

## MARGE CONTINENTALE DU NORD-OUEST DE MADAGASCAR : BATHYMÉTRIE ET SÉDIMENTOLOGIE

J. DANIEL, J. DUPONT, C. JOUANNIC

*Section Géologie de la mission  
ORSTOM de Nosy Bé (Madagascar)*

### RÉSUMÉ

L'étude bathymétrique de la marge continentale du nord-ouest de Madagascar permet de distinguer plusieurs grandes unités morphologiques tant sur le plateau que sur la pente.

*Le plateau continental* se divise en deux parties d'importance très inégale :

— une zone interne couvrant la plus grande superficie du plateau est constituée de reliefs mollement ondulés en voie de régularisation par des apports d'âge flandrien à actuel dans les zones perillittorales.

— une zone de bordure caractérisée par l'existence d'un récif barrière qui se serait développé le long du rebord continental à la faveur des transgressions quaternaires.

*La pente continentale* présente deux aspects différents :

— au sud de 13° de latitude sud la pente présente une valeur moyenne de 4°30' entre 0 et 2 000 m et elle est très perturbée par de nombreuses vallées sous-marines qui accentuent son relief.

— au nord du parallèle 13° sud, la présence au large du banc du Leven transforme totalement la pente continentale qui s'adoucit et forme le seuil du Leven tandis que le banc du Leven, aux pentes raides, apparaît comme un jalon de l'arc volcanique Montagne d'Ambre - Archipel des Comores sur lequel se serait établi, comme sur de nombreuses îles de l'Océan Indien, un platier corallien à la faveur des dernières oscillations marines.

*L'étude sédimentologique* montre que les sédiments terrigènes actuels ne dépassent pas la zone perillittorale. Sur la partie la plus interne du plateau, les sédiments fins recouvrent des formations sableuses quartzo-coquillières préexistantes recouvrant elles-mêmes dans la partie centrale du plateau, des sables quartzeux à caractère littoral ou deltaïque. 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.

Ces caractères sédimentologiques apportent une nouvelle preuve de l'émergence de l'ensemble du plateau continental malgache. A la suite de deux datations au C<sup>14</sup> cette émergence de l'ordre de la centaine de mètres doit être rattachée à la grande régression anté-flandrienne.

### SUMMARY

The bathymetrical study of the continental border to the north-west of Madagascar enables one to distinguish several large morphologic units on the plateau as well as on the slope.

*The continental shelf* is divided into two parts, one being much more important than the other :

an interior zone, covering most of the plateau, is composed of softly undulating reliefs gradually being equalized by deposits from the flandrian age to present day in the perillittoral zones.

— a fringe zone characterized by the existence of a barrier reef which might have developed along the continental edge owing to the quaternary transgressions.

*The continental slope* shows two different aspects :

— south of the 13° latitude South the angle of the slope, on the average, is 4°30' between 0 and 2 000 meters and is greatly disturbed by numerous submerged valleys which accentuates its relief.

— north of 13° south parallel, for from the shore, the presence of the Leven bank changes completely the continental slope which becomes more gentle and forms the Leven shelf ; while the Leven bank, with steep slopes, seems to be a sort of landmark of the Amber Mountain-Comoro archipelago volcanic arc on which coralline shoal might have developed, as has happened on numerous islands of the Indian Ocean, thanks to the last marine oscillations.

*The sedimentological study* shows that the present day terrigenous sediments do not go beyond the perillitoral zone. On the more interior part of the plateau, the fine sediments cover pre-existing sandy shelly-quartz formations which cover, in their turn, in the central part of the plateau, quartz-like sand of littoral or deltaic nature. On the continental slope, the deposits are characterized by a mixture of pelagic organogenesis sediments and terrigenous deposits, the latter becoming particularly abundant and coarse before the presumed mouths of the submerged hydrographic network.

These sedimentological characteristics bring a new proof of the emersion or the whole Madagascan Continental shelf. As the result of two <sup>14</sup>C datings, this emersion, which is about one hundred meters, must be linked to the big anti-flandrian regression.

#### ZUSAMMENFASSUNG

Die bathymetrische Studie des Nord-Westkontinentalrandes Madagaskars erlaubt es, mehrere grosse morphologische Einheiten zu unterscheiden sowie auf dem Plateau als am Hang.

*Das kontinentale Plateau* besteht aus zwei Teilen von sehr verschiedener Grösse

— eine innere Zone, die den grössten Teil der Fläche des Plateaus einnimmt, besteht aus leicht

gewellten Reliefs auf dem Wege zur Regulierung durch Zufuhr aus der flandrischen bis zur heutigen Zeit in den perillitoralen Zonen.

— eine Randzone, die durch das Vorhandensein eines Dammriffs charakterisiert ist, die sich wahrscheinlich entlang des Kontinentalrandes zu gunsten von Quartärtransgressionen gebildet hat.

*Der Kontinentalhang* zeigt zwei verschiedene Gestalten :

— südlich von 13° südlicher Breite zeigt der Hang einen mittleren Wert von 4°30' zwischen 0 und 2 000 m und ist stark durch zahlreiche Täler unter dem Meer gestört, die sein Relief betonen.

— im Norden der 13° südlichen Parallele verändert das Vorhandensein des Levenbeckens in hoher See völlig den Kontinentalabfall, der schwächer wird und die Schwelle des Leven bildet, während das Levenbecken, das steile Hänge hat, wie ein Merkzeichen des Vulkanbogens Ambreberg-Komorenarchipel erscheint, auf dem sich wie auf vielen Inseln des Indischen Ozeans bei neueren Meeresoszillationen ein Korallenplateau gebildet hat.

Die sedimentologische Studie zeigt, dass die heutigen terrigenen Sedimente nicht über die perillitorale Zone hinausgehen. Auf dem innersten Teil des Plateaus überdecken die feinen Sedimente die sandigen Formationen, gebildet aus Muscheln und Quarz, die vorher existierten, die wiederum im inneren Teil des Plateaus Quarzsande mit Litoral- oder Deltaeigenschaften überdecken. Auf dem Kontinentalhang sind die Ablagerungen durch eine Mischung organogener Tiefmeersedimente und terrigener Zufuhren charakterisiert, diese sind grobkörnig und kommen besonders reichlich vor den vermuteten Mündungen des hydrographischen untergetauchten Systems vor.

Diese sedimentologischen Merkmale bringen einen neuen Beweis für das Auftauchen des gesamten Kontinentalplateaus von Madagaskar. Nach zwei Zeitbestimmungen mit der C<sup>14</sup> Methode muss dieses Auftauchen mit der grossen vorflandrischen Regression verbunden sein.

#### РЕЗИОМЕ

*Батиметрическое исследование континентальной полосы северо-западной части Мадагаскара позволило различить несколько крупных морфологических единиц как на плоской так и на склоновой части шельфа.*

Плоский шельф разделяется на две весьма неравные по значительности части:

— внутренняя зона, покрывающая наибольшую площадь шельфа, состоит из мягко-волнистых типов рельефа, в настоящее время регулирующих под действием наносов фландрийского до современного возраста в прибрежных зонах.

— краевая зона, характеризующаяся присутствием заградительного рифа, вероятно развившегося вдоль континентальной окраины благодаря четвертичным трансгрессиям.

Континентальный склон являет два различных облика:

— на юге от 13° южной широты, склон имеет среднее значение в 4° 30' между 0-2.000 м, и сильно нарушен подводными долинами расчленяющими его рельеф.

— на севере 13-тиградусовой параллели южной широты присутствие, в открытом море, Левенского бара совершенно трансформирует континентальный склон, который становится пологим и образует Левенскую отмель, тогда как Левенский бар, с крутыми склонами, представляет собой как бы одну из вет

вулканической дуги Гора Амбр — Коморские острова, на которой вероятно образовался, как и на многих островах Индийского океана, плоский коралловый риф, благодаря последним морским колебаниям.

Седиментологическое исследование показывает, что современные терригенные осадки не выходят за пределы прибрежной зоны. На самой внутренней части плато, тонкие осадки покоятся на узке ранее существовавших, песчаных, кварцево-раковинных образованиях, в свою очередь покрывающих, в центральной части плато, кварцевые пески прибрежного или дельтаического характера. На континентальном склоне, отложения характеризуются смесью органических пелагических осадков и терригенных наносов, причём последние становятся особенно обильными и грубыми перед предполагаемыми устьями погруженной гидрографической сети.

Эти седиментологические признаки приносят новое доказательство выхода на поверхность всего мадагаскарского шельфа в целом. Судя по двум датированиям по 14С, выход этот — порядка сотни метров — должен быть отнесён ко времени большой до-фландрийской регрессии.

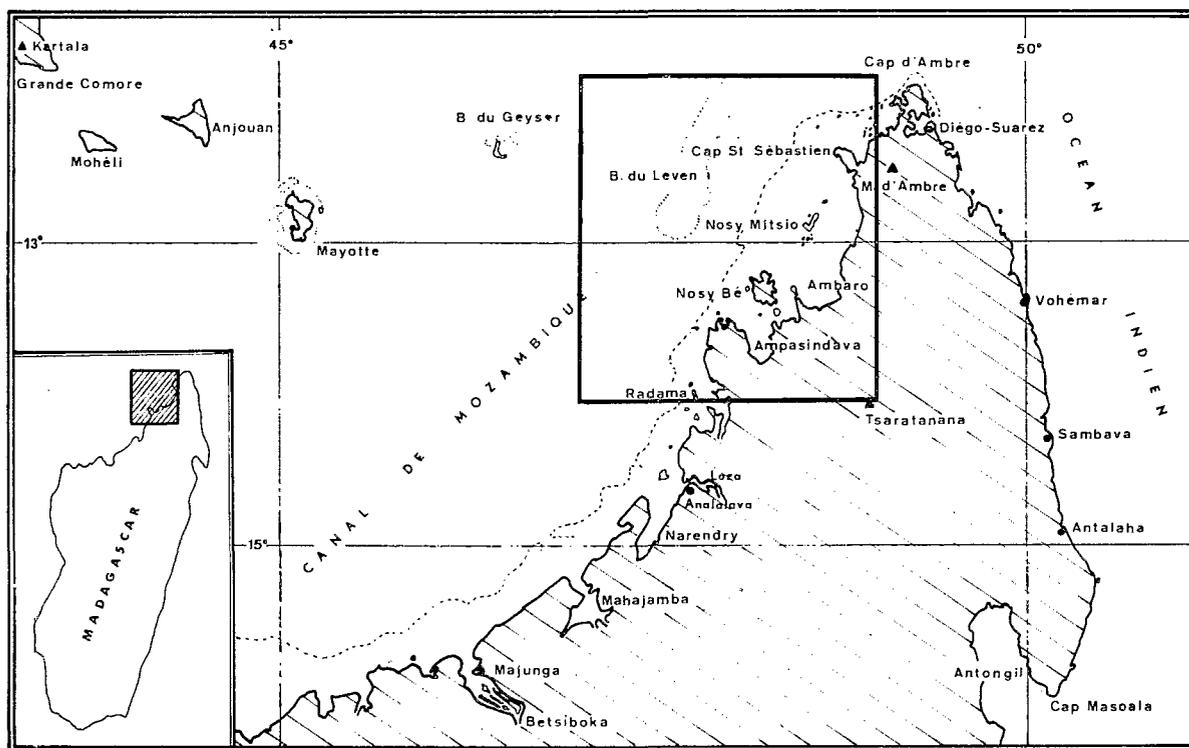


FIG. 1. — Nord-ouest de Madagascar. Localisation de l'étude.

## INTRODUCTION

La région étudiée se situe sur la côte nord-ouest de Madagascar approximativement entre 12° et 14° de latitude Sud et 47° et 49° de longitude Est. Ses limites sont, au nord le cap Saint-Sébastien, au sud la presque île d'Ampasindava et à l'ouest le banc du Leven (fig. 1).

Avant de passer à l'étude proprement dite nous donnerons quelques indications sur la géologie du nord de Madagascar et sur les méthodes utilisées.

*Géologie*

Les premières études géologiques du nord de Madagascar sont dues aux explorateurs qui, outre leurs propres observations, ont fourni les matériaux qui permirent divers travaux dont les plus importants sont ceux de LACROIX et de DOUVILLE. La première description géologique précise a été publiée par LEMOINE en 1906.

Puis, à la suite de nombreuses notes et cartes, BESAIRIE publie en 1936 un important mémoire sur la géologie du nord-ouest de Madagascar et en 1952 une étude sur le bassin de Majunga. Les résultats des travaux de DE SAINT-OURS (de 1952 à 1958) ont été rassemblés dans sa thèse (1960). L'ensemble des connaissances géologiques sur la province de Diego-Suarez a été rassemblé par BESAIRIE dans son mémoire de 1965. Récemment enfin, KARCHE a soutenu une thèse sur le volcanisme de l'extrême nord de Madagascar (1972).

En plus de ces importants travaux d'intérêt général, des études plus spécialisées ont été menées, parmi lesquelles nous citerons celles intéressant plus particulièrement le domaine marin : travaux de GUILCHER (1954-1956-1965) sur les récifs coralliens, BERTHOIS et CROSNIER (1965-1966), HERVIEU (1968) sur la sédimentation, et surtout BATTISTINI (1958 à 1972) sur la géomorphologie et la géologie du quaternaire.

L'île de Madagascar est constituée schématiquement (fig. 2) par un socle ancien plissé, sur lequel se sont déposées, sur le bord occidental, des formations sédimentaires allant du Permo-Trias (*Karoo*) au Tertiaire supérieur et Quaternaire, qui ont elles-mêmes été affectées par des intrusions éruptives et des phénomènes volcaniques.

Le socle ancien, formé de terrains cristallins et cristallophylliens, peut constituer des reliefs importants tels que le massif du Tsaratanana (2 880 m), point culminant de l'île.

Les terrains sédimentaires forment, le long de la côte ouest, une bande de largeur variable ; en effet

en certains points, des bombements du socle ramènent les terrains cristallins au voisinage du canal de Mozambique. Cette couverture sédimentaire forme un système de cuestas dont la plus importante est celle des grès de l'Isalo (Trias supérieur, Lias et Dogger) qui, dans la région, porte le nom de chaîne du Galoka. La seconde et troisième cuestas, constituées par des calcaires jurassiques et des grès crétacés, apparaissent surtout dans le nord-est de l'île. Entre ces reliefs et la côte s'étendent les deux grandes plaines alluviales de la Mahavavy et du Sambirano, dont la largeur varie de 10 à 30 km.

Les formations sédimentaires ont été affectées par des intrusions éruptives post-liasiques représentées par des granites alcalins et des syénites néphéliniques. Ces roches ont provoqué des déformations locales et peuvent constituer des reliefs importants, tels que les massifs du Lokobé et Befotaka à Nosy Bé, l'île de Nosy Komba, les monts d'Ankify et du Sambirano et les intrusions de la presque île d'Ampasindava.

Enfin, l'activité volcanique s'est développée depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire récent (DE SAINT-OURS, 1960, KARCHE, 1972), et se traduit par des projections et des coulées de nature essentiellement basaltique. Ainsi la montagne d'Ambre, avec ses 1 475 m, domine le nord de Madagascar. L'archipel des Mitsio est également constitué d'îles et d'îlots essentiellement basaltiques, dont les côtes souvent escarpées en falaises contrastent avec les côtes basses bordées de palétuviers des baies d'Ambaro et d'Ampasindava. Enfin, de nombreux cratères sont apparus au Quaternaire récent dans la partie occidentale de Nosy Bé qui est recouverte d'une épaisse couche de cinérites et de lapillis.

Si les directions tectoniques générales du socle cristallin sont est-ouest, les directions de fracture correspondant aux mouvements ayant affecté à la fois le socle et la couverture sédimentaire peuvent être classés en deux systèmes qui caractérisent l'ensemble de Madagascar.

(a) *Le système « côte Est »*. Cette direction est parallèle à la côte Est de Madagascar, dont le tracé, rectiligne sur 1 100 km, est attribué à une fracture majeure de l'écorce qui se traduit notamment par un fort gradient gravimétrique (CATTALA 1954). A ce système appartiennent la zone de fracture du contact socle-sédimentaire, la faille d'Ambilobé, et enfin les failles de l'Ankarana dont la plus remarquable est celle du « mur de l'Ankarana » qui effondre le Bathonien avec un rejet de plus de 200 m et qui se prolonge peut-être vers le sud par les failles de Jangoa, Ankarany et Maromandia.

BATHYMÉTRIE ET SÉDIMENTOLOGIE DE LA MARGE CONTINENTALE (N.W. MADAGASCAR)

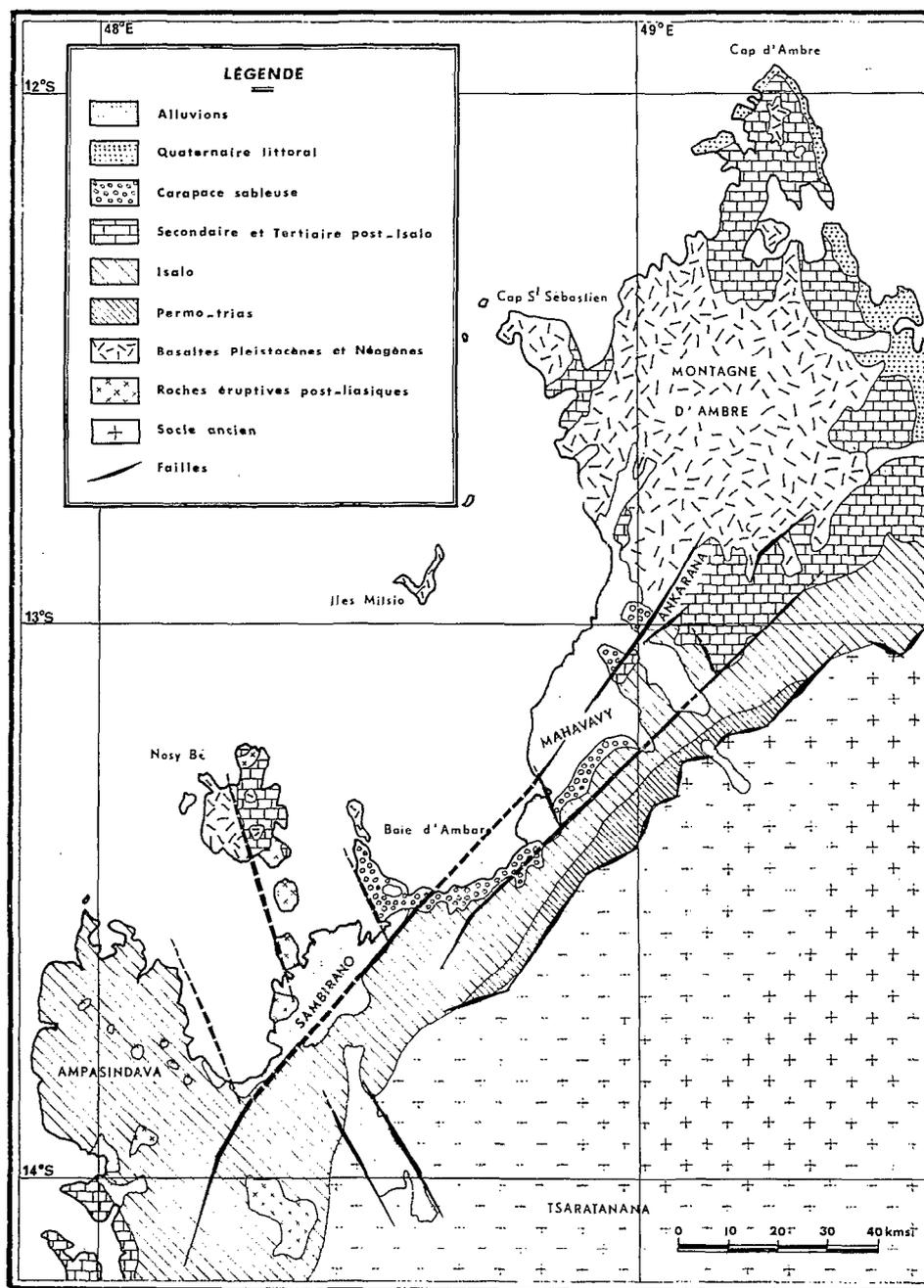


FIG. 2. — Croquis géologique du nord-ouest de Madagascar (d'après de Saint Ours et Besairie).

(b) *Le système « Mozambique »*. Il s'agit de fractures NNW-SSE dont les plus remarquables sont constituées par le graben du Sambirano et les fractures transversales du plateau de l'Ankarana.

Les failles du système « côte Est » contribuent à une descente en gradins vers le canal de Mozambique, l'ensemble formant une zone flexurée (au sens de BOURCART) opposant la zone côtière, en voie de subsidence, au massif du Tsaratanana, en voie de soulèvement.

De plus, les travaux de BATTISTINI sur les altitudes des niveaux marins quaternaires montrent également une opposition entre l'extrême nord, en voie de soulèvement, et la région qui nous intéresse qui, au contraire, subirait un mouvement négatif.

#### *Méthodes utilisées*

Le travail à la mer a été effectué à bord des navires océanographiques « Vauban » et « Ambariaka » du Centre ORSTOM de Nosy Bé et du navire japonais « Sagami Maru » pour une campagne de bathymétrie.

*Bathymétrie*, Les écho-sondeurs utilisés émettaient sur une fréquence de 30 kHz. A partir des sondes des cartes marines, des profils ont été définis avec un espacement de 2 à 3 milles en général, certaines zones plus complexes étant quadrillées par un réseau plus resserré.

Le positionnement a été déterminé, selon les cas, au cercle hydrographique, au radar ou à l'estime. Sur le plateau continental la précision des points est estimée à 0,25-0,50 mille et sur la pente à 0,50-2 milles.

La qualité des enregistrements n'a guère permis de prolonger les coupes au-delà de 2 000 m de profondeur.

*Sédimentologie*. Malgré la fréquence d'émission relativement élevée (30 kHz) des écho-sondeurs, on a pu observer parfois des variations sensibles de pénétration des ondes ultra-sonores dans les sédiments qui ont permis de distinguer, par exemple, des sables et des vases. Dans certains cas très favorables, on a pu observer la superposition de différents niveaux, qui a été confirmée par des prélèvements.

Les sédiments superficiels du plateau continental ont été essentiellement prélevés à la benne (bennes « Orange peel » et « Smith et McIntyre » modifiée), et au cône Berthois. Des observations et prélèvements ont également été effectués en plongée en scaphandre autonome. Les carottes ont été obtenues soit par

carottier à gravité (longueur 2 m) soit par carottier Kullenberg\* (longueur 5 m).

Sur la pente continentale, outre ces divers appareils, nous avons utilisé une drague à roches cylindrique type « Catherine Laurence ».

#### BATHYMÉTRIE

La carte bathymétrique à 1/300 000 de la marge continentale du nord-ouest de Madagascar a été dressée en courbes de niveau équidistantes de 10 m sur le plateau continental et de 100 m sur la pente continentale. 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 Bé. Il se rétrécit au niveau du cap Saint-Sébastien (25 km) et à la hauteur de la presqu'île d'Ampasindava (10 km) (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 littoral se trouve toutefois aujourd'hui régularisé dans de larges secteurs par les dépôts alluvionnaires des principaux fleuves côtiers, qui sont du nord au sud : la Mananjeba, la Mahavavy, l'Ifasy et le Sambirano (BATTISTINI, 1959, 1964 ; HERVIEU, 1968).

Le plateau est limité à l'ouest par un rebord continental orienté NE-SW, dont le tracé accuse en son milieu, par 13° de latitude, une échancrure marquée, profonde d'une dizaine de kilomètres.

#### I. — *Les grandes lignes du relief*

L'observation des enregistrements effectués sur la marge continentale (fig. 4 et 5) permet de dégager les traits caractéristiques du relief.

Le plateau continental, tout d'abord, peut être divisé en deux grandes unités morphologiques, d'importance très inégale, disposées parallèlement au rebord continental : elles lui confèrent l'allure générale d'une gouttière dissymétrique, allongée suivant une direction NE-SW.

(\*) Carottier construit à la Station de Géodynamique sous marine de Villefranche-sur-Mer (PAUTOT 1969).

BATHYMÉTRIE ET SÉDIMENTOLOGIE DE LA MARGE CONTINENTALE (N.W. MADAGASCAR)

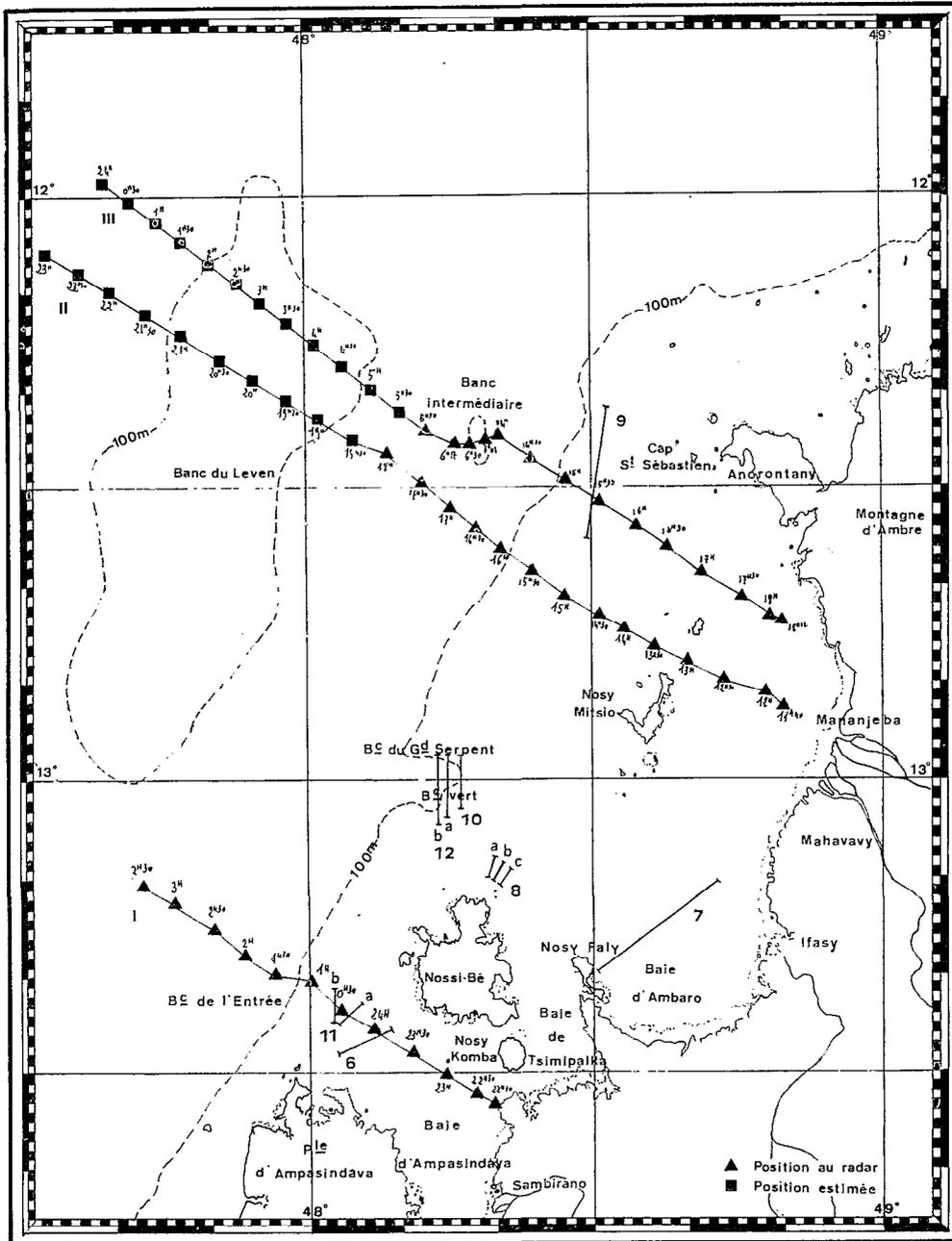


FIG. 3. — Localisation des profils et des coupes utilisés dans le texte.

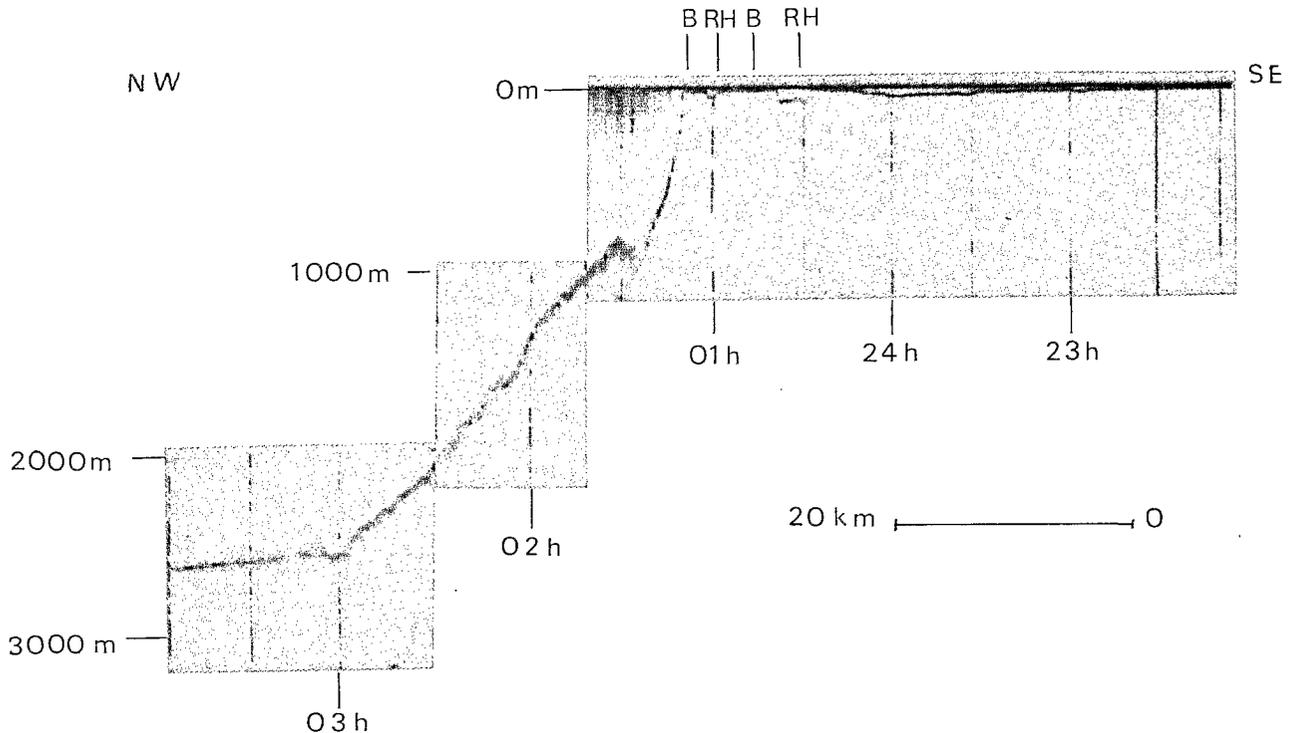


FIG. 4. — Profil I. Coupe bathymétrique du plateau et de la pente continentale au sud de Nosy Bé. On distingue sur le plateau l'ancien réseau hydrographique du Sambirano (RH) et les différents récifs coralliens constituant la barrière immergée (B).

— Une zone essentiellement 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 NW jusqu'à des profondeurs allant de 60 à 95 m. On peut noter que son extension est maximale dans la région nord de Nosy Bé (profils II et III).

— 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). Elle est entaillée par de nombreuses vallées sous-marines surtout dans la moitié sud de la région étudiée. Elle est toutefois perturbée dans la moitié nord du secteur par la présence du banc du Leven (profils II et III). Ce banc se raccorde au plateau par l'intermédiaire d'un en-

sellement, que nous appellerons le seuil du Leven. Le fond de ce seuil présente quelques reliefs dont le plus important est le banc Intermédiaire (profils II et III).

## II. — La zone interne du plateau continental

### Allure générale

Faisant suite à un versant souvent accentué de l'ordre de 5 à 10 m, marquant la limite externe de l'estran, le plateau s'abaisse lentement jusqu'au pied du bourrelet externe, pour atteindre des profondeurs variant de 60 à 95 m dans les régions des îles Mitsio, de 60 à 75 m dans la région située au sud de Nosy Bé. Les valeurs moyennes de la pente, calculées sur chaque profil d'échosondage mené perpendiculairement au rebord continental entre les isobathes de 10 et de 70 m, varient de 1,1 à 2,1 pour mille.

La pente est plus régulière dans la moitié nord du secteur que dans la moitié sud, non seulement en valeur mais aussi en direction (cf. carte bathymétrique à 1/300 000).

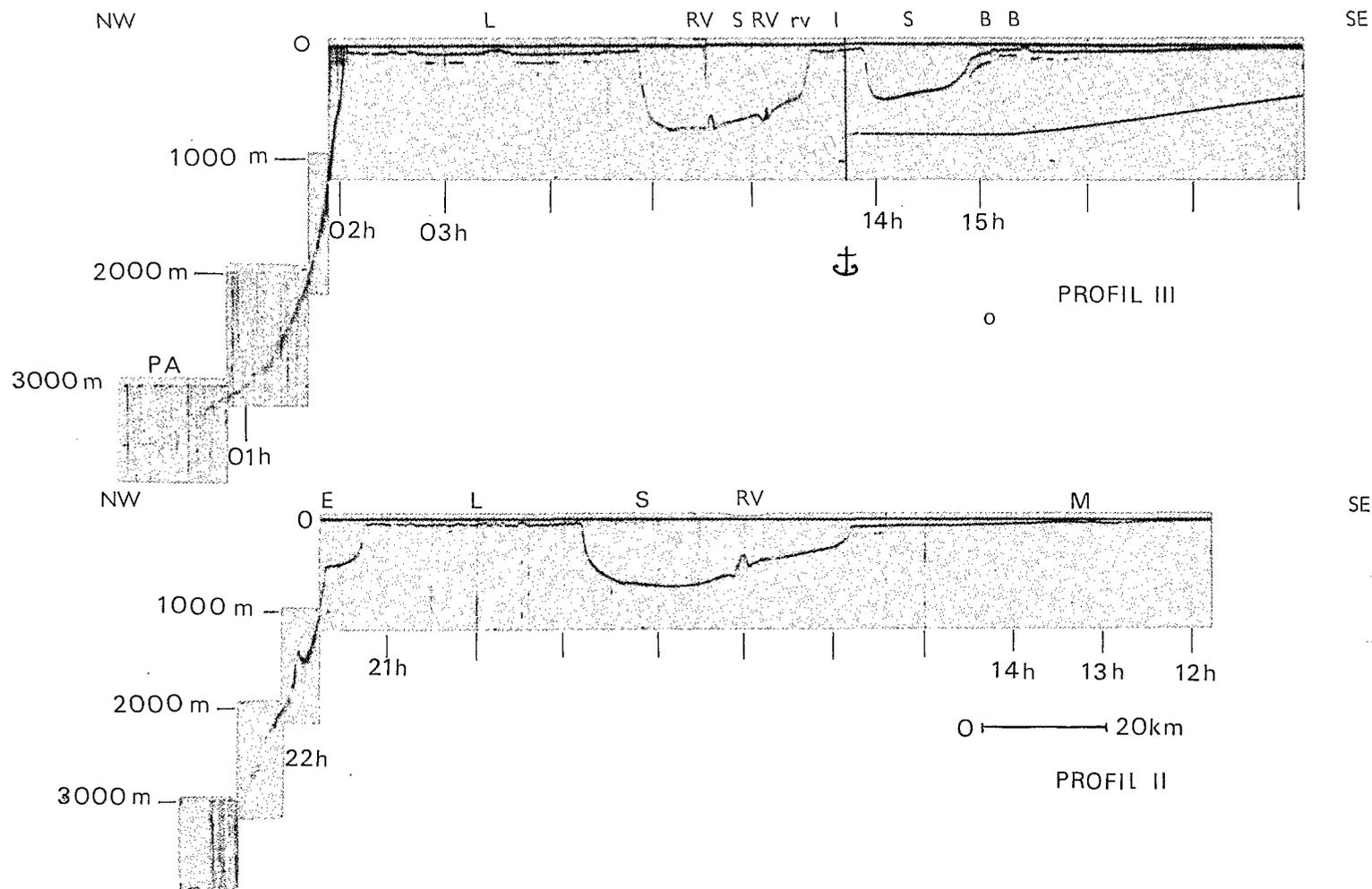


FIG. 5. — Profils II et III. Coupes bathymétriques du plateau et de la pente continentale au nord de Nosy Bé. On distingue sur le profil II le bombement des îles Mitsio (M), le seuil du Leven (S) avec des reliefs volcaniques (RV), puis le banc du Leven (L) dont le sommet est perturbé par des coraux et des dunes hydrauliques. Son flanc occidental débute par un épaulement (E). Sur le profil III on a la barrière immergée (B), le seuil du Leven (S) avec des reliefs volcaniques (RV) dont le plus important est le banc Intermédiaire (I) ; enfin le banc du Leven (L) qui plonge vers la plaine abyssale (PA); ⚓ = mouillage.

(1°) *Au nord et à la latitude des îles Mitsio.* La partie interne du plateau présente l'allure d'un vaste plan incliné : les isobathes restent grossièrement parallèles au rebord continental. Ceci est visible dès la courbe des 10 m dans la majeure partie du secteur, en particulier en face des estuaires de la Mananjeba et de la Mahavavy. On note simplement une rupture de pente assez nette aux environs de la ligne des 30 m : de 10 à 30 m, c'est-à-dire depuis le littoral jusqu'à l'archipel des Mitsio, la valeur de la pente est de l'ordre de 0,7 pour mille. Au-delà, de 30 à 70 m, elle est comprise entre 1,2 et 1,5 pour mille.

La valeur de la pente reste parfois constante jusqu'au pied du bourrelet externe, qui s'élève alors soudainement au-dessus de fonds voisins de 70 m. Souvent, cependant, elle s'accroît à l'approche du bourrelet au-delà de la ligne des 70 m : il en résulte l'existence de dépressions allongées parallèlement à celui-ci.

A la hauteur de Nosy-Lava, le bourrelet externe disparaît complètement sur 6 km : le plateau garde alors une pente constante jusqu'au rebord continental, qui, à cet endroit, se confond avec l'isobathe de 80 m.

(2°) *Du sud des îles Mitsio à la presqu'île d'Ampasindava.* La disposition régulière des courbes de niveau qui caractérise la région nord du secteur fait place à partir du sud de l'archipel des Mitsio à un système de larges cuvettes disposées en fonction d'accidents remarquables qui constituent des dépressions à la surface du plateau ou certaines passes profondes au travers du bourrelet externe.

Ainsi l'allure générale de la baie d'Ambaro est celle d'une cuvette ouverte au NW, dont le pourtour épouse la courbure du rivage de la baie, et dont le centre est formé par une dépression allongée SE-NW de plus de 50 m de profondeur (DANIEL, DUPONT, JOUANNIC, 1972b).

Des fonds d'une trentaine de mètres la séparent de deux autres cuvettes au NW. L'une s'allonge de part et d'autre d'une fosse, profonde de 95 m, près de la pointe NE de Nosy Bé. Peu marquée, elle semble se prolonger au NW par des fonds de 50 à 60 m jusqu'à une passe qui sépare le banc Vert du banc de la Tortue. La seconde, plus large, mieux marquée que la précédente, s'évase au NW par l'intermédiaire d'une précédente, s'évase au NW par l'intermédiaire d'une passe profonde de 70 m qui sépare le banc du Grand Serpent du banc Vert.

Au sud de Nosy Bé, l'allure générale du relief est celle d'une cuvette allongée et dissymétrique, occupant l'ensemble de la baie d'Ampasindava et se prolongeant au NW par une zone basse, en forme de gouttière, jusqu'à la passe qui sépare le banc de l'Entrée

du banc de 5 m. Cette zone basse est jalonnée par plusieurs ombilics de plus de 60 m de profondeur (l'un atteint même 74 m), séparés les uns des autres par des fonds de 40 à 50 m (fig. 6).

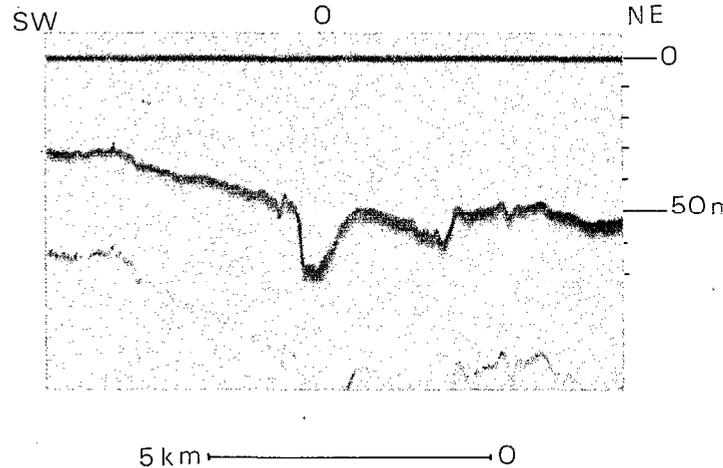


FIG. 6. — Coupe bathymétrique d'un ombilic de 70 m de profondeur au SW de Nosy Bé. Cet ombilic (O) est un témoin de l'ancien réseau hydrographique du Sambirano (coupe 6, fig. 3).

#### Les différents types du relief

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.

On rencontre les zones à fonds plats en bordure de la zone littorale et tout particulièrement devant les estuaires des principaux fleuves côtiers. Il est possible sur les profils d'échosondage de suivre en continuité un réflecteur sous-jacent, irrégulièrement ondulé, sur des distances pouvant aller jusqu'à 20 km (au nord-est des îles Mitsio en particulier).

Ce réflecteur sous-jacent émerge peu à peu vers l'ouest, d'abord à l'état de dômes ou de bosses isolés au milieu des fonds plats : on en trouve de beaux exemples en baie d'Ambaro (fig. 7). Puis il émerge complètement aux alentours de 50 m de profondeur au nord de Nosy-Lava, de 20 m à l'est des îles Mitsio, enfin de 30 m en baie d'Ampasindava, sans que cela n'affecte la pente générale du plateau.

Le relief est alors formé d'une succession d'ondulations aux formes les plus diverses, sans disposition régulière. Leur amplitude est très variable, mais reste toujours faible : le plus souvent comprise entre 1 et

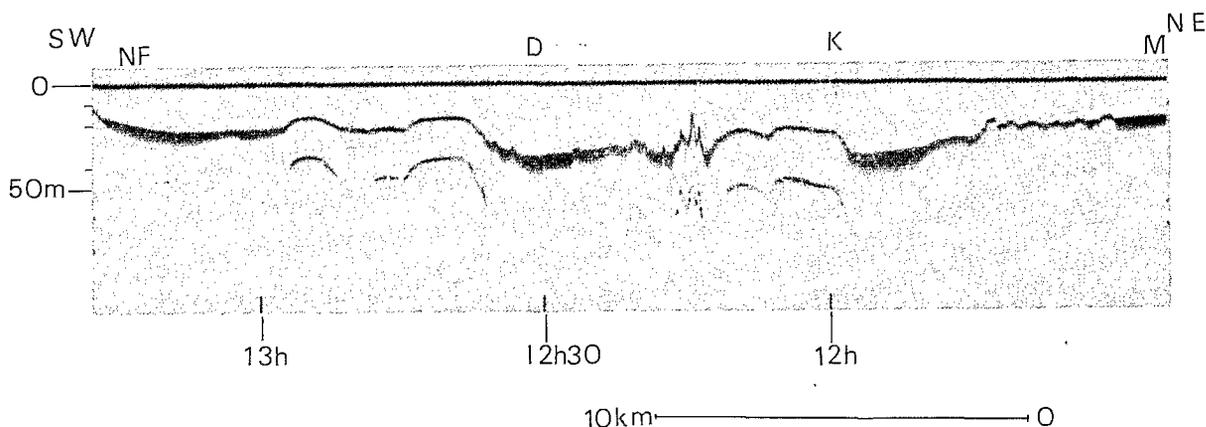


FIG. 7. — Coupe bathymétrique de la baie d'Ambaro de l'embouchure de la Mahavavy (M) jusqu'à Nosy Faly (NF) en passant par le banc de Kirota (K) et la dépression centrale (D). Les différences de pénétration des ondes ultra-sonores permettent de différencier les sédiments sableux ou récifaux (faible pénétration) des sédiments vaseux (forte pénétration) comme devant la Mahavavy, Nosy Faly et la dépression centrale (coupe 7, fig. 3).

5 m elle atteint jusqu'à 25 m pour les plus grandes. De même, leur longueur d'onde est variable : les ondulations peuvent être courtes, de l'ordre de la centaine de mètres, mais peuvent avoir une longueur d'onde de l'ordre de 5 km, comme celles que l'on observe à l'est des îles Mitsio.

Des accidents locaux rompent par endroits la monotonie du paysage résultant des deux types de relief précédents : il s'agit soit de dépressions, soit de hauts fonds.

(1°) *Les dépressions.* La surface du plateau est entaillée par des dépressions dont les contours se définissent par un accroissement sensible de la pente.

Trois de ces dépressions, allongées suivant un axe SE-NW, forment le centre des larges cuvettes qui constituent les grandes lignes du relief au sud de l'archipel des Mitsio :

— la dépression de la baie d'Ambaro s'individualise par une rupture de pente aux environs de la ligne de 30 m. Profonde de 56 m, elle s'allonge en forme de « S » inversé sur 15 km du NW au SE. Elle se ramifie en deux digitations au sud, de part et d'autre d'un haut fond (DANIEL, DUPONT, JOUANNIC, 1972b) ;

— la fosse du nord-est de Nosy Bé, longue de 7 km, large de 400 m, est profonde de 95 m, ce qui est considérable à cet endroit du plateau : elle s'individualise en effet à partir d'une profondeur variant de 40 à 50 m par une rupture de pente très nette au milieu de fonds légèrement bosselés. Les pentes, symétriques, sont évaluées à 20 % et donnent à la fosse une allure en « V » (fig. 8) ;

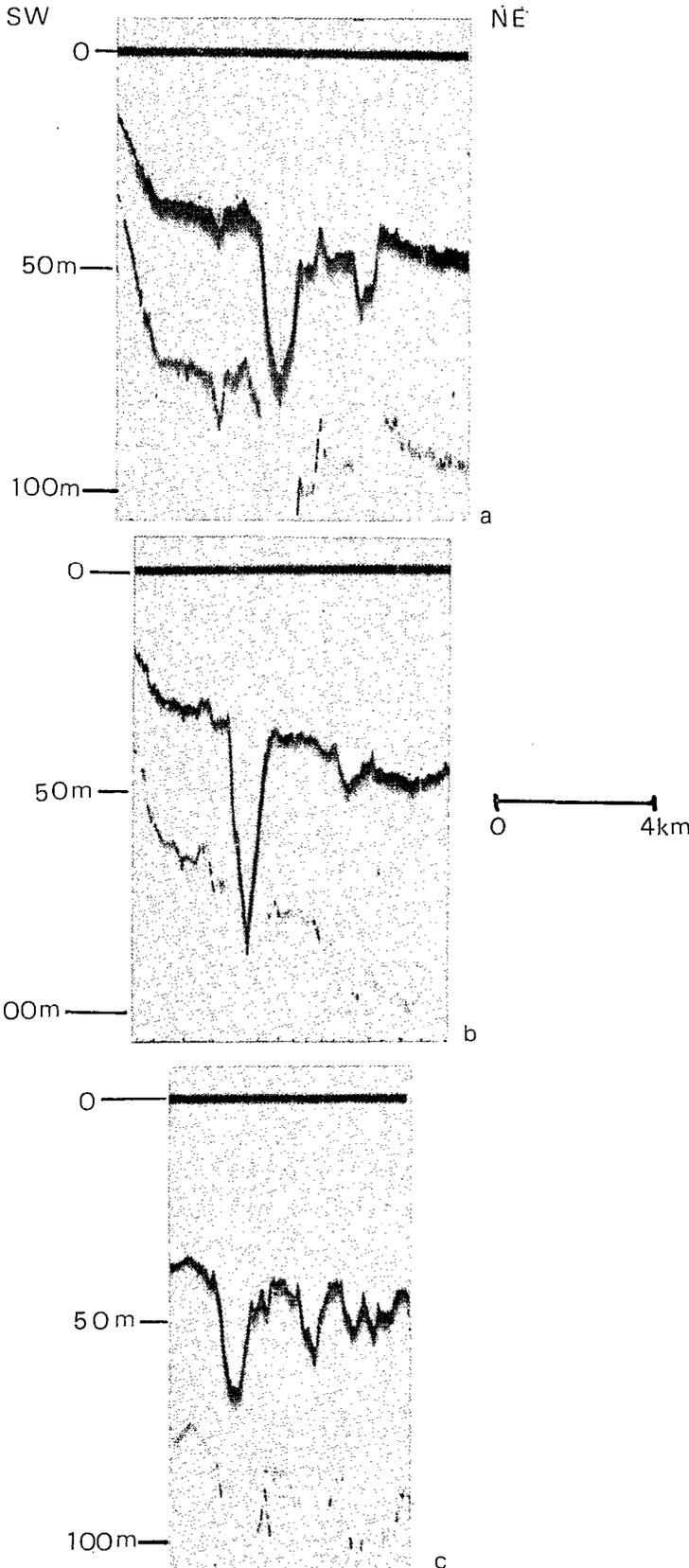
— la dépression d'Anjanozano, à l'entrée nord-ouest de la baie d'Ampasindava, constitue la partie la plus basse de la cuvette qui occupe cette baie. Les flancs de cette dépression sont modérément inclinés : 4,3 % au maximum, et sa profondeur est de 63 m.

On peut aussi mentionner deux autres dépressions, orientées SW-NE, le long du bourrelet externe à la hauteur des îles Mitsio et du cap Saint-Sébastien : elles sont profondes respectivement de 94 et 95 m.

(2°) *Les hauts fonds.* On observe d'autre part, s'élevant brusquement au-dessus du plateau, des hauts fonds de nature corallienne, du moins en surface. Isolés les uns des autres, ces hauts fonds restent très localisés à l'échelle du plateau.

La plupart ont des dimensions réduites : ils s'élèvent en moyenne de 5 à 10 m. On les trouve surtout dans le fond des baies (baies d'Ambaro, d'Ampasindava, de Tsimipaika). Ils existent aussi bien dans les zones à fonds plats que dans les zones à fonds bosselés : au milieu des premières, les structures observées sur les échogrammes montrent qu'ils sont partiellement enfouis.

On observe des hauts fonds de dimensions plus importantes à l'ouest des îles Mitsio (bancs de la Dives, du Castor, d'Ankarea) : se présentant sous la forme de dômes bien circonscrits, ils s'élèvent brusquement d'une hauteur de 30 à 40 m au-dessus de fonds de 40 à 60 m. Leur diamètre à la base est de l'ordre du demi-kilomètre. Ils prennent une allure plus trapue dans le massif situé au NW de Nosy-Lava non loin du bourrelet externe : haut de 50 m, d'un



diamètre de 2 km, ce massif domine des fonds de 70 m ; son sommet est relativement plat.

Il y a enfin au SW du cap Saint-Sébastien un relief plus important par son étendue (8 km sur 4 km), qui ne semble pas être rattaché morphologiquement au bourrelet externe. Il s'élève au-dessus de fonds d'une cinquantaine de mètres. Le sommet, qui reste situé à des profondeurs de 20 à 30 m, présente un relief irrégulier de type récifal.

### III. — La 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
- une zone à pinacles
- des dunes hydrauliques
- un système de passes étroites mais profondes.

#### *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.

#### *La zone à pinacles*

Les bancs coralliens sont remplacés au NW de Nosy Bé 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.

◀ FIG. 8. — Coupes bathymétriques de la fosse du NE de Nosy Bé. (Coupes 8. a.b.c., fig. 3)

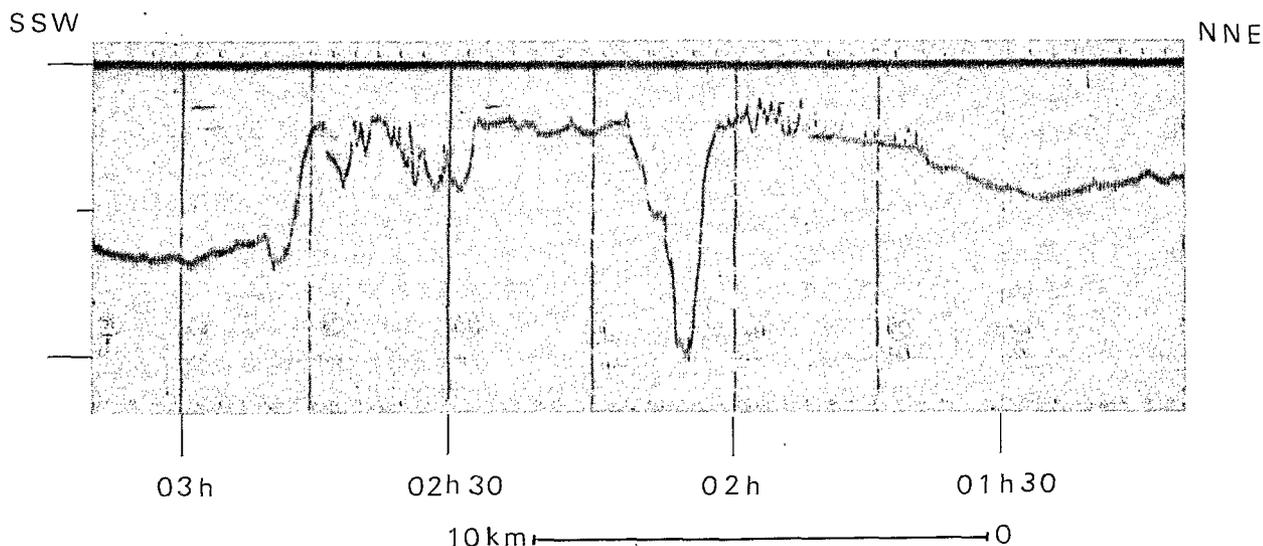


FIG. 9. — Coupe bathymétrique de la passe située à l'ouest du Cap St-Sébastien. (Coupe 9, fig 3).

Ces régions s'apparentent aux zones à pinacles décrites par GUILCHER *et al.* (1965) à propos du lagon de Mayotte. Elles rappellent en particulier le second type décrit par ces auteurs, où les pinacles atteignent 30 à 35 m de hauteur. Ici les pinacles s'élèvent jusqu'à 40 m de hauteur.

#### 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*.

La présence de ces dunes hydrauliques témoigne de l'importance des courants dans cette région : il s'agit très vraisemblablement de courants de marée, compte tenu de l'orientation de ces dunes.

#### Les passes

Le bourrelet formé par les divers bancs le long du rebord continental n'est pas continu : d'une part

il disparaît entièrement sur 6 km à la latitude de Nosy-Lava et se trouve remplacé par une zone à pinacles au NW de Nosy Bé ; 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.

— Le banc qui s'étend à la hauteur du cap Saint-Sébastien est traversé par une passe profonde de 90 m, au tracé sinueux (fig. 9).

— Le banc Vert, au nord de Nosy Bé, est séparé des bancs du Grand Serpent et de la Tortue par deux passes profondes de 70 m en moyenne. Celle du nord, large de 500 à 1 000 m, longue de 6 km, s'encaisse par des pentes de l'ordre de 30% (fig. 10). Celle, du sud est moins bien marquée : large de 1,5 km elle ne s'individualise qu'à 2 km de la limite externe du plateau.

— Le banc de l'Entrée et le banc de 5 m sont séparés par une vallée sous-marine qui apparaît très nettement sur la carte bathymétrique : longue de 16 km, large de 2 km, bordée de flancs abrupts, parfois même en falaises dans les trente premiers mètres (fig. 11), elle s'individualise dès la courbe des 60 m, à la limite de la partie interne du plateau. Orientée tout d'abord SE-NW elle est formée de deux bras bien distincts de part et d'autre d'un haut fond corallien. Le cours de la vallée contourne alors le banc de 5 m par le nord et s'incurve pour prendre une

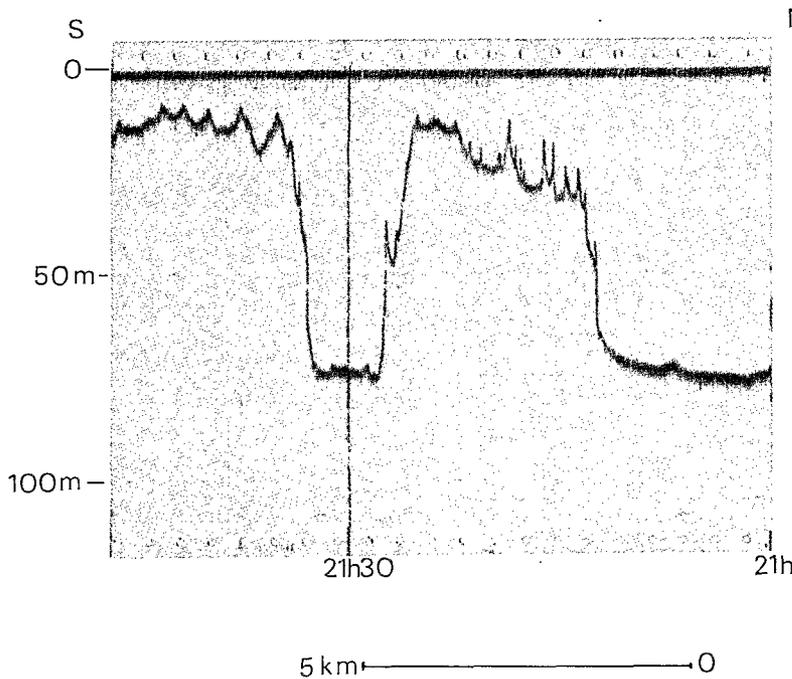


FIG. 10. — Coupe bathymétrique de la passe du Grand Serpent à travers la barrière immergée. (Coupe 10, fig 3)

direction NE-SW qu'il garde jusqu'au rebord continental. Les talwegs des deux bras se réunissent à l'isobathe de 100 m, celle-ci pénétrant sur plus de 5 km sur le plateau ; la rupture de pente n'a lieu qu'à 110 m.

— A 5 km au sud de Nosy Iranja, le bourrelet se trouve à nouveau interrompu par une passe étroite, mais profonde : large de 200 à 500 m seulement, elle s'encaisse à travers le bourrelet externe en s'approfondissant progressivement de 40 à 70 m, tandis que celui-ci remonte au contraire jusqu'à 9 m de la surface. Les flancs possèdent des pentes de l'ordre de 50 %. Son parcours de 8 km est sinueux.

#### IV. — 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°.

La rupture de pente se situe à une profondeur variable en fonction du type de relief que l'on trouve

sur la zone de bordure adjacente du plateau. Cette profondeur se situe entre 13 et 60 m devant les bancs coralliens, entre 70 et 110 m là où le bourrelet externe est interrompu.

La ligne de plus grande pente du talus garde sensiblement la même orientation SE-NW dans tout le secteur étudié.

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 1 650 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 2 000 m) : elle se raccorde progressivement aux fonds abyssaux.

La pente continentale est entaillée par quelques vallées sous-marines, dont les plus importantes se situent dans le prolongement des principales passes qui traversent le bourrelet externe du plateau (passes du Grand Serpent, du banc de l'Entrée, du sud de Nosy Iranja).

La vallée sous-marine du Grand Serpent est de loin la plus importante d'entre elles (fig. 12). De parcours sinueux, elle présente un profil longitudinal très légèrement concave. En coupe transversale, elle présente un profil en « V », sauf dans sa partie tout à fait supérieure. Elle possède quatre vallées affluentes, dont l'une semble provenir de la passe qui sépare le banc Vert du banc de la Tortue.

#### *La pente continentale au nord du banc du Grand Serpent*

Au nord du banc du Grand serpent, la présence du banc du Leven modifie totalement l'allure de la pente. On peut y distinguer deux parties : le seuil du Leven et le banc du Leven proprement dit.

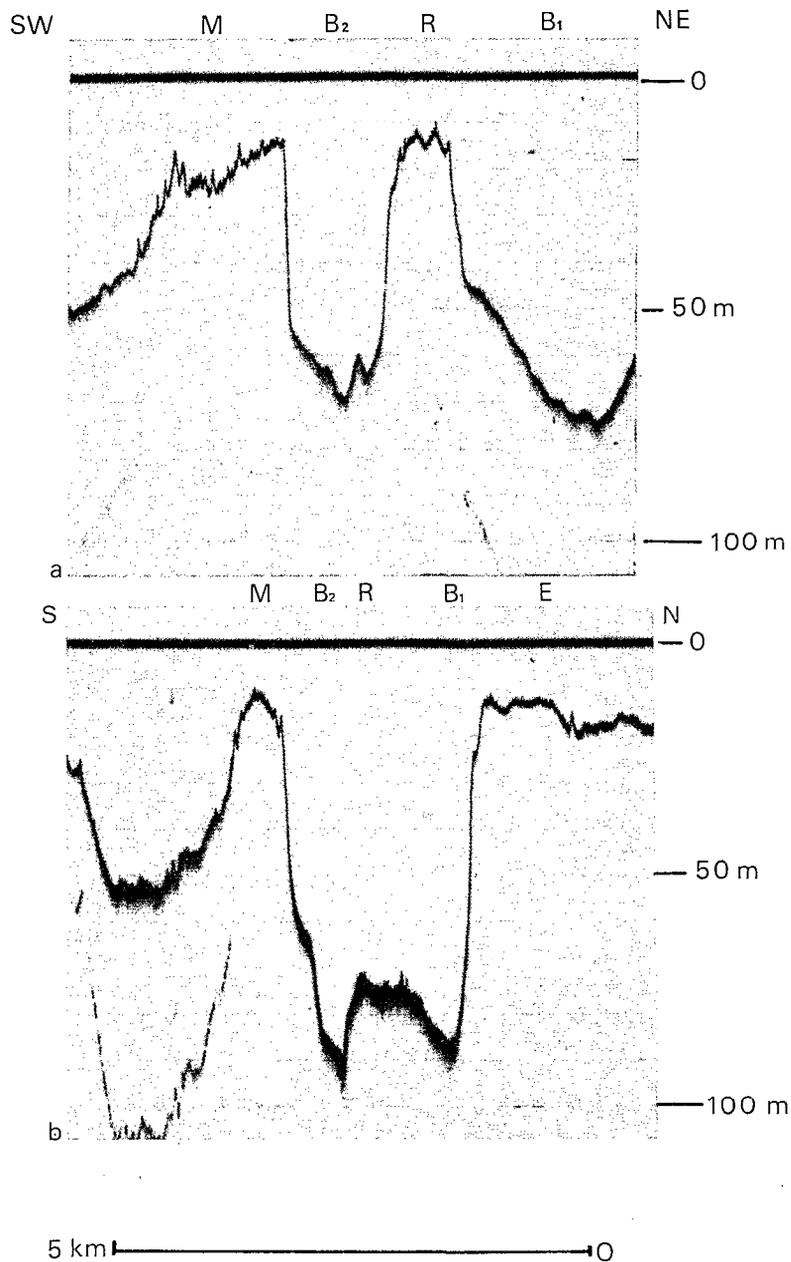


FIG. 11. — Coupes bathymétriques de la vallée du banc de l'Entrée (banc de 5 mètres). Sur la coupe de la vallée sous-marine est divisée en deux bras (B<sub>1</sub> et B<sub>2</sub>) par un récif corallien (R). Sur b le haut-fond (R) disparaît et la vallée s'approfondit entre les bancs de l'Entrée (E) et de 5 mètres (M), mais les deux bras (B<sub>1</sub> et B<sub>2</sub>) coexistent encore. (Coupe 11 a-b, fig 3)

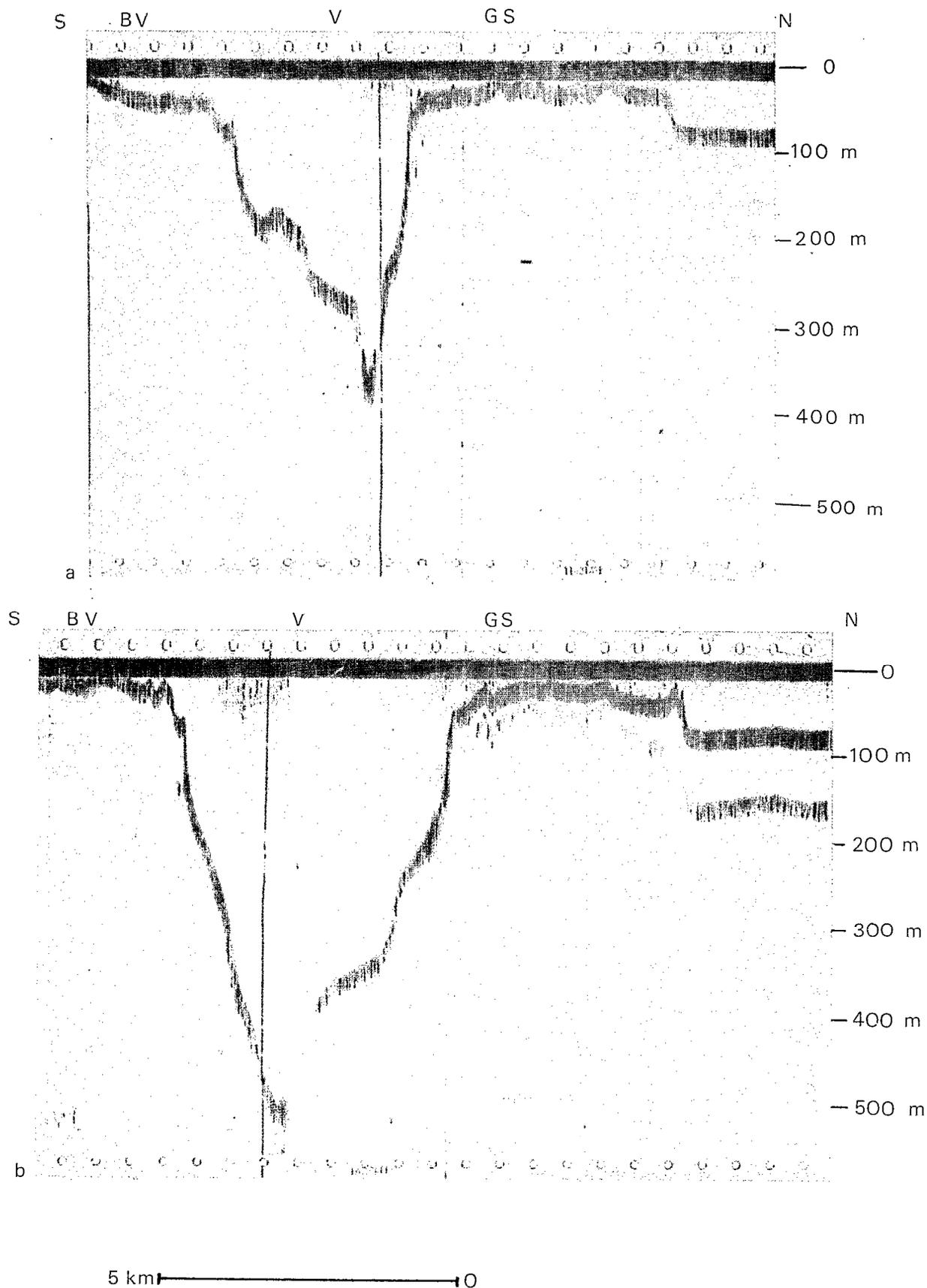


FIG. 12.— Coupes bathymétriques de la vallée sous-marine du Grand Serpent sur la pente continentale. La vallée sous-marine s'encaisse dès le départ entre les récifs coralliens de la barrière immergée : le banc Vert (BV) au sud, et le banc du Grand Serpent (GS) au nord et se poursuivra au-delà des 500 m de profondeur. (Coupes 12 a-b fig 3)

(1°) *Le seuil du Leven* est tout d'abord séparé du plateau continental par un seuil (fig. 5), le seuil du Leven, qui remonte jusqu'à 690 m. Ce seuil est bordé de part et d'autre de versants tout d'abord à pente forte (la valeur de la pente varie de  $5^\circ$  à  $42^\circ$ , avec une moyenne de  $23^\circ$ , depuis la rupture de pente jusque vers 150 à 200 m), à pente très douce par la suite ( $0^\circ45'$  à  $1^\circ$ ).

On note la présence sur le versant oriental de quelques reliefs isolés : le banc Intermédiaire, en particulier, s'élève jusqu'à moins de 40 m de la surface au-dessus de fonds de 500 m ; plus au sud, deux reliefs montent à moins de 300 m et de 350 m de la surface au-dessus de fonds de 700 m. Ces deux derniers reliefs dominent à l'ouest une vallée sous-marine déjà bien marquée. Cette vallée médiane, tout d'abord parallèle au rebord continental, oblique peu à peu vers le banc du Leven, pour en longer le flanc méridional, avant de se raccorder à la vallée du Grand Serpent par des fonds supérieurs à 2 000 m.

(2°) *Le banc du Leven* (fig. 13), large de 40 km au maximum, il s'allonge sur 110 km parallèlement au rebord continental. Il domine à l'ouest les fonds abyssaux de 3 500 m qui le séparent du banc du Geysier et de l'archipel des Comores. La pente est tout d'abord très forte : elle est de l'ordre de  $15^\circ$  jusqu'à 2 000 m, ce qui est bien supérieur aux valeurs trouvées dans le sud (de l'ordre de  $4^\circ30'$ ). La valeur de la pente diminue considérablement au-delà : elle n'est plus que de l'ordre de  $2^\circ30'$  de 2 000 à 3 000 m, puis de  $1^\circ$  de 3 000 à 3 500 m.

Une série de onze coupes bathymétriques transversales (DANIEL, DUPONT, JOUANNIC, 1972a) met en évidence l'aspect tabulaire du banc. Le sommet du banc reste situé en permanence entre 15 et 70 m de profondeur. Il se trouve caractérisé par de nombreux pinacles coralliens de 5 m de hauteur en moyenne, exceptionnellement de 20 à 30 m de hauteur. On observe dans le nord des ondulations irrégulièrement espacées, de grande amplitude : les plus grandes font 20 à 30 m de hauteur, 800 à 1 200 m de largeur. Ces ondulations sont formées presque exclusivement de sables à *Halimeda*. Elles sont orientées grossièrement est-ouest.

#### V. — Interprétation

Quatre traits marquants sont à retenir de l'étude bathymétrique et structurale de la région :

- les structures d'ennoyage
- la présence d'un bourrelet immergé le long du rebord continental

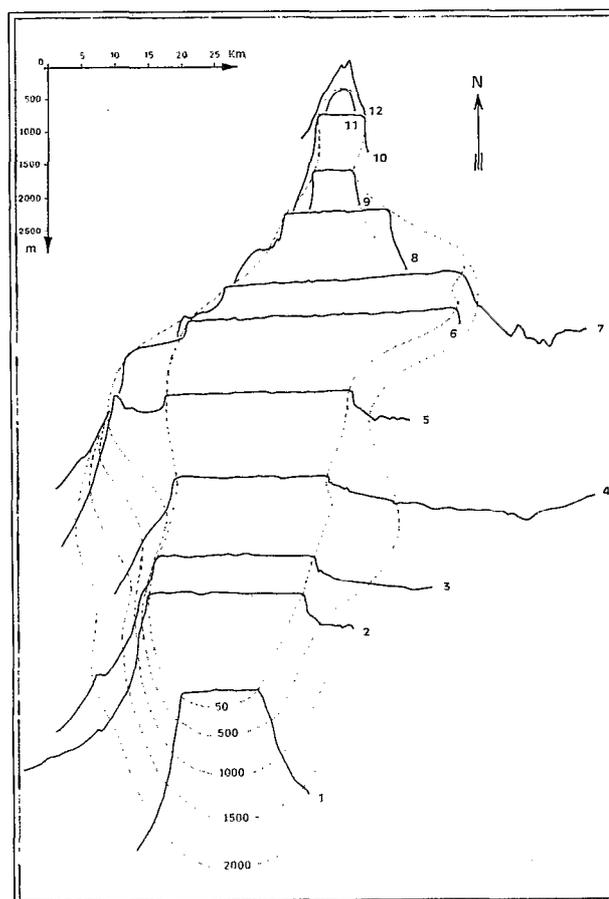


FIG. 13. — Aperçu morphologique du banc du Leven.

— l'existence de dépressions à la surface du plateau, des passes au travers du bourrelet immergé et, dans leur prolongement, de vallées sous-marines sur la pente

— le banc du Leven.

#### Les structures d'ennoyage

Les profils d'échosondages montrent que les formations ondulées disparaissent partiellement sous une couverture de sédiments qui se caractérise morphologiquement par des fonds plats et réguliers : il s'agit donc d'un phénomène d'ennoyage. Cet ennoyage est d'autant plus important que l'on se rapproche de l'embouchure des principaux fleuves actuels : Mananjeba, Mahavavy, Ifasy en baie d'Ambaro, Sambirano en baie d'Ampasindava. Seule la baie de Tsimipaika, caractérisée pourtant, elle aussi, par ce phénomène d'ennoyage, ne reçoit actuellement les eaux d'aucune



**CARTE BATHYMETRIQUE**

DU PLATEAU CONTINENTAL DU NORD-OUEST DE MADAGASCAR :

du Cap Saint Sébastien à la Presqu'île d'Ampasindava

Equidistance des courbes: 10m

19° SUD

48° EST

rivière importante : ce phénomène peut cependant s'expliquer si l'on sait que le Sambirano s'est jeté à une époque récente dans cette baie (DE SAINT-OURS, 1960).

Il semble donc logique, en raison de la morphologie très régulière de ces formations de remplissage et de leurs relations géographiques avec les principaux fleuves côtiers actuels, de rattacher ce phénomène d'ennoyage à l'alluvionnement fluvio-marin actuel ou récent. Cet alluvionnement régularise une topographie irrégulière préexistante dans les régions situées en bordure du littoral : ainsi la dépression de la baie d'Ambaro est-elle en voie d'être colmatée dans sa partie méridionale (DANIEL, DUPONT, JOUANNIC, 1972b) ou encore les pitons coralliens des fonds des baies (Ambaro, Ampasindava) sont-ils en voie d'ennoyage. Il appartiendra à l'étude sédimentologique de préciser le phénomène.

#### *La barrière immergée*

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 ». On l'observe en effet depuis l'extrême nord de Madagascar où elle émerge et se rattache ainsi au continent malgache jusqu'au cap Saint-André et même au-delà (banc de Pracel). 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.

Diverses hypothèses ont été proposées pour l'origine de cette barrière : cuesta façonnée au cours d'une phase d'émersion (GUILCHER, 1954), résultat d'une faille récente (DE SAINT OURS, 1960), ancien récif-barrière développé en corniche au bord du plateau continental (DE SAINT OURS, 1960, BATTISTINI, 1972).

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 sur une distance aussi considérable entre la présence d'une cuesta appartenant au système sédimentaire du bassin de Majunga et celle d'une faille qui en aurait bordé rigoureusement le front et qui, seule pourtant, pourrait expliquer, dans ce cas, la pente régulière et rapide qui caractérise l'amorce du talus continental (DE SAINT OURS, 1960). C'est d'autre part

le récif-barrière, qui, par sa grande souplesse d'adaptation à tout tracé irrégulier de son substrat, permet d'expliquer aisément l'orientation franchement est-ouest du banc du Grand Serpent le long de l'échancrure qui affecte le rebord continental par 13° de latitude (ce banc s'allonge sur 11 km, alors qu'il n'est large que de 2 km).

L'existence d'un récif de l'importance de la barrière immergée ne saurait surprendre dans cette région du SW de l'océan Indien : des formations coralliennes très développées sont connues sur les bancs du Leven ou du Geysier ainsi qu'aux îles Glorieuses ou Mayotte, pour ne citer que l'environnement immédiat.

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 pensable dans la région de Nosy Bé — BATTISTINI (1965) conclut à une région subsidente — cela l'est moins plus au sud, dans la région des îles Radama, du moins au cours de l'époque flandrienne : GUILCHER *et al.* (1968) ont en effet observé dans ces îles, situées à moins de 6 km de la barrière immergée, des hauts niveaux de stationnement marin flandrien. L'immersion de la barrière est pourtant de l'ordre de 6 à 7 m à la hauteur de ces îles, c'est-à-dire comparable à ce qu'elle est plus au nord et plus au sud.

Un affaissement de la barrière corallienne durant la période flandrienne n'expliquerait pas non plus pourquoi il n'existe pas de larges platiers coralliens : ces platiers se seraient formés à une époque antérieure à la subsidence et devraient se retrouver aujourd'hui immergés. Or les profils d'échosondages révèlent un sommet de bourrelet pour le moins irrégulier, même si l'on fait abstraction des pinacles coralliens qui ont pu s'installer par la suite. Les coraux, certes, peuvent vivre et croître en profondeur. La barrière récifale actuelle de Mayotte comporte des parties immergées à des profondeurs variables, où le corail est tout de même bien vivant (GUILCHER *et al.*, 1965). Mais elle comporte essentiellement de larges platiers à fleur d'eau.

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 toutefois à déterminer.

Le fait que la barrière corallienne soit antérieure à la dernière régression importante connue, la régression antéflandrienne, 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*

La présence de dépressions marquées à la surface du plateau, de passes profondes au travers du bourrelet externe et de vallées sous-marines sur la pente continentale amène à se poser le problème de leur origine. 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.

(1) *L'hypothèse d'un façonnement sous-marin.* Sauf dans le cas où les reliefs sont d'origine biogène, la formation de dépressions par un façonnement sous-marin, que ce soit par une absence localisée de dépôts ou par un creusement dans des formations préexistantes, doit être attribué à l'action de courants, qu'il s'agisse a priori de courants de turbidité, de marée ou généraux.

Dans le cas des dépressions visibles à la surface du plateau, il semble difficile d'invoquer l'action des courants : la faible pente du plateau interdit de penser aux courants de turbidité. On ne trouve pas de traces de l'action de courants comparables devant les embouchures actuelles des principaux fleuves, qui auraient pu jouer à l'occasion de crues exceptionnelles. Quant aux courants de marée ou généraux, ils semblent même insuffisants à empêcher l'alluvionnement récent de combler partiellement les dépressions du plateau, par exemple en baie d'Ambaro.

Les passes, par contre, sont des éléments constants et normaux, des récifs-barrières, jouant le rôle de

chenaux de marée : l'hypothèse de la formation de telles passes au cours de la croissance de récif-barrière n'est pas à exclure.

Enfin les courants de turbidité peuvent être, a priori, à l'origine du façonnement des vallées sous-marines de la pente.

(2) *L'hypothèse d'un réseau hydrographique ennoyé.* En fait des dépressions et des passes semblables ont été décrites en de nombreux endroits du plateau continental de l'ouest malgache (FICHOT, 1902 ; GUILCHER, 1956 ; BATTISTINI, 1959, 1965 ; HERVIEU, 1968). Constatant que ces dépressions diverses se situent dans le prolongement des vallées terrestres actuelles, ces auteurs concluent à l'existence de traces de réseaux hydrographiques ennoyés.

Dans la région étudiée, il est également possible de corréler les diverses dépressions entre elles et de les rattacher au réseau fluvial actuel (fig. 14).

Ceci est particulièrement aisé au sud de Nosy Bé. BATTISTINI, dès 1959, s'aidant des seules cartes marines, rapprochait la dépression d'Anjanozano de la passe du banc de l'Entrée. De fait, la présente étude bathymétrique montre que ces deux dépressions sont reliées par toute une zone basse allongée en forme de gouttière, ce qui n'apparaissait pas sur la carte marine, avec des ombilics d'une profondeur supérieure à 60 m. Il est possible d'y voir un prolongement aujourd'hui immergé et partiellement remblayé du Sambirano.

Il est de même possible de voir dans la gouttière qui longe le NW de la presqu'île d'Ampasindava et qui se jette dans la passe du banc de l'Entrée un prolongement sous-marin des réseaux fluviaux issus du nord de la presqu'île d'Ampasindava.

Les corrélations sont moins évidentes au nord de Nosy Bé : les raisons en sont l'élargissement considérable de la zone interne du plateau à cet endroit, un remblaiement important qui aurait complètement oblitéré l'ancien réseau sur de larges secteurs, enfin la facilité avec laquelle les fleuves côtiers peuvent changer de cours au débouché de la chaîne gréseuse de l'Isalo. Il semble permis cependant de rapprocher la dépression de la baie d'Ambaro et la fosse du NE de Nosy Bé des passes situées de part et d'autre du banc Vert. Un tel réseau pourrait être rattaché à l'actuel Ifasy ou à l'ensemble Ifasy et Mahavavy. Il semble d'autre part logique d'attribuer la passe qui traverse la barrière immergée à la hauteur du cap St-Sébastien à un prolongement de la Mananjeba.

La correspondance certaine qui existe entre les passes qui traversent la barrière immergée et les vallées sous-marines de la pente est un argument en faveur

du rôle de ces passes en tant que parcours fluvial. Que les vallées sous-marines de la pente soient dues à d'anciennes vallées fluviales terrestres effondrées en même temps que la pente lors de la formation de celle-ci, ou qu'elles soient dues tout simplement à un creusement par des courants de turbidité qui supposent alors un apport considérable de matériaux, seule l'hypothèse d'un débouché fluvial aérien à leur tête par l'intermédiaire des passes du bourrelet, peut expliquer de façon satisfaisante le phénomène : l'étude sédimentologique à la fois du plateau et de la pente continentale nous fournira d'ailleurs la preuve que les diverses passes ont bien fonctionné comme tel.

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.

(3) *L'hypothèse d'une origine tectonique.* Il est à remarquer que l'orientation des dépressions dans la zone interne du plateau, NW-SE, correspond à celle très générale d'un système de fractures, dit « Mozambique » (cf. introduction), et dont le graben du Sambirano est une manifestation importante dans la région de Nosy Bé. DE SAINT OURS, dans sa thèse (1960), pense que la région allant de la presqu'île d'Ampasindava à celle d'Ambato fait partie d'une importante zone de faiblesse tectonique orientée NW à NNW, située dans le prolongement du graben du Sambirano. Il n'est donc pas impossible que les dépressions du plateau soient en relation avec cette zone d'effondrement, en raison de leur direction d'ensemble identique et de leur proximité géographique.

De même, les dépressions qui s'allongent au pied du bourrelet externe à la latitude de Nosy Mitsio et du cap St-Sébastien peuvent résulter de failles parallèles au rebord continental : ces failles seraient à rapprocher du système « Côte Est » (cf. introduction), dont l'ensemble contribue à former dans le NW malgache une zone flexurée, le long du Canal de Mozambique.

Il est peu probable que l'on puisse expliquer par la seule hypothèse d'une origine tectonique la formation de dépressions aussi diversement distribuées sur l'ensemble du plateau de l'ouest malgache. Néanmoins localement, cette hypothèse n'est pas incompatible avec celle de réseaux hydrographiques ennoyés : les fleuves de la région de Nosy Bé peuvent très bien avoir pris pour parcours ces éventuelles fractures.

Sur la pente continentale, l'échancrure formant la tête de la vallée du Grand Serpent peut être due à une faille orientée WSW-ESE. D'une part, en effet, le rebord continental de part et d'autre de cette échancrure garde sensiblement la même orientation NE-SW, mais se trouve affecté par un décrochement latéral de 7 km environ. D'autre part, il y a disproportion entre l'importance de la vallée sous-marine de la pente et celle de la passe correspondante au travers de la barrière immergée, alors qu'une vallée d'importance moyenne correspond sur la pente à la passe du banc de l'Entrée, pourtant beaucoup mieux marquée au travers du bourrelet externe du plateau.

#### *Le banc du Leven*

L'importante masse tabulaire du banc du Leven située à proximité du plateau continental et séparée de ce dernier par le seuil du Leven peut, à première vue, apparaître comme un élément du bloc malgache. Il en aurait été coupé par l'effondrement d'une partie du plateau occasionné par deux failles NNE-SSW.

Mais la position géographique du banc du Leven, situé entre l'archipel volcanique des Comores et le massif basaltique de la montagne d'Ambre, les pentes fortes et régulières du banc, comparables plutôt à celles des îles comoriennes qu'à celles de la pente continentale du nord-ouest de Madagascar, et l'existence de brèches volcaniques sur les flancs (cf. plus loin l'étude sédimentologique), dans une position telle qu'elles ne peuvent provenir de sources lointaines, amènent à conclure à la nature volcanique du banc (DANIEL, DUPONT, JOUANNIC, 1972a).

L'aspect général tabulaire du banc peut-être dû, au moins en partie, à l'action de l'érosion, dans le cas d'une émergence prolongée. Mais compte-tenu des observations sédimentologiques (les coraux et les sédiments coralligènes recouvrent entièrement le banc), un tel aplanissement du relief semble devoir être attribué à l'existence d'un platier corallien, qui se serait établi sur le sommet à la faveur des dernières oscillations marines. L'immersion actuelle de ce platier corallien peut avoir la même explication que celle du bourrelet externe du plateau.

## SÉDIMENTOLOGIE

## I. — Répartition et nature des sédiments superficiels

La carte sédimentologique à 1/300 000 de la marge continentale du nord-ouest de Madagascar, depuis le cap St-Sébastien jusqu'à la presqu'île d'Ampasindava, a été réalisée à partir de 1 400 prélèvements, effectués en moyenne tous les deux milles marins sur le plateau continental, et sur la moitié orientale de la région du Seuil du Leven et d'une manière beaucoup moins dense sur le reste de la pente continentale.

Les différents faciès sédimentologiques sont définis à partir des deux mêmes critères que ceux retenus à propos de l'étude préliminaire menée en baie d'Ambaro (DANIEL, DUPONT, JOUANNIC, 1972b) : ces deux critères se sont en effet révélés suffisants, pour mettre en évidence dans cette baie les principaux phénomènes.

Ce sont :

— la teneur en fraction fine du sédiment (c'est-à-dire en éléments de taille inférieure à  $40 \mu$ ), qui permet de distinguer sables, vases sableuses et vases,

— la teneur en carbonates du sédiment, qui permet de se rendre compte en chaque point de l'importance relative de la sédimentation marine, essentiellement biogène et calcaire, et des apports terrigènes, dans lesquels il n'existe pas de carbonates détritiques.

La classification adoptée comprend :

— des vases, caractérisées par une teneur en fraction fine supérieure à 70 % et se subdivisant en vases terrigènes, peu calcaires et calcaires suivant que la teneur en carbonates est inférieure à 10 %, comprise entre 10 et 50 % ou supérieure à 50 %.

— des vases sableuses, caractérisées par une teneur en fraction fine comprise entre 30 et 70 %, se subdivisant en vases sableuses terrigènes, peu calcaires, moyennement calcaires et calcaires, suivant leur teneur en carbonates, les limites adoptées pour celle-ci étant respectivement 0-10 %, 10-40 %, 40-70 % et 70-100 %.

— des sables, caractérisés par une teneur en fraction fine inférieure à 30 %, se subdivisant de la même manière en sables quartzeux, quartzo-calcaires, calco-quartzeux et calcaires,

— le faciès récifal et le faciès « fonds durs » enfin, l'un caractérisant les régions coralliennes proprement dites et l'autre se rapportant aux fonds rocheux non récifaux.

La carte sédimentologique ainsi réalisée met en

évidence sur l'ensemble du plateau continental étudié la succession sédimentologique suivante, en allant du littoral vers le large, c'est-à-dire d'est en ouest :

— des sables littoraux, quartzeux

— des formations vaseuses réparties en quatre zones principales en bordure du littoral

— des sables quartzo-coquilliers à Foraminifères, occupant à eux seuls plus de la moitié du plateau

— enfin des formations récifales correspondant à la barrière immergée située le long du rebord continental (cf. bathymétrie).

Sur la pente continentale, à la hauteur de Nosy Bé 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 calco-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 calco-quartzeux ou quartzo-calcaires.

*Les sables quartzeux de l'estran*

Des sables essentiellement quartzeux forment l'estran sur la bordure externe de mangroves, elles-mêmes largement développées sur le front des deltas des principaux fleuves côtiers. Ces sables d'estran sont relayés le long des côtes rocheuses par des récifs frangeants

(presqu'îles du Cap St-Sébastien et d'Ampasindava, Nosy Bé, Nosy Faly, îles Mitsio).

Les sables quartzeux sont dans l'ensemble bien classés. La valeur de la médiane varie entre 0,2 et 0,5 mm en moyenne. Le quartz en est le constituant essentiel. Son usure est faible. Des micas, des feldspaths et quelques minéraux lourds lui sont associés. Ces sables renferment moins de 10 % de carbonates : les quelques organismes visibles sont essentiellement des débris de coquilles de Mollusques relativement grossières.

#### *Les formations vaseuses et vaso-sableuses du plateau*

Les faciès vaseux et vaso-sableux sont caractérisés par l'importance de leur fraction fine, supérieure à 30 %. Ces faciès se répartissent sur le plateau en 4 zones disposées essentiellement en bordure du littoral. Trois d'entre elles se situent à proximité des zones d'apport fluviales actuels, dans la région Mahavavy-Mananjeba, devant l'Ifasy et le Sambirano. Ces formations sont essentiellement terrigènes au contact des sables quartzeux littoraux. Leur richesse en organismes croît vers le large. Les vases sont bordées à l'Ouest par des vases sableuses calcaires.

La quatrième zone vaseuse s'étend sur la moitié nord de la baie de Tsimipaika et entoure Nosy Faly d'une auréole large d'environ 5 km. Elle se distingue des trois zones précédentes par sa richesse relative en calcaires : 30 % en moyenne.

Ces vases et les vases sableuses, qui en constituent le terme de bordure, correspondent en fait aux formations de remplissage dont le relief se caractérise sur les échogrammes par des fonds plats et réguliers (cf. bathymétrie).

(1) *Les apports terrigènes.* Les formations vaseuses et vaso-sableuses sont essentiellement terrigènes au contact des sables littoraux. La répartition des apports terrigènes traduit un grano-classement vers le large : aux sables quartzeux littoraux succèdent des vases sableuses terrigènes puis des vases proprement dites.

Les vases sableuses terrigènes sont caractérisées par une fraction grossière encore relativement importante (de 30 à 70 %) qui correspond à un sablon essentiellement micacé. De nombreux débris végétaux et du quartz fin sont associés aux micas. La médiane de ce sablon est d'environ 0,1 mm. Ces vases sableuses n'ont été nettement mises en évidence que devant l'estuaire de l'Ifasy. Elles existent cependant, mais de façon plus localisée, devant les estuaires de la Mahavavy et du Sambirano.

Plus au large, l'importance de la fraction grossière terrigène diminue très vite : les vases terrigènes qui lui font suite n'en contiennent en moyenne que de 2 à 10 %. Cette fraction grossière terrigène est caractérisée par la prédominance des débris végétaux sur lesquels sont agglomérées de nombreuses paillettes de micas ; du quartz très fin leur est associé. Ces constituants disparaissent peu à peu vers le large.

La fraction fine est essentiellement composée d'éléments argileux. L'analyse aux rayons X de ces minéraux montre que si la kaolinite est l'élément largement prédominant sur l'ensemble des faciès vaseux de la région (de 40 à 80 %), la montmorillonite, peu abondante, voire même parfois absente devant les embouchures des principaux fleuves côtiers (0 à 20 %), se développe dans le voisinage d'îles telles que Nosy Bé, Nosy Faly ou Nosy Mitsio, où sa teneur peut atteindre jusqu'à 50 %. On peut y voir, en accord avec CHAMLEY (1969), l'influence du lessivage des roches volcaniques (basaltes et cendres volcaniques) qui constituent l'essentiel des affleurements rocheux dans ces îles. L'accroissement de l'importance de la montmorillonite se fait la plupart du temps aux dépens de celle de l'illite. Celle-ci reste cependant toujours présente : sa teneur varie de 10 à 50 %.

Lorsque l'on arrive près de la limite d'extension des faciès fins vers le large, la fraction grossière terrigène réapparaît sous la forme de grains de quartz de taille moyenne, quelquefois en quantité importante : certains échantillons, prélevés dans les vases sableuses peu ou moyennement calcaires de bordure, montrent que la fraction grossière reste de l'ordre de 40 à 60 % après décalcification, avec des médianes de 0,10 à 0,35 mm.

(2) *La sédimentation organogène.* On retrouve du nord au sud les mêmes constituants organogènes. Ce sont essentiellement des tests très fins de Lamellibranches (en particulier de nombreuses Nucules), de Gastéropodes, d'Echinodermes, de Ptéropodes (en particulier du genre *Creseis*), d'Ostracodes et de Foraminifères de petite taille, dont les plus fréquents sont des Miliolidae, des Rotaliidae et des Textulariidae.

La fraction organogène croît en importance, à la surface du plateau, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'embouchure des fleuves, remplaçant ainsi peu à peu les apports terrigènes grossiers (fig. 15). Ce phénomène s'accompagne d'une augmentation de l'importance de la fraction grossière, dont la teneur est de l'ordre de 10 à 30 % dans le faciès « vases calcaires ».

*Les sables quartzo-coquilliers à Foraminifères du plateau*

Les faciès sableux du plateau sont caractérisés par la prédominance de leur fraction grossière (plus de 70 %). Ils sont constitués par l'association de dépôts

organogènes et de sables quartzeux en proportion variable, la teneur en carbonates varie de 10 à 100 %. Ils se différencient ainsi des sables quartzeux de l'estran dont l'importance de la fraction organogène ne dépasse pas 10 %.

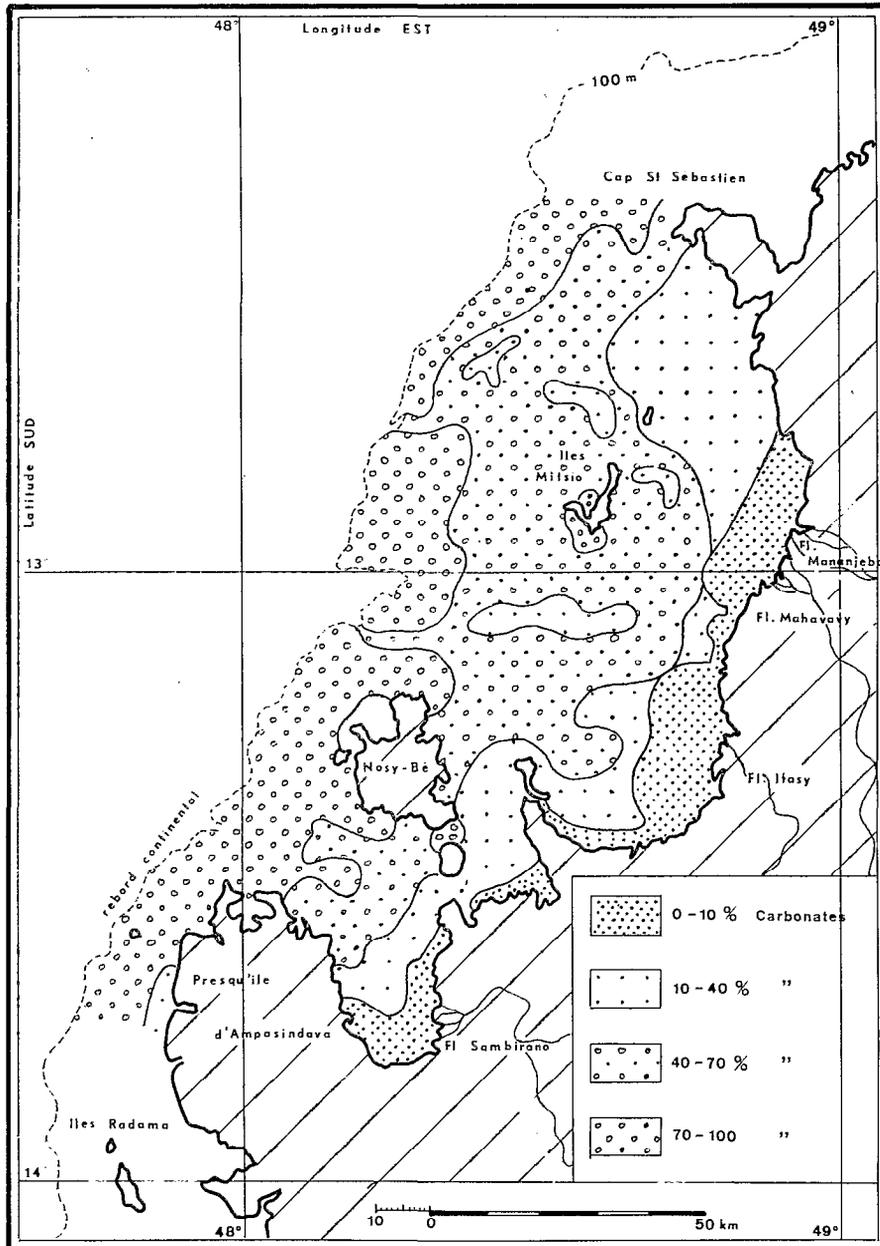


Fig. 15. — Répartition des teneurs en carbonates à la surface du plateau.

De même que les formations vaseuses correspondent aux fonds plats et réguliers, ces sables quartzo-coquilliers correspondent aux formations ondulées qui recouvrent près de la moitié du plateau.

Les sables quartzo-coquilliers du plateau arrivent en trois endroits au contact des sables quartzeux de l'estran par l'intermédiaire de deux couloirs au milieu des faciès fins en baie d'Ambaro (DANIEL, DUPONT, JOUANNIC, 1972b) et dans le fond de la baie de Tsimipaika. Ils sont par contre séparés des sables littoraux qui se situent devant l'embouchure actuelle du Sambirano, en baie d'Ampasindava, par une bande de vase entièrement continue.

(1) *La fraction terrigène.* La fraction terrigène des sables du plateau est essentiellement quartzeuse. De même que pour l'estran, l'usure des grains est faible. Des feldspaths et des micas sont associés au quartz en faible quantité.

Les teneurs en fraction fine et les valeurs des médianes de la fraction grossière des échantillons décalcifiés ont été étudiées sur deux radiales est-ouest, situées respectivement au nord et au sud de l'archipel des Mitsio (fig. 16). Il ressort de cette analyse trois faits principaux :

— la teneur en fraction fine des sables du plateau diminue notablement au-delà des faciès vases sableuses. Cette teneur en fraction fine se situe en moyenne pour l'ensemble du plateau entre 3 et 8 %.

— les médianes des fractions grossières ont des valeurs dispersées : la fraction quartzeuse ne fait pas l'objet d'un granoclassement en allant vers le large,

— enfin la taille des grains de quartz varie de 0,1 à 0,6 mm elle est équivalente à celle des sables de l'estran (0,2 à 0,5 mm). Elle reste donc relativement grossière.

La fraction quartzeuse des sables du plateau reste visible, même si elle n'est plus alors très importante (inférieure à 30 %), jusqu'au pied du bourrelet externe et même jusqu'au rebord continental, à la latitude de Nosy Lava. Elle ne disparaît en fait qu'entre la côte nord-ouest de Nosy Bé et le rebord continental.

(2) *La fraction organogène.* Les sables du plateau sont caractérisés par l'accroissement progressif de l'importance de la fraction organogène vers le large. Les constituants de ces sables sont des débris de Mollusques et des Foraminifères. Il est en particulier possible de distinguer des grandes provinces à Foraminifères ; le genre *Marginopora* domine nettement au sud-est des Mitsio, ainsi qu'au sud-est de Nosy Bé ; le genre *Operculina* caractérise les sables du plateau situés à l'ouest et au sud-ouest des Mitsio, ainsi qu'au sud-ouest de Nosy Bé ; enfin le genre *Rotalia* est

spécifique des sables de la région du cap St-Sébastien. Des Miliolidae, des Texturariidae et des Alveolinidae, ainsi que de nombreux débris de Bryozoaires, d'Echinodermes, de Crustacés, enfin d'Algues Lithothamniées leur sont associés.

#### *Le faciès récifal*

Limité aux récifs frangeants le long des côtes rocheuses, ainsi qu'à quelques massifs isolés dans la zone interne du plateau, le faciès récifal prend une grande extension le long du rebord continental. Il se caractérise par l'alternance, d'une part, de massifs coralliens proprement dits, et, d'autre part, de larges plages de matériaux détritiques grossiers, blanchâtres, où l'on trouve les débris des précédents, associés à de très nombreux articles d'*Halimeda* qui peuvent à eux seuls former le matériel nécessaire à la formation de dunes hydrauliques (cf. bathymétrie) ainsi qu'à des Mollusques, des Bryozoaires et des Foraminifères, dont les plus caractéristiques sont les genres *Cycloclypeus* et *Amphistegina*. Il faut citer également *Rotalia calcar* et le genre *Heterostegina*.

Le même faciès récifal caractérise les bancs du large, le banc du Leven et le banc Intermédiaire. En particulier, des accumulations de sables à *Halimeda* forment dans la partie septentrionale du banc de Leven des ondulations irrégulièrement espacées, de grande amplitude : les plus grandes font 20 à 30 m de hauteur et 800 à 1 200 m de largeur. Ces ondulations sont allongées approximativement est-ouest.

#### *Les sables calcaires de la pente continentale*

Des sables calcaires recouvrent 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.

Les débris les plus fins sont en grande partie entraînés plus loin et se mélangent à la sédimentation

pélagique, qui devient alors prépondérante : celle-ci est constituée de nombreux organismes planctoniques, en particulier des Foraminifères (*Globigérines*, *Globorotalia menardii* et *Globorotalia truncatulinoides*) et des Ptéropodes. Il s'agit alors des sables fins en général, de teinte jaunâtre.

*Les sables calco-quartzeux et quartzo-calcaires du seuil du Leven*

Au-delà des sables calcaires, dans le seuil du Leven, s'étendent des sables calco-quartzeux et quartzo-calcaires en une bande continue de largeur variable (de 1 à 10 km). Ces sables prennent une extension particulièrement importante à l'est et au sud du banc Intermédiaire. On en observe également dans la région centrale du seuil du Leven et dans les talwegs des vallées sous-marines de la pente correspondant aux passes des bancs de 5 m et du Grand Serpent.

Ces sables, de couleur générale grisâtre, résultent d'un mélange d'organismes planctoniques (Foraminifères, Ptéropodes) et de sédiments terrigènes essentiellement quartzeux, quelquefois micacés. On observe

par endroits des apports néritiques en provenance des zones coralliennes : ceux-ci restent toutefois de faible importance et relativement localisés (des débris d'articles d'*Halimeda* et des Foraminifères benthiques sont les plus remarquables).

Le quartz est essentiellement anguleux, incolore. La médiane du sédiment décalcifié varie de 0,1 à 0,4 mm : elle est le plus souvent de l'ordre de 0,2 mm. Il rappelle par ses caractères le quartz que l'on trouve dans les formations sableuses quartzo-coquillères du plateau continental.

*Les vases sableuses peu et moyennement calcaires du seuil du Leven*

Des vases sableuses peu et moyennement calcaires s'étendent également en une bande continue, de largeur variable (4 à 20 km) depuis le sud du seuil du Leven jusqu'au banc Intermédiaire.

De couleur générale gris-vert, ces vases sableuses se composent d'un mélange de sédiments fins terrigènes prédominants, de terrigènes grossiers quartzo-miacés avec ou sans débris végétaux, enfin d'apports

CARTE SÉDIMENTOLOGIQUE (fig. 16).  
de la marge continentale du Nord-Ouest de Madagascar : du Cap Saint-Sébastien à la presqu'île d'Ampasindava

1. Fonds durs	
2. Faciès récifal	
3. Sables quartzeux	( 0 à 10 % de calcaire)
> 70 % de f.g.	
4. Sables quartzo-calcaires	(10 à 40 % — )
> 70 % de f.g.	
5. Sables calco-quartzeux	(40 à 70 % — )
> 70 % de f.g.	
6. Sables calcaires	(> 70 % — )
> 70 % de f.g.	
7. Vases sableuses terrigènes	( 0 à 10 % — )
30 à 70 % de f.g.	
8. Vases sableuses peu calcaires	(10 à 40 % — )
30 à 70 % de f.g.	
9. Vases sableuses moyennement calcaires	(40 à 70 % — )
30 à 70 % de f.g.	
10. Vases sableuses calcaires	(> 70 % — )
30 à 70 % de f.g.	
11. Vases terrigènes	( 0 à 10 % — )
< 30 % de f.g.	
12. Vases peu calcaires	(10 à 50 % — )
< 30 % de f.g.	
13. Vases calcaires	(> 50 % — )
< 30 % de f.g.	

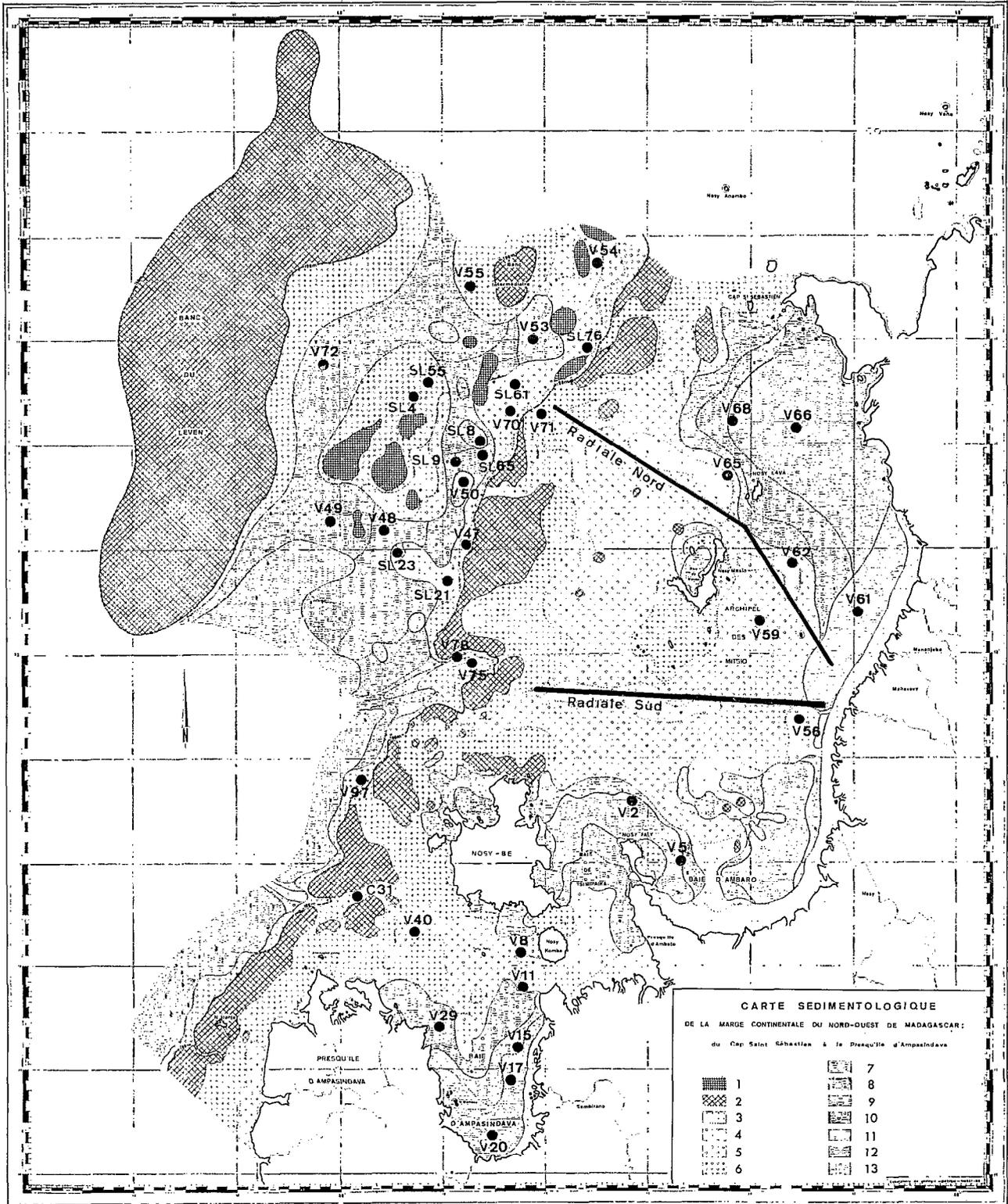


FIG. 16. — Décalcification des sédiments : situation des radiales de part et d'autre de l'Archipel des Mitsio. Localisation des carottes mentionnées dans le texte ....

pélagiques (Globigérines et Ptéropodes essentiellement). Le quartz est généralement fin ou très fin : il peut occasionnellement être moyen (la médiane de la partie superficielle décalcifiée de la carotte SL 29 est de 0,25 mm). La fraction terrigène rappelle par ses caractères celle des vases sableuses du plateau continental.

#### *Les vases et les vases sableuses calcaires de la pente*

Des vases et des vases sableuses calcaires, enfin, occupent la plus grande partie de la moitié occidentale du seuil du Leven. Au sud, à la hauteur de Nosy Bé et de la presqu'île d'Ampasindava, elles font suite aux sables calcaires vers le large, au-delà de la profondeur moyenne de 800 m.

Elles se caractérisent par un mélange d'organismes planctoniques (Globigérines, Ptéropodes essentiellement) et d'un matériel calcaire très fin, constituant une sorte de boue calcaire de couleur jaunâtre. La fraction terrigène est très peu importante, voire le plus souvent négligeable : elle se réduit à des apports fins. Les terrigènes grossiers ne dépassent pas la vallée médiane du seuil du Leven. La fraction grossière de ces sédiments est donc entièrement organogène.

#### *Les fonds rocheux*

Deux principaux types de roches ont été recueillis : des brèches sédimentaires à éléments basaltiques et de nombreux calcaires organogènes.

(a) *Les brèches à éléments volcaniques.* Ce type de roche a été prélevé sur les flancs des bancs du Leven et Intermédiaire, montrant ainsi la nature volcanique de ces bancs (DANIEL, DUPONT, JOUANNIC, 1972a).

Les blocs sont anguleux et souvent recouverts d'une patine noirâtre. Il s'agit de brèches sédimentaires marines à éléments basaltiques et ciment calcaire organogène.

Les éléments des brèches, toujours anguleux, sont de taille variable, de l'ordre du dm au mm. Il s'agit de basaltes mésocrates, à pyroxènes, constitués de phénocristaux d'augite dans une pâte microlitique à phase vitreuse importante. Les microlites sont formés d'augite et de plagioclases (labrador, 60 à 70 % An).

Le ciment, clair, est constitué de calcite microcristalline, renfermant de nombreux organismes pélagiques (Globigérines en particulier). Le contact entre le ciment calcaire et les éléments basaltiques est toujours franc : la calcite n'a pas subi l'influence de

coulées volcaniques. D'autre part, les éléments basaltiques ne sont pas toujours jointifs. Le calcaire organogène s'est donc déposé en même temps que les éboulis basaltiques le long de la pente des massifs volcaniques.

(b) *Les calcaires organogènes.* De nombreux échantillons de calcaires organogènes ont été prélevés tant sur les pentes des bancs du Leven et Intermédiaire que sur celle du plateau continental ou des hauts fonds de la région centrale du seuil du Leven.

Recouverts le plus souvent d'une patine noirâtre en surface, ces calcaires sont formés d'une calcite généralement microcristalline, beige clair, mais souvent imprégnés d'oxydes, imprimant une teinte brunâtre à la roche. Ces calcaires sont durs, à cassure esquilleuse.

Ils renferment toujours des organismes, des Foraminifères planctoniques en particulier (Globigérines surtout), attestant que le sédiment s'est déposé en eau relativement profonde. Leur sont fréquemment associés des Foraminifères benthiques, des Algues calcaires encroûtantes, des Bryozoaires et des débris de Mollusques. Ces organismes proviennent vraisemblablement des reliefs voisins. Le problème de l'âge de ces roches calcaires reste posé.

## II. *Etude des sédiments en profondeur*

59 carottes, d'une longueur maximum de 5 m, ont été prélevées au carottier Kullenberg sur le plateau continental (31 dans les faciès vaseux et vaso-sableux et 28 dans les faciès sableux) ; 37 l'ont été sur l'ensemble de la pente, auxquelles il faut ajouter 86 carottes de moins de 3 m dans la seule partie orientale du seuil du Leven.

### *Etude des carottes prélevées sur le plateau continental*

(1) *Carottes prélevées dans les faciès vaseux et vaso-sableux.* Il est possible de classer les 31 carottes prélevées dans les faciès vaseux et vaso-sableux en 5 types différents, suivant les successions de faciès que l'on y trouve (fig. 16).

#### 1. *Le type V 68*

La carotte V 68, prélevée au nord-ouest de Nosy Lava, présente un faciès vaseux homogène sur toute sa longueur (4,45 m), de composition tout à fait analogue à celle des vases superficielles du plateau. On retrouve ce même type de sédimentation fine et homogène dans le fond de la baie d'Ampasindava (carottes V 18,

V 19 et V 20), dans le nord de la baie de Tsimipaika (carotte V 1 : toutefois cette carotte montre un net enrichissement en organismes vers le haut) et en baie d'Ambaro.

### 2. Le type V 61

Le type V 61 est une variante du type V 68 : la carotte V 61, longue de 4,50 m, prélevée en face de l'embouchure actuelle de la Mananjeba, montre l'intercalation dans une vase franchement marine (vase à Ostracodes) de 1,50 m de sables quartzeux riches en débris végétaux, presque azoïques.

### 3. Le type V 66 (fig. 17)

Dans la carotte V 66, longue de 4,40 m, prélevée au nord de Nosy Lava (donc à l'est de la V 68), on observe au-dessous de 2 m de vases marines classiques l'existence d'un sédiment quartzo-coquillier à Foraminifères, vaso-sableux de 2 à 2,76 m, puis sableux de 2,76 m à la base. Le quartz est abondant dans ce sédiment quartzo-coquillier, de plus en plus grossier vers la base, anguleux, incolore. Il est associé à de très nombreuses Operculines, ainsi qu'à de nombreux débris de Mollusques de taille moyenne, des Bryozoaires, des Miliolles, quelques Rotaliidae. Ce sable quartzo-coquillier est tout à fait analogue à celui que l'on trouve sur de grandes étendues à la surface du plateau. On retrouve la même succession au nord de Nosy Faly (carotte V 2).

### 4. Le type V 29

Dans la carotte V 29, longue de 2,50 m prélevée dans la dépression d'Anjanozano, on trouve sous 1,50 m de vases sableuses quartzo-coquillières à Foraminifères, classiques, des sables grossiers, essentiellement quartzeux : la teneur en carbonates varie de 3 à 12 %. Le quartz est souvent rubéfié, usé, arrondi, grossier : il peut atteindre la dimension des graviers (de 2 à 3 cm). Outre quelques feldspaths et micas, des débris coquilliers assez grossiers lui sont associés : ces débris ont fait l'objet d'une datation au C<sup>14</sup>, dont il sera question plus loin. La carotte V 29 est caractéristique de toute la région nord-ouest de la baie d'Ampasindava.

### 5. Le type V 15 (fig. 17)

La carotte V 15, longue de 4,90 m, prélevée devant le delta du Sambirano, montre la présence d'une vase marine, classique, épaisse de 2,60 m, au-dessus d'une vase sableuse quartzo-coquillière à Foraminifères, épaisse d'1 m, puis d'un sable quartzeux, gros-

sier, très pauvre en organismes marins (la teneur en carbonates oscille entre 0 et 6 %). Dans ce sable, le quartz varie du fin au très grossier : il peut dépasser le centimètre et est alors généralement arrondi et mat. Il se trouve associé à des feldspaths, des micas, des débris végétaux et des petits débris d'argile indurée. La fraction organogène se réduit à de très rares débris de coquilles de Mollusques, en particulier des Balanes, ainsi que vers le haut des Foraminifères et des Bryozoaires. Ces sables présentent des caractères identiques à ceux des sables littoraux.

On retrouve une telle disposition dans toute la zone vaseuse de la baie d'Ampasindava située au nord de l'actuelle embouchure du Sambirano (carottes V 16 et V 17, les sables quartzeux littoraux y étant visibles respectivement à 1,60 m et 3,60 m de la surface du sédiment), ainsi qu'en baie d'Ambaro (V 5).

Le type V 15 représente en quelque sorte la série complète observée dans les carottes prélevées au-dessus des zones vaseuses et vaso-sableuses du plateau.

(2) *Carottes prélevées dans les faciès sableux du plateau.* Il est possible également de ramener les diverses successions de faciès observées dans les carottes prélevées dans les sables du plateau à un schéma-type, représenté par la carotte V 40 (fig. 17).

#### 1. Le type V 40

La carotte V 40, longue de 3,80 m, a été prélevée entre Nosy Bé et la presqu'île d'Ampasindava. On y trouve au-dessous de 1,10 m de sables quartzo-coquilliers grisâtres à Operculines, des sables grossiers, roux en partie, dont la teneur en carbonates, nulle à la base, ne dépasse jamais 4 %. Le quartz en est l'élément essentiel ; il peut atteindre le centimètre ; souvent émoussé et rubéfié, il est associé à de nombreux graviers d'argile indurée, jaunâtres ou rougeâtres. La fraction organogène, inexistante à la base, est composée vers le haut de coquilles de Lamelli-branches relativement grossières (débris de plus de 2 cm) qui, comme pour la V 29, ont fait l'objet d'une datation C<sup>14</sup>. La V 40 est caractéristique de toute l'étendue sableuse située au sud de Nosy Bé, ainsi que celle de la région des îles Mitsio (V 56, V 62, V 65).

La carotte C 31, longue de 1,45 m, est intéressante en raison de sa position géographique : elle a été prélevée par 92 m de fond dans le talweg de la passe du banc de 5 m. On y observe un sédiment sableux fin au sommet, essentiellement organogène, recouvrant des sables quartzo-coquilliers, devenant de plus en plus grossiers vers la base, pour finalement faire place de 1,27 m à la base, à de gros blocs de grès à ciment

calcaire, à apparence de beach-rock, associés à des galets de quartz arrondis de 1 à 2 cm, à un sable quartzueux grossier et à quelques débris coquilliers et coralliens.

## 2. Variantes du type V 40

On trouve dans un certain nombre de carottes des successions sédimentologiques s'écartant légèrement du type V 40.

C'est ainsi que la carotte V 59, prélevée en face de l'embouchure actuelle de la Mahavavy, présente une intercalation sur 0,60 m d'un niveau terrigène azoïque au milieu de 4,08 m de sables quartzo-coquilliers à Foraminifères. La V 59 est l'équivalente dans les faciès sableux de la V 61 dans les faciès vaseux.

On observe dans les carottes V 8 et V 11, (fig. 17) au sud de Nosy Bé, sous 0,90 et 3,10 m de sables quartzo-coquilliers à Foraminifères, des vases sableuses puis des vases terrigènes, ainsi que, tout à fait à la base de la V 8, des gros blocs latéritiques. On n'observe pas dans ces vases terrigènes les constituants organogènes habituels des vases marines, même en faible quantité (la teneur en carbonates est nulle). On peut considérer ce faciès comme littoral ou deltaïque.

La carotte V 71, prélevée près des zones coralligènes du rebord continental, à l'ouest de Nosy Lava, montre sur toute sa longueur (2,45 m) un mélange en proportions constantes de matériaux quartzueux et d'apports organogènes : la teneur en carbonates oscille entre 69 et 78 %. Les constituants, tout en restant qualitativement les mêmes de haut en bas, deviennent de plus en plus grossiers en allant vers la base : d'un sable fin au sommet, on passe progressivement à de véritables granules, mélangés à un sable très grossier, composé de quartz grossier, souvent usé, incolore, en quantité moyenne, de très nombreux débris abîmés d'articles d'*Halimeda*, de nombreux Foraminifères et Bryozoaires, et de quelques débris coralliens.

### *Etude des carottes prélevées sur la pente continentale (fig. 16)*

#### (1) *Etude des carottes prélevées dans les zones sableuses*

(a) *Sables calcaires.* 7 des 14 carottes prélevées au-dessus des faciès sableux calcaires de la pente continentale, tant le long du rebord continental qu'au pied des bancs du Leven ou Intermédiaire, présentent un faciès homogène sur toute leur longueur (souvent 4,50 m). Ce faciès est entièrement organogène, le plus souvent grossier (V 55, V 78, V 97) en relation

alors avec les apports néritiques des zones récifales voisines ; il peut être essentiellement constitué d'organismes planctoniques (Globigérines, Ptéropodes), en particulier dans la partie centrale du Seuil du Leven (SL 4, SL 23).

Dans les autres carottes, on observe sous un sédiment sableux calcaire, d'épaisseur fort variable (pouvant être réduit à seulement 2 ou 3 cm), des alternances de dépôts à prédominance terrigène, généralement fins, et de dépôts essentiellement organogènes. On note ainsi dans la carotte V 47, longue de 4,12 m, l'intercalation entre 0,42 et 2,00 m d'un niveau terrigène quartzomicacé (quartz fin abondant) à organismes planctoniques dans une séquence par ailleurs essentiellement organogène. De même, la carotte SL 55, longue de 1,37 m, présente sous 2 cm d'un sable jaune clair, calcaire, composé d'éléments planctoniques et de quelques apports néritiques, des vases grisâtres à fraction terrigène fine importante, contenant à certains niveaux, outre des organismes planctoniques et de nombreux moules glauconieux du quartz fin et des micas.

(b) *Sables calco-quartzueux et quartzo-calcaires.* Les carottes prélevées dans les zones sableuses calco-quartzueuses ou quartzo-calcaires présentent des successions de faciès variées.

Dans certaines tout d'abord, le mélange terrigène-organogène reste relativement constant sur toute la longueur de la carotte. L'élément quartzueux peut ne pas varier en taille (par exemple le long des 4,39 m de la V 75) ; il peut augmenter progressivement en allant vers la base (carotte SL 76, longue de 1 m) ou au contraire devenir de plus en plus fin (carotte SL 61, longue de 1,32 m).

Dans la carotte V 70, longue de 4,30 m, l'importance des apports terrigènes croît du sommet vers la base de la carotte, les matériaux devenant de plus en plus fins : de sables fins superficiels, beiges, quartzo-planctoniques, on passe de 1 à 3 m à des vases sableuses quartzo-planctoniques à débris végétaux, puis de 3 m à la base à de véritables vases terrigènes.

Par contre, dans la carotte SL 21, longue de 1,81 m, la fraction terrigène est surtout abondante en surface, son importance décroissant en profondeur : au-dessous de 15 cm de sables grisâtres quartzo-calcaires, on trouve des vases sableuses calcaires, dont la fraction grossière ne contient plus que très peu de quartz fin et est essentiellement composée d'organismes planctoniques.

Dans la carotte V 54 (fig. 17), longue de 2,55 m, prélevée à l'est du banc Intermédiaire, le sable super-

ficiel, essentiellement quartzeux (quartz moyen, anguleux, incolore) devient de plus en plus grossier jusqu'à 2,18 m. Parallèlement, la teneur en carbonate diminue de 27 % à 13 %. Le quartz est alors grossier, anguleux, roux ou incolore. Des Globigérines, des Ptéropodes, et aussi des débris de Bryozoaires et des Foraminifères benthiques (en particulier des Operculines) lui sont associés. Ce sable grossier recouvre des sables puis des vases sableuses calcaires : le quartz devient très fin à la base, l'importance des organismes planctoniques augmentant par contre considérablement.

(2) *Etude des carottes prélevées dans les zones vaseuses et vaso-sableuses de la pente.* De même que précédemment, les carottes prélevées au-dessus des zones vaseuses et vaso-sableuses de la pente continentale présentent des successions de faciès variées.

On trouve des sédimentations homogènes sur toute la longueur de certaines carottes : c'est le cas de la V 72, longue de 3,33 m, où l'on observe des boues jaunâtres, calcaires, essentiellement organogènes. La carotte V 48 montre sur 3,60 m une vase légèrement sableuse, à organismes planctoniques et où la fraction terrigène est uniquement fine. Les carottes V 50 et V 53 présentent sur 3,50 m et 2,55 m un faciès de vases sableuses quartzo-micacées, à végétaux et organismes planctoniques.

La carotte SL 9, longue de 1,41 m, présente des vases sableuses à organismes pélagiques, contenant un apport quartzeux non négligeable : le quartz, grossier et abondant en surface, devient moyen de 0,10 à 0,60 m, et n'est plus que fin, quoique toujours relativement abondant, de 0,60 m à la base.

Dans la carotte SL 8, longue de 2 m, au contraire, composée de vases et de vases sableuses quartzo-micacées à débris végétaux et à organismes planctoniques, l'apport quartzeux augmente très sensiblement en taille vers la base.

La carotte SL 65, longue de 0,56 m, présente des vases sableuses à organismes planctoniques et contenant des matériaux quartzeux, grossiers en surface, fins de 0,05 à 0,30 m, fins et moyens de 0,30 à 0,40 m et à nouveau relativement grossiers de 0,40 à 0,56 m.

La carotte V 49 (fig. 17), longue de 4,60 m, prélevée dans la vallée médiane du seuil du Leven, par 1 350 m de profondeur, est sans doute la carotte la plus intéressante parmi celles qui ont été prélevées sur la pente continentale. Au-dessous de 2 m de vases sableuses calcaires très riches en organismes planctoniques, on observe, de 2 à 2,40 m des sables légèrement vaseux fins ou moyens, quartzo-micacés et contenant des organismes planctoniques ; le sable devient grossier, grisâtre entre 2,40 et 2,66 m : le quartz y est abondant, grossier ; de 2,66 à 2,88 m, ce sont à nouveau des vases sableuses gris-vert à organismes planctoniques, renfermant un peu de quartz très fin, ce dernier disparaissant à peu près complètement de 2,88 à 4,00 m, mais réapparaissant en faible quantité de 4,00 à 4,60 m.

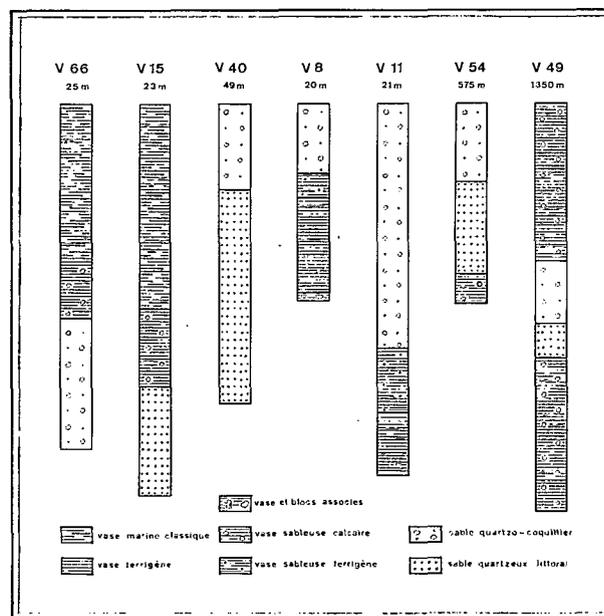


FIG. 17. — Logs des carottes-types de la marge continentale.

toniques, on observe, de 2 à 2,40 m des sables légèrement vaseux fins ou moyens, quartzo-micacés et contenant des organismes planctoniques ; le sable devient grossier, grisâtre entre 2,40 et 2,66 m : le quartz y est abondant, grossier ; de 2,66 à 2,88 m, ce sont à nouveau des vases sableuses gris-vert à organismes planctoniques, renfermant un peu de quartz très fin, ce dernier disparaissant à peu près complètement de 2,88 à 4,00 m, mais réapparaissant en faible quantité de 4,00 à 4,60 m.

### III. — *Interprétation*

L'étude des sédiments aboutit à la définition de séries-type dont on tentera d'expliquer la mise en place et que l'on essayera de corréliser entre elles.

#### *Définition des séries-type*

Nous distinguerons le plateau continental et la pente.

L'étude des sédiments superficiels et des carottes montre que l'on peut généraliser à l'ensemble du plateau continental le schéma défini pour la baie d'Ambaro (DANIEL, DUPONT, JOUANNIC, 1972b).

La série-type complète que nous avons pu observer est constituée de trois niveaux :

- un niveau terrigène supérieur
- un niveau quartzo-coquillier à Foraminifères
- un niveau terrigène inférieur.

Cette série n'a pas été observée dans toutes les carottes, soit par suite de l'absence de certains niveaux, soit, au contraire, en raison de la grande épaisseur des niveaux supérieurs.

Sur la pente continentale on peut également, en se basant sur les abondances des composants terrigènes et organogènes, définir cinq niveaux :

- niveau organogène supérieur
- niveau mixte supérieur
- niveau terrigène
- niveau mixte inférieur
- niveau organogène inférieur.

D'une carotte à une autre on observe des variations, qui sont essentiellement liées à la morphologie, et cette série-type n'est complète sur aucune carotte. Le niveau organogène supérieur pourra, par exemple, être constitué aussi bien par des boues calcaires que par des débris coralliens et les proportions en éléments organogènes et terrigènes des niveaux mixtes ne sont pas constantes.

Aussi ces séries-type doivent-elles être prises, dans un sens très large, comme le reflet de l'ensemble des prélèvements effectués.

#### *Mise en place des sédiments sur le plateau continental*

La densité des prélèvements étant plus grande, nous examinerons d'abord les différents niveaux rencontrés dans les carottes du plateau continental.

(1) *Niveau terrigène supérieur.* La carte sédimentologique montre que les éléments terrigènes sont présents pratiquement sur l'ensemble du plateau continental mais que leur répartition granulométrique est anormale. En effet, si aux abords des embouchures de fleuves tels que l'Ifasy, la Mahavavy ou le Sambirano on rencontre des sédiments grano-classés devenant plus fins vers le large, au-delà des formations vaseuses on trouve des étendues de sables quartzocalcaires ou calco-quartzeux dont les grains de quartz ont des tailles comparables à celles des éléments des sables littoraux : en effet, les médianes des sables littoraux varient de 0,2 à 0,5 mm et celles de la fraction terrigène des sables du plateau de 0,1 à 0,6 mm.

On pourrait expliquer cette répartition de plusieurs manières :

— Le dépôt de la vase est indépendant de la granulométrie.

On sait que le mécanisme de dépôt des vases fait appel à des phénomènes physico-chimiques de floculation (GLANGEAUD 1939, FRANCIS-BŒUF 1943, LAFOND 1967). On pourrait donc admettre que le dépôt des vases puisse se faire avant le dépôt de certains sables très fins. Mais, dans ce cas, les grains terrigènes rencontrés au-delà des zones vaseuses devraient toujours avoir des tailles inférieures à celles des grains les plus fins déposés en amont des vases. Or, on rencontre entre les sables littoraux et les vases, des sables vaseux et vases sableuses contenant des grains de quartz dont la taille moyenne est bien inférieure (0,1 mm) à celle des éléments quartzeux des sables du plateau.

De plus, malgré la dilution par les éléments fins, les vases devraient renfermer en nombre non négligeable des grains de quartz de tailles au moins comparables à celles des grains des sables du plateau. L'étude granulométrique montre que ce n'est pas le cas.

— L'apport de quartz sur le plateau continental se fait par des cheminements privilégiés.

Sur la carte sédimentologique, la zone vaseuse périlittorale n'est pas continue et laisse des « couloirs sableux » comme ceux de la baie d'Ambaro et de la baie de Tsimipaika par exemple. On pourrait donc penser que l'apport de quartz sur l'ensemble du plateau se fait par ces couloirs sous l'action de courants marins généraux ou exceptionnels (provoqués par le passage de cyclone), et de la dérive littorale.

La dérive littorale provoque vraisemblablement des déplacements de sables. Ainsi dans la baie d'Ambaro il est difficile d'expliquer autrement l'importance des accumulations de sables littoraux du fond de la baie alors qu'il n'existe pas de cours d'eau importants. BATTISTINI (1959) invoquait d'ailleurs cet argument pour expliquer également la dissymétrie de répartition des mangroves sur les côtes occidentale et orientale de Nosy Faly et de la presqu'île d'Ambato. Mais ces actions sont limitées géographiquement et ce mécanisme est insuffisant pour expliquer la répartition des éléments terrigènes sur l'ensemble du plateau.

Les mesures de courants effectuées dans les « couloirs sableux » montrent qu'il s'agit de courants de marées qui restent faibles au voisinage du fond. Compte tenu des dimensions des éléments terrigènes et de leur dispersion, on ne peut non plus attribuer à

ces seuls courants de tels déplacements de sédiments. De plus, si les « couloirs sableux » existent bien dans les baies d'Ambaro et de Tsimipaika, on n'en trouve pas dans la baie d'Ampasindava alors que les sables du sud de Nosy Bé renferment bien des grains de quartz.

Il reste l'action possible des courants exceptionnels provoqués par le passage des cyclones. Ces phénomènes, que nous n'avons pu observer, existent certainement mais il est difficile d'en estimer l'importance. De toute façon, même si ces courants sont capables de mettre en mouvement des quantités importantes de sédiments, leur action est vraisemblablement brutale et discontinue. Nous avons invoqué ces processus pour expliquer la présence de passées sableuses importantes dans les niveaux vaseux de certaines carottes (V 61) mais il s'agissait alors de sables pratiquement dépourvus d'organismes. Dans le cas présent, les organismes, Foraminifères et Mollusques, se rencontrent de façon constante, intimement liés au quartz, ce qui suppose une alimentation régulière en éléments terrigènes.

Tout ceci nous conduit à conclure que la mise en place des éléments terrigènes des sédiments du plateau continental, au-delà des zones vaseuses, doit être dissociée de celle des sédiments littoraux.

Le niveau terrigène supérieur se limite donc géographiquement à la partie interne des baies. Une disposition typique s'observe dans la partie orientale de la baie d'Ambaro, près de l'embouchure de l'Ifasy, où l'on trouve, de la côte vers le large :

- des sables littoraux
- des sables vaseux terrigènes
- des vases terrigènes.

La description de ces classes de sédiments a été déjà donnée, mais il faut retenir le grano-classement d'ensemble. Les matériaux apportés par les fleuves se déposent en auréoles, et seuls les éléments fins parviennent au-delà du littoral. Cette constatation avait déjà été faite (BERTHOIS et CROSNIER 1965) dans la région de la Betsiboka. La sédimentation fine elle-même n'intéresse qu'une faible partie du plateau continental où elle tend à régulariser un relief pré-existant. L'importance du recouvrement varie rapidement, même sur de faibles distances, les vases comblant d'abord les dépressions, les points hauts du relief n'étant recouverts que dans les zones les plus proches du littoral. L'épaisseur de ces vases peut dépasser 5 m, (longueur du tube carottier utilisé) aussi bien en baie d'Ampasindava (carottes V 18, V 19, V 20) que près de Nosy Faly (carotte V 1) ou qu'au nord

de Nosy Lava (carotte V 68). La carotte V 68 montre de plus que les formations vaseuses peuvent être encore relativement épaisses non loin de leur limite d'extension géographique, alors que plus près du littoral l'épaisseur peut être inférieure (2 m pour la carotte V 66).

Bien qu'homogène dans de nombreux cas, la sédimentation vaseuse montre parfois des variations horizontales ou verticales, dont la plus remarquable est celle de la teneur en carbonates qui traduit des modifications des conditions écologiques. L'exemple des vases légèrement calcaires des environs de Nosy Faly (DANIEL, DUPONT, JOUANNIC 1972b) en est le témoin (carotte V 1).

(2) Niveau quartzo-coquillier à Foraminifères. Le second niveau de la série-type est constitué de sables quartzo-coquilliers à Foraminifères. La succession observée dans les carottes, l'existence des structures d'ennoyage sur les échogrammes et l'« anomalie » granulométrique des sédiments terrigènes conduisent à admettre que les sédiments superficiels quartzo-coquilliers du plateau continental correspondent, malgré leur position (en surface), à ce second niveau rencontré dans les carottes, parfois sous plusieurs mètres de sédiments terrigènes fins.

La présence de sédiments en déséquilibre avec l'environnement sédimentologique actuel sur les plateaux continentaux a été signalée depuis fort longtemps et peut être généralisée à l'ensemble des océans (EMERY 1968). Selon cet auteur, de tels sédiments, appelés sédiments reliques, occupent 70 % de la surface des plateaux continentaux actuels. La principale cause des variations de sédimentation est l'élévation du niveau marin dû à la fonte des glaces pendant les 19 000 dernières années. Dans notre région, la présence de sédiments quartzeux grossiers sur le plateau continental malgache a déjà été signalée dans le sud de l'île (BERTHOIS, BATTISTINI, CROSNIER 1964) et sur la côte nord-ouest (BERTHOIS, CROSNIER 1965, 1966, HERVIEU 1968) : les auteurs s'accordent pour attribuer une origine ancienne à ces dépôts.

L'épaisseur du niveau quartzo-coquillier est variable : elle atteint 4,08 m (carotte V 59) à l'est des Mitsio, 3,10 m (carotte V 11) au nord-est de la baie d'Ampasindava et seulement 0,12 m (carotte V 65) vers Nosy Lava. Elle est en moyenne de 1 m à 1,50 m.

Ces sédiments se caractérisent par un mélange d'éléments terrigènes (essentiellement du quartz) et organogènes dont les plus fréquents sont des Foraminifères et des débris de Mollusques. Selon HERVIEU (1968), ils sont plus grossiers et moins bien triés que

les sédiments fluviatiles et littoraux. Si cette différence existe fréquemment dans nos échantillons, nous pensons qu'elle est surtout due à l'apport organogène. En effet, du point de vue granulométrique, la médiane du sédiment brut est toujours plus élevée que celle du sédiment décalcifié.

Les proportions du mélange éléments terrigènes-éléments organogènes sont relativement constantes sur toute l'épaisseur du niveau c'est-à-dire sur 1 à 4 m. Cette homogénéité, compte tenu de la présence de Foraminifères, animaux non fouisseurs, amène à conclure à la contemporanéité des dépôts quartzeux et organogènes : il s'agit donc de dépôts marins. Mais pour que l'apport des éléments terrigènes grossiers ait été possible, le dépôt a dû se faire suffisamment près du littoral. Etant donné l'extension des formations organo-détritiques sur l'ensemble du plateau continental, on est tout naturellement conduit à expliquer leur mise en place par des variations de ligne de rivage : les sables du plateau se seraient déposés progressivement et ne seraient donc pas tous contemporains. Ces dépôts s'étendant jusqu'au rebord continental, on doit admettre une émergence de l'ensemble du plateau continental. Dès lors plusieurs problèmes se posent.

(a) Actuellement, ce type de dépôt est peu étendu par rapport aux vases.

Sur l'ensemble du plateau continental nous n'avons pas défini de zones vaseuses contemporaines du dépôt des sédiments quartzo-coquilliers. Il existe, bien sûr, dans certaines carottes, des passées de sédiments fins et dans les sables eux-mêmes la fraction fine peut devenir importante, mais on ne rencontre pas l'équivalent des vases du niveau terrigène supérieur.

On peut, pour expliquer cette différence, avancer plusieurs arguments :

— Différence dans les apports

Les apports terrigènes sont liés aux facteurs climatiques : températures, précipitations. On sait que les conditions climatiques ont subi de grandes variations pendant le quaternaire (phénomènes glaciaires). On peut donc expliquer les différences entre les caractères sédimentologiques (granulométrie des apports terrigènes) par des variations de climat ayant entraîné des modifications dans les processus d'altération.

— Différence dans les conditions hydrodynamiques

Même si l'on considère que les apports en éléments fins ont été aussi importants, d'autres facteurs ont pu empêcher l'accumulation et la conservation de ces éléments. Si on attribue l'émergence aux phénomènes

glacio-eustatiques anté-flandriens, la relative rapidité de la remontée du niveau marin au flandrien a pu, tout en permettant aux organismes de proliférer, empêcher l'installation de zones vaseuses importantes comme on les connaît actuellement et qui se seraient formées à la faveur d'une stabilité du niveau marin depuis au moins 3 700 ans (BATTISTINI 1970).

De plus, il faut se souvenir que, même actuellement, l'accumulation des éléments fins ne se fait que dans les baies ou zones abritées. Il est possible que les tracés successifs des lignes de rivage n'aient pas facilité de telles accumulations, les éléments fins se déposant sur de grandes surfaces.

(b) Ces sédiments ne sont pas recouverts

On aurait pu penser que cette sédimentation organo-détritique aurait été recouverte par des dépôts plus récents, soit terrigènes soit organogènes. Nous avons vu qu'effectivement les vases terrigènes tendent à recouvrir ces formations mais que le recouvrement est très réduit.

L'absence d'un accroissement marqué de la teneur en carbonates vers la surface des carottes montre que, sur l'ensemble du plateau continental, la sédimentation organogène n'est pas très active et même négligeable. Bien sûr au voisinage immédiat de certaines zones coralliennes (au nord-ouest de Nosy Bé ou au sud des îles Mitsio par exemple), on constate un enrichissement en carbonates (la teneur peut atteindre 100 %) des sédiments superficiels. Dans ce cas il y a effectivement recouvrement par la sédimentation corallienne, mais ces zones n'occupent qu'une surface relativement réduite par rapport à l'étendue du plateau continental.

Il faut toutefois noter que l'on constate un enrichissement en carbonates des sédiments superficiels de la côte vers le large. Cet enrichissement doit, selon nous, être attribué à des variations des conditions écologiques lors du dépôt progressif des sédiments quartzo-coquilliers.

Nous considérons donc que ces sédiments quartzo-coquilliers se sont mis en place à la faveur des variations du niveau marin et que le mécanisme de dépôt n'a pas subi de grosses modifications. Les variations locales, telles que les intercalations de sables azoïques (carottes V 59 et V 61) sont attribuées à des phénomènes exceptionnels (crues importantes).

(3) *Niveau terrigène inférieur.* A la base de nombreuses carottes (36 sur 59) on rencontre un niveau terrigène et ceci sur l'ensemble de la région étudiée, aussi bien au voisinage des îles Mitsio, de Nosy Faly

qu'au sud de Nosy Bé. L'épaisseur de ce niveau de base est variable : elle atteint 3,40 m au nord-ouest de Nosy Lava (carotte V 65), 2,70 m au sud de Nosy Bé (carotte V 40), mais la limite inférieure n'a jamais été atteinte.

Les sédiments sont, le plus souvent, constitués de sables grossiers essentiellement quartzeux : la taille des grains de quartz dépasse, dans plusieurs cas, le centimètre (carottes V 40 et C 31) et atteint même 2 à 3 cm dans la carotte V 29 (il s'agit alors de petits galets arrondis et rubéfiés). Généralement l'hétérométrie est très marquée, la couleur varie du blanc au roux. Aux quartz sont fréquemment associés des débris d'argile indurée ou des blocs quartzo-argileux. Enfin ces sables sont très pauvres en carbonates : ils sont parfois totalement azoïques ou ne renferment que quelques débris de grosses coquilles, Lamellibranches et Gastéropodes essentiellement.

Les caractères des sédiments permettent de les rapprocher de certains dépôts superficiels :

— les sables dont les organismes ne sont pas totalement absents sont comparables aux sables littoraux actuels ;

— certaines carottes (V 8, V 11) présentent des alternances de sables et de vases que l'on peut rapprocher des dépôts deltaïques tels que BERTHOIS et GUILCHER (1956) les décrivent dans le delta de la Mahavavy ;

— les éléments argilo-sableux rappellent les sédiments continentaux qualifiés de « carapace argilo-sableuse » par BESAIRES (1934).

Qu'il s'agisse de faciès continentaux, deltaïques ou littoraux, la présence de ces niveaux terrigènes dans les carottes traduit un abaissement relatif important du niveau marin. En effet on rencontre ces faciès jusqu'à 57 m au-dessous du niveau marin actuel (carotte V 29), et on trouve encore du quartz très grossier et des débris de grès de plage à la base de la carotte C 31 prélevée par 92 m de profondeur. Ceci confirmerait donc l'émersion de l'ensemble du plateau continental : l'abaissement relatif du niveau marin serait de l'ordre de la centaine de mètres.

#### *Mise en place des sédiments sur la pente continentale*

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.

(1) *Niveau organogène supérieur*. Ce niveau, lorsqu'il existe, est caractérisé par l'importance de la phase

carbonatée. Le sédiment se présente soit sous forme de boue calcaire, et correspond alors à une sédimentation pélagique (carottes SL 4, V 72) soit sous forme de débris coralliens que l'on rencontre plutôt en début de pente, relativement près de la barrière immergée ou des bancs récifaux du large (carottes V 55, V 78, V 97).

La mise en place de ces sédiments s'explique dans les conditions actuelles : en effet, les débris de la barrière immergée ne sont pas transportés très loin et la sédimentation pélagique prend le relais de la sédimentation coralligène.

Ce niveau supérieur manque sur de larges secteurs dans le seuil du Leven et dans les vallées sous-marines de la pente (vallées du banc de 5 m et du Grand Serpent). Il faut sans doute attribuer l'absence du dépôt actuel des sédiments organogènes à l'action des courants.

(2) *Niveau mixte supérieur*. Ce niveau est constitué d'un mélange en proportions variables de sédiments organogènes carbonatés et de sédiments terrigènes essentiellement fins (carottes V 47, V 48, V 50, V 53). Ici, comme sur le plateau continental, il est nécessaire d'invoquer des modifications par rapport aux conditions actuelles. On voit, en effet, apparaître, d'une manière assez constante, les sédiments terrigènes. Les processus de mise en place des sédiments du plateau continental, c'est-à-dire la variation des lignes de rivages, permet dans ce cas également d'expliquer le mélange terrigène-organogène observé. On peut admettre, en effet, que lors d'une période de stabilité relative du niveau marin à une cote plus basse que le niveau actuel, les sédiments terrigènes fins aient pu dépasser le rebord continental et se mêler aux sédiments organogènes de la pente.

(3) *Niveau « terrigène »*. Ce niveau, qualifié de terrigène, est constitué généralement de sables quartzeux dont la médiane se situe entre 0,1 et 0,4 mm. Il comprend toujours une faible proportion de sédiments organogènes. Si on poursuit le raisonnement précédent, il correspond, compte tenu de son intercalation entre deux niveaux mixtes (carottes V 49), à un maximum de régression de la mer et doit être comparé au niveau terrigène inférieur du plateau continental.

L'épaisseur de sédiments terrigènes est plus ou moins grande selon le lieu de prélèvement des carottes (elle atteint au moins 4,39 m dans la carotte V 75). En effet, les passes existant dans la barrière immergée ont dû, au moment de la régression, jouer le rôle

d'embouchure de rivières très actives, pouvant charrier de grandes quantités de sédiments terrigènes. Selon la distance à ces sources d'apports, la sédimentation est plus ou moins importante.

On peut montrer ainsi que, même au maximum de la régression, la zone occidentale du seuil du Leven n'a jamais été soumise à l'influence de la sédimentation terrigène fluviatile grossière car même les turbidites provoquées par les crues cycloniques étaient stoppées par la vallée médiane (carotte V 49).

(4) *niveaux mixte et organogène inférieurs*. On ne connaît pas les équivalents de ces niveaux de base sur le plateau continental. Ils correspondraient à des niveaux littoraux et marins comparables aux niveaux quartzo-coquilliers et terrigènes.

Par la nature de leurs constituants et leur composition (carottes SL 21, V 49, V 54), ils ne se différencient pas des niveaux supérieurs de la pente continentale, dont nous venons de parler. Leur mise en place serait due au mécanisme inverse, donc ici une régression de la mer et migration de la ligne de rivage vers le large.

*Corrélations et datation*

Nous avons donc vu que la succession des sédiments observés dans les carottes aussi bien sur la pente continentale que sur le plateau s'expliquait par un cycle régression — transgression de la mer. On peut, sous forme de tableau, corréler les différents niveaux et les mouvements relatifs du niveau marin :

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

Il s'agit maintenant de situer ces phénomènes dans le temps. Les variations du niveau marin à Madagascar,

au cours du Quaternaire, ont surtout été étudiées par BATTISTINI (1959 à 1972). Cet auteur admet que l'île a été affectée, pendant cette période, par au moins 3 transgressions ayant atteint ou légèrement dépassé le niveau marin actuel : les transgressions Tatsimienne, Karimbolienne et Flandrienne. Il explique l'absence des anciennes lignes de rivage des mers Karimbolienne et Tatsimienne dans la région de « Nosy Bé » - Sambirano » par un mouvement épeirogénique négatif qui s'opposerait au mouvement positif observé dans l'extrême nord de Madagascar et dont on a pu estimer l'importance par l'altitude des récifs coralliens soulevés. De ce fait, il est difficile de faire la part des mouvements tectoniques et des mouvements propres du niveau marin d'origine glacio-eustatique.

Deux mesures radiométriques\* au C<sup>14</sup> ont été effectuées sur des débris coquilliers recueillis dans les niveaux sableux à caractère littoral de la base des carottes V 40 et V 29.

La première mesure donne un âge de 10 520 ans BP ± 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 ± 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 ».

Si l'on reporte ces mesures sur la courbe moyenne du niveau marin de FAURE et ELOUARD (1967) d'après SHEPARD et CURRAY (fig. 18) on s'aperçoit que dans le premier cas, le point s'éloigne légèrement de la courbe. Pour un âge de 10 520 ans la courbe indique une altitude par rapport au niveau marin actuel - 40 m alors que l'altitude réelle est de - 52 m environ. Le mouvement épeirogénique négatif de la région pourrait expliquer cette différence, mais il faut également tenir compte d'un remaniement éventuel des débris analysés, qui peuvent avoir été entraînés à quelques mètres de profondeur sur la pente externe de l'estran, ultérieurement à leur dépôt initial.

La seconde mesure, par contre, s'éloigne sensiblement de la courbe. Cela peut être expliqué également

(\*) Mesures effectuées sous la direction de J.C. FONTES au Laboratoire de Géologie Dynamique de l'Université de Paris VI.

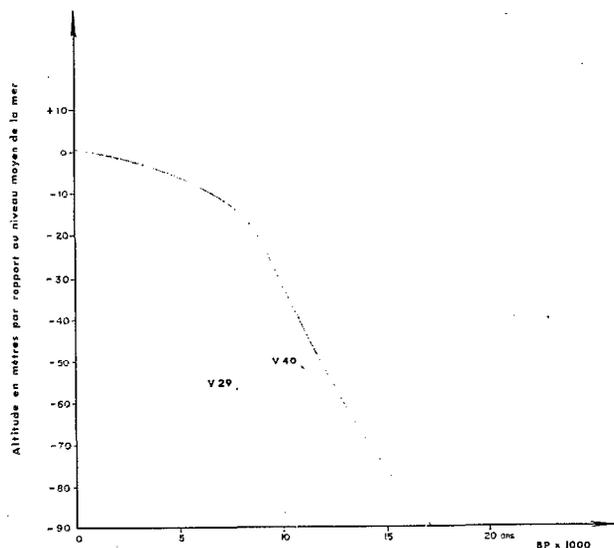


FIG. 18. — Courbe moyenne du niveau de la mer (d'après FAURE et ELOUARD 1967).

par la position de l'échantillon au fond de la dépression d'Anjanozano : les débris coquilliers peuvent provenir de zones situées plus haut sur les flancs de la dépression.

Malgré ces imprécisions (possibilités de remaniement, de contamination au cours du sous-échantillonnage, qualité moyenne des échantillons analysés) nous admettons que ces mesures établissent l'âge flandrien des dépôts transgressifs. 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.

#### CONCLUSION

L'étude bathymétrique du plateau continental du NW de Madagascar compris entre le cap St-Sébastien et la presqu'île d'Ampasindava conduit à distinguer

deux grandes unités morphologiques, d'importance très inégale :

- une partie interne, formant les 4/5 de l'ensemble du plateau, constituée de reliefs mollement ondulés, aujourd'hui en voie de régularisation par un colmatage vaseux flandrien à actuel dans les zones pré littorales ;

- une zone de bordure, caractérisée par l'existence d'un bourrelet discontinu, constamment immergé sous au moins 5 ou 10 m d'eau et dont on peut attribuer l'origine à un récif-barrière qui se serait développé le long du rebord continental à la faveur des grandes transgressions quaternaires.

A ces deux grandes unités morphologiques se superpose un système de dépressions allongées dans la partie interne du plateau, et de passes au travers du bourrelet externe, qui constituent les traces d'un ancien réseau hydrographique aujourd'hui ennoyé. On peut penser que ce réseau date au moins du Pliocène. L'étude sédimentologique montre qu'il a dû rejouer lors de la grande régression anté-flandrienne.

La forte pente qui caractérise l'amorce du talus continental, l'allure rectiligne et l'orientation NE-SW du rebord continental, parallèle aux grandes failles du système « Côte Est », représentent des arguments en faveur de l'hypothèse d'une zone flexurée dans le NW de Madagascar, descendant en gradins vers le Canal Mozambique. En comparant l'allure de la pente continentale du NW malgache à celles des pentes continentales des divers océans répertoriées par SHEPARD (1963), la pente continentale malgache peut s'apparenter à la catégorie que cet auteur définit comme « pentes voisines de côtes formées par failles ».

Le banc du Leven apparaît comme un jalon de l'arc volcanique allant de la Montagne d'Ambre à l'archipel des Comores, surmonté à l'image de nombreuses îles du SW de l'océan Indien (Glorieuses, Geyser, Aldabra...) par un platier corallien établi à la faveur des dernières oscillations marines.

L'étude sédimentologique montre que les sédiments terrigènes actuellement apportés sur la plateforme continentale du nord-ouest de Madagascar ne dépassent pas la zone périlittorale : les sédiments grossiers, essentiellement quartzeux, se déposent le long du littoral ; les sédiments fins se déposent au-delà, sur la partie la plus interne du plateau continental en bandes discontinues, plus ou moins larges, au-dessus de formations sableuses quartzo-coquillères préexistantes. Ces dernières affleurent très largement dans la partie centrale du plateau continental. Elles recouvrent elles-mêmes des sables quartzeux à caractère littoral ou deltaïque accusé.

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 antéflandrienne, à la suite de deux datations au  $C^{14}$  sur des débris coquilliers prélevés dans le niveau terrigène inférieur du plateau.

Manuscrit reçu au S.C.D. le 18 juin 1973

## BIBLIOGRAPHIE

- ASENCIO (I.), CALLEUX (A.), 1959. — Morphoscopie des sables de Madagascar. *Le Naturaliste Malgache*, t. XI, fasc. 1-2, pp. 9-18.
- BATTISTINI (R.), 1958. — Structure et géomorphologie du littoral Karimbola (extrême Sud de Madagascar). *Mémoire I.R.S.M.*, t. II, Série F, pp. 1-77.
- BATTISTINI (R.), 1958. — Note sur l'existence d'encoches fossiles de corrosion marine dans la baie des Gallions (extrême Sud de Madagascar) et sur les variations récentes du niveau de la mer. *Mémoires I.R.S.M.*, t. II, Sér. F, pp. 79-87.
- BATTISTINI (R.), 1959. — Les divisions du Plio-Quaternaire du Sud de Madagascar. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 247, pp. 992-993.
- BATTISTINI (R.), 1959. — Description géomorphologique de Nosy Bé, du delta de Sambirano et de la Baie d'Ampasindava. *Mémoire I.R.S.M.*, t. III, Sér. F, pp. 121-343.
- BATTISTINI (R.), 1964. — Etude géomorphologique de l'extrême sud de Madagascar (Thèse). Ed. Cujas, Paris, 636 p.
- BATTISTINI (R.), 1964. — Note préliminaire sur le Quaternaire littoral de l'extrême Nord de Madagascar. *Sem. Géol. Madagascar*, 1964, pp. 9-12.
- BATTISTINI (R.), 1965. — Problèmes géomorphologiques de l'extrême nord de Madagascar. Madagascar. *Rev. de Géographie*, n° 7, pp. 7-61.
- BATTISTINI (R.), 1968. — Sur l'inexistence de hauts stationnements marins quaternaires. *C.R. Soc. Géol.*, fasc. 2, pp. 46-48.
- BATTISTINI (R.), 1970. — Etat des connaissances sur les variations du niveau marin de Madagascar depuis 10 000 ans. *Sem. Géol. Madagascar*, 1970, pp. 13-15.
- BATTISTINI (R.), 1972. — Le problème de l'origine de la barrière immergée du nord-ouest de Madagascar. *Bull. Acad. Malg.*, t. 48/1-2, 1970, 1972.
- BERTHOIS (L.), 1965. — Essai de corrélation entre la sédimentation actuelle sur le bord externe des plates formes continentales et la dynamique fluviale. *Prog. Océanogr.*, vol. 3, pp. 49-62.
- BERTHOIS (L.), BATTISTINI (R.), CROSNIER (A.), 1964. — Recherches sur le relief et la sédimentologie du plateau continental de l'extrême sud de Madagascar. *Cah. Océanogr.*, t. XVI, n° 7-8.
- BERTHOIS (L.), CROSNIER (A.), 1965. — La sédimentation dans l'estuaire de la Betsiboka et sur le plateau continental au large de l'estuaire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 261, n° 18, pp. 3647-3649.
- BERTHOIS (L.), CROSNIER (A.), 1966. — Etude dynamique de la sédimentation au large de l'estuaire de la Betsiboka. *Cah. ORSTOM, série Océanogr.*, vol. IV, n° 2, pp. 49-130.
- BERTHOIS (L.), GUILCHER (A.), 1956. — La plaine d'Ambilobé (Madagascar). Etude morphologique et sédimentologique. *Rev. Géomorphol. Dynam.*, VII, n° 3-4, pp. 33-52.
- BESAIRIE (H.), 1936. — Recherches géologiques à Madagascar. La géologie du nord Ouest. *Mém. Acad. Malgache*, fasc. XXI.
- BESAIRIE (H.), 1965. — La géologie de la Province de Diégo-Suarez. Documentation du Bureau géologique n° 171. Service Géologique, Tananarive.
- BISCAYE (P.E.), 1964. — Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geochemistry technical report 8, Yale University.
- CATTALA (L.), 1954. — Etude de la gravité à Madagascar. *Mémoire I.R.S.M.*, Sér. D, t. IV, pp. 1-33.
- CHAMLEY (H.), 1969. — Relations entre la nature des minéraux argileux, leur origine pétrographique et leur environnement continental, littoral ou marin. Cas de Nosy Bé (nord ouest de Madagascar). *Rec. Trav. Sta. mar.* Eudoume, fasc., hors série, suppl. n° 9, pp. 123-127.
- DANIEL (J.), 1972. — Etude bathymétrique et sédimentologique d'une baie tropicale : La Baie d'Ambaro. (Thèse 3<sup>e</sup> cycle géologie sous-marine, Paris VI), 76 p. *multigr.*
- DANIEL (J.), DUPONT (J.), JOUANNIC (C.), 1971. — Sur la bathymétrie et la sédimentation d'une portion de plateau continental de la côte nord-ouest de Madagascar : de Nosy Mitsio à Nosy Faly. *Ser. Géol. Madagascar*, 1970, pp. 9-12.
- DANIEL (J.), DUPONT (J.), JOUANNIC (C.), 1972a. — Relations Madagascar-Archipel des Comores (Nord-Est du Canal de Mozambique). Sur la nature volcanique du Banc du Leven. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, sér. D, pp. 1784-1787.
- DANIEL (J.), DUPONT (J.), JOUANNIC (C.), 1972b. — Bathymétrie et sédimentologie de la Baie d'Ambaro. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. IV, n° 1, pp. 3-23.
- DECARY (R.), 1927. — Les vallées immergées de la côte Nord-Ouest de Madagascar. *C.R. Soc. Géol.*, 4<sup>e</sup> sér., t. 27.
- DUPONT (J.), 1972. — Etude bathymétrique et sédimentologique de la pente continentale du nord-ouest de Madagascar (thèse 3<sup>e</sup> cycle géologie sous-marine, Paris VI), 106 p., *multigr.*
- EMERY (K.O.), 1968. — Relict sediments on continental shelves of world. *Amer. Ass. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 52, n° 3, pp. 445-464.

BATHYMÉTRIE ET SÉDIMENTOLOGIE DE LA MARGE CONTINENTALE (N.W. MADAGASCAR)

- FAURE (H.), ELOUARD (P.), 1967. — Schéma des variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte de l'ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 265, sér. D, pp. 784-787.
- FICHOT (E.), 1902. — Les côtes de Madagascar. *Rev. Maritime*, Paris, t. 153, pp. 1017-1036.
- FOURMARIER (P.), 1967. — Esquisse géologique de Madagascar. Ses relations avec le continent africain. *Bull. Séances Acad. Roy. Sci. Outre Mer*, 2, pp. 290-322.
- FRANCIS-BŒUF (C.), 1947. — Recherches sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaires. *Ann. Inst. Océanogr.*, t. XXIII, 3, pp. 149-344.
- GLANGEAUD (L.), 1941. — Evolution morphologique et dynamique des estuaires. *Bull. Ass. Géogr. France*, pp. 95-103.
- GUILCHER (A.), 1954a. — Caractères du récif-barrière de la côte nord-ouest de Madagascar C.r. somm. *Soc. Geol. Fr.*, 29 nov., pp. 272-273.
- GUILCHER (A.), 1954b. — Les récifs coralliens du nord-ouest de Madagascar. *Bull. Ass. Géogr. Franc.*, n° 245-246, pp. 147-156.
- GUILCHER (A.), 1956. — Etude géomorphologique des récifs coralliens du nord-ouest de Madagascar. *Ann. Inst. Océanogr.*, t. XXXIII, fasc. 2, 136 p.
- GUILCHER (A.), 1958. — Mise au point sur la géomorphologie des récifs coralliens de Madagascar et dépendances. *Mém. I.R.S.M.*, Sér. F, t. II, pp. 89-115.
- GUILCHER (A.), 1963. — Continental shelf and slope (continental margin). *The Sea*, vol. 3, pp. 281-311. M.N. Hill Edit.
- GUILCHER (A.), BERTHOIS (L.), LE CALVEZ (Y.), BATTISTINI (R.), CROSNIER (A.), 1965. — Les récifs coralliens et le lagon de l'île Mayotte. *Mém. ORSTOM*, n° 11, Paris, 210 p.
- GUILCHER (A.), 1971. — Mayotte barrier reef lagoon, Comoro islands, as compared with other barrier reefs, atolls and lagoons in the world. *Symp. Zool. Soc. London*, n° 28, pp. 65-86.
- HERVIEU (J.), 1968. — Contribution à l'étude de l'allunissement en milieu tropical. *Mém. ORSTOM*, n° 24, Paris, 463 p.
- JOUANNIC (C.), 1972. — Contribution à l'étude bathymétrique et sédimentologique du plateau continental du nord-ouest de Madagascar (Thèse 3<sup>e</sup> cycle géologie sous-marine, Paris VI), 82 p., *multigr.*
- KARCHE (J.P.), 1971. — Etude pétrographique et chimique de la série volcanique de l'Anorontany et des îles Mitsio (nord de Madagascar). *Sem. Géol. Madagascar 1970*.
- KARCHE (J.P.), 1972. — Contribution à l'étude géologique de la Montagne d'Ambre et des régions voisines du Nord de Madagascar, Thèse, 683 p., *multigr.*, Univ. Besançon.
- LACROIX (A.), 1923. — Minéralogie de Madagascar Challanel, Paris.
- LAFOND (L.R.), 1957. — Aperçu sur la sédimentologie de l'estuaire de la Betsiboka (Madagascar). *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, XII, n° 4, pp. 425-431.
- LAFOND (L.R.), 1967. — Etudes littorales et estuariennes en zone intertropicale humide (Thèse Faculté des Sciences d'Orsay - Université de Paris). 3 vol.
- LECLAIRE (L.), 1970. — La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin algéro-baléare (Thèse Faculté des Sciences de Paris), 3 vol.
- LEMOINE (P.), 1906. — Etudes géologiques dans le nord de Madagascar. Thèse sciences, Paris, 520 p.
- MASSE (J.P.), 1970. — Contribution à l'étude des sédiments bioclastiques actuels du complexe récifal de l'île de Nossi-Bé, (nord-ouest de Madagascar). *Rec. Trav. Sta. Mar. Endoume* fasc. hors série, suppl. n° 10.
- PAUTOT (G.), 1969. — Prélèvements d'échantillons par carottage et traitement. *Cah. Océanogr.* XXI, n° 1, pp. 47-55.
- PLANTE (R.), 1967. — Etude quantitative du benthos de la région de Nosy Bé. *Cah. ORSTOM, Sér. Océanogr.*, vol. V, n° 2, pp. 95-108.
- SAINT-OURS (J. de), 1960. — Etudes géologiques dans l'extrême Nord de Madagascar et l'Archipel des Comores (Thèse Service géologique - Tananarive), 262 p.
- SHEPARD (F.P.), 1963. — *Submarine Geology* (2<sup>e</sup> édit.). Harper's Geoscience Series. New York.
- SHEPARD (F.P.), CURRAY (J.R.), 1967. — Carbon - 14 determination of sea level changes in stable areas in *Progress in Oceanography*, vol. 4. M. Sears Edit.



