — LES FORMATIONS PLIOQUATERNAIRES ET QUATERNAIRES DE LA RÉGION DE TULÉAR.

1. — Sur le plateau calcaire.

Dans la région de Tuléar, les séries continentales, postérieures au Miocène sont d'importance réduite. On a guère signalé (Sourdat, 1970) que quelques buttes de sables néogènes surmontant des carapaces de nappe ferrugineuses. Elles peuvent être les témoins d'un ennoyage important du plateau calcaire par les sables néogènes. La nappe sableuse aurait, alors, été déblayée lors du creusement du réseau hydrographique fossile. Sur le bord occidental de la falaise, quelques poches de sables roux-rouges (Sourdat, 1969) suggèrent un nouvel ennoyage du talus éocène par les dunes littorales, elles sont attribuées au quaternaire ancien. Sur la rive nord de l'Onilahy, au sommet de la falaise calcaire de Barn Hill, des traces de grès rubéfiés, suggèrent une interprétation similaire. Enfin, toujours à Barn Hill, à près de 100 mètres d'altitude, une dune flamandaise, à faune continentale, s'explique mal. Peut-être son implantation est-elle liée à un comblement occasionnel du cirque, qui précède l'embouchure du fleuve (cirque de Saint-Augustin).

Au sud de l'Onilahy, on ne connaît que la fossilisation du rebord du plateau, par les dunes quaternaires, qui a déjà été signalé.

2. — Dans la plaine littorale.

Située au pied du talus de la falaise éocène, sur le compartiment présumé effondré de la faille de Tuléar, la plaine littorale montre des sédiments superficiels continentaux, sablo-gréseux. Ils s'étalent du plio-quaternaire à la période actuelle.

A - L'affaissement de la plaine littorale.

a) Généralités.

Entre les fleuves Mangoky et Onilahy, la plaine côtière a été définie (1) comme un biseau sédimentaire, surmontant les calcaires éocènes d'un compartiment de faille abaissé (Faille de Tuléar). Au sud de l'Onilahy, la morphologie littorale n'est pas modifiée et les affleurements sont de même nature. Il a semblé logique de supposer une prolongation, vers le sud, de la faille de Tuléar, puis de faire intervenir un relai de faille, pour expliquer, au niveau de la Linta, la modification de l'orientation du talus éocène (2).

Cependant, selon la carte tectonique de Madagascar, à Itampolo, au nord de la Linta, le socle serait sub-affleurant. L'interprétation tectonique de l'origine de la plaine côtière devient alors douteuse. A l'extrême sud de l'île, la morphologie de la région littorale est inchangée, la plaine côtière est dominée par une falaise, entaillant des formations néogènes ou plio-quadernaires, qui reposent, localement, en discordance sur le socle. Un origine tectonique de l'affaissement littoral ne peut plus être invoquée.

b) La faille de Tuléar.

Selon les auteurs, la faille de Tuléar est simple ou en gradins et précédée d'une flexure continentale. Pour tous, la localisation de la fracture est la même. Elle coïncide avec le pied du talus éocène.

Dans la plaine de Tuléar, cette localisation de la faille a été contestée, par un hydrogéologue (Ch. Domergue - sous presse). Cet auteur invoque divers arguments 1) : composition chimique des eaux souterraines ; 2) tracé de la fracture, sur le terrain, ne présentant pas la rectitude idéale des cartes géologiques à petite échelle, mais formant un arc de cercle de plusieurs kilomètres de flèche ; 3) présence, dans la plaine côtière, à la sortie des gorges du Fiherenana, sur le compartiment élevé de la faille, d'une butte témoin éocène, située à quelques 800 mètres du pied de la falaise calcaire ; 4) existence, au sud de cette butte, d'une flèche sableuse, perpendiculaire au talus éocène, ayant limité des divagations du fleuve. Le fait que le Fiherenana n'ait pu débayer cette barre sableuse, permettant de supposer la présence de calcaires compacts sous-jacents aux sables.

Les sondages électriques ont permis de rejeter certains de ces arguments. Entre la butte témoin et la falaise, il n'existe pas de strates profondes de calcaires compacts. La butte n'est pas un élément du plateau calcaire, isolé par un méandre du fleuve. Elle se trouve sur le compartiment présumé abaissé de la faille. Formée de blocs calcaires recimentés, datée par les foraminifères de

(1) CLIQUET 1957, HERVIEU 1965, SOURDAT 1967, 1969 ; 1973.

(2) BATTISTINI 1964.

de l'yprésien supérieur, la butte n'est probablement pas en place et témoigne d'un effondrement ancien du bord de la falaise.

Les terrains sous-jacents à la flèche sableuse tout en montrant un accroissement de résistivité, ne forment pas le soubassement calcaire compact, qui a été supposé.

Quant au tracé de la faille, au pied de la falaise, les sondages électriques ont permis d'affirmer, qu'il était différent de celui figuré sur les cartes géologiques. Il semble, cependant, qu'il faille tempérer cette opinion. L'existence d'une fracture profonde n'est ni confirmée, ni infirmée. Il n'en est pas de même du rejeu post lutétien, dont aucune trace n'a été relevée.

c) Essai d'interprétation.

L'éventualité d'un rejeu post lutétien de la faille de Tuléar repose sur l'interprétation donnée à la coupe du forage TU. Le Lutétien y est signalé, par ses Foraminifères, entre moins 85 mètres et moins 200 mètres, (profondeur à laquelle le forage a été limité) dans une série alternée de sables, de marnes et de calcaires.

Les cuttings de ce forage n'ont pu être retrouvés. Les conditions de surveillance du forage et de prélèvements des échantillons (1) n'ont pas été satisfaisantes. Elles font douter de l'interprétation donnée. La liste des Foraminifères prélevés, examinée par A. Blondeau, montre des espèces appartenant à l'ensemble de l'éocène, voire même du supérieur.

Un forage superficiel plus récent (forage de l'huilerie) également implanté dans le lit du Fiherenana, en aval du forage TU, montre une série alternée de sables, d'argiles et de grès calcaires, d'origine alluviale. où les Nummulites apparaissent dès la cote moins 20 mètres. Cette série est interrompue, à deux reprises par des séquences récifales. Les profils des forages TU et de l'huilerie sont comparables. Cette similitude, jointe à l'importance de l'entaille alluviale, révélée, dans le lit du fleuve, par les sondages électriques, incite à considérer la série présumée lutétienne du forage TU, comme une série alluviale, dans laquelle les foraminifères se sont trouvés mélangés, au gré d'une érosion, affectant l'ensemble de l'éocène du plateau calcaire.

Le facteur important est le changement de faciès, constaté dans la plaine de Tuléar, au niveau du compartiment abaissé. Ce changement de faciès semble général sur l'ensemble du littoral sud-ouest. Il apparaît à Andavadaoka, au nord. Il s'y accompagne d'un épaississement des séries. En gros, depuis le Cénomaniens, il s'est déposé deux fois plus de sédiments sur le compartiment abaissé. Cet accroissement des dépôts peut être interprété comme preuve de la constance des conditions de sédimentation (BATTISTINI, 1964). Cet accroissement des dépôts peut être la conséquence d'une subsidence permanente. Le seul argument, invoqué à l'appui de cette hypothèse, est la présence, dans la coupe d'Andavadaoka,

(1) H. BÉSAIRIE, 1965 ?, «Les sondages de Tuléar et de Morombe», rapport interne du S.G. de Madagascar et communication personnelle.

de 250 mètres de quaternaire récifal. En fait, cette série récifale est formée de 160 mètres de dolomies vacuolaires post-aquitano-burdigaliennes et de 90 mètres de calcaires gréseux, probablement quaternaires. L'argument n'est guère probant.

Qu'il y ait eu faille ou flexure continentale, où les deux, le fait le plus notable est que, malgré l'accroissement de sédimentation au pied de la falaise éocène, un véritable plateau continental n'ait pu s'établir. Une des conséquences est qu'un néogène continental typique, n'apparaît qu'au nord du fleuve Mangoky, où la côte est bordée par un plateau continental conséquent, ainsi que dans l'extrême sud de l'île, où la profondeur des fonds marins est limitée par le banc de l'Etoile. Entre, sur l'ensemble du littoral sud-ouest, les dépôts néogènes ont été érodés ou ont été rémaniés "in situ".

B — La sédimentation sablo-gréseuse.

a) Généralités.

La plaine littorale montre une série de dispositifs dunaires emboîtés, échelonnés dans le temps depuis le plio-quaternaire. Les diverses dunes se différencient par stratigraphie, par le degré d'émoussé de leur relief, et, pour les horizons supérieurs, par le degré de rubéfaction. Il n'existe pas, ou peu, de fossiles d'un niveau déterminé, tout au moins en l'état actuel de nos connaissances, car la très riche faune de mollusques continentaux (*Ampelita*, *Clavator*, *Helio-phanta*, *Tropidophora*), définie par Germain (1931), qui comporte de nombreuses espèces éteintes, n'a jamais vraiment été étudiée, dans ses rapports avec les diverses séquences dunaires.

Les matériaux déposés dans la plaine sont essentiellement quartzeux. Ils sont originaires d'horizons démantelés du socle. Au cours de l'ère secondaire, ils ont été stockés dans les formations deltaïques du Makai et de l'Isalo. Lors de l'émersion des séries marines tertiaires, ils ont été remobilisés. Les sables sont arrivés dans la plaine côtière quelque peu affinés, avec leur cortège de minéraux lourds, mais pratiquement sans oxydes de fer. Ceux-ci semblent avoir été abandonnés en cours de route. Un tel délaissement peut expliquer l'importance des dépôts de limonite de la région Betsioky Ampanihy et, peut-être, les carapaces de nappe des témoins néogènes. Dans la plaine côtière, les sables ont été, le plus souvent, affinés par la mer et le modelé de leurs dépôts est éolien.

L'essentiel des apports est probablement pliocène, comme pour l'ensemble de la côte ouest de Madagascar, mais aucun dépôt typique ne semble s'être conservé sur le littoral sud-ouest. Depuis le Pliocène, les apports ont été continus, faibles en période de stabilité, où ils ont été limités aux seules alluvions normales des fleuves, importants lors des reprises d'érosion.

b) L'Aépyornien malgache.

La mise en place, dans la plaine littorale, des séquences sableuses successives, serait corrélative d'importantes variations du niveau de la mer. Dans

l'extrême sud de l'île, BATTISTINI (1964) signale quatre grandes régressions. La première au cours du Pliocène, les suivantes pendant l'Aépyornien, équivalent malgache du quaternaire africain et européen, sans que, faute de corrélations certaines, on puisse savoir, "s'il en est seulement une séquence courte ou longue". BATTISTINI a appelé les phases transgressives intermédiaires, Tatsimien (Aépyornien inférieur), Karimbolien (Aépyornien moyen), ne conservant qu'au Flandrien sa dénomination. Ces noms ont été étendus aux dépôts sédimentaires corrélatifs.

A cette alternance de régressions et de transgressions a correspondu une alternance climatique de phases aréiques et pluviales, qui se sont superposées à l'assèchement progressif, que connaît Madagascar, depuis le début du Quaternaire. BATTISTINI (1964) fait coïncider les pluviaux avec les minima régressifs et les appelle Ambovombien et Lavanonien, pour ceux qui encadrent la transgression karimbolienne. Cependant, il signale des reprises d'érosion, à caractère local, antérieures au Lavanonien, dont elles ne seraient qu'un épisode. Il appelle cet épisode Ankitrien. Les pédologues n'ont pas admis la chronologie de BATTISTINI. HERVIEU (1958, 1965) estime que, de par la nature des matériaux, les épandages du piémont Lavanonien, ont été mis en place au cours d'un dis-pluvial. BOURGEAT (1970) et SOURDAT (1973) font coïncider les pluviaux avec les transgressions. Quoi qu'il en soit de cette chronologie, l'alternance climatique n'est pas mise en doute et elle est évidente, sur le terrain, si l'on admet, avec certains pédologues, que la rubéfaction des horizons superficiels des dunes, probablement par altération des magnétites, n'a pu intervenir qu'en milieu plus humide que l'actuel.

C – Les sables roux et leurs horizons carbonatés.

a) Nomenclature.

Faute de corrélations certaines, SOURDAT, pédologue de l'O.R.S.T.O.M., a été amené à numéroter les séquences de sables roux de la plaine de Tuléar. Nous avons préféré conserver la nomenclature de BATTISTINI. Le rapprochement entre les séries aépyorniennes du sud de Madagascar et celles de la plaine de Tuléar ne peut reposer que sur une analogie de position stratigraphique, une similitude de forme de relief et de couleur des matériaux. Il n'y a pas de véritables éléments de datation. L'adoption d'une nomenclature particulière à la plaine de Tuléar, parce qu'elle implique l'éventualité d'un caractère strictement localisé des dépôts, a semblé plus arbitraire qu'une tentative d'intégration des séquences sédimentaires dans le cadre de mouvements, ayant affecté l'ensemble du littoral malgache.

b) Mécanisme de mise en place des dépôts.

Le mécanisme de mise en place des diverses séquences de sables roux demeure hypothétique. En reprenant le schéma de BATTISTINI, d'une alternance, au cours de l'Aépyornien, de régressions importantes et de transgressions, on peut concevoir que chaque phase régressive, abaissant le niveau de base des fleuves, s'est traduite par une reprise d'érosion. Les sables alluviaux ont été

répartis, le long de la côte, par la mer ou dérive littorale. La dune bordière, soumise à l'action éolienne, s'est progressivement élargie, ou il s'est formée une succession de dunes bordières. Lors de la phase transgressive consécutive, la mer a érodé les formations consolidées et a repoussé, dans une dune bordière en recul, une partie des matériaux meubles. Le vent continuant son action, les dunes éoliennes, en arrière du rivage, n'ont cessé d'être alimentées en sables façonnés par la mer.

c) *L'Aepyornien de la région de Tuléar.*

Les dépôts alluviaux du Fiherenana, que prolongent, depuis l'époque actuelle, une avancée deltaïque sur la mer, séparent la plaine cotière, au niveau de Tuléar, en deux ensembles nettement différents.

— Au nord du fleuve Fiherenana.

L'essentiel de l'interfluve Fiherenana-Manombo est occupé par des sables roux "mixtes" (HERVIEU, 1958), d'origine éolienne et fluviale, caractérisés par leur fluance et des histogrammes à double pics. Les dépôts de ces sables montrent quelques axes dunaires parallèles à la falaise éocène. Ils culminent vers 140 mètres. Les "sables mixtes" atteignent la côte, au nord de Tuléar, près du village de Tsangoritelo. Cartographiés comme carapace sableuse, ils montrent, cependant, quelques affleurements de calcaires crotés, probablement homologues des grès tatsimiens du sud de la plaine (1). Leur frange littorale est fossilisée par des dépôts plus récents : complexe linguiforme du Karimbolien supérieur, dunes bordières flandriennes et actuelles.

Les sables roux, qu'ils soient "mixtes" ou karimboliens sont, superficiellement, décarbonatés. Leur frange marginale peut avoir été, secondairement, contaminée par le calcaire des dépôts flandriens et actuels. Cette contamination ne modifie pas la coloration des sables et la morphologie des dépôts n'est pas altérée. Elle se manifeste, sur le terrain, par une bordure d'espèces végétales calcicoles, qui s'éclaircie rapidement et disparaît, au profit d'espèces calcifuges. La plus évidente de ces substitutions d'espèces végétales apparaît chez les euphorbes arborescentes avec la disparition d'*E. stenoclada* au profit de formes calcifuges du groupe *laro*.

— Au sud du fleuve Fiherenana.

Les dunes et alluvions anciennes des cartes géologiques forment un complexe aepyornien sablo-gréseux, dominé par le relief d'Ankasy (2), parallèle à la falaise éocène et qui culmine vers 40 mètres. Vers le sud de la plaine, les sables roux débordent sur un glacis de piémont marno-calcaire. Ensuite, la plaine disparaît sous des colluvions de matériel éocène et, à Barn Hill, la falaise tombe, subverticale, dans la mer.

Entaillant le glacis de piémont, une dépression saline colmatée témoigne de l'existence, au cours de l'Aepyornien, d'un golfe fonctionnel (3). Sur sa

(1) Layon du Km 35 sur la route Tuléar-Morombe ; piste d'Ifaty à Maromiandra.

(2) Le relief d'Ankasy, n'a pas de nom local. SOURDAT l'a dénommé d'après un village situé quelque peu au nord.

(3) Ce golfe figure comme tel, au moins partiellement, sur la carte n° 4177 du service hydrographique de la marine, dont le fond planimétrique date de 1888.

rive est, des consolidations littorales de matériel colluvial oligocène ont été interprétées comme une plage soulevée quaternaire (BASSE 1949, BATTISTINI 1964).

d) Les séquences de sables roux de la plaine de Tuléar.

Les sables roux de la plaine de Tuléar ont été étudiés par SOURDAT (1). Ils ont été reconnus par des forages superficiels. Ils comprennent trois ensembles sableux distincts, emboîtés et superposés. Chaque ensemble comporte un horizon superficiel rubéfié et décarbonaté, un horizon de transition intermédiaire et un horizon inférieur beige, enrichi en calcaire et pouvant avoir une base grésifiée.

— Les sables de l'Aeopyornien ancien.

L'ensemble dunaire le plus ancien (Q 1 de la terminologie de SOURDAT) est référentiel au Tatsimien. Les sables superficiels sont roux-rouges, l'horizon beige, légèrement induré, apparaît, dans la plaine, à la base de l'aven d'Hiaviro (2), les grès sous-jacents, dégagés par l'érosion, forment le relief d'Ankasy. Vers le sud de la plaine, au milieu du glacis de piémont, des prolongations de ce relief arrivent à l'affleurement (3). Sur l'ensemble de la côte sud-ouest, de tels affleurements sont fréquents. Ils sont, généralement (4), référentiels au Tatsimien.

Les grès de l'horizon beige sont visibles dans le plus profond des avens du relief d'Ankasy. Il s'agit de grès tendres, dont les horizons supérieurs renferment une profusion de tests, très érodés, d'une faune de mollusques terrestres, *Clavator* et *Tropidophora*, comparable à celle de l'extrême sud de l'île. A Hiaviro, ces mêmes tests sont répandus à la surface de l'horizon beige, où ils ont été fossilisés par les sables du Karimbolien.

L'horizon superficiel roux-rouge a sa frange externe fossilisée par les épandages karimboliens. Il n'apparaît à l'affleurement que de part et d'autre du relief d'Ankasy. Les sables ont le faciès en S, à tendance parabolique d'un dépôt de plage (5).

Les sables de l'horizon beige profond sont des sables éolisés d'un faciès marin. Relativement bien calibrés, ils ont un histogramme en S, à tendance hyperbolique.

(1) SOURDAT et GENSE 1968, 1969 ; SOURDAT 1973.

(2) Dans la notice de sa carte pédologique (1973), SOURDAT appelle Hiaviro, celui des avens du relief d'Ankasy, dont il a signalé l'existence en 1969. L'aven d'Hiaviro, tel qu'il apparaît sur la carte géologique de reconnaissance — sous l'appellation erronée de Iharivo — montre un affleurement de la nappe phréatique et est situé au milieu des sables roux. C'est dans ce sens que nous le concevons. Il est intéressant de signaler, à cette occasion, que les deux avens d'Ankasy et celui d'Hiaviro sont sur une même ligne. En la prolongeant vers le plateau calcaire, la ligne passe à proximité d'un quatrième aven, qui entaille le sommet du plateau, au nord de la piste Miary-Befoly.

(3) En bordure de l'ancien tracé de la route nationale 7 Tuléar-Tananarive.

(4) Le fait supporte des exceptions, au nord d'Itampolo, ces affleurements masquent des calcaires dolomitiques éocènes effondrés. Ces affleurements sont signalés par une *Didieracée* : *Alluudia comosa*.

(5) Les granulométries ont été effectuées par Mme DELAUNE (O.R.S.T.O.M.) et les interprétations m'ont été communiquées par M. SOURDAT.

En résumé, les dépôts tatsimiens montrent un noyau gréseux, dont les horizons superficiels sont continentaux. La mer est venue battre ce noyau et l'a partiellement entouré. Les grès pourraient, alors, représenter le néogène continental, rémanié "in situ" et les sables roux-rouges, la trace du maximum de la transgression tatsimienne. Le niveau marin ne peut être défini avec exactitude, il en est de même de la ligne de rivage.

— Les sables de l'Aepyornien moyen.

Les sables de l'Aepyornien moyen se répartissent en deux séquences, échelonnées dans le temps et l'espace.

Les plus anciens (Q 21 de Sourdat) peuvent être rapportés au Karimbolen inférieur. A l'affleurement, c'est un épandage en nappe, sans relief dunaire apparent, de sables marins éolisés. Ils sont roux-foncé. Leur granulométrie change sous la couverture de sables du Karimbolien supérieur. C'est, alors, un nouveau faciès de dépôt de plage. Cette disposition suggère, que la frange interne des sables roux foncé s'est déposée, par déflation, en arrière d'une dune bordière.

Les sables plus récents (Q 22 de Sourdat) sont roux-clairs, ils appartiennent au Karimbolien supérieur et fossilisent les sables roux foncé. La morphologie dunaire est conservée. Disposés en fer de lance, ils s'étalent largement sur les dépôts antérieurs. Qu'ils soient à l'affleurement, ou fossilisés par le Flandrien, les sables superficiels sont bien calibrés, à faciès logarithmique. Ceux de l'horizon beige profond ont livré une microfaune de Bryozoaires et de Foraminifères actuels, en parfait état de conservation. Cette faunule est accompagnée de spicules d'oursins et d'alcyonnaires. Des sables comparables par la granulométrie, le degré d'éolisation et l'état de la microfaune, n'ont été trouvés que sur le versant sous le vent des dunes bordières flandriennes et dans les couloirs de déflation des dunes quartzeuses, qui, postérieurement au Flandrien, correspondent à la phase terminale de l'Aepyornien dans la région. Cette comparaison suggère, que les sables roux clairs sont, au niveau de l'horizon beige, les restes de dunes bordières, dont les matériaux ont alimenté les dunes paraboliques. Plusieurs éléments viennent à l'appui de cette hypothèse : la diminution de l'altération de la microfaune, de la surface vers les horizons profonds dans les dunes flandriennes ; l'existence, à la limite interne des sables roux clairs, de dépressions salines colmatées, parfois encore marécageuses, analogues à celles qui abondent en arrière des dunes flandriennes et actuelles.

— Essai d'interprétation.

Le complexe des sables roux de la plaine de Tuléar s'étale, depuis la falaise éocène, sur quelques 5 kilomètres de profondeur. Comparé aux formations, probablement homologues, de l'extrême sud de Madagascar, ces dépôts ont un caractère rudimentaire. Il en est de même sur l'ensemble de la côte sud-ouest. On peut rapprocher ce fait de la quasi inexistance d'un plateau continental le long de cette côte, la plaine littorale n'a pu s'édifier que sur un minimum de précontinent.

Dans la plaine de Tuléar, le long de la falaise éocène, il ne reste plus de dépôts pliocènes typiques et les faciès marins éolisés du Tatsimien sont sous-jacents aux sables d'un dépôt de plage et, partant, à la ligne de rivage du maximum tatsimien, très proche de la falaise. Il faut donc admettre que l'essentiel

du modelé en talus de la falaise éocène est lié à un façonnage marin et non à une origine tectonique. Du fait de la localisation probable de la ligne de rivage tatsimienne, ce modelé devait être achevé dès la fin du pliocène. Le talus serait l'homologue de l'entaille marine dans le biseau néogène de l'extrême sud de Madagascar. Ainsi disparaîtrait la pluralité des causes invoquées pour justifier de la similitude des morphologies. Cette hypothèse n'est pas infirmée par les résultats des sondages électriques, qui n'ont pu établir la réalité d'un rejeu post lutétien de la faille de Tuléar.

e) Le Flandrien.

— Généralités.

Les formations flandriennes indiquent une ancienne ligne de rivage, ou soulignent un rivage actuel qu'elles protègent. Elles apparaissent sous deux aspects : l'un d'une dune bordière, l'autre d'une banquette de conglomérats littoraux.

Le Flandrien appartient à l'Aepyornien malgache. Les fragments de l'œuf du grand ratite disparu sont nombreux dans les formations meubles flandriennes, alors qu'ils ont disparu des horizons décarbonatés des dunes plus anciennes.

— La dune bordière flandrienne.

Dans la plaine de Tuléar, le Flandrien est représenté par des dunes bordières et, plus rarement, par des nappes de déflation. La dune fossilise le bord du complexe de sables roux et elle est entaillée par un ancien lit du Fiherenana. Après le Flandrien, cette dune a été, pendant un temps, la rive gauche d'un bras du delta sud du fleuve. Les calcaires mélangés aux sables semblent avoir une double origine. A côté de fragments de madréporaires grisâtres et de débris coquilliers blancs, apparaissent des grains calcaires plus rubéfiés que les quartz, qui peuvent être du matériel alluvial éocène. La présence de ce matériel alluvial s'explique par le rôle de rive du fleuve, joué à cet endroit par la dune bordière.

Vers le sud, le cordon flandrien se poursuit jusqu'aux colluvions, qui se substituent à la plaine. Vers le nord, il traverse la base du delta du Fiherenana. Au delà du fleuve, il est pratiquement ininterrompu. Sur la côte, il fossilise, sans les altérer, les avancées sableuses du Karimbolien et des "sables mixtes".

Les dépôts flandriens ne montrent ni traces de décarbonatation, ni d'horizons d'accumulation des calcaires. Tout au plus peut-on noter, de faibles indurations des surfaces récemment mises à nu.

Les sables flandriens sont jaunes. Ils sont assez bien calibrés, à faciès logarithmique.

— Les conglomérats littoraux.

En dehors de l'avancée deltaïque du Fiherenana et des zones directement influencées par elle, existe, au moins sous forme de traces, une banquette littorale à encorbellement. Son sommet, plus ou moins tabulaire, recouvert de croutes vernissées, entaillé de cuvettes de dissolution, s'élève de peine au-dessus du niveau des pleines mers de plus grandes vives eaux. En avant, des lapiaz, parfois de taille métrique, témoignent d'un recul du front. Localement, la ban-

quette a été, partiellement, démantelée par la mer. Ses restes se perdent, alors, au large du rivage actuel et indiquent l'ancien tracé de la côte.

Les matériaux, dont est formée cette banquette, sont variables d'un point à un autre. Conglomératiques au droit des colluvions éocènes, ils sont sableux ailleurs. Sous la patine noirâtre due aux cyanophycées, la banquette a la même couleur que la dune bordière et elle en accuse l'éventuelle superposition des matériaux. Souvent, elle conserve les traces de l'existence d'une ancienne végétation arborée.

Il s'agit, probablement de la base indurée d'une dune bordière. Mais l'induration n'a affecté que la partie frontale de celle-ci. Deux arguments viennent à l'appui de cette hypothèse : 1) lorsque la banquette est détachée du rivage, par suite d'un recul de la côte, les fragments de la banquette, qui se perdent au large, ne sont jamais l'amorce de plateformes de matériel consolidé ; 2) sur quelques points du littoral, la dune bordière est très étroite et son versant face à la terre descend jusqu'au niveau altitudinal de la plage actuelle, sans recouper la banquette littorale. Celle-ci ne passe pas sous la dune.

Malgré le caractère essentiellement gréseux de ces consolidations, dans la région de Tuléar, nous leur avons donné l'appellation de "conglomérats littoraux". Il convenait, en effet, de les séparer, tant des grès de plage, que des horizons gréseux des sables roux, tout en signalant l'analogie de situation, de forme d'érosion avec les conglomérats récifaux, probablement homologues, des îles à caye du large. Cette similitude de morphologie a été notée par BATTISTINI, qui donne à ces banquettes, quelle que soit la nature des matériaux, l'appellation commune de "ressaut de mi-marée".

La présence sur ces conglomérats d'une faune fossile d'huitres à grands talons et d'encoches à faune malacologique de mode battu est incompatible avec le mode hydrologique actuel. La présence de cette faune fossile implique que la consolidation des conglomérats est intervenue avant la surrection récifale et la modification concomitante du mode.

Dans la mesure où, se sont les apports de calcaires de la nappe phréatique, qui sont à l'origine de ces consolidations, elles pourraient être datées du maximum flandrien. Leur sommet est, en effet, à deux mètres au-dessus du niveau actuel de la nappe (1).

IV — LES FORMATIONS SUBACTUELLES ET ACTUELLES.

1. — *L'émersion des platiers récifaux et leur organisation.*

a) Généralités.

Chronologiquement, la période subactuelle voit la fin de l'Aepyornien et l'émersion des platiers récifaux. La surrection des récifs introduit une modifi-

(1) A Europa, île à caye du grand large, la banquette littorale a eu son sommet colonisé par des madréporaires. Il faut admettre que la consolidation était intervenue au maximum flandrien. Sur la côte malgache, aucun élément ne confirme cette vue.

cation temporaire dans la sédimentation littorale, transforme le mode hydrologique sur la côte et est la cause apparente première de la formation du delta du Fiherenana.

Au large de la côte, les récifs sont implantés sur des dalles successives :

- 1) – une dalle interne, accolée à la côte, dont la bordure est colonisée par le récif frangeant ou interne.
- 2) – une dalle moyenne qui, soit est sous-jacente au récif barrière actuel, soit l'entoure à sa base.
- 3) – une dalle profonde, qui correspond à un changement dans la pente du talus continental.

Dans le cadre du schéma de BATTISTINI d'une alternance d'importantes régressions et transgressions, il est séduisant de penser que ces dalles sont sous-jacentes à des biohermes fossiles superposés et que chacune d'elle correspond à l'une des grandes régressions. Il faut convenir, cependant, que ces vues sont spéculatives et que rien ne permet de les étayer, ni de les infirmer, en l'état actuel de nos connaissances.

b) La dalle interne.

La dalle interne est essentiellement gréseuse. Elle semble continue tout au long de la côte, où elle forme le support probable de tous les récifs frangeants. Elle est absente au niveau de l'embouchure des fleuves, qui ont pu débayer les dépôts à mesure qu'ils se constituaient. La dalle interne affleure aux basses mers et est façonnée en plateforme d'abrasion. En arrière des récifs barrières ce façonnage en plateforme est incompatible avec les modes actuels. Dans la baie de Tuléar, la dalle interne se termine, vers le large par un tombant de quelques mètres. Dans la baie de Ranobe, au nord, un tel tombant ne semble pas exister. A la côte, la dalle interne passe sous les conglomérats littoraux et apparaît en arrière de ceux-ci, lorsque leurs éléments sont détachés du rivage.

Dans la baie de Tuléar, la dalle interne est percée de deux avens. Au plus important d'entre eux (appelé par certains "trou du colonel"), l'état de la surface des blocs effondrés, montre que le surfacage était terminé, lors de l'effondrement. A cet endroit, l'épaisseur de la dalle interne n'excède guère le mètre.

Selon WEYDERT (1964), le tombant externe, dans la baie de Tuléar, serait une entaille fluviale et la colonisation par les madréporaires récente. Celle-ci serait liée à l'abandon, par le Fiherenana de son embouchure vers le sud de la baie, qui est intervenue à l'époque contemporaine.

La dalle interne a été attribuée à l'Aepyornien moyen. Elle pourrait être la continuation des consolidations qui apparaissent sous les sables roux de la plaine. Dans cette optique elle pourrait être rattachée au dernier épisode du karimbolien.

c) La dalle moyenne.

C'est essentiellement une dalle de matériel organogène, à Amphistégines. Elle apparaît à partir de moins 20 mètres de part et d'autre du récif barrière actuel. Elle lui serait sous-jacente (PICARD, 1967) ou, entourerait sa base, au niveau d'un récif plus ancien démantelé (WEYDERT, 1964). Selon ce dernier auteur, la dalle moyenne se termine, vers le large, par une "entaille d'érosion" entre moins 25 et moins 35 mètres.

Au-delà de cette "entaille", elle fait place, sur la pente externe du récif barrière, à des conglomérats de matériel récifal, qui recèlent une faible quantité de quartz luisants, souvent anguleux, de minéraux lourds et de micas. Lorsque les conglomérats sont absents, apparaissent des taches sableuses. En deux points, nous avons dynamité et sous la "dalle" corallienne avons retrouvés des sables. Vers 50 mètres, existe un visor et un changement de pente s'amorce, qui correspond à un nouveau type de sédimentation, celui des vases jaunes.

Les récifs actuels se sont édifiés au niveau de la dalle à Amphistégines. Organisés initialement en récifs plateforme, ils se sont, secondairement soudés, au moins en partie (PICARD 1967). Il ne semble pas possible de disjoindre de ces formations en "boucliers", les récifs morts sur lesquels s'appuie le front deltaïque du Fiherenana, non plus que les récifs plateformes actuels du sud de la baie de Tuléar (Nosy Tafara et îlots voisins). L'ensemble de ces boucliers forme une couronne récifale autour de la partie sud de la zone de divagation du Fiherenana. Il semble en être de même, dans la baie de Ranobe, où apparaissent deux embouchures anciennes du fleuve Manombo, et où le récif barrière actuel semble formé de trois, sinon quatre boucliers isolés à l'origine.

De façon plus générale, les formations littorales de l'ensemble du littoral sud-ouest de Madagascar sont détachées de la côte, au niveau des baies. Elles se développent en "épi", perpendiculairement aux houles dominantes, s'écartant progressivement du rivage, à l'approche de l'axe des fleuves intermittents.

Cette disposition suggère les interprétations suivantes :

Dans le cas d'un fleuve intermittent, fonctionnel en saison des pluies, avec une très forte charge alluviale, un cône sédimentaire se construit et progresse vers le large. Lorsque la plateforme est suffisante pour qu'y apparaissent des zones à l'abri des eaux turbides des fleuves et compatibles avec la vie des Scléactiniaires, les récifs s'implantent, depuis le rivage, perpendiculairement aux houles dominantes.

Dans le cas d'un fleuve permanent, un cañon sous-marin est entretenu. C'est le cas de l'Onilahy, dont le cours méandrique, peut être suivi jusqu'à la plaine abyssale.

La dalle à Amphistégine a été attribuée à l'Aepyornien ancien.

d) La dalle profonde.

P. WEYDERT (1964) a supposé l'existence d'une dalle profonde, correspondant aux épandages pliocènes. Sur les fonds de 90 mètres environ, tant au large du grand récif de Tuléar, que du récif barrière de la baie de Ranobe, ont été remontés des blocs de conglomérats de matériel récifal. Principalement formés de matériel détritique corallien, ils contiennent une faible proportion de grains de quartz anguleux, de minéraux lourds et de micas. Ces blocs, qui ont été dragués dans la zone de sédimentation actuelle des vases jaunes, peuvent appartenir à cette dalle hypothétique ou provenir de son démantèlement. La limite des 90 mètres marque une modification dans la pente du talus continental.

e) Le talus continental.

L'étude du talus continental, au niveau de Tuléar et plus au sud, a été faite par le Vauban, navire de l'O.R.S.T.O.M. Les résultats de cette campagne ne sont pas publiés. On peut, cependant, signaler que la pente du talus est relativement forte ; qu'en dehors des axes fluviaux, les courbes isobathes sont, en gros, parallèles à la côte ; qu'au nord du cañon de l'Onilahy apparaissent de profondes vallées sous-marines, qui lui sont affluentes. Leur tracé n'est net qu'au dessous de la courbe des 500 mètres. Elles peuvent représenter les anciennes vallées du Fiherenana. Si cette hypothèse se confirme, il est intéressant de signaler, que l'axe des thalwegs semble correspondre aux zones de sutures entre les boucliers du récif barrière actuel, telles que PICARD (1967) les a déterminées. Dans cette hypothèse, ces vallées auraient cessé d'être "fonctionnelles" avec la suture des boucliers en récif barrière et la surrection récifale.

2. - La dune bioclastique et les hauts de plage consolidés.

a) Les dépôts subactuels et la fin de l'Aepyornien.

Les dépôts, qui viennent en placage à la base de la dune bordière flamandienne, sont les uns quartzeux, les autres riches en matériel détritico organogène. Ces dépôts sont stratigraphiquement homologues et présentent un terme commun, qui est la présence de fragments d'œufs d'Aepyornis. Mais il ne s'agit plus de l'œuf des dépôts flamandiens ou antérieurs, dont la coquille avait une épaisseur rarement inférieure à 2,5 mm. Les fragments des dépôts subactuels ont un rayon de courbure analogue à celui de débris de l'œuf flamandien, mais l'épaisseur est de l'ordre du millimètre (entre 0,9 et 1,3 mm). Une datation faite sur des fragments prélevés sur une radiale, de la dune flamandienne à la dune subactuelle, donne 4800 ± 130 ans B.P. pour l'œuf épais du Flamandien et 1530 ± 110 ans B.P. pour l'œuf mince des dunes subactuelles (1).

(1) Datations effectuées au Laboratoire des faibles radioactivités, par Mme DELIBRIAS sur des échantillons présentés par M. PICHON.

L'œuf mince apparaît comme un fossile de niveau. Il est la dernière trace de populations notables d'un grand ratite dans la région. Quelques *Aepyornis* ont pu survivre, jusqu'à une époque très récente (1), ils n'ont plus d'intérêt géologique et la fin de l'Aepyornien coïncide avec celle des dépôts subactuels.

b) La dune bioclastique.

L'apparition, dans les dépôts subactuels, d'une dune bordière riche en matériel détritique d'origine récifale, marque un changement temporaire dans la nature de la sédimentation littorale.

La dune bioclastique a une teinte grisâtre clair, qu'elle doit aux fragments de madréporaires et aux débris coquilliers qu'elle contient et qui s'y trouvent mélangés à des quartz.

Les dépôts de matériel organogène ne se sont maintenus qu'en arrière des mangroves actuelles (2), c'est-à-dire en mode très calme. Ils ne peuvent résulter d'un piégeage des matériaux par la mangrove. Les dépôts actuels, s'ils contiennent des matériaux bioclastiques, restent à dominante quartzreuse et fossilisent la dune organogène (Km 18). De plus, en arrière d'une mangrove d'implantation plus récente, située à Sarodrano, au sud de la Baie de Tuléar, la dune bioclastique est absente.

La dune bioclastique ne peut correspondre qu'à un apport massif à la côte de matériel détritico-récifal. Cet épisode est-il exceptionnel ?

A l'affleurement, les terrains tertiaires de la région de Tuléar ne montrent pas de grandes constructions récifales, mais plutôt, des blocs isolés de Madréporaires. Un seul des forages (celui de l'huilerie) a traversé des séquences récifales. Les horizons non décarbonatés des dunes aepyorniennes ont occasionnellement livré des fossiles marins, mais non du matériel clastique d'origine récifale. Seule, la dune bordière flandrienne contient une faible proportion de débris de Madréporaires. Ainsi, malgré le caractère très littoral des formations aepyorniennes locales, l'équivalent ancien de la dune bioclastique n'apparaît pas. Le retour actuel à une sédimentation à dominance quartzreuse marque bien le caractère exceptionnel de la dune bioclastique.

(1) Le bush à xérophytes, qui colonise les formations de sables roux, là, où l'intervention humaine ne semble pas l'avoir altéré, montre un peuplement arboré à Baobabs, Casias, Euphorbes et Didiéracées, accompagné d'une sous-strate arbustive dense. La présence d'un grand oiseau coureur, dans un tel biotope, est difficile à concevoir. On peut certes imaginer, que, comme les bovidés actuels, il ait pu s'y tracer des pistes. Il semble plus probable que l'*Aepyornis* n'ait jamais colonisé, sur le littoral, que la frange vive des dunes. Au cours de l'Aepyornien, cet habitat s'est restreint, tant du fait de la diminution des apports de sables, que de l'extension du bush. L'amincissement de la paroi de l'œuf — s'il s'agit toujours de la même espèce — peut traduire une dégénérescence. Ces facteurs, joints à l'assèchement progressif du sud de l'île, seraient alors à l'origine de la disparition des *Aepyornis* dans la région. L'homme n'a pu qu'éliminer les survivants d'une espèce condamnée.

(2) Ankilibe et route de Tuléar à Morombe aux km 12 et 18.

L'apport massif à la côte de matériel détritique récifal, ne peut traduire qu'une érosion intense, consécutive à la surrection, à un niveau comparable à l'actuel, des platiers récifaux, dont le surfacage restait à faire. Ces apports massifs ont cessé dès qu'un équilibre a été atteint sur les platiers récifaux.

La surrection récifale a entraîné une atténuation du mode.

Les édifices récifaux, tels qu'ils apparaissent de nos jours, sont récents. La rareté apparente des séquences récifales dans le passé et l'absence de matériel bioclastique corallien dans les dépôts plus anciens, semblent confirmer qu'il n'y a pas eu, dans le passé, de formations construites, ayant eu l'ampleur des récifs actuels. Ceci est en complet accord avec l'hypothèse que les récifs n'ont pu se développer qu'après construction, par les fleuves, d'une plateforme sédimentaire au pied des terres émergées.

L'arrivée des récifs à un niveau comparable à l'actuel est contemporaine du dépôt de la dune bioclastique.

c) *Les hauts de plage consolidés.*

Sur les plages en recul, des grès apparaissent au niveau du supralittoral actuel. Localement leur surface montre des poches à forte teneur en grenats. Il peut, par suite, s'agir de consolidations affectant le haut des plages, là, où, de nos jours, s'accumulent les grenats.

3. — *Les Beach-rocks*

Nous réservons le terme de Beach rock aux seules consolidations de sables médio-littoraux. Il n'est pas tenu compte de la nature des matériaux, qui peuvent être quartzeux ou coralliens. La présence de Beach-rocks sur une plage semble liée à un niveau déterminé de la plage, à l'orientation de celle-ci par rapport à la houle dominante et être fonction du mode.

Les Beach-rocks sont caractérisés par la granulométrie des sables, dont ils sont formés. Elle est toujours comparable à celle de la plage médio-littorale avoisinante. Les Beach-rocks contiennent des tests de pélécy-podes inféodés à cet étage. Sur la côte, il s'agit surtout du *Mesodesma glabratum*. Sur les îles à cayes du large, les sables littoraux sont souvent azoïques, du fait de la grossièreté des matériaux. Seule, la granulométrie des constituants permet d'assigner les Beach-rocks à un niveau déterminé de la plage. Les matériaux sont toujours plus grossiers que ceux des sables infra- ou supra-littoraux.

Les consolidations médiolittorales se présentent, le plus souvent, sous la forme d'une succession de strates superposées, avec une longue surface inclinée vers la mer. Leur pente est analogue à celle de la plage meuble avoisinante ; elle est variable d'un point à un autre de la côte, en fonction de l'intensité du mode. Vers le rivage, chacune des strates se termine par une microfalaise. L'indivi-

dualité de chaque strate est attestée par son orientation, toujours quelque peu différente de celle des strates qui lui sont sous-jacentes ou sus-jacentes. Cette individualité est confirmée par la présence sur chacune des faces inclinées vers la mer d'un microlapiaz, résultat d'une attaque par les cyanophycées, qui n'a pu se produire qu'avant la mise en place d'une nouvelle couche de grès (Picard et alli, 1973). Chaque strate indique une phase au cours de laquelle le littoral s'est "engraissé", puis "dégraissé" de ses sables.

Dans la région de Tuléar, les Beach-rocks sont peu nombreux. Ils sont localisés sur les saillants du littoral et les plages orientées face à la houle.

Les îles à cayes du large sont révélatrices d'une inféodation des Beach-rocks à un mode battu. La partie de l'île frontale à la houle, montre des épaisseurs impressionnantes de ces consolidations, alors que la partie sous le vent, hors des zones où s'exerce encore l'action des houles réfractées, en est dépourvue.

Dans ces îles, il peut apparaître, sur la côte non soumise à la houle dominante, des consolidations littorales, qui pourraient faire penser, que le plus ancien des Beach-rocks forme un dome, sur lequel la caye est implantée. Les matériaux en sont cependant, différents de ceux d'une plage médio-littorale. De gros fragments de madré poraires voisinent avec des colonies entières ; il peut exister des "poches" de sables très fins consolidés, emprisonnant, parfois, de gros tests de mollusques. L'ensemble est caractéristique d'un conglomérat récifal.

L'île à caye de Nosy ve, au sud-ouest de Tuléar, fournit un exemple de mise en place du matériel constitutif des conglomérats récifaux. Au nord de la caye principale fixe, se trouve une caye mobile : Napake. L'importance de cette caye mobile est très variable d'une année à l'autre. Elle peut être florissante, atteignant 7-8 mètres de hauteur. Elle montre, alors, un profil frontal en S et, sous le vent, une flèche sableuse s'étire à chaque extrémité. Elle peut être rudimentaire. La plature récifale sous-jacente peut, alors, apparaître, surmontés par un épandage de gros blocs de madréporaires, restés en place, après déblaiement des sables.

La presqu'île de Sarodrano, au sud de la baie de Tuléar, fournit un deuxième exemple. Il s'agit d'une île à caye, dont le développement a été arrêté par un effondrement de la falaise éocène de Barn Hill, qui a comblé le chenal entre la côte et l'îlot corallien (1). L'ancienne dune bordière de la caye est encore visible et, à son abri, apparaît un épandage de blocs de madréporaires. Le rattachement à la côte a favorisé l'implantation ultérieure d'une flèche sableuse, dont les crochets s'étirent au nord de la presqu'île. Les "crochets" sud ne sont, probablement, que les flèches modelées par la mer de l'ancienne caye réniforme.

(1) Les traditions locales conservaient, au début de ce siècle, le souvenir de cette « catastrophe », provoquée par un cyclone tropical, corrélatif à la venue d'un navire étranger. L'effondrement de la falaise a chassé de l'île de Sarodrano, la fée qui y avait établi sa résidence.

Le rattachement à la côte a favorisé l'implantation d'une mangrove, en arrière de laquelle se poursuit l'ancienne ligne de rivage flandrienne, à faune de mode battu.

Sur la côte, comme dans les îles à cayes, le nombre des strates superposées de Beach-rocks est généralement de quatre. Les mouvements d'engraissement et de dégraissage du littoral, que chacune des strates implique ont affecté l'ensemble de la côte et non pas seulement un point particulier du littoral.

Les Beach-rocks n'ont pu se mettre en place sur la côte dans les conditions de l'hydrodynamisme actuel. Leur moindre importance, comparée aux formations des îles du large, montre cependant, qu'une atténuation du mode était déjà intervenue, au moment de leur implantation. Ils sont subactuels et contemporains ou à peine antérieurs à la surrection récifale.

4. — *L'épandage deltaïque quartzeux actuel.*

Dans l'axe du Fiherenana, l'avancée deltaïque double, pratiquement, la largeur de la plaine de Tuléar. Après la traversée des sables roux et du cordon littoral flandrien, le fleuve étale son delta en direction du sud-ouest. Le front deltaïque actuel s'appuie sur des platures récifales mortes.

a) La traversée des sables roux.

Rien ne permet de croire que le delta actuel puisse être la simple prolongation d'une construction similaire préexistante au niveau des sables roux. Au contraire, avant de prendre un cours direct en direction de la mer, le fleuve a dû délayer, avant de franchir le cordon flandrien, une épaisse barre d'alluvions argileuses, qui, pour un temps, a dévié son cours vers le sud.

Les forages peu profonds, implantés dans le lit du fleuve, ont montré une alternance de barres argileuses et de sables. Ceci fait supposer, qu'à plusieurs reprises, le lit normal du fleuve a été oblitéré et son cours dévié. A l'appui de cette hypothèse viennent les séries strictement récifales, à madréporaires, du forage de l'huilerie, dont on conçoit mal l'implantation et le développement, en bordure d'un lit fluviatile fonctionnel. C'est probablement à des oblitérations répétées du cours direct du fleuve, qu'il convient d'attribuer le cirque entaillant les sables roux, sur la rive droite. Ce cirque n'est pas sans analogie de forme et de localisation, avec celui entaillant les calcaires éocènes, à l'embouchure de l'Onilahy.

b) Le delta.

Le delta, qui s'étale sur les formations sédimentaires post-flandriennes, est certainement récent. Son développement semble quelque peu anormal, dans une mer à marée, où le marnage atteint trois mètres en vives eaux. Sa construction peut s'expliquer, si l'on admet, que les platures récifales, sur lesquelles s'appuie,

de nos jours, le front du delta, ont été primitivement isolées au large, en dehors de la zone d'action des eaux douces, fortement limoneuses du fleuve. La surrection à un niveau comparable à l'actuel, de ces plateformes récifales, doit être antérieure à la dernière percée axiale du Fiherenana. Par leur localisation en travers et au nord de l'axe principal du fleuve, elles ont empêché l'étalement des sédiments le long de la côte. Les plateformes ont provoqué une accumulation rapide des sédiments, déjà favorisée par l'atténuation du mode, corrélative de l'émergence des récifs. Aux alluvions se sont ajoutés des sables marins, le delta étant ouvert face aux houles et vents dominants.

Les récifs plateformes morts, sur lesquels s'appuie le front du delta, sont probablement au nombre de deux. Le plus méridional d'entre eux porte le nom évocateur de Nosy vato (l'île de pierre). La suture de Nosy vato avec la plateforme nord apparaît, sur le littoral, sous la forme d'un rentrant du bord externe, qui coïncide avec une disparition des formations de madrépores au profit d'un estran sableux. L'individualité de la plateforme nord est probable, mais la zone de suture éventuelle est masquée par des sédiments meubles. Cependant, il faut noter, que les anciennes cartes marines (n° 4177 du S.H.) montrent une passe disparue de nos jours dans la barrière récifale. au sud du village de Tsanogitelo. Cette passe individualise, par suite, la plateforme nord, qui, à l'époque, avait une couverture réduite de mangrove et de sables.

c) La sédimentation quartzreuse actuelle.

Le front du delta s'orne d'une succession de cordons dunaires actuels, non fixés par la végétation et soumis à déflation. Le plus interne de ces cordons est, également, le plus ancien, si l'on en juge d'après un début d'altération pédogénétique, qui s'y manifeste, par une légère altération de la couleur (SOURDAT, 1973). Au nord du delta, la dune récente progresse sur une plature récifale morte, sous la forme d'une flèche à crochets. Au sud, une seconde flèche s'étire, prolongée par une dune hydraulique.

A l'abri des flèches se sont implantées des mangroves. Celle du nord a progressé vers le large avec l'avancée du delta. Elle transgresse le bouclier nord sur lequel s'appuie le front deltaïque. Dans ses chenaux de vidange, apparaissent les massifs de madréporaires morts de l'ancien platier. L'arrière mangrove régresse, libérant des zones à évaporites colonisées par les salicornes et une zone marécageuse à *Typha angustifolia*.

V – CONCLUSIONS

Un examen des principales données morphologiques et géologiques conduit à concevoir que l'hypothèse d'une répartition des masses sédimentaires de la côte sud-ouest de Madagascar et de leur organisation, en fonction d'un accident tectonique unique, peut être une solution de facilité.

Il n'est pas nécessaire d'examiner la réalité de l'accident lui-même. On peut, raisonnablement, en repousser l'éventualité dans le temps, du fait de la fragilité des arguments invoqués, pour justifier de ses manifestations les plus récentes.

L'absence de plateau continental conséquent, le long de cette côte incite à en rechercher les raisons et, surtout, à en examiner les conséquences. Une action directe de la mer, pouvant probablement, alors, expliquer les différences, qui peuvent apparaître dans les structures, si on les compare à celles, présumées homologues, d'une côte bordée par un plateau continental.

L'absence d'un précontinent conséquent explique la disparition des dépôts néogènes et le peu d'importance relative des séries aepeyorniennes de la côte sud-ouest de l'île. La mise en évidence du caractère essentiellement littoral de l'Aepeyornien de la plaine de Tuléar et la localisation, au voisinage immédiat de la falaise éocène, de la plus ancienne ligne de rivage quaternaire, permettent d'attribuer une origine marine au modelé du talus éocène, le rendant homologue de l'entaille marine du biseau néogène de l'extrême sud de l'île.

L'absence de précontinent fournit une explication à la localisation en "épi", à partir de la côte des récifs barrières, qui n'existent qu'au niveau des fleuves intermittents. Simultanément elle justifie leur implantation tardive.

L'émersion récente des récifs, que date la dune bioclastique à œuf mince d'*Aepeyornis*, est confirmée par la disparition d'une faune malacologique de mode battu, encore présente au Flandrien.

L'atténuation du mode et l'organisation en récif barrière des boucliers récifaux émergés peuvent, alors, être rendus responsables de l'avancée deltaïque du Fiherenana.

Enfin, à titre d'hypothèse de travail, l'organisation en récif barrière des boucliers récifaux, suggère une interruption de l'entretien d'un éventuel cañon sous-marin du Fiherenana.

BIBLIOGRAPHIE

BATTISTINI R., (1964). —

L'extrême sud de Madagascar, t. I et II, Université de Madagascar.

CAMPION Th. Le, ALSUMARD et PICARD J., (1973). —

Origine de la stratification des dalles de grès de plage de la région de Tuléar révélée par le peuplement de Cyanophycées. Téthys, Sup. I, : 309-314.

CAYE G. et THOMASSIN B., (1967). —

Note préliminaire à une étude écologique de la levée détritique et du platier friable du grand récif de Tuléar. Rec. trav. Station Marine d'Endoume, Marseille, fasc. H.S., sup. 6.

HARME LIN J.G., PICHON M., GRAVIER N., THOMASSIN B., VASSEUR P. et WEYDERT P., (1970). —

Les récifs coralliens de Tuléar, Madagascar, morphologie et bionomie de la pente externe. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 270, : 1130-1133.

HERVIEU J., (1968). —

Contribution à l'alluvionnement en milieu tropical. Mémoires O.R.S.T.O.M.

PICARD J., (1967). —

Essai de classement des grands types de peuplements marins benthiques tropicaux, d'après les observations effectuées dans les parages de Tuléar. Rec. Trav. Station Marine d'Endoume, Marseille, ibid.

SOURDAT M. et GENSE C., (1969). —

Les sables roux de la région de Tuléar. C.R. Semaine Géologique de Madagascar.

SOURDAT M., (1970). —

Sur deux témoins des épandages continentaux pliocènes et de la topographie fini-tertiaire de la région de Tuléar., ibid.

SOURDAT M., 1971 (1973). —

Carte pédologique de reconnaissance, Tuléar C 58, Ambohimahavelona D 58. 1/100000. avec notice. Centre O.R.S.T.O.M. Tananarive.

WEYDERT P., (1968). —

Relations entre les formations quaternaires et les ensembles récifaux de la baie de Tuléar. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 266, : 194-196.