

Nosy Be Madagascar, éléments d'interprétation géologique de la pente continentale

Prof. Alain Préat
alain.preat@ulb.be
Mars 2026

Ce document informel est établi à la demande de Lucas Terrana (U. Mons) en vue de donner des éléments éventuellement utiles dans l'activité de recherche (biologie marine) qu'il mène avec d'autres à Nosy Be. **Le chapitre 4 de mon document est le plus important, il donne l'interprétation que l'on peut tirer des chapitres précédents.** Le dernier chapitre (chapitre 5) donne des considérations générales sur la région de Nosy Be à partir d'une article ancien.

Lucas m'a fourni un document BRGM (Garcin et Casanova, 2003, 66 pages) sur l'évolution paléoclimatologique de l'île de la Réunion et des régions environnantes. Ce document donne un cadre général mais n'a que peu d'information utile pour Madagascar. J'ai ensuite parcouru la bibliographie et à nouveau peu d'information utile est disponible, surtout pour Nosy Be. Finalement seuls deux articles apportent une information utile, le premier de [Boyden et al. \(2002\)](#) donnant une bonne information de l'évolution côtière pléistocène à partir du SO de Madagascar. S'agissant de variations eustatiques régionales, voir globales on peut raisonnablement extrapoler à la côte NO de Madagascar où se situe Nosy Be. Le deuxième article est ancien ([Daniel et al., 1973](#)), fort détaillé et descriptif à l'échelle locale de Nosy Be, mais assez loin des problèmes des variations eustatiques (= NM ou niveau marin) telles qu'on les a développées depuis.

Avec ces deux seuls articles, il est impossible de démontrer la succession des faciès sur la pente continentale de Nosy Be. Mais une interprétation des données, basée sur les contraintes géologiques, est possible et présentée ci-dessous à titre personnel. Cette interprétation est basée sur les échelles chronologiques globales et régionales liées à la transition Pléistocène/Holocène.

1. Du plus ancien au plus récent (âge)

a. Eemien (Pléistocène supérieur) : au cours du **Dernier Interglaciaire** ([Eemien](#)) ou 'dernier optimum climatique' (avant l'Actuel) du Pléistocène, **deux hauts niveaux marins (datés respectivement à 147ka (= 147 000) BP et 129 ka BP) voient l'installation de deux terrasses récifales (coraux surtout) actuellement situées à +4m et + 8 m** (dans la littérature on trouve aussi des altitudes de +3m à +6m) par rapport au niveau marin actuel. Cet intervalle de temps correspond approximativement au stade isotopique 5 (ou [MIS 5](#)). Les stades isotopiques sont basés sur [les rapports \$^{16}\text{O}/^{18}\text{O}\$](#) des sédiments marins ou carottes glaciaires et ont valeur chronologique. Ils sont d'emploi courant dans la thématique eustatique. En ce qui concerne particulièrement Madagascar, la région du SO à Lembetabe est la mieux étudiée et les datations (uranium) ont été

revues. Les hauts niveaux marins se sont formés au cours de l'intervalle MIS 5e et non MIS 5a comme initialement établi (voir plus loin).

NB les âges établis en 2003 sont anciens et le stade MIS 5e au SO Madagascar correspondrait à 125 000 ans (datations U/Th sur coraux) pour certains auteurs et pour d'autres 119 ka et 115 ka (datations de même type). Il ne s'agit donc pas de MIS 5a comme rapporté par [Battistini, 1965](#), un des pionniers de cette étude.

b. Glaciation : Curieusement la glaciation en tant que telle n'est pas discutée dans le document BRGM qui passe directement de l'Eemien (ci-dessus) à la Dernière déglaciation (ci-dessous). Un rappel s'impose : [la dernière période glaciaire](#) (= glaciation du Würm) commence il y a 115 ka (fin du Pléistocène) et se termine il y a 11,7 ka (début de l'Holocène). Le maximum glaciaire a été atteint vers 21 ka et le NM était 120 m plus bas que l'Actuel (= régression).

*NB p.35, document BRGM- **Mayotte**. Développement édifices coralliens (MIS 3, 55,6-33,6 ka) avec formation de terrasses vers -100/-90m fournissant des fragments coralliens au pied de la falaise et sur la pente cimentée.*

c. Dernière déglaciation : elle est enregistrée par les coraux dès 28 ka BP et se traduit vers 18 400 BP par un bas niveau marin à - 150 m (= document BRGM !) au cours d'un épisode très bref de 500 ans au maximum. La température des eaux de surface diminue de 8°C par rapport à celle de l'Eemien. La déglaciation s'accompagne par une remontée rapide du NM (niveau marin) de 1 cm/an en moyenne avec de brefs apports d'eaux polaires appauvries en ¹⁸O et ¹³C. **Existence de systèmes karstiques avec réseaux anastomosés de cavernes et d'encoches** à - 152m (voir plus loin) dans la partie sud occidentale de l'océan indien (**Mayotte**), lors du bas niveau marin -155 et -145 m) vers 18 ka.

d. L'intervalle de temps Eemien/Dernier Maximum Glaciaire (DMG correspond ainsi aux stades isotopiques 5a-d, 4, 3 et 2 soit de -115 ka à 11,7 ka BP ([ici](#)) et à la glaciation Würm, dernière glaciation dans les Alpes. Le maximum glaciaire ou Dernier Maximum Glaciaire est atteint vers 21ka BP ans.

Selon le BRGM (2003, à partir de données d'auteurs 1970'-1990'), l'épisode glaciaire en Afrique montre les successions importantes suivantes :

- MIS 6 à 150 ka (Saalien-Riss, cf [nomenclature alpine](#)), maximum glaciaire de l'avant-dernière glaciation,
- MIS 5e, 125ka, Eémien ou interglaciaire Riss-Würm, phase très humide,
- 110-90 ka BP (= MIS 5d? non précisé dans le rapport) aride, Weischélien-Würm,
- MIS 4, 75-58 ka BP, désert plus étendu en Afrique du N, Weischélien-Würm,
- MIS 3, 43-40 ka, forte aridité Afrique du Sud et SO Afrique, Weischélien-Würm,
- MIS 3, 39-36 ka, NM à -70m, Weischélien-Würm,

- MIS 3 (= dans le rapport BRGM ou MIS 2 suivant travaux plus récents), 28-22 ka, juste avant le DMG, climat plus humide que l'Actuel,
- DMG, 22-13 ka, températures inférieures de 6°C, et maximum d'aridité vers 17-15 ka BP (Younger Dryas).

e. Holocène : il enregistre la phase terminale de la déglaciation avec une remontée rapide du NM (0,25-0,28 cm/an) entre 9000 et 7000 BP correspondant à un réchauffement des eaux de surface culminant à 6000 BP et un NM situé à 1-2m au-dessus du niveau actuel. S'ensuit un ralentissement de la montée du NM (0,10cm/an) lié à un épisode frais entre 5000-6000 BP. Depuis, le NM se stabilise progressivement à sa côte actuelle entre 3000-2000 ans BP. L'intervalle de temps couvert par l'[Holocène](#) va de 11 700 BP à au moins aujourd'hui et est caractérisé par le stade isotopique 1 (MIS 1) et la température a remonté d'au moins 4°C avec des phases plus fraîches et plus chaudes (non discutées ici).

Les différentes variations climatiques au cours de l'Holocène sont rapportées en détail dans le rapport BRGM (p.19-22), mais ne sont pas utiles ici.

NB les âges sont souvent donnés avec la mention BP pour Before Present avec [BP](#) = 1950. Les auteurs utilisent souvent BP pour les périodes subactuelles, parfois pour les anciennes périodes. Ce point n'a pas d'incidence sur la problématique discutée ici.

Une récente étude de [Weil-Accardo et al. \(2023\)](#) basée sur de nouvelles datations à Lembetabe (SO Madagascar) montre que l'âge de l'Unité ou stade MIS 5a inféré initialement par les auteurs précédents était erronée et que cette Unité correspond en réalité à MF5e. Voici une partie du résumé et des conclusions de l'étude: « in this work, we measured and dated a set of sea-level indicators from Lembetabe, in Western Madagascar. We confirmed that the reef developed under higher sea-level conditions during the Last Interglacial, revising its original age attribution to MIS 5e from MIS 5a ([Battistini, 1965](#)). We estimate paleorelative sea level history in space and time from 15 new U-series ages from a fossil reef platform mapped with differential GNSS and drone photogrammetry. Our data suggest that, between 129 ka and 115 ka, paleorelative sea level at this location was about 3.4 ± 1.4 m above modern. Once corrected for glacial isostatic adjustment, we find that paleo global mean sea level did not exceed 3 m above modern. Only slight crustal subsidence would reconcile the peak Last Interglacial sea level measured at Lembetabe with the 5-10 m range reported in the literature". Ci-dessous leur Fig.5.

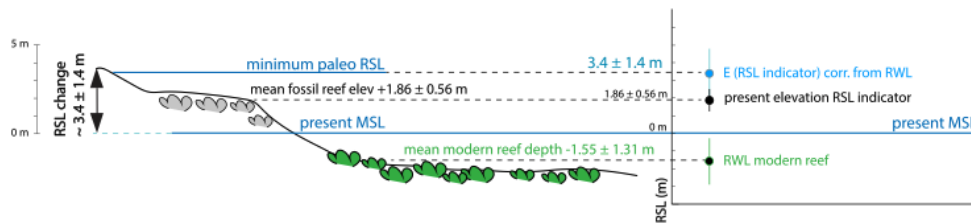


Fig. 5. Paleo RSL calculation from the fossil reef used as a sea-level proxy in Lembetabe (following the methodology of Rovere et al., 2016a). Schematic illustration of our calculation using the fossil reef (FR) and modern reef (MR). MSL: mean sea level. RWL: reference water level.

NB Cette mise au point n'intervient pas dans le problème discuté puisqu'il s'agit de faciès émergés (avant-dernier interglaciaire).

2. Du plus haut au plus bas (altitude)

Lors du dernier maximum glaciaire, il y a environ 20 à 18 ka, le NM était plus bas de 130 à 120 m sur la planète par rapport à aujourd'hui (et -150m pendant une intervalle de temps court, voir ci-dessus, document BRGM), conséquence de la mise sous glace (inlandsis arctique et antarctique).

En conséquence, en partant du plateau on observer

- les deux terrasses coralliennes élevées du pléistocène à +8m et +4m (MIS 5e),
- les dépôts récifaux et lagunaires actuels à +1m/+2m (Holocène 'moyen'),
- les mangroves et récifs frangeants actuels stabilisés à ± 0 m,
- les terrasses sous-marines fossiles à -120m. Elles ne sont pas décrites dans la littérature consultée.
- systèmes érosifs et karstiques avec cavernes et encoches à -152 m il y a 28 ka lors du bas NM (-154 à -135m) à Mayotte.

En réponse à la remontée NM (SO Océan Indien) :

Réunion : initiation récifale avant 8 ka (BP) avec NM à $+14 \pm 3$ m sous NM Actuel

Maurice : récif entre 9 et 8 ka (BP) avec NM à 10 ± 3 m sous NM Actuel

Mayotte : récif 10 à 9 ka (BP) avec NM à 21 ± 3 m sous NM Actuel

Etant observés sur les forages du platier, ces niveaux ont dû démarrer à plus grande profondeur et sont plus anciens. Ils sont sans doute progradants vers le paléorivage.

La stabilisation du NM à sa côte actuelle a lieu entre 2,7 et 2,2 ka (BP) à la Réunion et à Mayotte.

Plus de détail dans [Camoin et al. 1977](#).

Abstract :

The sedimentological and chronological study of Holocene reef sequences recovered in drill cores through modern reefs of Mauritius, Réunion Island and Mayotte allows the reconstruction of sea level changes and reef growth patterns during the Holocene. The branching-coral facies systematically predominates over coral head facies throughout

the Holocene reef sequences, and *Acropora* is the main frame builder among the branching forms. The reconstructed sea level curves, based both on identification of coral assemblages and on radiometric U/Th ages, are characterized by a rapid rise between 10 and 7.5 ky BP, followed by a clear inflection between 7.5 and 7 ky BP. The stabilization of sea level at its present level occurred between 2000 and 3000 years ago, probably without a higher sea level stand. Rates of vertical reef accretion range between 0.9 and 7 mm. y⁻¹. In Mauritius, and also probably in Réunion Island, the reef first tracked, then caught-up to sea level to reach an equilibrium position (“catch-up” growth), while the barrier reef margin off Mayotte has been able to keep pace with rising sea level (“keep-up” growth).

p.257

In Madagascar, in situ coral colonies dated at 930 to 3470 y BP (¹⁴C ages) (mainly concentrated between 2000 and 3000 y BP) lie between 0.30 and 2.50 m above the present sea level.

Egalement dans cet article: Réunion and Mauritius are characterized by the occurrence of fringing reefs. The outer slope includes three distinct subzones. The outermost subzone, between 60 and 30 m deep, corresponds to the outer sandy spread that grades upward into a lower sloping platform between 30 and 20 m deep. Upslope, between 25 m deep and sea surface, the coral-built spurs alternate with grooves. Spurs are dominated by massive (*Porites lutea*, *Favia pallida*, *F. speciosa*, *Favites flexuosa*) and branching (*Acroporacytherea*, *A. hyacinthus*) coral colonies

3. [Boyden et al. \(2022\)](#) ont revu le travail de pionnier de [R. Battistini \(1964\)](#).

Battistini est un pionnier dans l'étude du Quaternaire de Madagascar. Etant fort anciens ses travaux ont été repris et ré-interprétés par Boyden et al., 2022.

Battistini, R. 1964. Etude géomorphologique de l'Extrême-Sud de Madagascar, Ph.D. thesis, University of Madagascar, Toulouse.

Egalement [Battistini R. 1965](#), Le Quaternaire littoral de l'extrême nord de Madagascar.

Boyden et al. (2022) ont fourni (**leur Fig. 6** reprise ci-dessous) une séquence chronologique depuis la transgression ou haut NM du MIS 5e jusqu'à la situation actuelle. Avec la forte baisse du NM lors de la glaciation et de sa remontée post-glaciaire, **les calcaires récifaux du MIS 5e sont aujourd'hui aux altitudes de +4 et +8m par rapport au NM Actuel**. Cette reconstitution concerne le SO de Madagascar (Lembetabe) et peut servir de cadre de référence pour le NO, faute d'étude de ce type au NO. Les grandes lignes d'interprétation sont applicables car les variations du NM et la succession des MIS ont une valeur plus globale que régionale.

MIS 11/Unité 1 : les auteurs supposent que la séquence Pléistocène MIS 5 s'est développée sur une assise de débris récifaux du MIS 11 ou un peu plus jeunes, 420-370 ka (formant l'Unité 1, basale de la série, Fig. 6) remaniés sur place durant l'interglaciaire MIS 7. Le NM était plus élevé de 13 ± 2 m à ce moment par rapport à l'Actuel. Les datations sont obtenues à partir de l'uranium. Dans la Fig. 6, le soubassement est donc toujours MIS 11 (voir discussion plus loin). Élévation moyenne actuelle : 2,8 m (cf. tableau).

MIS 5/Unité 2 : elle surmonte l'Unité 1 et correspond plus précisément au MIS 5e datée à $127,5 \pm 0,5$ ka) et constituée de faciès récifaux en place (récifs frangeants) . Elle fut d'abord datée à 85 ka (= MIS 5a Battistini, 1972), mais cet âge n'était pas correct et a été revu. La base de cette unité s'observe aujourd'hui dans l'intertidal et a été érodée, avec formation de sillons occupés par des sédiments actuels de plage. Plus haut les coraux forment une charpente (framestone). Le sommet de l'Unité se termine par une surface non conforme érosive formant un banc typique des récifs émergents. Élévation moyenne actuelle : 2,1 m (cf. leur tableau 2). Egaleme nt (re-voir Weil-Accardo et al. (2023) cité plus haut).

MIS 5/ Unité 3 : elle remplit d'abord le sommet de l'Unité 2 émergente et est constituée de bioclastes d'un environnement de transition backreef/foreshore.

NB La transition latérale Unités 2/3 est longuement discutée dans l'article en fonction du climat, des processus hydrodynamiques, mais n'a pas d'intérêt pour notre propos. Élévation moyenne actuelle : 2,2 m (cf. leur tableau 2).

MIS 5/ Unité 4 : dépôts intertidaux avec remaniement des débris coralliens de l'Unité 2 et dépôts dans les paléo-sillons. Formation de beachrock traduisant un NM relativement stable. L'érosion du beachrock souligne qu'une faible baisse du NM a eu lieu pendant l'intervalle MIS 5e. Élévation moyenne actuelle : 5,2 m (cf. leur tableau 2 ci-dessous).

Fin du MIS 5/Unité 6 : rapide baisse du NM, les dépôts de plage ne peuvent plus se former et à la place des dunes de plage (éolianite) se déposent dans l'arrière-pays et avancent ou progradent vers le large, donc vers le bassin, en incorporant des débris des Unités précédentes (Fig. 6c). Lorsque le niveau de la mer atteint son niveau le plus bas pendant le maximum glaciaire, soit 110 à 115 m en dessous du niveau actuel dans le canal du Mozambique la série pléistocène se retrouve enfouie sous des champs de dunes éoliennes semi-mobiles, similaires à ceux que l'on observe aujourd'hui dans l'arrière-pays (Fig. 6d). Élévation moyenne actuelle : 4 m (Unité 5) et 6,8 m (Unité 6) (cf. leur tableau 2).

Remontée du NM (déglaciation): le champ de dunes recule et l'éolianite faiblement lithifiée subit l'action des vagues et de l'érosion (Fig. 6e). À mesure que le littoral recule, des récifs frangeants (de même type que ceux de la Fig. 6a) se reforment selon un schéma similaire à celui observé dans les carottes de forage de Toliara (SO Madagascar).

NB La succession des altitudes pose (à mon avis) problème, car l'Unité 1 est en moyenne plus haute que l'Unité 2 qui la surmonte et est donc plus jeune. Ce point n'est

pas discuté dans l'article, mais la seule manière de résoudre est de dire que MIS 11 n'est pas présent et que les 60 cm (en moyenne) entre Unités 1 et 2 = MIS 5. Telle quelle la Fig.6 est incohérente pour ce qui est de l'initiation de la série).

Bien qu'il n'y ait pas de preuve directe à Lembetabe, Battistini (1964 *in* Daniel et al. 1973) signale la présence **d'encoches fossiles** de marée à 1-1,5 m au-dessus de l'encoche moderne à Baie des Assassins (310 km au nord) et Baie des Galions (300 km à l'est, sur la côte sud-est de Madagascar, près de la ville de Taolagnaro). La présence d'encoches au-dessus du niveau actuel de la mer suggère un niveau marin élevé au milieu de l'Holocène dans le sud-ouest de Madagascar, qui aurait pu amener le récif frangeant moderne à son altitude actuelle ou presque, et initier le dépôt des roches de plage récentes observées dans la zone intertidale moderne. Rappelons qu'il s'agit du SO de Madagascar et non du NO, mais de telles encoches peuvent être recherchées (lors des plongées).

Le NM marin de MIS 5 devait être globalement assez stable pour permettre la progradation de ses unités supérieures récifales et de plages (littorales).

*NB : les encoches ou '**notches**' sont importantes pour repérer d'anciens niveaux marins et leur durée cf. [ici](#) ('Tidal notches', en bas de la page = explication et référence).*

Les unités enregistrées à Lembetabe montrent une séquence **interglaciaire** régressive claire, qui s'étend du pic du MIS 5e au niveau de la mer jusqu'à la fin de la dernière période interglaciaire, lorsque toute la séquence était recouverte de dunes. Ensuite cette séquence est totalement exposée au cours du **glaciaire**, et partiellement exposée suite à la remontée du NM post-glaciaire.

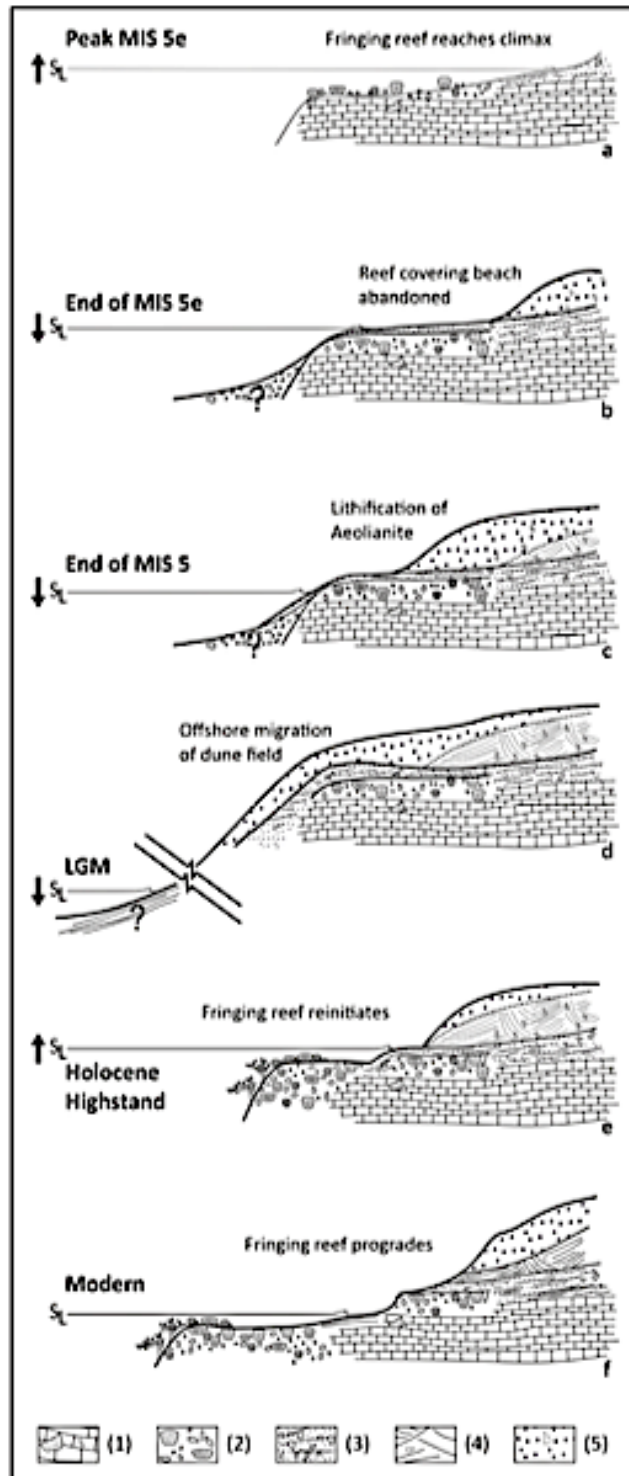


Figure 6 Proposed morphological evolution of Lembetabe and the corresponding phases under Battistini (1964) in [brackets], (a) Start of MIS 5e High-stand [Karimbolian transgression], (b) End MIS 5e, (c) End of MIS 5, (d) Last glacial maximum [Lavananian], (e) mid-Holocene High-stand [Flandrian transgression], (f) Modern. Generalized facies used in the figure and corresponding Units: (1) well-lithified early Pleistocene calcarenite (possibly MIS 11, Unit 1), (2) fringing reef (Unit 2), (3) beach sediments (Units 3–5), (4) aeolianite (Unit 6), (5) mobile dune sediment.

UNIT	OUTCROP	MAIN FACIES	MEAN ELEVATION (m a.m.s.l.)
Unit 1	M-LBT-2	MIS 11 or younger calcarenite	2.8
Unit 2	M-LBT-1	Fossilized reef flat	2.1
Unit 3	M-LBT-1	Bioclastic infill pavement	2.2
Unit 4	M-LBT-1, M-LBT-2	Intertidal	5.2
Unit 5	M-LBT- 3, M-LBT-4	Back beach	4.0
Unit 6	M-LBT-3, M-LBT-4	Eolianite	6.8

Table 2 Units and facies of the Lembetabe coast identified in this study. Mean elevations are the average upper unit extent extracted from SfM-MVS derived DEMs. Outcrop localities are provided in [Figure 1](#).

4. Prédiction : quelle serait la succession observée en cas de plongée sur la pente, en extrapolant les observations du SO de Madagascar au NO ?

Le récif frangeant Actuel de réinitiation prograde vers le large (productivité corallienne) et d'après la Fig. 6f il ne peut que surmonter à une 'certaine profondeur' les débris récifaux du MIS 11. Le contact (ou éventuel contact) ne semble pas connu, faute de données (observations, géophysique, forage...). Il faut également souligner que les épaisseurs des séries ne sont pas connues pour les mêmes raisons. Ni même leur ordre de grandeur. Seules les épaisseurs de MIS 5 sont connues, mais ne sont pas utiles ici, puisque MIS 5 est émergé.

Mon interprétation : le passage de la situation Fig. 6d à Fig. 6e est hypothétique car les Unités 4 et 5 ont disparu. Aucune explication dans le texte, mais on pourrait admettre qu'elles ont été érodées avec la remontée du NM, surtout si elles étaient peu lithifiées. En conséquence le talus débute avec le récif frangeant Actuel et doit passer au niveau MIS 11, dès que la profondeur pour les coraux (sub)actuels devient trop importante. Cette profondeur devrait être estimée par les biologistes. **De toute façon lors de la baisse du NM toute la séquence a été exposée avec érosion des unités siliciclastiques (= dunes et autres, non cimentées) et karstification des unités carbonatées (récifs, bioclastes).** L'article ne donne pas les lithologies des différentes unités (surtout 3 à 6). **Rappelons la présence de systèmes karstiques avec réseaux anastomosés de cavernes et d'encoches à - 152m dans la partie sud occidentale de l'océan indien, lors du bas niveau marin -155 et -145m) vers 18 ka.** En conséquence la pente du talus est récifale sur plusieurs dizaines de mètres, et à 'grande profondeur des récifs liés à la déglaciation se sont développés et furent karstifiés lorsque le NM était encore relativement bas. Il est probable que la karstification soit plus profonde ou que les récifs se sont développés sur une surface déjà karstifiée, ensuite ils furent aussi karstifiés, car la karstification est restée effective tout au long de la période de bas NM.

NB. On notera les trois points d'interrogation aux Fig. 6b,c,d qui correspondent justement à notre question. C'est pour cette raison qu'il faut 'risquer' l'interprétation ci-

dessus, en tenant compte des processus géologiques classiques dans ce genre de situation.

5. Etude de Danlel et al. (1973)

Nb un lien général intéressant

<https://books.openedition.org/pub/783?lang=fr>

Une étude ancienne de Daniel et al. (1973), bien illustrée, consacrée à la marge continentale du NO de Madagascar apporte de l'information intéressante. Cette riche d'informations sur la morphologie locale. Elle fait une **grande part au système actuel** du plateau qui sera pas repris ici, car hors du sujet. **L'article est illustré de nombreuses figures à consulter.** Outre l'aspect sédimentologique elles donnent des coupes à partir d'écho-sondeurs (leurs Figs. 4 et 5) qui sont très précieuses).

L'étude fournit surtout des considérations générales, surtout morphologiques reprises ci-dessous, car elles peuvent présenter à l'échelle locale un intérêt pour le sujet de la recherche en cours.

La pente continentale au sud de 13° S présente une valeur moyenne de 4°30' entre 0 et 2000m. Elle est fort perturbée par de nombreuses vallées sous-marines accentuant son relief. Les dépôts sont un mélange de sédiments organogènes pélagiques et d'apports terrigènes, ces derniers sont abondants et grossiers devant les embouchures présumées du réseau hydrographique ennoyé. Ceci atteste de l'émersion du plateau malgache sur une centaine de mètres (cf. C¹⁴) suite à la 'régression flandrienne' (cf. dernier maximum glaciaire).

D'un point de vue strictement géologique, le NO de Madagascar montre des formations sédimentaires (Mésozoïque, Cénozoïque et Quaternaire) percées par des intrusions magmatiques et volcaniques engendrant des reliefs importants tels les massifs du Lokobé et Befokata à Nosy Be avec dans la partie occidentale, dépôts épais de cinérites et lapillis (voir leur Fig.2). Des campagnes géophysiques couplées avec des forages permettent de dresser une carte bathymétrique au 1/300 000 de la marge continentale du nord-ouest de Madagascar, avec des courbes de niveau équidistantes de 10 m sur le plateau continental et de 100 m sur la pente continentale (leur page 132 **reprise ici en fin de document**). **L'isobathe des 100 m est assimilée à la limite externe du plateau.**

Le plateau continental malgache est bien développé entre le cap Saint-Sébastien et la presqu'île d'Ampasindava : il est large de 70 km dans la région des îles Mitsio, d'une cinquantaine de kilomètres au sud de Nosy Be. Il se rétrécit au niveau du cap Saint-Sébastien (25 km) et à la hauteur de la presqu'île d'Ampasindava (10 km) (leur Fig. 3). Il est bordé à l'Est par un littoral qui présente les caractères d'une côte de submergence (côtes rocheuses et découpées des presqu'îles d'Anorontany au nord et d'Ampasindava au sud).

Le plateau est limité à l'ouest par un rebord continental orienté NE-SO, dont le tracé accuse en son milieu, par 13° de latitude, une échancrure marquée, profonde d'une dizaine de kilomètres (voir les figures dans Daniel et al. 1973).

Une zone caractérisée par des reliefs mous et monotones s'étend depuis le littoral sur les 4/5 de la largeur du plateau : elle s'abaisse lentement vers le NO jusqu'à des profondeurs allant de 60 à 95 m. On peut noter que son extension est maximale dans la région nord de Nosy Be (profils II et III, leur Fig. 5). Des reliefs très irréguliers, de type récifal en surface, caractérisent la bordure externe du plateau : l'ensemble constitue une sorte de bourrelet disposé le long du rebord continental.

Ce bourrelet est discontinu ; sa disparition forme alors des passes dans la « barrière immergée » (profil II). La pente continentale, ensuite, est abrupte dans les premières centaines de mètres. Elle s'adoucit par la suite et se raccorde peu à peu à la plaine abyssale du canal de Mozambique (profil I).

5.1 Succession vers le large

a. Plateau interne : les auteurs décrivent ensuite de manière minutieuse le plateau interne. N'étant pas l'objet de notre discussion, reprenons-en simplement la synthèse : Dans le détail, deux types de reliefs caractérisent la partie interne du plateau continental : des zones à fonds plats et très réguliers, sans accident visible, alternent avec des zones à fonds bosselés. Le second type de relief prédomine largement. Les zones sont définies et illustrées sous forme de profil-profondeur (Figs. 6, 7 et 8 des auteurs) à partir de la géophysique (écho-sondeurs).

b. Bordure externe du plateau continental : La bordure externe du plateau continental est caractérisée par un relief très irrégulier qui l'oppose à la partie interne. Ce relief prend des formes très diverses, qui sont :

- des bancs d'allure massive avec coraux
- une zone à pinacles
- des dunes hydrauliques
- un système de passes étroites mais profondes.

b1. Les bancs coralliens

Le relief est constitué tout d'abord pour les 2/3 de bancs d'allure massive, de nature récifale en surface, soulignée par la présence de nombreux pinacles coralliens, de moins d'une dizaine de mètres de hauteur. L'ensemble forme une sorte de bourrelet discontinu disposé le long du rebord continental. Le sommet de ces divers bancs se situe pour la plupart entre 5 et 10 m de profondeur. Leur largeur varie de 2 à 13 km. On peut les suivre parfois sans interruption sur 30 km.

b.2 La zone à pinacles

Les bancs coralliens sont remplacés au NW de Nosy Be et dans le voisinage de la presqu'île d'Ampasindava par des hauts fonds nombreux, mais de dimensions plus restreintes. Ces reliefs sont séparés les uns des autres par des fonds plus réguliers, de l'ordre de 50 à 70 m, qui s'apparentent aux formations mollement ondulées de la partie interne du plateau. Il n'y a plus alors à proprement parler de bourrelet externe : la

distinction morphologique entre partie interne du plateau et partie externe devient ici moins évidente, et c'est plutôt à un type mixte que l'on a affaire.

b.3 Les dunes hydrauliques

La zone de bordure du plateau située à la hauteur des îles Mitsio est caractérisée, outre la présence de nombreux hauts fonds, par celles de dunes hydrauliques bien développées, allongées parallèlement au rebord continental. Affectés de versants symétriques, ces dunes possèdent des dimensions comparables sur un même profil est-ouest. En moyenne, leur longueur d'onde est de 150 à 200 m, leur amplitude d'une dizaine de mètres. Les plus grandes atteignent jusqu'à 250 m de longueur d'onde et 20 m de hauteur. Elles peuvent être alors séparées par des ondulations plus petites. De nombreux prélèvements montrent que ces dunes sont presque exclusivement constituées d'articles d'*Halimeda*.

b.4 Les passes

Le rebord continental n'est pas continu : d'une part Nosy-Lava et se trouve remplacé par une zone à pinacles au NO de Nosy Be ; d'autre part, les bancs eux-mêmes sont interrompus par cinq passes profondes, par l'intermédiaire desquelles les fonds de la partie interne du plateau semblent s'évaser vers le large.

c. La pente continentale

La rupture de pente qui marque l'amorce du talus continental est très nette : la retombée sur les grands fonds est en effet tout d'abord brutale, la pente prenant dans les 200 ou 400 premiers mètres une valeur moyenne de 36°. Devant les bancs coralliens, sa valeur peut dépasser 45°.

...

NB En raison de la présence du banc du Leven dans la moitié nord du secteur, on peut diviser la pente continentale en deux parties morphologiques bien distinctes de part et d'autre de l'échancrure qui affecte le tracé du rebord continental par 13° de latitude, près du banc du Grand Serpent.

La pente continentale au sud du banc du Grand Serpent

Au sud du banc du Grand Serpent, la valeur moyenne de la pente jusque vers 2 000 m (profondeur maximum atteinte pour la plupart des profils d'écho-sondages menés dans la région) est de 4°30'. Au-delà des premières centaines de mètres, où elle prend des valeurs de l'ordre de 36°, la pente reste relativement forte jusqu'à un point d'inflexion qui se situe suivant les cas entre 480 et 1650 m : sa valeur varie de 5 à 15°. Au-delà de ce point d'inflexion, la pente s'adoucit nettement (valeurs moyennes de 1 à 6° jusque vers 2000 m) : elle se raccorde progressivement aux fonds abyssaux (voir p.128 et Fig.12)

La pente continentale au nord du banc du Grand Serpent (voir p.128-131 et Fig.13)

...

d. La barrière immergée (p.133-135)

C'est en fait sur plus de 600 km que l'on peut suivre, toujours sur la bordure même du plateau continental, le bourrelet externe, que nous qualifierons, à la suite de GUILCHER (1954) de « barrière immergée ».

Les prélèvements effectués sur cette barrière n'ont ramené jusqu'ici que des matériaux

organogènes, en particulier récifaux. Néanmoins, les observations faites en plongée montrent que, s'il existe une activité corallienne certaine, elle reste toutefois faible.

Dans l'état actuel de nos connaissances, c'est l'hypothèse du récif-barrière qui explique le mieux les deux caractéristiques principales du bourrelet, à savoir à la fois son extension sur plus de 600 km et surtout sa position en permanence sur le rebord du plateau continental. La coïncidence serait en effet vraiment étonnante.

...

Il reste cependant à expliquer la raison de l'immersion quasi générale de cette barrière entre 5 et 10 m de profondeur. Il est possible tout d'abord d'y voir le résultat d'un phénomène de subsidence. Si cela est possible dans la région de Nosy Be.

...

L'irrégularité générale du relief de la barrière immergée peut alors être attribuée à une version différentielle d'un récif-barrière émergé lors d'une (ou de plusieurs) régressions marines. La reprise à l'époque flandrienne de l'édification de la barrière ne serait que faible, en raison sans doute de conditions écologiques défavorables, qui restent à déterminer. Le fait que la barrière corallienne soit antérieure à la dernière régression importante connue, la régression anté-flandrienne, est tout à fait compatible avec l'irrégularité générale du relief de la barrière immergée peut alors être attribuée à une version différentielle d'un récif-barrière émergé lors d'une (ou de plusieurs) régressions marines. Le fait que la barrière corallienne soit antérieure à la dernière régression importante connue, la régression anté-flandrienne, est tout à fait compatible avec les observations de Battistini (1965) dans l'extrême-nord de Madagascar. Cet auteur en effet y distingue deux récifs soulevés d'âge pléistocène (respectivement « tatsimien » et « karimbolien ») : ces récifs émergés semblent constituer le prolongement de la barrière immergée.

Il n'est pas impossible alors de voir l'établissement d'un récif frangeant le long du rebord continental malgache à une époque où le plateau pouvait être émergé. Ce récif frangeant serait devenu un récif-barrière et se serait développé au cours de la transgression tatsimienne (Pléistocène ancien). Il aurait, dans cette hypothèse, subi une érosion aérienne au cours des grandes régressions quaternaires, dont celles mises en évidence le long du littoral malgache et qui ont précédé les époques transgressives karimbolienne et flandrienne. Au cours de la transgression karimbolienne, le récif a pu se développer dans des proportions qu'il est actuellement difficile de définir.

Le problème de l'origine des dépressions du plateau, des passes de la barrière immergée et des vallées sous-marines de la pente (p.134-136)

Il est possible, a priori, d'invoquer trois causes différentes : il peut s'agir du résultat d'un façonnement sous-marin, du tracé d'un réseau hydrographique aujourd'hui ennoyé ou enfin d'une morphologie d'origine tectonique.

...

Hypothèse 2 : Si les vallées sous-marines de la pente sont elles-mêmes d'anciennes vallées fluviales, l'âge du creusement des vallées à la surface du plateau remonte à une époque antérieure à celle de la formation de la pente. Elles ont pu être comblées et rajeunies au cours des différentes transgressions et régressions survenues postérieurement. Si les vallées de la pente ne sont dues qu'à des courants de turbidité, compte-tenu de leur netteté dans la topographie, on peut penser que leur creusement a dû s'effectuer sur une durée assez longue, c'est-à-dire au moins à l'époque pliocène. Les passes de la barrière immergée ont dû jouer le rôle de vallées fluviales avant de jouer celui de chenaux de marée au cours des épisodes transgressifs pléistocènes et flandriens dans le cadre de l'hypothèse de l'établissement d'un récif-barrière sur le rebord continental.

...

Hypothèse 3 : Sur la pente continentale, l'échancrure formant la tête de la vallée du Grand Serpent peut être due à une faille orientée OSO-ENE.

5.3 Sédimentologie (p.136)

Répartition et nature des sédiments superficiels

Sur la pente continentale, à la hauteur de Nosy Be et de la presqu'île d'Ampasindava, on observe d'est en ouest :

- des sables organogènes le long du rebord continental
- des vases calcaires au-delà, à partir environ de la profondeur de 800 m
- des sédiments riches en apports terrigènes, grossiers ou fins, dans les vallées sous-marines faisant suite sur la pente aux passes des bancs de l'Entrée et du Grand Serpent (cf. bathymétrie).

La répartition des sédiments est un peu plus complexe dans la région du Seuil du Leven. On trouve d'est en ouest :

- des sables organogènes au pied du rebord continental, comme au Sud,
- une frange continue de sables calcaro-quartzeux et par endroits quartzo-calcaires,
- une large zone vaseuse, tout d'abord riche en matériaux terrigènes, puis de plus en plus calcaire en allant vers le large,
- des sables calcaires organogènes autour des bancs récifaux du large (bancs du Leven et Intermédiaire),
- enfin dans la partie centrale du Seuil du Leven, des fonds durs, rocheux, entourés le plus souvent de sables tantôt calcaires, tantôt calcaro-quartzeux ou quartzo-calcaires.

...

Le faciès récifal (p.139)

...

Les sables calcaires de la pente continentale (p.139)

Des sables calcaires **recouvrent** [NB il ne s'agit donc pas des faciès de la pente en place, remarque A.Préat] les premières centaines de mètres de la pente continentale. Ils existent également sur les flancs des bancs récifaux du large,

ainsi que dans la partie centrale du seuil du Leven, au pied des haut-fonds rocheux : leur extension est alors plus grande que le long du rebord continental. Ces sables calcaires sont constitués par un mélange de sables organogènes d'origine récifale et d'origine pélagique. Les premiers prédominent jusque vers 450 m, les seconds de 450 à 800 m. La présence des premiers s'explique par la proximité immédiate des zones récifales : un matériel relativement abondant, constitué de débris coralliens et d'encroûtements calcaires, de coquilles de Mollusques, de Foraminifères et d'articles d'*Halimeda*, est arraché aux zones récifales et se dépose, du moins quant aux débris les plus grossiers, sur les premières pentes. L'ensemble de ce matériel présente un aspect relativement usé.

...

Mise en place des sédiments sur la pente continentale (p.149)

Bien que la densité des prélèvements soit moins importante sur la pente continentale que sur le plateau continental, on a pu établir une série-type : chacun des cinq niveaux définis présente des variations de faciès.

Voir les longues descriptions pages 149-150.

Tableau des corrélations Plateau continental /Pente continentale

Deux mesures radiométriques au C^{14} ont été effectuées sur des débris coquilliers recueillis dans les niveaux sableux à caractère littoral de la base des carottes V 40 et V29.

La première mesure donne un âge de 10 520 ans BP $\pm$ 130. Elle a été effectuée sur des débris grossiers de coquilles de Lamellibranches recueillis à 2,80 m sous la surface du sédiment dans la carotte V 40, elle-même prélevée par 49 m de profondeur au milieu de la zone déprimée reliant la « fosse » d'Anjanozano à la vallée du Banc de 5 m.

La seconde mesure donne un âge de 7 920 ans BP $\pm$ 130. Elle a également été effectuée sur des débris de coquilles de Lamellibranches recueillis à 1,90 m sous la surface du sédiment dans la carotte V 29, elle-même prélevée par 55 m de profondeur dans la « fosse d'Anjanozano ».

...

Le niveau terrigène inférieur du plateau continental , daterait donc du maximum de la régression anté-flandrienne soit environ 20 000 ans BP. Il est évidemment difficile actuellement de préciser l'âge des niveaux inférieurs des carottes de la pente : de nouvelles mesures seraient nécessaires.

La mise en évidence de cette régression ante-flandrienne s'accorde bien avec les observations morphologiques ayant conduit à l'identification d'un réseau hydrographique ennoyé.

Mouvements relatifs du niveau marin	Plateau continental	Pente continentale
Période stable post-transgressive	Niveau terrigène supérieur	Niveau organogène supérieur
Transgression	Niveau quartzo-coquillier à Foraminifères	Niveau mixte supérieur
Maximum de la régression	Niveau terrigène inférieur	Niveau « terrigène »
Régression	?	Niveau mixte inférieur
Période stable (?) ante-régressive	?	Niveau organogène inférieur

Conclusion (p.151)

...

...

Sur la pente continentale, les dépôts sont caractérisés par un mélange de sédiments organogènes pélagiques et d'apports terrigènes, ceux-ci devenant particulièrement abondants et grossiers devant les embouchures présumées du réseau hydrographique ennoyé dont les traces sont visibles sur le plateau.

Ces caractères sédimentologiques apportent une nouvelle preuve de l'émersion de l'ensemble du plateau continental malgache. Cette émersion, de l'ordre de la centaine de mètres, doit être rattachée à la grande régression anté-flandrienne, à la suite de deux datations au C¹⁴ sur des débris coquilliers prélevés dans le niveau terrigène inférieur du plateau.

NB En fin d'article une carte bathymétrique de la marge continentale du NO Madagascar, avec équidistance de 10 m sur le plateau continental et 100 m sur la pente (cf. ci-dessous).

