

JULIEN RECHENMANN

Géophysicien O.R.S.T.O.M.

GRAVIMÉTRIE DE MADAGASCAR

Interprétation et relations avec la géologie

GÉOPHYSIQUE 18

**Éditions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
PARIS - 1982**

.....

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective », et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1^{er} de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal. »

.....

ISBN 2-7099-0620-1

© O.R.S.T.O.M. 1982

Ce mémoire (1) expose les résultats des levés gravimétriques effectués par l'O.R.S.T.O.M. à Madagascar et dans d'autres îles du Sud-Ouest de l'océan Indien : Comores, Maurice, Réunion, et qui se sont échelonnés de 1966 à 1974.

Ont fait l'objet d'une publication (2) antérieure les documents cartographiques suivants :

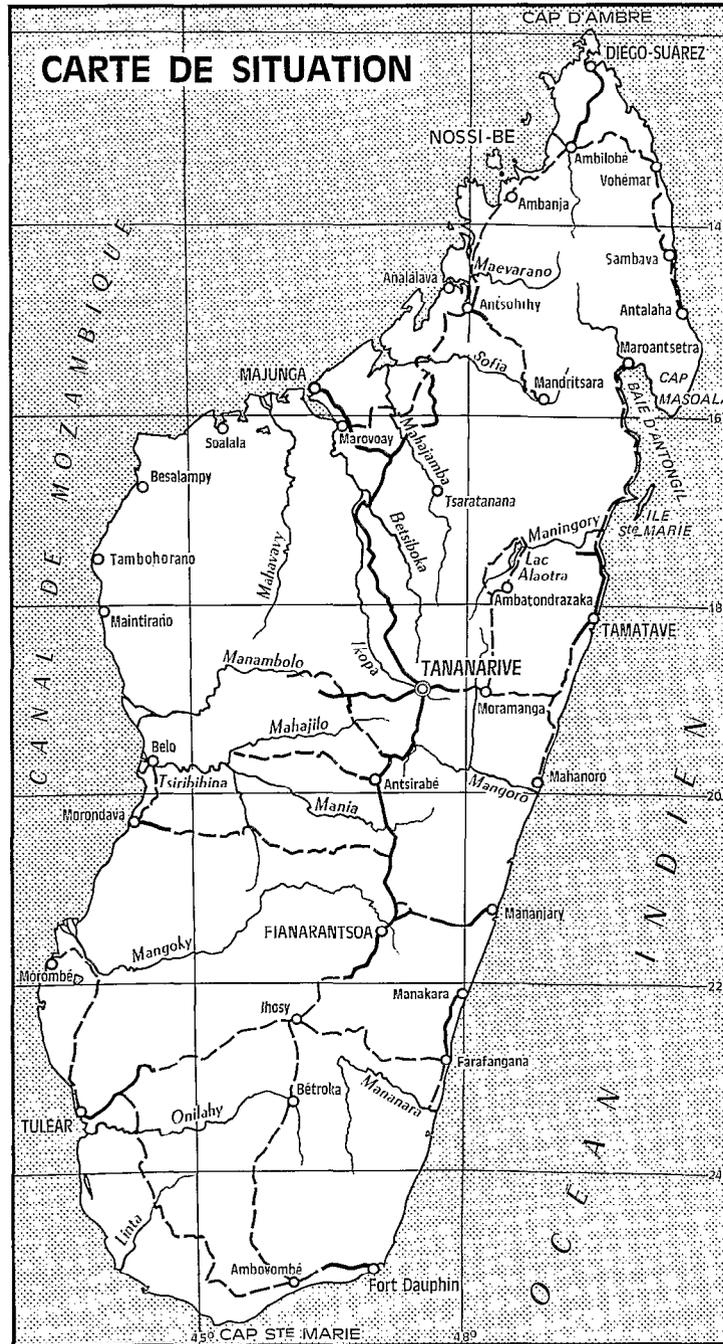
— une carte des anomalies de Bouguer à 1/1 000 000 en 3 coupures (feuille Nord, feuille Centre, feuille Sud), qui présente, outre les courbes des anomalies de Bouguer, les valeurs de l'anomalie aux stations effectuées par l'O.R.S.T.O.M. Ces anomalies ont été calculées avec la densité 2,67 pour les mesures à Madagascar et 2,9 pour les mesures dans les autres îles ;

— une carte des anomalies de Bouguer ($d = 2,67$) à 1/2 000 000 en couleurs pour l'ensemble de Madagascar avec en pointillés les itinéraires effectués ;

— une carte également à 1/2 000 000 en couleurs des anomalies isostatiques calculées dans l'hypothèse d'Airy pour une profondeur de compensation de 30 km.

(1) Ce mémoire a fait l'objet d'une thèse de Doctorat d'État de Sciences Naturelles, soutenue le 3 juillet 1981 à l'Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay.

(2) RECHENMANN (J.), 1978. — Cartes gravimétriques de Madagascar et autres îles du Sud-Ouest de l'océan Indien : Comores, Maurice, Réunion. *Notice explicative*, n° 79, O.R.S.T.O.M., Paris.



GÉNÉRALITÉS

I. Historique

Les premières mesures géophysiques à Madagascar remontent à 1890 avec la fondation par les Jésuites de l'observatoire astronomique et météorologique d'Ambohidempona à Tananarive. Ainsi, dès 1892, a été entrepris l'enregistrement des trois composantes du champ magnétique terrestre. Pour les mesures de la pesanteur, si on peut noter un essai de prospection gravimétrique à la balance de torsion par la Société des Pétroles de Madagascar (S.P.M.) en 1945, ce n'est guère qu'à partir de 1948 qu'ont eu lieu les premières mesures gravimétriques à l'aide d'un gravimètre de terrain. C'est le R.P. Louis CATTALA, d'abord chercheur au C.N.R.S. de 1946 à 1957, puis chercheur à l'O.R.S.T.O.M. de 1958 à 1963, qui a entrepris les premières mesures avec le gravimètre North American n° 73 mis à sa disposition par l'O.R.S.T.O.M.

Cependant, comme il n'y avait aucune valeur absolue de la pesanteur à Madagascar, ces mesures n'ont pu être que des mesures relatives. Une première liaison de Madagascar avec un réseau mondial de stations gravimétriques, réseau Woolard, a été effectuée en 1950 par N. HARDING (G. P. WOOLARD and J. C. ROSE, 1963), mais c'est au réseau de bases gravimétriques européennes que Madagascar a été rattaché grâce au réseau O.R.S.T.O.M. établi par J. MARTIN en 1951 et qui s'étend à l'Afrique, à Madagascar, à l'île Maurice et à la Réunion (F. DUCLAUX J. MARTIN *et al.*, 1954).

Environ 900 stations ont été effectuées par le R.P. L. CATTALA entre 1948 et 1955 (R.P. L. CATTALA, 1954), mais très peu ensuite, de 1955 à 1963, année de sa disparition accidentelle au retour d'une réunion scientifique.

Parallèlement aux mesures du R.P. L. CATTALA apparemment dans un but géodésique (stations distantes de 20 à 30 km), la S.P.M. faisait effectuer par la Compagnie Générale de Géophysique (C.G.G.) le levé gravimétrique, en vue de la prospection pétrolière, des régions sédimentaires de la Grande Ile. En plusieurs campagnes, la C.G.G. a levé de 1954 à 1965 les régions Ouest (bassins de l'Onilahy et de Morondava) et les régions Nord-Ouest (bassin de Majunga).

L'affectation, à partir de 1965, au centre O.R.S.T.O.M. de Tananarive, d'une équipe composée de F. MISSÈGUE, C. VILLENEUVE et J. RECHENMANN, a permis de reprendre les travaux gravimétriques dans les autres régions de Madagascar et de terminer l'œuvre commencée par le R.P. L. CATTALA.

Ce travail a été pratiquement achevé en 1974 et, de plus, étendu aux îles de l'archipel des Comores, Maurice et de la Réunion.

II. Cadre géographique

Les îles de Madagascar, de l'archipel des Comores, Maurice et de la Réunion sont localisées dans la partie occidentale de l'océan Indien, au Sud de l'équateur.

Madagascar, une des plus grandes îles du Globe (590.000 km²), est séparée de l'Afrique par le canal de Mozambique dont la largeur minimum est de 400 km entre le cap Saint-André (extrémité Nord-Ouest de l'île), et le Mozambique. Elle s'étire sur près de 1 500 km entre les degrés 12 et 25,5 de latitude Sud avec une largeur moyenne de 500 km entre les degrés 43,5 et 50 de longitude Est.

Les îles de la Réunion et Maurice sont situées à environ 800 km à l'Est de Madagascar, à environ 20° Sud. Bien plus petites que Madagascar, elles ont pour superficie respective : 2 500 et 1 800 km². Quant aux îles de l'archipel des Comores, situées à environ 300 km au Nord-Ouest de Madagascar, elles totalisent une superficie de 2 260 km² (Grande Comore 1 147 km², Anjouan 423, Mayotte 400, Mohéli 290).

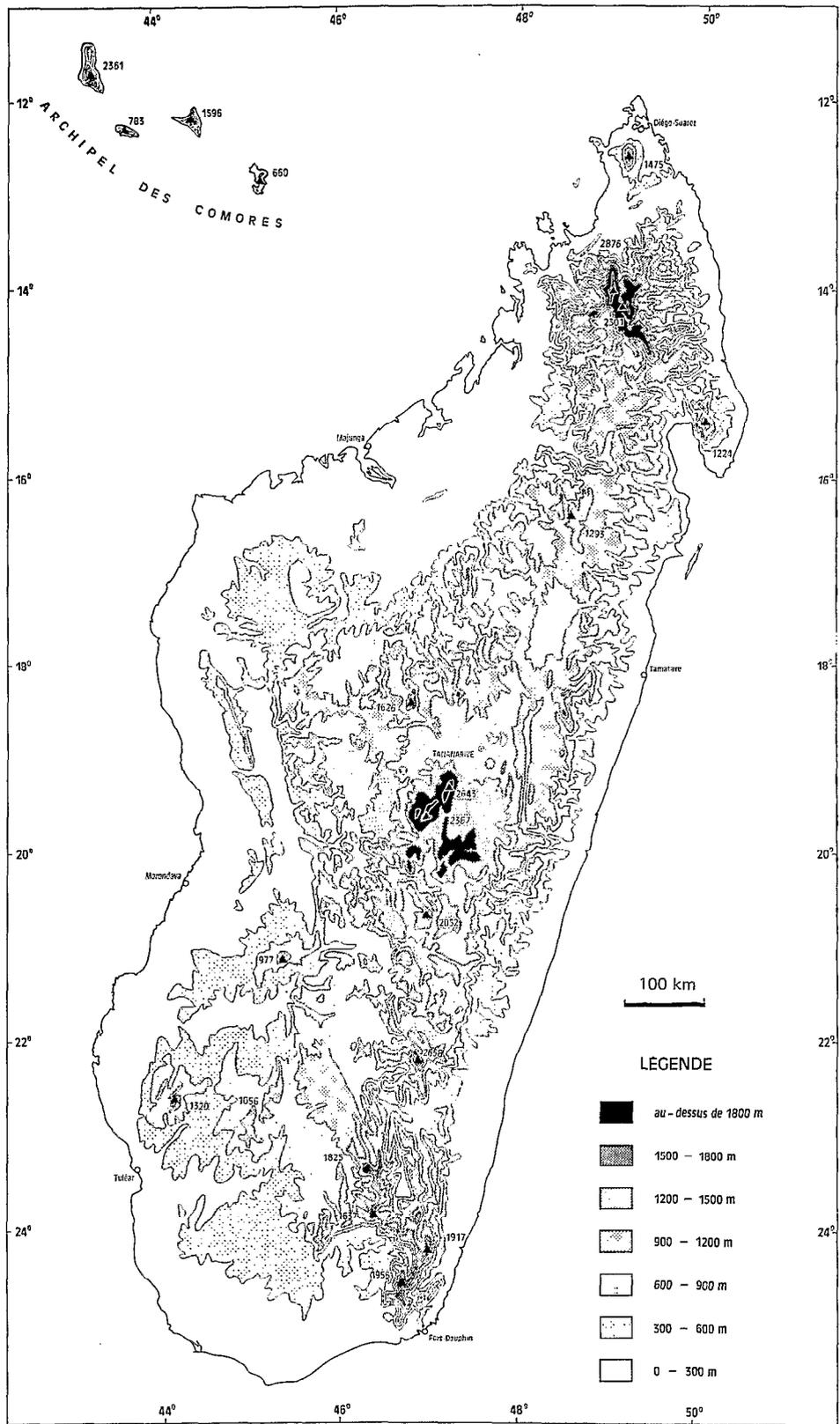


FIG. 1. — Carte hypsométrique de Madagascar

III. Traits généraux

1. MADAGASCAR

La carte hypsométrique (fig. 1) nous montre les grandes lignes de la forme et de la structure de Madagascar.

Dans son ensemble la Grande Ile présente un relief allongé suivant son grand axe et accidenté même si les altitudes maxima dépassent rarement 2 400 m. Le plus haut sommet se trouve dans le massif du Tsaratanana (2 876 m) au Nord de l'île. Deux autres massifs ont des sommets qui atteignent 2 600 m : l'Ankaratra (2 643 m) au Sud-Ouest de Tananarive, pratiquement au centre de l'île et l'Andringitra (2 658 m) plus au Sud. Les « Hautes Terres » (expression qu'il convient d'utiliser de préférence à « Hauts Plateaux » d'après les géographes physiciens) forment un ensemble relativement complexe, au relief morcelé, décrit comme « un enchevêtrement de hautes plaines, de collines, de massifs compacts, de grands dômes, de reliefs en pain de sucre, de bassins... ». Cet ensemble est donc caractérisé par la juxtaposition d'un certain nombre de formes, comme par exemple les « tanety », collines aux pentes dénudées, dérivant souvent de la dissection d'une basse surface d'érosion et dont les sommets sont sensiblement à la même altitude, d'où, peut-être, l'impression de se trouver en présence d'un plateau, qui toutefois aurait été profondément entaillé par l'érosion.

Une autre caractéristique, c'est la dissymétrie E-W autant géologique que morphologique, soulignée par le réseau hydrographique et la ligne de faite qui est trois fois plus proche de l'océan Indien que du canal de Mozambique. Elle se traduit également par la position occidentale des deux grands bassins sédimentaires.

Les Hautes Terres sont limitées à l'Est par un grand escarpement (terme préférable à celui de falaise) irrégulier. La dénivellation, variable, peut atteindre 500 m, comme par exemple à la latitude de Tananarive, et elle est souvent précédée par une série de chaînons parallèles. La bordure orientale constitue ainsi une zone accidentée de 25 à 100 km de large.

Depuis F. DIXEY (1960) on sait que le relief actuel de Madagascar, avec l'emboîtement de plusieurs systèmes pénéplanés successifs, est considéré comme résultant d'une surrection par à-coups, maximale le long de la zone axiale.

Une forte pluviométrie, en particulier sur la côte Est, conditionne une importante hydrographie qui ne facilite guère l'implantation d'un réseau routier homogène. Certaines régions, d'ailleurs peu habitées, sont dépourvues de routes et même de pistes carrossables. Comme on peut le constater sur les coupures de la carte gravimétrique à 1/1 000 000, ce manque de voies de pénétration dans certaines régions a été la cause de « trous » importants dans l'homogénéité des levés gravimétriques que le manque de personnel et de temps n'a pas permis de compléter par des itinéraires à pied.

2. AUTRES ÎLES

Les îles de l'archipel des Comores sont d'origine volcanique, mais seule la Grande Comore, la plus à l'Ouest et la plus éloignée de Madagascar, a encore un volcan en activité, le Kartala, d'altitude 2 361 m. Mayotte, la plus à l'Est, et donc la plus proche de Madagascar, est la plus basse (660 m) ; elle se distingue de ses voisines par sa forme découpée, l'existence d'un récif barrière corallien à plusieurs kilomètres des côtes créant ainsi un lagon dont la profondeur ne dépasse pas une quarantaine de mètres. Ces divers caractères sont liés à un affaissement de l'ensemble de cette île.

L'île de la Réunion a un relief élevé avec deux massifs volcaniques principaux, dont l'un, le plus ancien, dépasse 3 000 m (Piton des Neiges) et constitue la moitié Nord-Ouest de l'île. L'autre, le Piton de la Fournaise (2 640 m), au Sud-Est de l'île, est un volcan encore en activité. Ces deux massifs sont séparés par une plaine d'altitude 1 800 m par où passe la seule route traversant l'île. L'érosion a donné lieu à un paysage typique, celui des « cirques », qui donnent au relief son aspect très accidenté. En dehors de ces cirques, les pentes des massifs sont relativement régulières. Il n'y a pratiquement pas de bordures coralliennes et on atteint rapidement les grands fonds marins à peu de distance des côtes.

L'île Maurice, bien que d'origine également volcanique, n'a plus de volcan en activité. D'altitude bien moins élevée que la Réunion — 800 m environ — le relief est très adouci. Contrairement à la Réunion, l'île est ceinturée par des récifs barrières coralliennes.

IV. Géologie

Sans entrer dans une description détaillée qui serait hors de propos dans cette étude, il semble cependant nécessaire de donner un bref aperçu sur les grandes lignes de la géologie. Toutefois, si au cours des interprétations

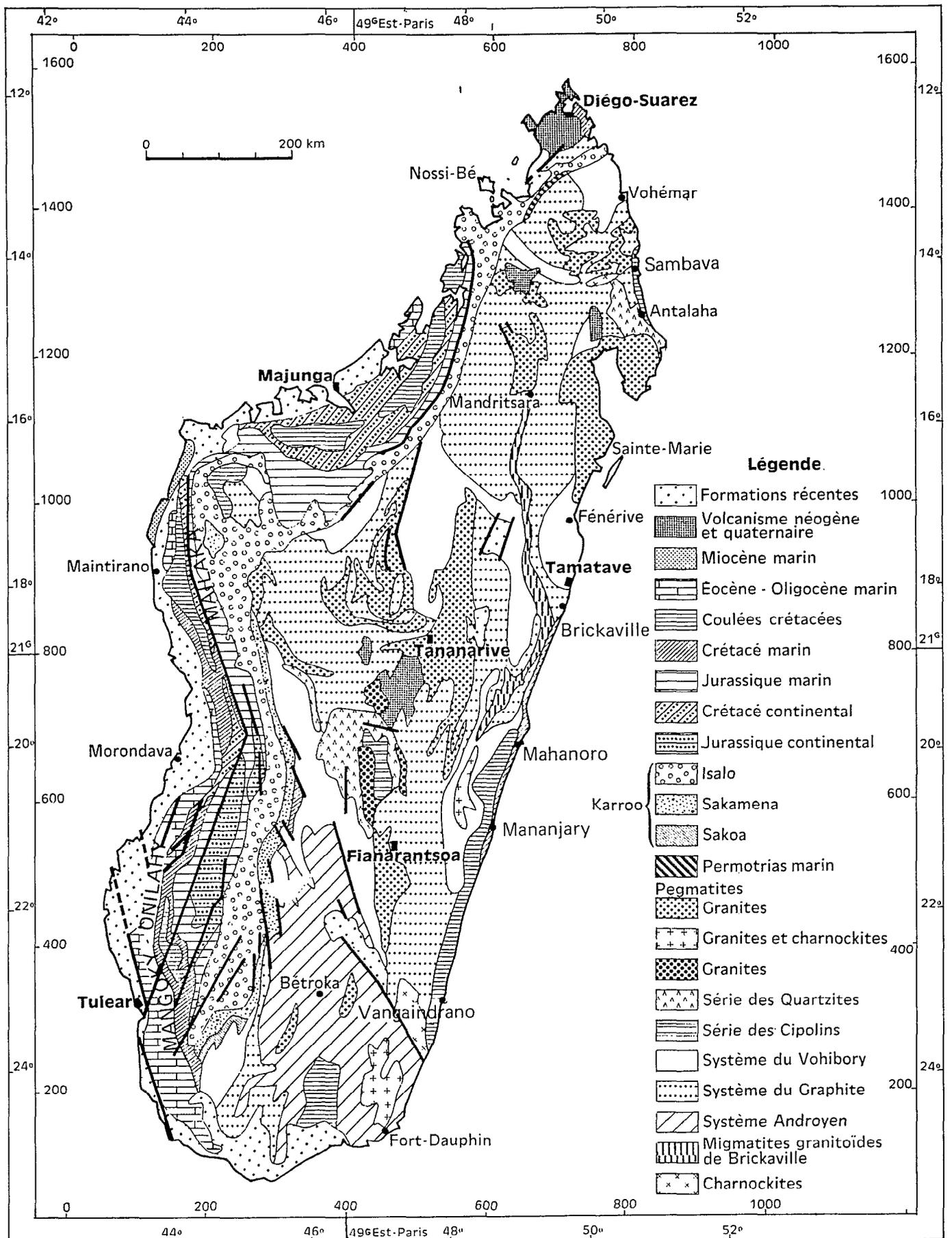


FIG. 2. — Esquisse géologique de Madagascar d'après H. BESAIRES, 1960

des anomalies gravimétriques, il apparaît que celles-ci peuvent être rattachées à la géologie locale, nous la décrirons alors sommairement en fonction des renseignements dont nous disposons (Doc. Bur. Géol. Madagascar).

La structure géologique de Madagascar résumée sur la figure 2 peut être caractérisée par trois entités :

- le socle malgache ;
- les terrains sédimentaires ;
- les formations volcaniques.

1. LE SOCLE MALGACHE

Le massif ancien couvre les deux-tiers de la Grande Ile. Maniées, remaniées par des orogénèses successives, modifiées par des phénomènes de migmatisation, granitisation, charnockitisation, métamorphisme, les roches originelles ont donné des roches cristallophylliennes difficiles à différencier et à classer. En particulier, la superposition de plusieurs métamorphismes d'intensité élevée sur une grande partie de Madagascar, avec un épisode terminal important lié à l'événement pan-africain de 550 MA, et la rareté des mesures géochronologiques récentes significatives rendent aléatoire l'identification des épisodes magmatiques liés aux cycles orogéniques successifs. Pour les géologues, il est certes utile de définir des ensembles dans le socle cristallophyllien et d'établir une stratigraphie précambrienne. Pour nous, cette définition d'unités stratigraphiques n'aura qu'un intérêt secondaire. En effet, les différents systèmes représentant une période ou un cycle à l'échelle continentale ont des caractères très voisins et on peut penser que la gravimétrie ne verra aucune différence entre les diverses séries cristallophylliennes définies par les géologues. De plus, le schéma stratigraphique admis il y a quelques années (H. BESAIRIE, 1960) est remis en question à la suite de nouvelles études sur le socle et dont les résultats ont fait l'objet de nombreux essais de synthèse, locales ou générales, à partir de 1966 (M. BERTUCAT, H. BESAIRIE, J. CHANTRAINE, G. HOTTIN, G. JOURDE, G. NOIZET, L. RADELLI). Aussi ne ferons-nous pas mention d'une stratigraphie précambrienne et nous considérerons les roches constituant le socle comme une seule entité ; ce ne sera que dans quelques cas particuliers que nous différencierons les roches cristallines en présence.

On notera cependant que les derniers travaux cités plus haut (HOTTIN, 1973), distinguent les terrains précambriens situés de part et d'autre de la ligne de dislocation importante NW-SE (ligne Ranotsara-Bongolava). Au Nord de cette ligne, les terrains seraient d'âge katarchéen et archéen, plissés et métamorphisés par une orogénie shamvaïenne autour de 2 600 MA ; au Sud, les divers groupes seraient à classer dans le complexe ultramétamorphique androyen, d'âge protérozoïque moyen ou inférieur, pour le moins antérieur à l'orogénie kibarienne (1 100 ± 200 MA).

2. LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Les terrains sédimentaires qui connaissent un développement considérable sur toute la zone côtière occidentale se répartissent en quatre bassins :

- le bassin de la côte orientale qui ne forme qu'une frange étroite et discontinue ;
- le bassin de Diégo au Nord de l'île auquel se superpose le massif volcanique de la montagne d'Ambre ;
- le bassin de Majunga au Nord-Ouest ;
- le bassin de Morondava, séparé du précédent par une remontée du socle dans la région du cap Saint-André (dômes cristallins du Bekodoka).

Sur le versant occidental, le substratum précambrien est recouvert par une épaisse série sédimentaire d'âge karroo à quaternaire, organisée en bassins monoclinaux largement ouverts sur le canal de Mozambique. La géologie des formations sédimentaires de ces bassins de Morondava et de Majunga est bien connue à la suite des travaux de recherches pétrolières.

La série sédimentaire débute au Sud-Ouest au Carbonifère supérieur avec le groupe à couches charbonneuses de la Sakoa (équivalent des séries Dwyka-Ecca d'Afrique du Sud). Les faciès continentaux type Karroo sont ensuite largement représentés dans les séries du Sakamena et surtout de l'Isalo (grès arkosiques dominants). Les faciès continentaux du Karroo persistent jusqu'au Jurassique moyen avec néanmoins au Permien moyen et surtout au Jurassique d'importantes intercalations marines, plus importantes au Nord (correspondant à l'ouverture progressive, vers le Sud, du canal de Mozambique) : causses calcaires de l'Ankarana, du Kelifely-Ankara, du Bemaraha. Le Crétacé montre des alternances de faciès marins et continentaux, avec d'importantes intercalations volcaniques (basaltes et rhyolites). Le Tertiaire est d'abord marin (calcaires éocènes dominants).

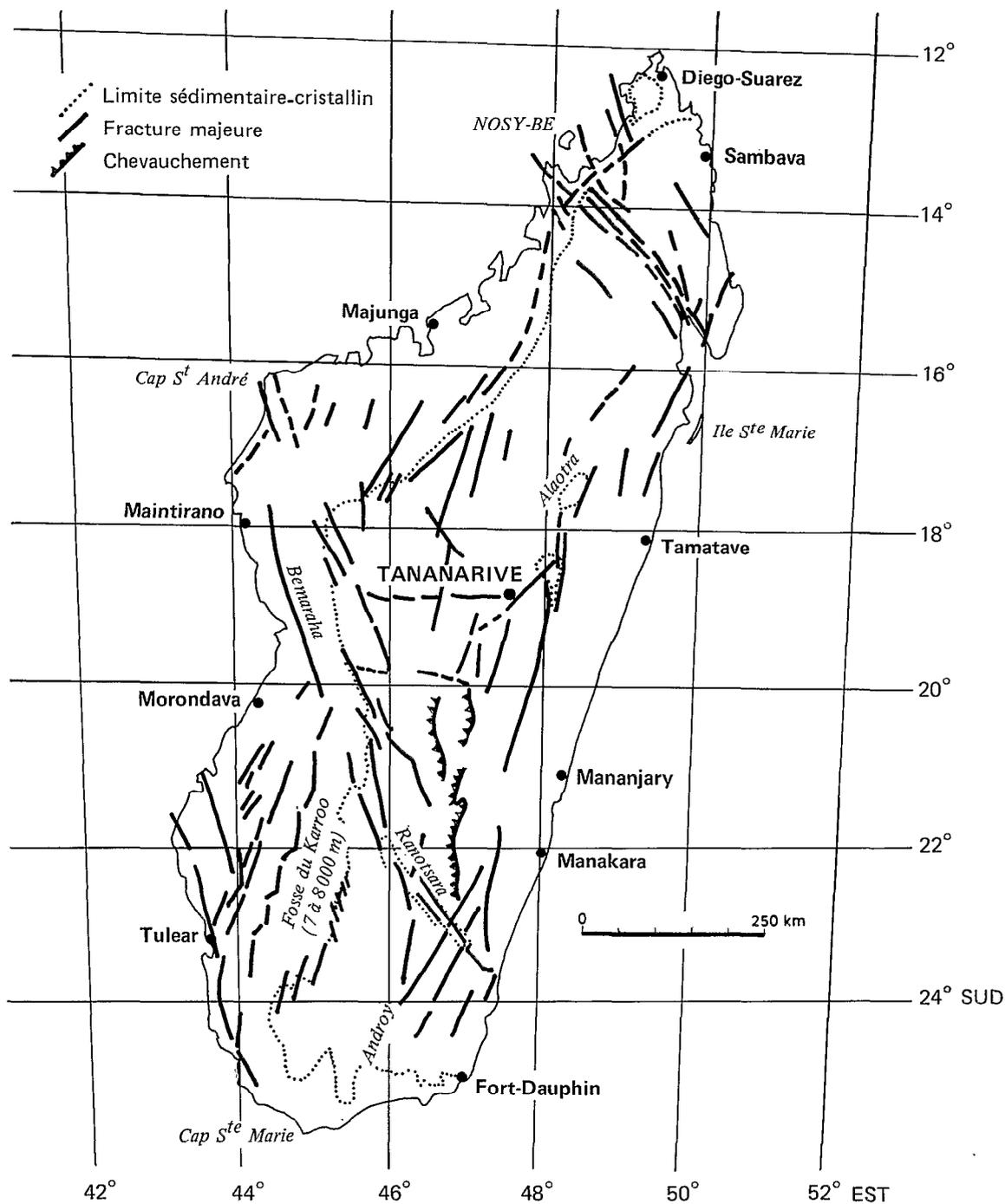


FIG. 3. — Principales directions tectoniques à Madagascar

Après la régression généralisée de la fin du Nummulitique, les faciès continentaux deviennent prédominants (Néogène continental : Oligocène à Quaternaire) avec quelques transgressions marines localisées durant l'Aquitano-Burdigalien et le Quaternaire.

Sur la côte orientale les seuls sédiments connus en dehors des formations néogènes côtières sont créacés (Turonien à Maestrichtien). Ils forment une mince frange côtière de sédiments continentaux (grès et sables) ou marins (calcaires et marnes) accompagnant les épanchements volcaniques créacés dans la région d'Antalaha Sambava au Nord et de Tamatave Mananjary au Sud.

3. LES FORMATIONS VOLCANIQUES

Il existe deux périodes d'activité magmatique principales, la première d'âge créacé (Turonien-Campanien), la seconde d'âge tertiaire à quaternaire.

On remarquera dès à présent une certaine opposition géographique évidente entre le magmatisme créacé à dominance de basaltes tholéitiques, concentré sur le pourtour de l'Ile, et le magmatisme tertiaire et quaternaire, à dominance de roches alcalines sous-saturées, concentré surtout sur la zone axiale, de bombement maximal.

Au Créacé, le socle ainsi que la couverture sédimentaire sont intéressés par d'importantes manifestations magmatiques.

Ce sont pour le versant occidental :

- la mise en place des massifs annulaires complexes de la région du cap Saint-André et d'importantes coulées basaltiques accompagnées de faisceaux de dykes doléritiques dans les bassins de Majunga et Morondava ;
- au Nord-Ouest, le début de la mise en place, dans l'Isalo, des complexes alcalins subvolcaniques et volcaniques de la presqu'île d'Ampasindava (dont l'activité se maintiendra jusqu'au Tertiaire) ;

pour le versant oriental :

- à l'extrême Sud, la mise en place du volcan de l'Androy (rhyolites-basaltes) ;
- les épanchements basaltiques et rhyolitiques des côtes Sud-Est et Nord-Est, et les importants faisceaux de dykes doléritiques des zones internes ;
- les importants massifs annulaires à différenciations ultrabasiques de l'Ambatovy Analamay et de la Manama, sur la falaise orientale.

Au Néogène et au Quaternaire, d'importantes manifestations volcaniques affectent à nouveau Madagascar (basaltes, ankaratrites, trachytes, trachyphonolites et ignimbrites). Elles se localisent surtout dans la moitié Nord de l'Ile, le long de la zone axiale :

- massifs de l'Ankaratra et de l'Itasy au niveau de Tananarive ;
- pointements d'ankaratrites de la bordure Ouest du graben de l'Alaotra ;
- massifs du Tsaratanana et de l'Ankasimbelo au Nord, au niveau de la ligne de fracture Sambirano-Antongil ;
- massif de la montagne d'Ambre à l'extrême Nord de l'Ile.

Sur le reste de Madagascar, le volcanisme néogène et quaternaire n'est représenté sur le versant occidental au Sud-Ouest que par les épanchements basaltiques de l'Andreforefo, qui recoupent les calcaires éocènes au Nord de Tuléar et sur le versant oriental par le massif d'ankaratrites du Takarindona dans la zone côtière du Sud de Tamatave.

V. Tectonique

Le socle cristallin est issu d'une aire géosynclinale ayant une longue histoire dans le vieux Précambrien. Tous les systèmes séparés dans le socle ont été affectés par une orogénèse majeure vers 2 600 MA. Après des manifestations plutoniques d'âges différents, une nouvelle orogénèse a eu lieu vers 500 MA et qu'il n'est guère possible de distinguer de la première.

La tectonique du socle est commandée par l'existence de grands axes anticlinaux autour desquels s'allongent et se moulent des zones synclinoriales. Les axes anticlinaux sont constitués de formations en grande partie granitisées ou bien métamorphisées. Une des caractéristiques de la tectonique est le déversement des plis à l'Est.

Le socle comporte quelques fossés d'effondrement : au Nord la fosse d'Antongil et au centre les fosses de l'Alaotra et du haut Mangoro, qui peuvent être considérées comme de petites « rift valley ». Le fossé de l'Alaotra, où l'épaisseur du remblayage sédimentaire dépasse la centaine de mètres, est bordé par des pointements volcaniques.

Dans la zone axiale au Nord de Tananarive et le long de la falaise orientale à l'Est de Tananarive, les fractures subméridiennes prédominent : failles de l'Angavo, de l'Anjafy, du Mangoro, de la bordure Ouest de l'Andriamena, d'Andriba-Itasy, des Vavavato.

L'existence d'une grande faille longeant la côte Est, s'appuie sur la rectitude du rivage, l'apparition brusque de fortes profondeurs au-delà du plateau continental qui ne s'étend pas à plus de 25 km de la côte, et un gradient accentué de l'intensité de la pesanteur.

L'hypothèse d'une faille reportée sur les vieilles cartes et correspondant à l'escarpement des hautes terres, n'a pas été confirmée ; et il s'agit vraisemblablement d'une falaise d'érosion.

La couverture sédimentaire, constituée de formations allant du Karroo à l'Actuel, très développée sur le versant occidental, détermine une plate-forme tabulaire légèrement inclinée vers l'Ouest. La tectonique y est commandée par l'existence, à diverses périodes, de mouvements épirogéniques accompagnés d'une fracturation orientée suivant deux directions principales : direction N 20° E dite « côte Est » et direction N 15° W dite « Bongolava » et qui est celle de la côte Sud-Ouest (Tuléar) et Ouest (Maintirano). On soulignera ici la remarquable persistance, à travers l'histoire du Précambrien et du sédimentaire malgache, de ces directions de fracturations majeures.

Il est intéressant de noter dès maintenant, d'après des considérations géologiques (P. L. CLIQUET, 1957) que nous verrons plus loin dans l'exposé sur la géologie du bassin de Morondava, l'antériorité de la direction « Bongolava » par rapport à la direction « côte Est ». Étant donné que les failles des deux systèmes ont eu plusieurs phases d'activité, il n'est question que de l'âge relatif de leur première phase active.

La carte de la figure 3 (G. HOTTIN, 1972) montre nettement ces deux directions tectoniques majeures. *La forme même de l'île est commandée par ces deux directions.*

La direction du Bongolava est visible du cap Saint-André à Fort-Dauphin. Ainsi la falaise du Bongolava, longue de 400 km dont l'aspect morphologique est indépendant de la nature des roches, implique obligatoirement une origine tectonique. En outre, les dimensions d'accidents comme la côte Est ou le Bongolava sont telles qu'il est évident qu'ils affectent l'ensemble de l'écorce rigide. La nature tectonique serait donc, non pas le tassement de parties superficielles de la croûte, mais des mouvements d'ensemble de celle-ci dans sa recherche d'équilibre isostatique.

A ces deux directions principales N 20° E et N 15° W s'ajouterait selon KUTINA (1972) une troisième, N 8° W, déterminée à partir de l'observation de plusieurs amas de roches magmatiques d'âges différents au centre de l'île et d'un petit amas de syénites plus au Nord. Cet auteur considère cet axe comme un axe de réactivation magmatique qui traverserait le centre de Madagascar. Il correspondrait, soit à la direction d'une fracture profonde, soit à une zone de faiblesse de l'écorce que RAKOTONDRAINIBE (1977) retrouverait par l'étude des séismes locaux.

Cet accident géologique, non plus que cette direction n'apparaissent en gravimétrie.

Dans le bassin de Majunga, la tectonique est commandée par l'existence de deux lignes de flexure passant en profondeur à des failles importantes. La flexure côtière flanque la fosse de Majunga qui descend à plus de 7 000 m.

Le bassin de Morondava, séparé du précédent, comme nous l'avons déjà dit, par une remontée du socle, présente une tectonique beaucoup plus marquée par le jeu des grandes fractures. Le socle cristallin descend rapidement en marches d'escalier le long de la grande fracture du Bongolava et aussi le long des failles en échelon de la bordure Sud-Est du bassin. Les fractures de la période Karroo ont déterminé la formation des longues fosses de subsidence du Menabe et du Karroo. La faille de Tuléar est encore active avec un rejet de 200 m en surface qui augmente avec la profondeur jusqu'à 2 000 m. Elle est responsable de la formation de la fosse de Tuléar, profonde de plus de 7 000 m.

Plusieurs grosses intrusions ultrabasiques, parfois non affleurantes, ont suscité des soulèvements. C'est le cas à l'Est de Tambohorana où le groupe de la Sakamena, soulevé par les gabbros de Fonjay, réapparaît au milieu des couches isaliennes.

Les phénomènes volcaniques, qui ont débuté au Crétacé supérieur par de puissantes émissions fissurales, correspondent par la nature des séries émises à un type Pacifique normalement géosynclinal. Ce fait peut s'expliquer par la profondeur considérable intéressée par la tectonique cassante qui lui a donné naissance (8 000 à 12 000 m).

VI. Activité séismique à Madagascar

L'activité séismique à Madagascar est faible. Elle se manifeste par de nombreux petits séismes locaux, pour la plupart en relation avec des fractures ou failles (tassements ou jeux de faille) reconnues par la géologie et

enregistrés à l'observatoire de Tananarive, plus de 1 000 entre 1973 et 1975 selon RAKOTONDRAINIBE (1977). La magnitude ne dépasse pas 6. Les profondeurs des foyers, tout au plus à 40 km de profondeur, se situent donc dans la croûte ou à la base de celle-ci.

Une statistique des secousses ressenties, 267 séismes pour une période de 20 ans, soit 13,3 par an, donne un indice de sismicité, compté à la manière de ROTHE (E. ROTHE, 1946), de 2,2 pour 10 000 km² (France 4,0, Algérie 22).

Selon RAKOTONDRAINIBE (1977) les régions sismiques sont par ordre d'importance : le lac Alaotra, l'Ankaratra et l'Itasy, la vallée du Mangoro, la faille de la côte Est, les tampoketsa, Ambatofinandrahana, la faille de Ranomena-Ranotsara, les bassins sédimentaires de Morondava et Majunga.

La discontinuité de Mohorovicic sous Madagascar a été reconnue vers 35 km de profondeur (Bulletins de l'Académie malgache, 1958). RAKOTONDRAINIBE, en outre, distingue les régions à l'Ouest et à l'Est de Tananarive qui se caractérisent par des épaisseurs différentes des couches granitiques et basaltiques, avec des vitesses pour les Pg de 5,9 km/s, et pour les Pb de 6,7 km/s. A l'Ouest de Tananarive, RAKOTONDRAINIBE trouve : une couche granitique $H_1 = 16 \pm 2$ km, une couche basaltique $H_2 = 21 \pm 3$ km, soit une épaisseur de croûte de 37 km ; à l'Est, $H_1 = 14 \pm 2$ km, $H_2 = 19 \pm 3$ km, épaisseur de croûte de 33 km.

MESURES, CALCUL DES ANOMALIES ET PRÉCISION DES RÉSULTATS

I. Anomalie de Bouguer

1. DÉFINITION

Le premier document établi à partir des résultats des mesures est cartographié en « anomalies de Bouguer ».

On définit classiquement l'anomalie de Bouguer en un point par la différence entre ce que serait la gravité, si on supprimait la topographie (altitude et relief) et remplaçait la station par sa projection au niveau de la mer, et la valeur au point correspondant de la surface de l'ellipsoïde de référence. Elle est donnée par :

$$B = (G + Cz + T) - G_0$$

où :

G : Valeur observée de la pesanteur corrigée des erreurs instrumentales (dérive...) et des effets luni-solaires. Elle dépend de la valeur de la pesanteur choisie au point de départ du réseau de mesures.

Cz : Correction fonction de l'altitude de la station et de la densité des terrains.

T : Correction de relief qui tient compte des variations de la topographie autour de la station.

G₀ : Valeur théorique de la pesanteur au point de l'ellipsoïde de référence correspondant à la station.

Cette définition peut se résumer en disant que « la mesure de G a été réduite au niveau de la mer ». Mais si cette formule rend les mesures comparables entre elles, elle ne permet guère d'en dégager une interprétation physique.

On peut grouper les termes d'une façon différente, tout en obtenant une formule numériquement équivalente :

$$B = G - (G_0 - Cz - T)$$

Ce qui permet de considérer l'anomalie de Bouguer comme étant la différence de deux quantités : la première n'est autre que la mesure faite à la station, la seconde est la valeur de la pesanteur au même point d'un modèle obtenu en superposant à l'ellipsoïde la topographie affectée d'une densité convenable. La signification de l'anomalie de Bouguer se dégage alors sans ambiguïté : c'est l'influence gravimétrique des différences qui existent entre la terre réelle et le modèle. Le point d'application est la station et non plus sa projection sur l'ellipsoïde.

Dans la définition de l'anomalie de Bouguer figurent des termes correctifs dus à la topographie. Ce sont la correction Cz et la correction de relief T. La première correction est elle-même la somme de deux termes qui sont la correction à l'air libre C_{AL} et la correction de plateau C_p.

1.1. Correction à l'air libre : C_{AL}

Cette correction dite également de « Faye », ne tient compte que de la distance Z entre le point de mesure et le niveau de référence. Elle est positive si le point de mesure est au-dessus du niveau de l'ellipsoïde.

Son calcul approché (LEJAY, 1947) fait intervenir la latitude L du point de mesure et aboutit à l'expression :

$$C_{AL} = (0,308\ 57 + 0,000\ 21 \cos 2L) Z$$

en ne tenant pas compte des termes supplémentaires qui sont négligeables.

Les latitudes extrêmes pour cette étude sont 12° S et 26° S. La correction à l'air libre variant peu en fonction de la latitude, de 0,30876 Z à 0,30870 Z, nous avons adopté la valeur suivante dont l'approximation est suffisante :

$$C_{AL} = 0,3087 Z$$

1.2. Correction de plateau : C_p

Cette correction dite de « plateau » tient compte de l'attraction qu'exerce au point de mesure la couche horizontale de densité d , d'épaisseur Z , comprise entre le point de mesure et l'ellipsoïde. Cette correction, négative, est donnée par l'expression (en milligals par mètre) : $0,0419 d Z$.

Nous avons choisi la valeur 2,67 pour la densité, valeur communément admise pour représenter la densité moyenne de l'écorce ou au moins les premiers kilomètres de celle-ci. Nous verrons plus loin que cette valeur est satisfaisante. Dans ce cas, la correction de plateau s'exprime par :

$$C_{\text{plateau}} = -0,1119 Z \text{ milligals}$$

En réalité, cette correction n'est valable que pour des études locales, où on peut admettre que les masses lointaines agissent de même façon à toutes les stations. Pour des études portant sur de grandes étendues, la courbure de la Terre n'est plus négligeable et la correction précédente devrait être calculée pour un plateau sphérique.

Toutefois, nous n'avons pas calculé les corrections de plateau qui tiendraient compte de la courbure de la Terre. Cette correction de plateau sphérique n'aurait eu de raison d'être que si parallèlement on effectuait les corrections de relief. Or nous verrons que nous avons négligé ces corrections dans le calcul des anomalies de Bouguer pour Madagascar en en donnant toutefois un ordre de grandeur. De toute façon, le fait de négliger cette courbure influe peu sur la précision de calcul de l'anomalie de Bouguer eu égard aux autres erreurs, en particulier celles liées à la détermination de l'altitude comme nous le verrons plus loin.

Par contre, pour la réduction des mesures dans les *îles de l'archipel des Comores, Maurice et de la Réunion*, la correction de plateau a été calculée pour un plateau sphérique et nous verrons que nous avons été amené à choisir la valeur 2,9 pour la densité, valeur qui conduit à une corrélation minima entre les altitudes et les anomalies de Bouguer (fig. 8).

1.3. Correction de relief

On sait qu'outre la correction de plateau, il y a lieu de tenir compte des irrégularités du relief dont on cherche à compenser les effets par une « correction du relief ». Les creux et les bosses contribuent à une diminution de la pesanteur et la correction est pratiquement toujours positive. Elle se calcule à l'aide d'abaques et de tables.

Nous avons cependant négligé d'effectuer cette correction dans la détermination des anomalies de Bouguer relatives à Madagascar, son calcul pour des milliers de mesures aurait représenté une somme de travail disproportionnée aux objectifs d'un levé de reconnaissance.

Toutefois, en vue d'obtenir un ordre de grandeur, meilleur qu'une simple estimation, des corrections auxquelles on peut s'attendre compte tenu des conditions topographiques particulières, nous avons effectué ce calcul, comme nous le verrons plus loin, pour un certain nombre de stations caractéristiques (une cinquantaine environ).

Par contre, pour les autres îles, nous avons tenu compte de la correction de relief jusqu'à la zone O_2 (167 km autour de la station) dans le calcul des anomalies de Bouguer.

1.4. Anomalies de Bouguer et anomalies à l'air libre

La somme des trois corrections « air libre », « plateau » et « relief » constitue la correction de Bouguer qui conduit à la notion d'« anomalie de Bouguer » : différence en une station entre la valeur observée de la pesanteur et la valeur obtenue en ajoutant la correction de Bouguer à la valeur théorique de la pesanteur au point de l'ellipsoïde de référence correspondant à la station.

Si l'on ne tient compte que de la correction à l'air libre, on définit l'« anomalie à l'air libre ».

L'anomalie de Bouguer ainsi définie est calculée en chaque station. Du fait qu'aucun des facteurs dont elle dépend n'entraîne de variations discontinues, on peut interpoler ses valeurs entre les stations de mesure et tracer des cartes donnant ses valeurs sous forme de courbes « isogammes ». Le relief ne devant plus avoir d'influence sur la valeur déterminée, le tracé des courbes ne présentera aucune relation avec la topographie, à condition, du moins, que la densité ait été bien choisie.

L'anomalie de Bouguer jouit donc de la propriété de ne pas être en corrélation avec l'altitude de la station. Par contre, elle reste en corrélation étroite avec l'altitude régionale, ce qui nous amènera à considérer les « anomalies isostatiques » qui, elles, en sont pratiquement indépendantes.

L'anomalie à l'air libre et l'anomalie de Bouguer diffèrent de 0,1119 Z. L'anomalie de Bouguer ne présentant pas de corrélation avec le relief, il est clair que l'anomalie à l'air libre présente une telle corrélation. Il est donc impossible de tracer une carte des anomalies à l'air libre, ou du moins elle ne présenterait aucun intérêt, puisqu'elle ressemblerait à une carte topographique. Il suffit, d'ailleurs, de regarder les coupes gravimétriques sur lesquelles figure le relief correspondant pour voir la relation étroite entre ce relief et les anomalies à l'air libre.

Nous verrons plus loin que l'utilisation des anomalies à l'air libre A_{AL} se fait par l'intermédiaire des valeurs moyennes par zones (S. CORON, 1963), déterminées non pas en partant de la moyenne des valeurs des anomalies à l'air libre calculées pour chaque point, mais en considérant d'une part la valeur moyenne de l'anomalie de Bouguer et d'autre part la valeur moyenne de l'altitude pour la zone considérée et en appliquant la relation : $A_{AL} = A_{BM} + 0,1119 Z_m$.

Nous allons examiner successivement les différents facteurs qui interviennent dans le calcul de l'anomalie de Bouguer et sur sa précision.

2. MESURE DE LA PESANTEUR ET PRÉCISION

Les mesures de pesanteur effectuées avec des gravimètres sont des mesures relatives qui nécessitent donc la connaissance de deux éléments au départ :

- une valeur de référence de la pesanteur au point de départ du réseau de mesure ;
- une base d'étalonnage qui permet de définir en milligals l'échelle de lecture du gravimètre.

2.1. Station de référence

Les valeurs observées de la pesanteur, corrigées des erreurs instrumentales (dérive...) et de la marée lunaire sont calées sur les bases gravimétriques du réseau O.R.S.T.O.M. qui s'étend à l'Afrique, à Madagascar, à la Réunion et à l'île Maurice (DUCLAUX, MARTIN *et al.*, 1954). Établi en 1951 et 1952, ce réseau communément appelé réseau Martin a pour point fondamental Paris-Observatoire :

Pilier E, ancienne salle de pesanture, $g = 980\,943,00$ milligals. Cette valeur est définie dans le système classique dit de Potsdam basé sur la valeur observée de la pesanteur à Potsdam par KUHNNEN et FURTWANGLER en 1904 ($g = 981\,274$ mgal).

Bien qu'un nouveau système de référence dit IGSN 71 ait été préconisé par l'A.I.G. en 1971, et que nos mesures s'étendent jusqu'en 1974, nous sommes cependant resté dans l'ancien système de Potsdam pour une raison d'homogénéité (les premières mesures à Madagascar effectuées par le R.P. Louis CATTALA remontent à 1958).

Rappelons que le nouveau réseau international de la pesanteur a été adopté à l'occasion de l'Assemblée générale de l'UGGI à Moscou en 1971. Appelé « Réseau Gravimétrique International Unifié 1971 » ou « International Gravity Standardization Net 1971 » (Publication A.I.G., 1974), il a été établi par la compensation générale d'un réseau mondial constitué par un ensemble de mesures absolues (10), de mesures pendulaires (1 200) et de mesures au gravimètre (24 000).

D'autre part une nouvelle formule de référence a été adoptée par l'UGGI en 1967 :

$$G_0 = 978\,031,85 (1 + 0,005\,278\,895 \sin^2 L + 0,000\,023\,462 \sin^4 L)$$

Remarquons que si l'on veut utiliser le réseau IGSN 71 pour le calage des mesures, il faut également, pour être cohérent, calculer les valeurs d'anomalies avec la formule 1967.

On peut noter que la valeur de la pesanteur à la station de Tananarive-Arivotimamo aérodrome, n° 272 dans le réseau O.R.S.T.O.M. ($g = 978\,220,47$) devient, dans le nouveau réseau IGSN 71, sous le n° 39297 J,

$g = 978\,202,42$ mgal, soit une différence de 18,05 milligals. Cette différence provient non seulement de l'écart entre le système de Postdam et IGSN 71 (à Paris E, 14,71 mgal), mais aussi de la différence d'étalonnage entre le système O.R.S.T.O.M. et IGSN 71, soit 1,227/1 000, qui donne 3,34 mgal pour un écart de 2 722,53 mgal entre Paris E et Tananarive-Arivotimamo.

D'ailleurs la conversion des valeurs de g du réseau O.R.S.T.O.M. (système de Potsdam) dans le nouveau système IGSN 71 peut se faire facilement en appliquant la formule :

$$G_{\text{IGSN 71}} = G_{\text{ORSTOM}} - 17,696 + 1,227 \cdot 10^{-3} (G_{\text{ORSTOM}} - 978\,500,00)$$

Cette formule a été établie par le Bureau Gravimétrique International dans son souci d'homogénéiser les résultats des divers levés gravimétriques effectués en Afrique (B.G.I., 1976).

Notons cependant que s'il est nécessaire de retrancher 18,05 mgal à la *valeur de la pesanteur* — système de Potsdam — à la station précédemment citée pour passer dans le nouveau système IGSN 71, il suffit d'ajouter 3,64 mgal à la *valeur de l'anomalie de Bouguer* en ce point pour la rapporter au nouveau système de référence (géodésique 1967 et IGSN 71). La correction qui est à ajouter aux valeurs de l'anomalie de Bouguer varie du Nord au Sud de Madagascar de 1,9 à 4,5 mgal.

2.1.1. Stations du réseau O.R.S.T.O.M.

Pratiquement toutes les bases ci-dessous établies par J. MARTIN ont été utilisées comme stations de référence :

Madagascar		
N° 272	TANANARIVE-ARIVONIMAMO aérodrome (1)	$g = 978\,220,47$ mgal
273	TANANARIVE-ARIVONIMAMO contrôle	220,59
274	TANANARIVE-IVATO aérodrome	245,62 (repères disparus, station remplacée par 274 - 1)
275	TANANARIVE Observatoire	226,35
276	TANANARIVE-IRSM	248,13
277	TANANARIVE Palais de la Reine	213,74
278	TANANARIVE Collège Saint-Michel	251,98
279	MORONDAVA aérodrome	736,04 (repères disparus)
280	TULEAR aérodrome	888,18 (peu accessible)
281	FORT-DAUPHIN aérodrome	962,02 (repères disparus, station remplacée par 281 - 1)
283	FORT-DAUPHIN météo	953,32 (devenue gendarmerie)
Ile de la Réunion		
N° 284	LA RÉUNION-GILLOT aérodrome	$g = 978\,940,20$ (repères disparus)
285	SAINT-DENIS station astro.	846,97 (repères disparus)
286	PORT DES GALETS église	934,56
287	POINTE DU CHÂTEAU	958,18
288	SAINT-PIERRE station astro.	947,70 (repères disparus)
289	PLAINE DES CAFRES église	695,71
290	SAINT-BENOÎT église	943,81
Ile Maurice		
N° 291	PLAISANCE aérodrome	$g = 978\,869,07$
293	PORT-LOUIS	928,01

Rappelons que les valeurs des stations du réseau Woollard cité plus haut sont :

Madagascar		
WA 9006	— ARIVONIMAMO airport (station pratiquement identique à la station O.R.S.T.O.M. n° 272).	978 216,6
Ile Maurice		
WA 9007	— Airport (équivalente à la station IGSN 71, n° 42 707 J, 978 852,21 mgal)	978 866,6

(1) IGSN 71, n° 39 297 J, valeur : 978 202,42 mgal

A Madagascar, l'accès à certaines des stations n'était pas facile. D'autres ont vu leurs repères d'identification disparaître (bases 274, 279, 281...). Ainsi la base 274 est celle de l'aéroport de Tananarive-Ivato situé à 17 km de la ville, qui a été aménagé pour devenir aéroport international en remplacement de celui d'Arivonimamo situé trop loin de la ville (50 km).

Aussi avons-nous établi de nouvelles bases à Tananarive et Fort-Dauphin à partir de bases encore existantes du réseau O.R.S.T.O.M. Ces nouvelles bases, proches des anciennes, s'intègrent donc tout naturellement dans le réseau O.R.S.T.O.M., avec sensiblement la même précision, d'autant plus que le gravimètre utilisé a été étalonné entre deux stations O.R.S.T.O.M.

Ces nouvelles bases sont :

274-1 TANANARIVE-IVATO aéroport (entrée)	$g = 978\ 246,87$ mgal
281-1 FORT-DAUPHIN aéroport, salle météo	$g = 978\ 961,66$ mgal

Une autre base, plus pratique pour notre usage que la station 276 Tananarive-IRSM, a également été établie :

276-1 TANANARIVE-TZIMBAZAZA (ancien centre O.R.S.T.O.M.)	$g = 978\ 252,66$
----------------------------------------------------------	-------------------

C'est cette station qui a servi de point de départ à nos levés gravimétriques à Madagascar.

Ces trois stations, ainsi que celles du réseau complémentaire ci-dessous, sont décrites dans la notice explicative n° 79, O.R.S.T.O.M. Paris 1978.

2.1.2. Stations du réseau complémentaire

Pour déterminer la dérive des gravimètres travaillant sur de grandes distances, le nombre des stations du réseau O.R.S.T.O.M. était insuffisant. En particulier il n'existait aucune base dans toute la partie Nord de la Grande Ile. Aussi, pour obtenir un levé homogène pour tout Madagascar, il a été nécessaire d'établir un réseau secondaire complétant le réseau O.R.S.T.O.M., appuyé sur celui-ci et ayant sensiblement sa précision. Ces nouvelles bases ont été implantées aux aérodromes, les liaisons avec Tananarive ayant été assurées par avion.

Étant donné que ces stations ont été établies avec le gravimètre « North American » n° 73, étalonné entre deux stations du réseau « Martin », on peut admettre qu'elles s'intègrent naturellement à celui-ci.

Ces stations sont :

A Madagascar

ANTSOIHY aérodrome	$g = 978\ 342,78$ milligals
DIEGO-SUAREZ aérodrome	306,54
MAJUNGA aérodrome	431,20
MANANJARY	800,60
NOSY-BE aérodrome	383,23
SAMBAVA aérodrome	451,21
TAMATAVE aérodrome	591,07

Aux Comores

Les bases gravimétriques des îles de l'archipel des Comores ont été effectuées au cours d'une campagne de recherches océanographiques du N.O. « Vauban » de l'O.R.S.T.O.M. dans la région des Comores en octobre-novembre 1973 et à l'occasion de laquelle il nous a été possible de faire quelques mesures gravimétriques dans les différentes îles.

Les bases sont les suivantes :

DZAUDZI A, port	$g = 978\ 510,1$ milligals
DZAUDZI B, aérodrome	500,7
MORONI, aérodrome	406,5
MUTSAMUDU, port	498,6

Les valeurs de la pesanteur aux stations de base du réseau complémentaire à Madagascar ont été établies avec une précision de 0,03 mgal sauf celles de Mananjary et Nosy-Bé dont la précision n'est que de 0,05. En ce qui concerne les bases aux Comores, la précision est de 0,1 mgal.

cision du réseau de bases seront donc au plus de $-0,3$ mgal vers les valeurs inférieures à 978,250 (altitude plus forte ou latitude plus faible) et $+0,9$ vers les valeurs supérieures.

2.4. Erreur sur le coefficient d'étalonnage

L'imprécision sur le réseau de bases entraîne donc une erreur sur le coefficient d'étalonnage du gravimètre NA 73 qui a été utilisé pour effectuer nos mesures.

Cependant, il faut noter une autre cause d'erreur qui a affecté nos mesures et qui est une erreur propre à notre travail : *c'est la variation du coefficient d'étalonnage au cours du temps.*

C'est un phénomène qui, malheureusement, n'a pu être mis en évidence qu'à la fin de nos travaux et il était difficile de reprendre tous nos calculs.

2.4.1. Variation du coefficient d'étalonnage du gravimètre NA 73

Trois étalonnages seulement sur la base Tananarive-Fort-Dauphin ont pu être effectués au cours de nos travaux qui s'étendent de 1966 à 1974.

Le premier, en février 1968, avait donné comme coefficient 2,1103. C'est cette valeur qui a servi pour calculer les résultats de nos mesures de 1966 à 1969.

En 1969 le fonctionnement du gravimètre a commencé à être défectueux. Des sauts (« Jumping ») dans les lectures devenant de plus en plus fréquents, une révision du gravimètre s'imposait et il a été réexpédié en France en juin 69 à la C.G.G. (Compagnie Générale de Géophysique) pour une remise en état.

Au retour de l'appareil à Madagascar, un nouvel étalonnage effectué sur Tananarive-Fort Dauphin en janvier 70 a donné comme coefficient 2,1066. La différence avec la valeur déterminée en 1968 avait été attribuée à ce moment aux opérations de révision en France.

C'est à partir de ce coefficient 2,1066 qu'ont été obtenus les résultats des mesures faites entre 1970 et 1974.

Un troisième étalonnage a été effectué à la fin de nos travaux en février 1974 sur la base Tananarive-Fort Dauphin pour un ultime contrôle. Cet étalonnage a conduit à la valeur 2,0969.

En constatant la diminution progressive du coefficient d'étalonnage, nous avons été amené à reconsidérer la constance, jusqu'alors admise, du coefficient d'étalonnage du gravimètre.

En portant sur un graphique (fig. 4) les trois valeurs du coefficient en fonction du temps, on observe qu'elles s'alignent sensiblement. Pour s'assurer de la réalité de cette « dérive » du coefficient d'étalonnage, nous avons repris les déterminations des bases d'*Antsohihy* et *Majunga* du réseau complémentaire qui avaient été réoccupées deux fois à plusieurs mois d'intervalle.

Les différences, de l'ordre de 0,2 mgal, qui avaient été observées entre deux liaisons sur une même base, avaient été attribuées à l'époque aux mesures et on avait pris la moyenne.

Considérons par exemple la base d'Antsohihy :

La liaison Tananarive-Antsohihy a été effectuée par deux fois : les 3 janvier 1971 et 10 octobre 1972, soit à 22 mois d'intervalle. Les différences de lectures observées, corrigées de la dérive et de l'effet luni-solaire, ont été respectivement de 42,81 et 42,92 divisions. Le coefficient d'étalonnage 2,1066, adopté alors, donnait donc une différence de pesanteur de 90,18 et 90,42 mgal (écart de 0,24 mgal), soit une moyenne de 90,30.

Considérons maintenant comme coefficient d'étalonnage les valeurs lues sur la droite moyenne telle qu'elle est définie sur la fig. 4 et correspondant aux époques de mesure.

Pour la première liaison (03.01.71) le coefficient serait de 2,1044. La différence de lecture de 42,81 divisions donne une différence de g de 90,09 mgal.

A la deuxième liaison (10.10.72) correspond un coefficient de 2,1004, ce qui nous donne une différence de g de 90,15 mgal, pour une différence de lecture de 42,92.

La différence entre les deux liaisons n'est donc plus que de 0,06 mgal.

On voit immédiatement que si l'on admet une « dérive » du coefficient d'étalonnage, on améliore considérablement les mesures, l'écart entre les deux liaisons passant de 0,24 à 0,06 mgal.

On est ainsi conduit à adopter pour la différence de g entre Tananarive et Antsohihy la valeur moyenne de 90,12 mgal.

En adoptant cette valeur comme différence de pesanteur entre Tananarive et Antsohihy, on peut déterminer réciproquement les coefficients d'étalonnage tels qu'ils auraient dû être en considérant les différences de lectures observées. Ainsi ce coefficient devient 2,1051 pour la première liaison et 2,0997 pour la deuxième.

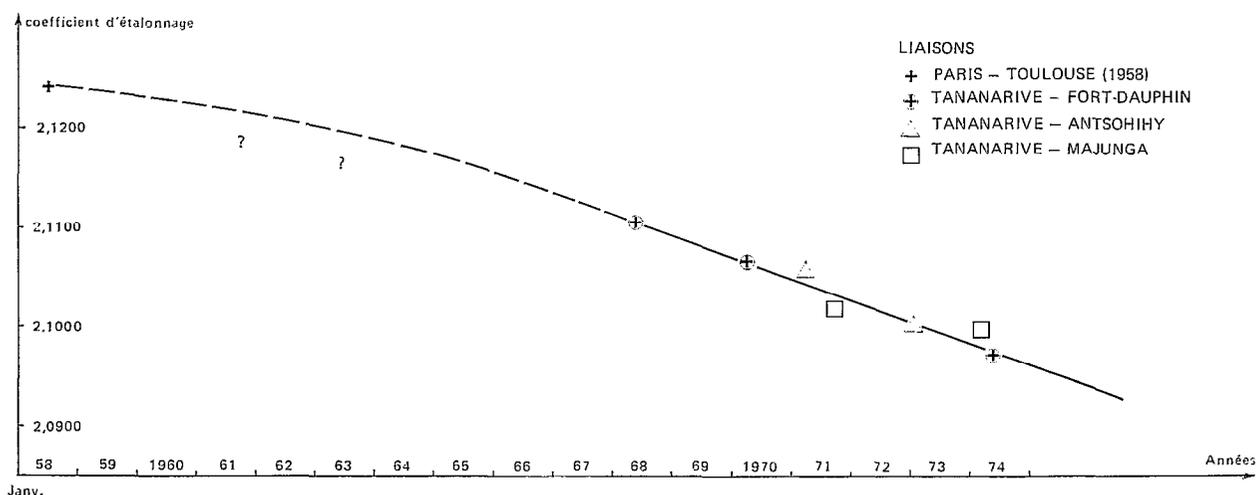


FIG. 4. — Variation du coefficient d'étalonnage du gravimètre NA 73 en fonction du temps

En opérant de même pour les liaisons effectuées sur Majunga les 25 juin 1971 et 14 décembre 1973, soit à 30 mois d'intervalle, on en déduit pour ces époques les coefficients 2,1017 et 2,0995.

En reportant ces quatre valeurs sur le graphique, on constate bien une diminution sensiblement linéaire du coefficient d'étalonnage.

Notons également qu'un étalonnage de ce gravimètre avait été effectué sur la base Paris-Toulouse par J. MARTIN en mars 1958. Ce dernier en avait déduit la valeur 2,1240. Cette valeur, reportée sur la fig. 4 pourrait confirmer cette variation du coefficient d'étalonnage.

Si l'on admet cette variation du coefficient d'étalonnage du gravimètre, les résultats des mesures, calculées avec le coefficient constamment égal à 2,1066, seront donc entachés d'une erreur augmentant avec le temps.

S'il était opportun de recalculer les valeurs de la pesanteur aux bases du réseau complémentaire en considérant le coefficient d'étalonnage lu sur le graphique à la période correspondant à la liaison (ce sont ces valeurs qui ont été adoptées pour le réseau de bases cité plus haut), nous n'avons pas cru indispensable de reprendre les calculs pour les autres stations, compte tenu de l'utilisation des résultats de nos mesures, l'objectif principal étant l'établissement d'un réseau à larges mailles visant aux études de géodésie et de géologie profonde. Nous verrons dans le calcul des anomalies que la principale cause d'erreur provient de l'imprécision sur la détermination des altitudes et l'erreur qui en résulte est beaucoup plus importante que celle liée à la valeur adoptée pour le coefficient d'étalonnage.

Chiffrons cependant l'erreur que nous avons pu commettre en ayant conservé le coefficient 2,1066 de 1970 à 1974.

Les mesures au début de l'année 1971 ont été effectuées dans le Sud de Madagascar. A cette période correspondrait un coefficient moyen de 2,104. Les écarts de g observés étant d'environ 500 mgal, les résultats obtenus sont entachés d'une erreur de près de 1 mgal. De même pour le Nord de Madagascar, où les mesures ont été faites de fin 72 à début 73 (pas de mesures entre fin 71 et début 72). Les écarts de g n'y atteignant que 300 mgal et le coefficient moyen qu'il aurait fallu adopter étant de 2,100, l'erreur est également de 1 mgal.

Les levés aux îles de l'archipel des Comores, Maurice et de la Réunion ont été effectués avec le gravimètre Worden n° 600 et ne sont donc pas entachés de cette erreur.

A l'île Maurice et à la Réunion, les mesures sont calées sur le réseau O.R.S.T.O.M. et aux Comores les mesures sont calées sur les bases du réseau complémentaire corrigées de la dérive du coefficient d'étalonnage du gravimètre NA 73.

2.5. Précision sur les mesures de la pesanteur

En plus des erreurs résultant d'une part du réseau de bases et, d'autre part, de l'étalonnage comme nous venons de le voir, il existe des erreurs qui dépendent de la façon dont les levés sont effectués.

Si sur certains itinéraires les recouvrements étaient nombreux, sur d'autres ils pouvaient être très espacés.

Les réoccupations nombreuses permettent une bonne évaluation de la dérive. On peut noter que celle du gravimètre NA 73 n'a jamais été forte et qu'elle restait relativement régulière malgré l'état souvent défectueux des pistes. L'erreur accidentelle a été estimée à partir de la dispersion des mesures aux stations réoccupées et ne doit pas dépasser $\pm 0,2$ à $0,3$ mgal.

Sur les itinéraires où les recouplements étaient rares, on peut admettre, par suite de la régularité constatée de la dérive, que l'erreur sur les mesures reste du même ordre de grandeur.

Conclusion concernant l'erreur sur la valeur observée de la pesanteur

En dehors de l'erreur systématique qui est celle attribuée au réseau de bases O.R.S.T.O.M. indépendante de nos mesures et dont nous ne tiendrons pas compte, l'erreur principale proviendra de la diminution progressive du coefficient d'étalonnage, dont il n'a pas été tenu compte si ce n'est pour la détermination des bases complémentaires. Cette erreur varie en fonction du temps écoulé depuis janvier 70 et de la différence de pesanteur observée. Elle peut atteindre 1 mgal dans les plus mauvaises conditions. La précision finale sur la valeur de la pesanteur peut être estimée à 1,3 mgal, en tenant compte de l'erreur liée aux conditions du levé.

3. PESANTEUR THÉORIQUE ET SA PRÉCISION

On a vu que le calcul de l'anomalie de Bouguer nécessite, d'une part, la détermination de la pesanteur à la station, et d'autre part, la connaissance de la valeur de la pesanteur théorique G_0 , au point correspondant de l'ellipsoïde de référence.

La formule internationale de 1930 donne la valeur de G_0 en fonction de la latitude :

$$G_0 = 978\,049 (1 + 0,005\,288\,4 \sin^2 L - 0,000\,005\,9 \sin^2 2L)$$

La précision avec laquelle on connaîtra la valeur de la pesanteur théorique G_0 dépendra donc de la précision sur la détermination de la latitude.

A la latitude moyenne de notre levé (19° S), une erreur de l'ordre de 200 m (environ $0,1'$) sur la latitude entraîne une erreur de 0,1 milligal).

De bonnes cartes couvrent l'étendue des zones où nous avons effectué des levés gravimétriques : cartes à 1/100 000 pour Madagascar et l'île Maurice, à 1/50 000 pour les îles des Comores et de la Réunion. Il était donc facile de repérer les stations sur les coupures de ces cartes et de lire les coordonnées à mieux que le dixième de minute. L'erreur introduite sur G_0 est faible et ne dépasse pas 0,05 mgal. Cependant quelques coupures à 1/100 000 de Madagascar étaient anciennes (d'ailleurs en cours de révision) et pour les stations situées sur ces coupures l'imprécision peut atteindre 0,1 mgal.

4. CORRECTION DE BOUGUER ET SA PRÉCISION

On a vu précédemment que la correction de Bouguer est la somme des corrections à l'air libre, de plateau et de relief.

Les deux premières corrections se réduisent à $0,1968 Z$ si l'on choisit la valeur 2,67 comme densité de plateau. C'est donc l'imprécision sur la détermination de l'altitude qui réglera l'importance de l'erreur sur ces corrections.

4.1. Détermination des altitudes

On peut distinguer deux cas bien différents selon que les stations ont été effectuées ou non sur des itinéraires suivis par le Nivellement Général. Pour les mesures autres que celles qui ont été faites auprès d'un repère du Nivellement Général, les altitudes ont été déterminées par nivellement barométrique.

A Madagascar les altitudes des stations gravimétriques relèvent pour la plupart du nivellement barométrique. A la Réunion, les altitudes des stations ont presque toutes été obtenues d'après le Nivellement de Précision. A l'île Maurice uniquement par nivellement barométrique, ainsi qu'aux îles de l'archipel des Comores où, pour quelques rares stations, les altitudes ont été lues sur les cartes topographiques par interpolation entre les courbes de niveau qui sont de 20 en 20 m (la précision sur l'altitude de ces stations est alors de l'ordre de 10 m).

4.1.1. Itinéraires du nivellement général de précision

En dehors de l'erreur systématique qui est celle du Nivellement Général et que nous ne discuterons pas, on distinguera deux catégories d'erreur sur l'altitude selon que les stations sont à proximité d'un repère de nivellement ou entre deux de ces repères.

Pour les stations proches d'un repère, l'erreur est minime et pourrait même être absolument négligeable si nécessaire. Pour les stations situées entre deux repères (distants en général de 4 à 5 km), l'altitude de la station est interpolée à l'aide d'un altimètre entre ces repères. L'erreur sur l'altitude de ces stations est inférieure à 3 mètres, soit 0,6 mgal.

4.1.2. Itinéraires nivelés barométriquement

Si la pression ne variait qu'en fonction de l'altitude, les méthodes opératoires seraient simples. Mais on sait que la pression varie selon les heures de la journée (« marée barométrique ») et en fonction des conditions climatiques locales.

Pour éliminer les effets de la marée barométrique, on a procédé de la façon suivante : en chaque station on note l'altitude lue sur un altimètre et l'heure de la mesure. La différence entre la valeur de cette altitude et celle du point de départ est corrigée de la valeur de la marée barométrique à l'heure de la mesure. Pour évaluer cette correction, qui peut atteindre une cinquantaine de mètres (en moyenne une trentaine), on a utilisé, soit les mesures au baromètre faites à intervalles réguliers dans les stations du Service Météorologique de Madagascar les plus proches de la zone de travail (stations marquées d'un « M » sur les figures 5 et 6), soit les lectures faites à intervalles réguliers, d'un deuxième altimètre installé provisoirement dans la région à étudier (ces stations sont marquées d'un « m »).

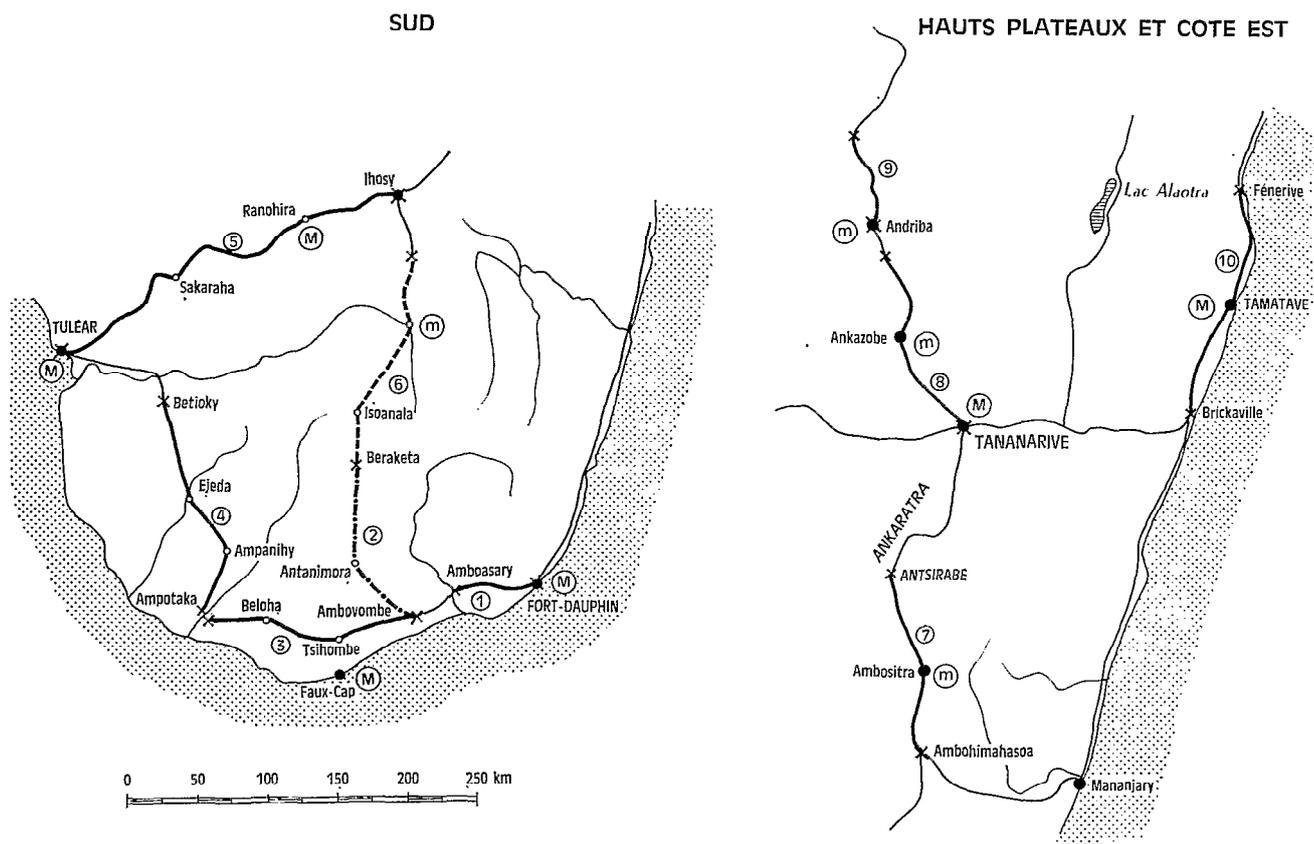


Fig. 5. — Itinéraires du Nivellement Général de Précision doublés par le nivellement barométrique dans le sud et sur les Hauts-Plateaux et la côte Est de Madagascar

Cela suppose la constance régionale de la marée barométrique.

En réalité, si au point de départ l'altitude indiquée par l'altimètre est l'altitude vraie à une constante près, au point d'arrivée, cette constante n'est plus la même, et on a une sorte d'« erreur de fermeture ». L'écart observé provient essentiellement du gradient barométrique dû au fait que l'atmosphère est en général en déséquilibre.

En supposant les courbes isobares régulièrement espacées, on peut assimiler l'écart de fermeture à une sorte de « dérive » régulière que l'on peut répartir linéairement en fonction de la distance en tenant compte, bien entendu, des différences entre les lectures répétées à la même station à l'arrivée et au départ des arrêts : halte de midi (Hm) et halte de nuit (Hn), différences pouvant atteindre plusieurs mètres (fig. 6).

Il semble plus difficile, même impossible, d'éliminer les variations des conditions atmosphériques locales.

Pour estimer les irrégularités du gradient barométrique dues à des dépressions ou surpressions localisées dans les zones traversées, il eût été nécessaire de disposer de plusieurs postes dans ces zones en plus des postes fixes encadrant la zone de travail, ce qui, par la même occasion, aurait amélioré l'évaluation de la marée barométrique. Malheureusement il ne nous a pas été possible de disposer de tels postes et c'est la méthode du cheminement simple (un altimètre ou un baromètre à poste fixe et un altimètre itinérant) qui a été utilisée pour la détermination de l'altitude de nos stations.

Il ne nous a pas été possible d'employer la méthode du cheminement par « saute-mouton », lourde et lente qui nécessite deux altimètres itinérants.

4.1.3. Appareils utilisés

Les appareils utilisés ont été des altimètres « Wallace & Tiernan ». Leur échelle de lecture est de 1 800 m et, gradués de 5 en 5 mètres, ils permettent d'apprécier le mètre. L'erreur instrumentale est faible (pratiquement pas de coefficient de température) et de toute façon négligeable devant l'erreur importante provenant du principe même du nivellement barométrique.

4.1.4. Détermination expérimentale de l'erreur

A Madagascar, par suite du relief tourmenté et de la proximité des zones de perturbations, il était à craindre que la détermination des altitudes par le nivellement barométrique donne lieu à des erreurs bien plus importantes que pour les mesures analogues effectuées en Afrique, et peut-être même prohibitives. En effet, en Afrique, on pouvait raisonnablement supposer que les erreurs dues au nivellement barométrique seraient faibles dans les régions sahéliennes et sahariennes où s'effectuaient la majeure partie de nos levés, les pressions atmosphériques y étant remarquablement stables sur de grandes étendues et le relief relativement peu accidenté. Il en découlait un gradient faible et surtout régulier. Effectivement, l'erreur, estimée expérimentalement, s'était montrée faible : de 3 à 5 m en valeur relative et 10 à 12 m en valeur absolue.

Aussi, dès le début de nos levés à Madagascar, nous nous sommes attaché à vérifier expérimentalement la précision de la méthode en opérant, comme en Afrique, sur des itinéraires du Nivellement de Précision de l'Institut Géographique National. Il n'était pas question de discuter rigoureusement de la précision de la méthode de nivellement barométrique basée sur la formule de Laplace, qui, par son principe même, n'a qu'une précision limitée. Cette formule fait intervenir outre la pression du lieu, des températures corrigées s'exprimant à partir de la température sèche et de la tension de vapeur d'eau, elle-même déterminée à partir des températures sèche et humide. Il faut également connaître la loi de distribution des températures en fonction de l'altitude qui ne peut être connue que de façon approchée.

Il nous a donc semblé illusoire de prendre en considération tous ces facteurs qui n'auraient fait que compliquer les calculs sans pour autant être assurés que cela nous donnerait une meilleure précision, d'autant que la détermination de nos altitudes n'était faite que par cheminement simple.

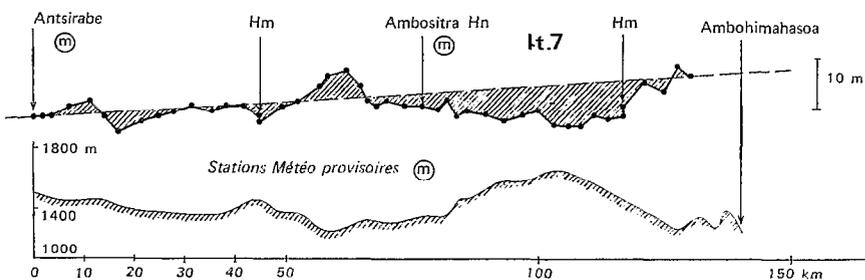
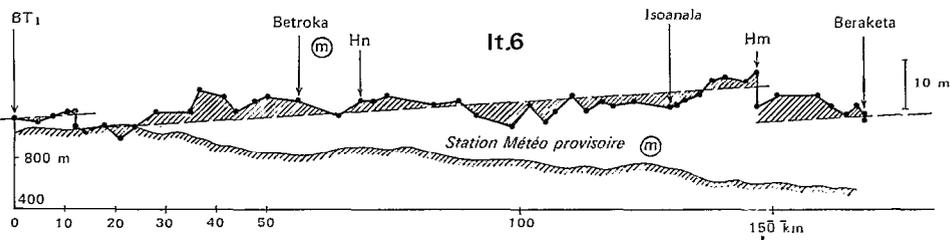
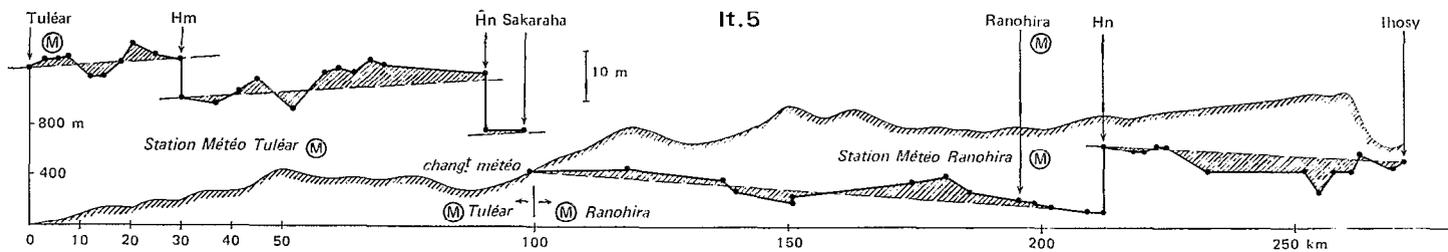
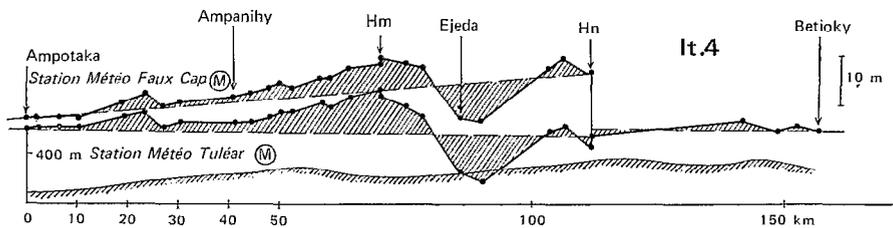
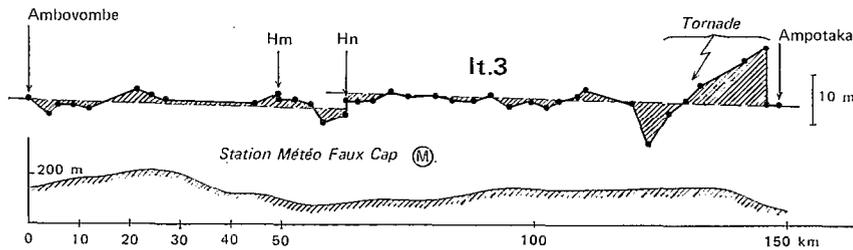
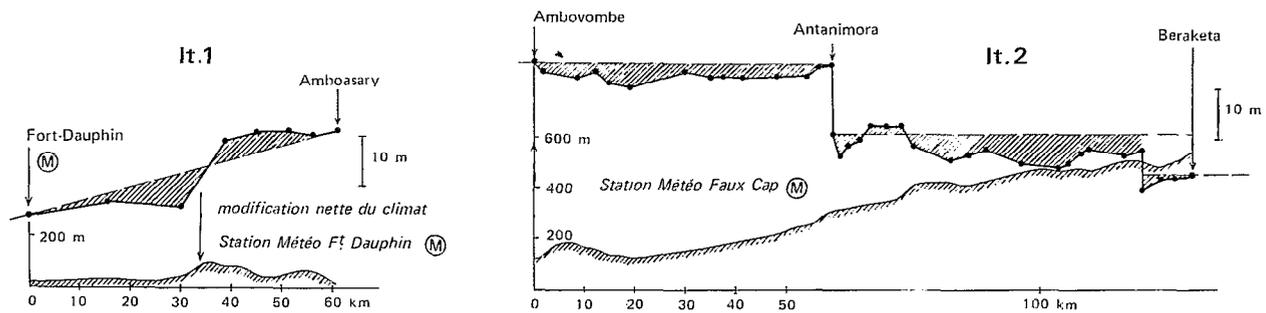
La détermination expérimentale de l'erreur a été effectuée en stationnant auprès de tous les repères rencontrés sur près de 2 500 km d'itinéraires du Nivellement Général de Précision. L'erreur sera donc l'écart entre l'altitude déterminée par nivellement barométrique et l'altitude donnée par le Nivellement Général.

Quelques exemples de ces itinéraires sont représentés (en gras) sur la figure 5. Ils sont situés, soit en bordure de mer, soit partant du bord de mer vers l'intérieur, soit entièrement à l'intérieur du pays sur les hauts plateaux. Il faut rappeler que la mer n'est jamais à plus de 300 km d'un point quelconque de la Grande Ile.

Sur les profils de la figure 6, on a porté en ordonnée l'écart entre l'altitude barométrique observée, corrigée de la marée mais non de la *dérive*, et l'altitude vraie des points d'altitude connue. En abscisse, la distance à partir du point de départ de l'itinéraire. En dessous est porté le profil topographique, afin de mettre en évidence d'éventuelles corrélations avec les variations de cet écart. La « dérive » figure en tirets.

L'ordre de grandeur de l'erreur que l'on commet sur l'altitude déterminée par nivellement barométrique est la différence entre la valeur au point que représente l'écart ci-dessus défini, et la valeur au point de la « dérive », de même abscisse.

On constate que l'erreur relative entre deux points qui seraient distants en moyenne de 4 km pour les stations gravimétriques dépasse rarement 3 mètres, mais que, de même qu'en Afrique, on observe des erreurs régionales



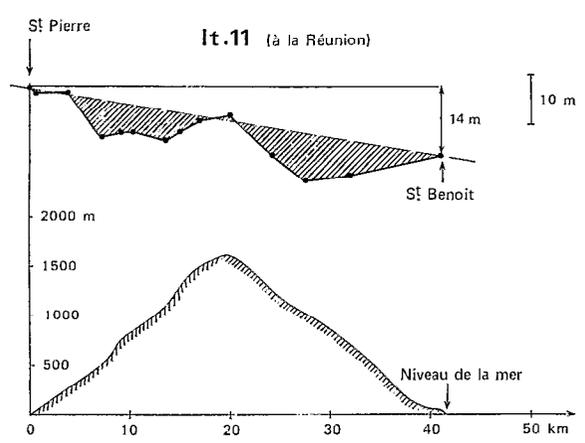
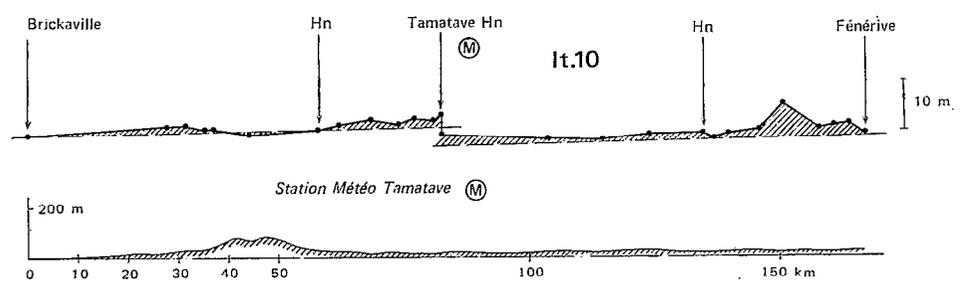
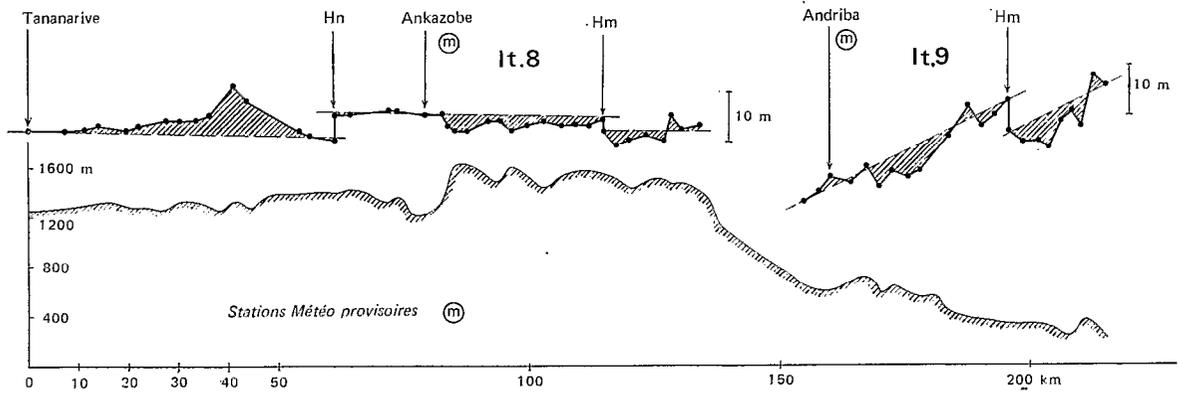


FIG. 6. — Écart entre altitudes barométriques et celles du Nivellement Général de Précision et profil topographique correspondant à l'itinéraire suivi. L'erreur, figurée en grisé, est la différence entre le point qui représente l'écart et le point de la « dérive » de même abscisse. M : station météorologique du Service Météorologique National; m : station météorologique implantée provisoirement

s'étendant sur plusieurs dizaines de km et pouvant atteindre une dizaine de mètres, exceptionnellement une quinzaine. Ces exceptions se sont produites lors de levés faits en novembre, au début de la saison des pluies. On s'est donc abstenu de faire du nivellement barométrique en période de pluies et d'orages.

L'itinéraire 1 (fig. 6) met en évidence le net changement des conditions climatiques que l'on observe au passage des chaînes Anosyennes, à l'Ouest de Fort-Dauphin : il est connu qu'au passage du petit col, le climat se modifie de façon brutale et l'aridité fait suite aux influences océaniques. Malgré cela, en considérant la variation de l'écart entre Fort-Dauphin et Amboasary comme une « dérive », l'erreur observée ne dépasse pas 6 mètres.

Les itinéraires 3 et 4 montrent l'erreur importante que l'on peut commettre en période d'orage (12 m vers Ampotaka et Ejeda). L'itinéraire 4 montre de plus que les erreurs sont du même ordre que l'on prenne les enregistrements barométriques de Faux-Cap ou de Tuléar. Ce que l'on observe, c'est la variation du gradient entre les stations où sont effectués les enregistrements.

L'itinéraire 9 (fig. 6) montre une variation importante du gradient barométrique. Les conditions climatiques passent de celles des hauts plateaux à celles bien différentes de la côte Nord-Ouest (région de Majunga).

Un autre exemple est donné par un itinéraire traversant l'île de la Réunion (It. 11, fig. 6). Comme l'indique le profil topographique, les altitudes passent de 0 (niveau de la mer) à 1 600 mètres pour revenir à 0, le tout en moins de 50 km d'une côte à l'autre. On sait, de plus que les conditions climatiques sont très différentes sur les côtes Ouest et Est (côte « sous le vent » et côte « au vent »). La correction des variations de la pression au cours de la journée a été évaluée à l'aide des barogrammes des stations de la Météorologie Nationale à la Réunion : Saint-Denis Gillot et Saint-Pierre Terre-Sainte. On voit que les différences entre les altitudes obtenues par la méthode barométrique et les altitudes vraies du Nivellement de Précision de l'I.G.N. ne dépassent pas 10 m. Cet écart, qui pourrait paraître important, est cependant acceptable étant donné les conditions atmosphériques qui varient considérablement et rapidement d'une côte à l'autre.

Les itinéraires qui sont représentés sur ces figures correspondent à des régions très différentes les unes des autres et ont été effectués dans des conditions météorologiques très variées. On peut admettre que ces résultats sont significatifs.

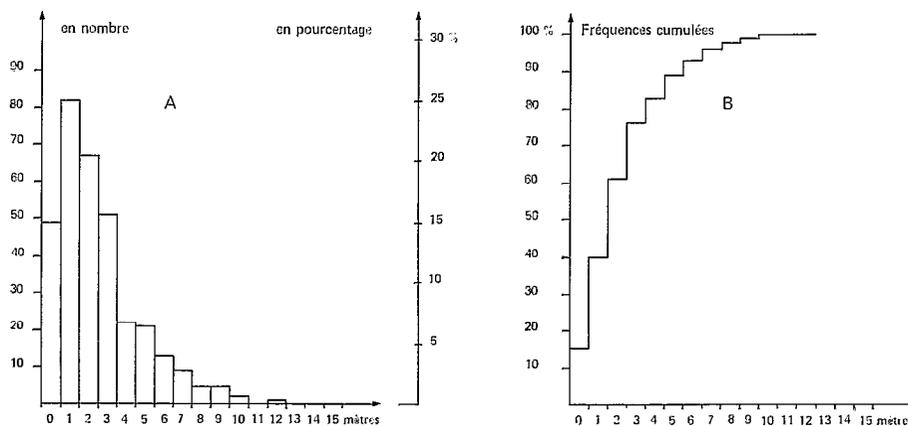


FIG. 7. A : Histogramme des stations ayant le même écart (x) mètres entre les altitudes par nivellement barométrique et celles du Nivellement général de Précision, en nombre et en pourcentage sur un total de 327 stations ; B : fréquences cumulées du nombre de stations ayant un écart inférieur ou égal à (x) mètres

Une autre manière de présenter ces résultats et qui les résume assez bien, est de considérer l'histogramme des stations ayant le même écart absolu entre altitude vraie et altitude barométrique (fig. 7). L'histogramme en nombre de stations et en pourcentage (7, A), pour un total de 327 stations comparées, montre que la majorité des points présentent un écart inférieur ou égal à 3 m. La figure 7, B qui représente les fréquences cumulées indique que l'on a une *erreur inférieure ou égale à 5 m*, ce qui correspond à une erreur de 1 mgal sur l'anomalie de Bouguer, pour 90 % des stations nivelées barométriquement.

L'étude expérimentale de l'erreur commise sur la détermination des altitudes par la méthode du nivellement barométrique telle que nous venons de l'exposer nous conduit à admettre le même ordre de grandeur de l'erreur sur l'altitude des stations d'itinéraires nivelés uniquement par la méthode barométrique, mais qui, bien entendu, s'appuie au départ et à l'arrivée sur des points d'altitude connus.

Conclusions

La comparaison des altitudes déterminées par nivellement barométrique à celles du Nivellement Général, nous amène à admettre que les altitudes des stations des itinéraires nivelés barométriquement sont données avec :

- une erreur relative entre deux points voisins inférieure à 5 m, soit 1 milligal ;
- une erreur absolue sur un point ou un ensemble de points inférieure à 10 m, exceptionnellement 15 m, soit 3 milligals.

Les erreurs régionales de 10 à 15 m, peuvent donc donner lieu à des anomalies artificielles de 2 à 3 milligals. Il n'y aura donc pas lieu de tenir compte des anomalies de cet ordre de grandeur.

4.2. Influence des facteurs autres que l'altitude

En dehors de l'influence prépondérante de l'erreur sur l'altitude dans le calcul de l'anomalie de Bouguer, il reste à voir l'influence de l'utilisation d'un coefficient constant pour le calcul du terme de plateau et du choix de la densité.

4.2.1. Coefficient constant pour le calcul du terme de plateau

Nous avons vu que pour la réduction des mesures gravimétriques à Madagascar, nous avons considéré un plateau horizontal de densité 2,67 pour la correction de plateau.

Si nous voulons tenir compte de la courbure de la terre, nous pouvons nous référer aux résultats des calculs effectués par BULLARD (1936) pour évaluer l'action d'une calotte sphérique d'épaisseur Z et de densité 2,67. Il a montré que l'attraction qu'exercent les calottes sphériques étendues jusqu'à la zone O_2 de rayon 167 km pour toute hauteur Z , était sensiblement proportionnelle à l'altitude Z et que le coefficient de proportionnalité était très voisin de 0,1119, qui est la valeur du coefficient pour la correction d'un plateau plan, pour une même densité. D'après BULLARD, il suffit donc d'appliquer à la correction du plateau une petite correction supplémentaire due à la courbure de la terre.

La correction de plateau s'écrit alors :

$$C_p = 0,1119 Z + b \text{ mgal}$$

Le terme b , exprimé en milligals, est donné dans le tableau suivant pour quelques valeurs de l'altitude :

altitude (m)	500	1 000	1 500	2 000	3 000	3 500	4 000
b	0,6	1,2	1,5	1,7	1,5	1,1	0,6

Cette correction supplémentaire, que nous n'avons pas appliquée, correspond de ce fait à admettre dans le calcul de l'anomalie de Bouguer une erreur variant de zéro pour les stations en bordure de mer à 1,3 mgal pour celles situées sur les hauts plateaux de Madagascar d'altitude moyenne de 1 000 à 1 200 m.

Cependant, il faut noter que les résultats de BULLARD ne tiennent compte de la courbure de la Terre que jusqu'à 167 km de la station. Or les questions courbure et rayon égal à 167 km sont inséparables, car si on considérait un plateau « sphérique » complet, son effet serait double, ce qui est évidemment absurde.

Pour une couche sphérique mince, les effets jusqu'à l'horizon, et au-delà de l'horizon, sont égaux, et pratiquement égaux à ceux du plateau « plan ». On a substitué 167 km à la distance à l'horizon (laquelle varie pour les différentes couches élémentaires qui constituent le plateau), car c'est jusqu'à 167 km que l'on fait également les corrections topographiques et éventuellement topo-isostatiques. Au-delà de 167 km, on fait tout au plus une correction topo-isostatique en une fois, qui n'implique pas la correction préalable du plateau et qui est pratiquement indépendante de l'altitude de la station.

Ces raffinements sur la correction de plateau n'auraient donc de raison d'être que si nous avions effectué l'ensemble des corrections, topographiques jusqu'à 167 km, isostatiques indépendantes jusque-là et une correction topo-isostatique globale au-delà. Or ce n'est pas le cas, et c'est pourquoi nous nous en sommes tenu à la correction de plateau plan.

4.2.2. Choix de la densité

Le calcul de la correction de Bouguer impose le choix d'une densité représentant convenablement la densité moyenne des terrains. Nous avons adopté pour les mesures à Madagascar la valeur uniforme classique $d = 2,67$.

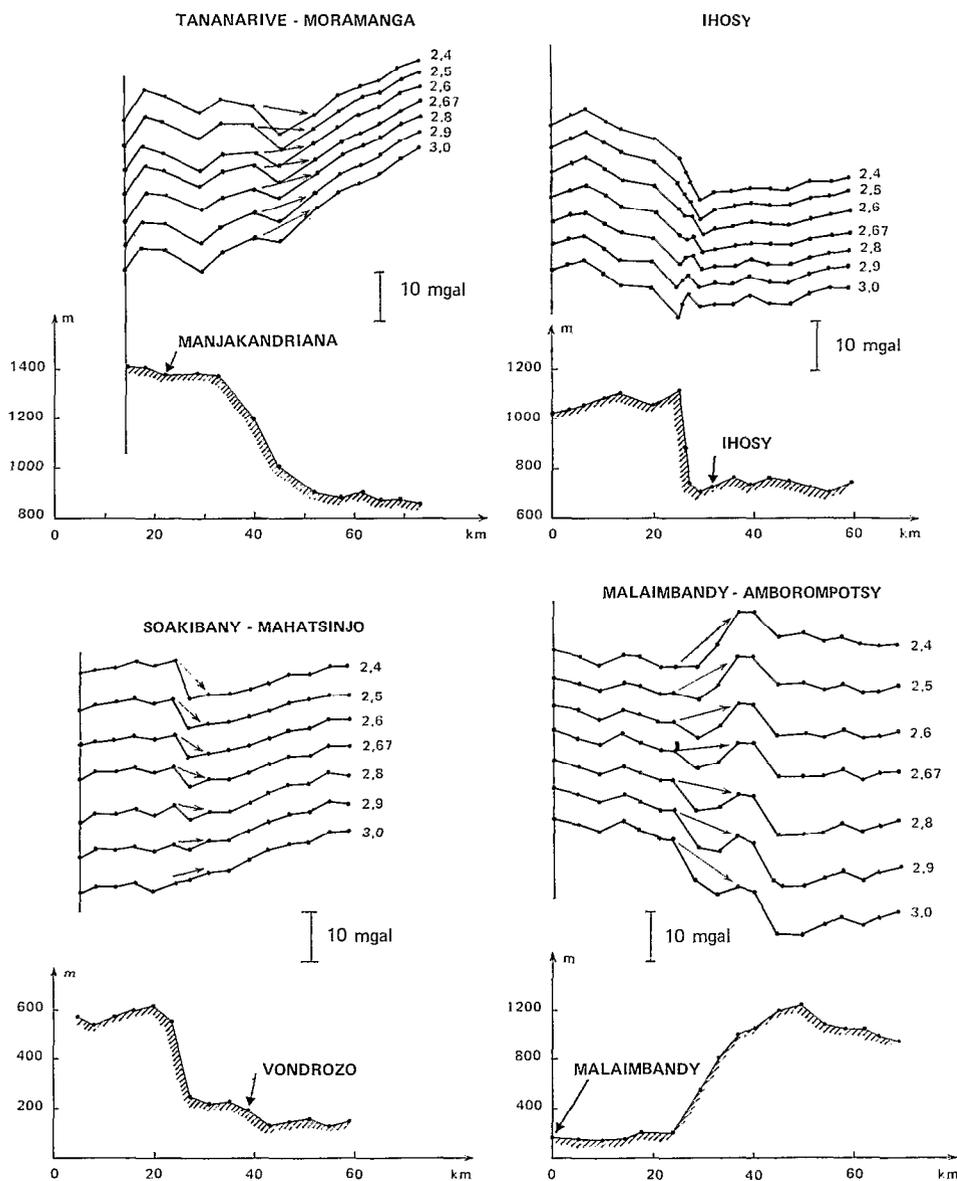


FIG. 8 a

FIG. 8. — Anomalies de Bouguer calculées pour différentes densités pour des itinéraires comportant de fortes dénivelées et profil topographique correspondant

Si cette valeur convient bien aux régions cristallines de Madagascar, elle est trop forte pour la partie occidentale qui est couverte de formations sédimentaires. Ainsi les résultats des levés de cette dernière région, et qui nous ont été communiqués par la S.P.M. (Société des Pétroles de Madagascar), étaient calculés avec une densité bien inférieure à 2,67 (2,0). A l'échelle d'une carte de reconnaissance à 1/1 000 000, on pouvait ne pas tenir compte pour le tracé des anomalies de Bouguer de densités régionales différentes qui intéressent surtout les densités des terrains superficiels, et en vue d'obtenir une carte homogène nous avons recalculé avec la densité 2,67 les résultats fournis par la S.P.M.

Pour montrer que le choix de la densité est convenable pour les zones cristallines, nous avons représenté sur la figure 8 quelques profils des anomalies de Bouguer calculées avec des densités allant de 2,2 à 3,0 et, en regard, le profil topographique correspondant. Ces exemples montrent bien que c'est pour la densité 2,67 que l'on observe en moyenne le moins de relation entre les variations du relief et les anomalies.

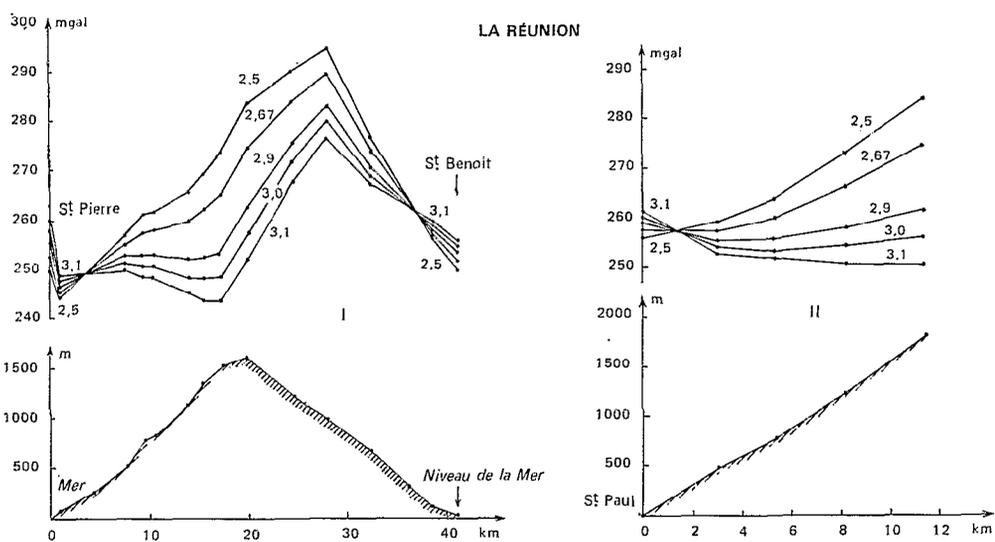
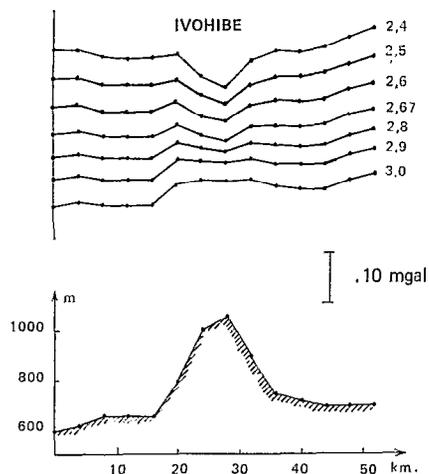


FIG. 8 b

M. RAKOTONDRAINIBE (1977), à la suite de ses travaux sur les séismes, a été amené à adopter pour la croûte à Madagascar un modèle à deux couches (granitique et basaltique) dans lesquelles les vitesses de propagation des ondes P sont respectivement des 5,9 et 6,7 km/s.

La relation linéaire empirique établie par BIRCH en 1961 entre la vitesse V des ondes P et la densité d

$$V_{\text{Km/s}} = 3,31 d - 2,55$$

permet de déduire les densités connaissant les vitesses.

Des vitesses ci-dessus on en déduit les densités 2,55 et 2,79 soit une moyenne de 2,67, valeur que nous avons adoptée pour l'ensemble de l'écorce, les hétérogénéités dans les couches ainsi que les variations d'épaisseur nous étant par ailleurs inconnues.

Par contre, la considération des profils de l'anomalie de Bouguer calculée pour différentes densités pour l'île de la Réunion, nous a amené, malgré la présence de terrains superficiels légers (cendres volcaniques...), à adopter la densité 2,9 pour le calcul des anomalies, valeur qui traduit bien le substratum volcanique de l'île (Profils I et II de la figure 8 b).

4.2.3. Corrections de relief

Dans le calcul de l'anomalie de Bouguer intervient l'influence du relief autour de la station. La surface de la terre comportant des dénivellations, il faudrait tenir compte aussi bien des masses situées au-dessus du plan passant par la station, que des déficits de masse au-dessous.

Pour ce qui concerne les mesures à Madagascar, le terme relatif à la topographie n'a pas été calculé. D'une part, les résultats communiqués par la S.P.M. et intéressant près du tiers de la superficie de la Grande Ile et qui correspondent au sédimentaire, ont été calculés sans ces corrections. D'autre part, calculer les corrections de relief jusqu'à 167 km pour chaque station, aurait représenté un travail considérable, disproportionné à la précision cherchée (détermination de l'altitude moyenne de près de 100 000 carreaux).

Par contre, nous avons effectué le calcul des corrections de relief qui doivent être importantes pour toutes les stations des îles de l'archipel des Comores et de la Réunion où le relief est très accidenté et des fonds marins importants sont proches des côtes.

Pour l'île Maurice l'absence de cartes topographiques détaillées n'a pas permis le calcul des corrections de relief.

Calcul des corrections de relief pour les îles de la Réunion et des Comores. Le calcul des corrections de relief a été conduit en plusieurs temps :

- pour les zones de A à H (qualifiées de zones proches) c'est-à-dire jusqu'à 5,2 km autour de la station, les altitudes moyennes des divers compartiments ont été évaluées directement à vue sur les cartes à 1/50 000 avec un abaque approprié ;
- pour les zones de I à O₂ (moyennes de I à M et lointaines de N à O₂) c'est-à-dire jusqu'à 167 km, les corrections ont été calculées à l'ordinateur sur un programme de J. LUBART du Bureau Gravimétrique International. Un travail préliminaire a consisté à quadriller les cartes terrestres et marines et à estimer l'altitude ou la profondeur moyenne de chaque carreau. Deux dimensions de carreaux ont été considérées :
 - des carreaux de 2 minutes par 2 minutes en latitude et longitude, jusqu'à une distance minimum de 60 km de la station (rayon de la zone N) ;
 - des carreaux de 6 minutes par 6 minutes, couvrant une zone plus étendue, jusqu'à une distance minimum de 167 km de la station (rayons de la zone O₂).

Ces calculs ont donné les résultats suivants :

- zones proches (A à H, soit de 0 à 5,2 km) : les corrections varient en général de 0,5 à 5 mgal (moins de 1 mgal entre deux stations voisines de 3 à 4 km). Mais 6 stations ont des corrections qui atteignent 10 mgal et même, pour deux d'entre elles, dépassent 20 mgal ;
- zones moyennes (I à M, 5,2 à 58,8 km) : elles varient de 7 à 15 mgal, mais la majeure partie est comprise entre 9 et 12 mgal ;
- zones lointaines (N à O₂, 58,8 à 166,7 km) : les corrections sont comprises entre 7 et 16 mgal, mais pour la plus grande partie sont voisines de 9 mgal.

Le terme de correction de relief avoisine donc en moyenne une vingtaine de mgal. Pour quelques rares stations, effectuées dans des sites vraiment défavorables comme il s'en est surtout présenté à l'île de la Réunion et que nous pouvons donc considérer comme anormales, la correction peut atteindre une quarantaine de mgal.

Ces corrections qui interviennent dans le calcul des anomalies de Bouguer des stations situées dans ces îles où le relief peut passer très rapidement de $-4\ 500$ à $+3\ 000$ m, comme c'est le cas pour la Réunion, sont importantes. Mais des stations voisines sont en général affectées de corrections qui sont d'un même ordre de grandeur et il est rare d'observer entre elles des corrections différant de plus de 3 mgal, bien entendu en ne tenant pas compte des stations considérées comme anormales comme il a été dit plus haut.

Détermination de l'ordre de grandeur des corrections de relief pour Madagascar. Les résultats des calculs de corrections de relief, que nous venons d'exposer, pour les îles de la Réunion et de l'archipel des Comores, ne peuvent être extrapolés aux mesures effectuées à Madagascar par suite des conditions par trop différentes du relief et de l'environnement. On ne peut donc estimer, à partir des résultats précédents, l'ordre de grandeur des corrections de relief qu'il faudrait appliquer aux mesures de Madagascar, ce qui revient à dire qu'on ne peut estimer l'erreur que l'on commettrait sur les mesures si on négligeait le terme relatif à ces corrections.

Mais il semble possible d'obtenir une assez bonne évaluation de ces corrections, sans pour autant effectuer les trop longs calculs que nécessite leur détermination, en usant de la particularité du relief à Madagascar : son allongement parallèle au grand axe de l'île permet de l'assimiler approximativement à une structure « cylindrique ».

Ainsi si l'on considère, du Nord au Sud, des coupes du relief perpendiculaires au grand axe de l'île, un bon nombre d'entre elles, sur leur majeure partie, présente des configurations très voisines. On peut donc admettre raisonnablement les mêmes conditions topographiques pour des stations occupant des situations équivalentes.

En conséquence, il nous suffira de calculer les corrections de relief pour un petit nombre de stations d'un profil EW pour avoir une bonne évaluation des corrections relatives à la plus grande part des stations gravimétriques de Madagascar.

Pour ce calcul, nous avons choisi comme profil représentatif l'itinéraire Tananarive-côte Est qui comporte une cinquantaine de stations.

Conduit de la même façon que pour la Réunion et les Comores, le calcul des corrections de relief pour les stations de ce profil a nécessité la détermination de l'altitude moyenne de près de 6 000 carreaux : carreaux de 2,5 minutes par 2,5 minutes pour les zones moyennes et carreaux de 5 minutes par 5 minutes pour les zones lointaines, l'altitude des zones proches étant lue directement à partir d'un abaque.

Ce calcul a donné les résultats suivants :

Pour les stations situées sur les Hautes Terres (région de Tananarive) les corrections sont faibles, de 1 à 1,5 mgal. Elles augmentent assez régulièrement quand on s'approche de la côte Est pour atteindre 3,5 mgal pour les stations situées à proximité de la mer. Entre stations voisines, l'écart entre corrections ne dépasse pas quelques dixièmes de mgal. On voit donc que ces valeurs sont loin d'atteindre celles des corrections calculées pour les îles de la Réunion et des Comores et l'extrapolation des corrections relatives à ces îles n'aurait donc pas été effectivement valable.

Des résultats de ces calculs on peut donc conclure que le fait de négliger les corrections de relief dans la détermination de l'anomalie de Bouguer des stations gravimétriques effectuées à Madagascar, introduit une erreur variant de 1,0 à 3,5 mgal selon les régions. Il faut noter de plus que l'erreur relative de 2,5 mgal n'affectera que des stations de régions éloignées (Hautes Terres et régions côtières).

Il reste à voir l'influence de reliefs isolés (falaises ou massifs rocheux) tels qu'on en observe sur certains profils topographiques. On sait que l'influence de tels reliefs n'est sensible qu'aux stations proches : moins de deux km.

En effet, en étudiant l'influence de structures simples auxquelles on peut assimiler ces reliefs isolés (J. RECHENMANN, 1973) on a montré que la correction à apporter à la valeur de la pesanteur devient inférieure à 1 mgal à partir de quelques kilomètres de la base de la structure considérée comme infiniment longue par rapport à la largeur. Ainsi dès 2,5 km dans le cas d'un plateau de largeur 5 km à falaises verticales, de hauteur 500 m, et dès 1,5 km dans le cas d'un plateau à bords inclinés, de hauteur 500 m, pentes à 45°, largeur à la base 5 km, largeur au sommet 4 km.

Il n'y aura donc pas lieu de tenir compte de variations de quelques milligals de l'anomalie de Bouguer au passage de tels reliefs.

Erreur sur les corrections de relief. L'erreur sur le terme calculé de la correction de relief dans la détermination de l'anomalie de Bouguer dépend entièrement de la qualité des documents topographiques utilisés.

Pour les îles de la Réunion et de l'archipel des Comores, il existe d'excellentes cartes terrestres à 1/50 000 de l'Institut Géographique National sur lesquelles figurent les courbes de niveau de 20 m en 20 m. Cependant, malgré la bonne qualité de ces cartes, l'évaluation de l'altitude moyenne de zones où le relief est très accidenté est délicate et une erreur de plusieurs dizaines de mètres est possible. L'ensemble des zones de A à O₂ donne une correction de relief d'une vingtaine de milligals et une erreur de 2 à 3 mgal est à craindre, d'autant plus que les cartes marines sont beaucoup moins précises que les cartes terrestres.

Pour Madagascar, les cartes topographiques à 1/100 000 de part et d'autre du profil considéré sont de qualité variable (courbes de niveau de 20 m en 20 m, ou de 50 m en 50 m). Mais le relief moyen reste relativement régulier et l'estimation des altitudes moyennes semble bonne. Les corrections sont faibles ; l'erreur l'est également, de l'ordre de quelques dixièmes de milligal, qui affectera surtout les régions côtières par suite de l'imprécision, déjà signalée, des cartes marines.

5. PRÉCISION FINALE SUR L'ANOMALIE DE BOUGUER

De l'ensemble des éléments qui viennent d'être exposés, nous pouvons essayer de dégager un ordre de grandeur de l'erreur totale possible.

Pour Madagascar, nous ne tiendrons pas compte dans cette estimation des écarts dus à la sphéricité de la Terre, que nous avons négligés dans le calcul de la correction de plateau :

- erreur sur la valeur de la pesanteur observée : sans s'attacher à l'erreur possible systématique du réseau de bases O.R.S.T.O.M., on a vu que la variation dans le temps du coefficient d'étalonnage du gravimètre utilisé introduit une erreur maximum d'environ 1,3 mgal ;
- erreur sur la valeur de la pesanteur théorique : elle est négligeable, la couverture topographique des zones levées en gravimétrie assurée partout au moyen de bonnes cartes à 1/100 000 permettant une bonne détermination de la latitude ;
- erreur sur la correction de Bouguer : elle provient essentiellement des erreurs sur la détermination de l'altitude et de la correction de relief qui a été négligée.

Pour l'erreur due à la détermination de l'altitude on peut admettre : erreur entre deux stations voisines, moins de 1 mgal en général, erreur sur un itinéraire :

- itinéraire nivelé IGN, erreur inférieure au milligal ;
- itinéraire nivelé barométriquement, erreur pouvant atteindre 2 mgal (exceptionnellement 3 mgal).

Pour les corrections de relief, le fait de les avoir négligées introduit une erreur variant de 1 à 3,5 mgal entre stations éloignées, mais qui n'est que de quelques dixièmes de milligal entre stations voisines.

Finalem^{ent}, on peut estimer que l'erreur totale sur la détermination de l'anomalie de Bouguer en un point peut atteindre 5 à 6 mgal. Mais cette limite de l'erreur est calculée comme étant la somme de toutes les erreurs dans les plus mauvaises conditions, et on peut penser raisonnablement, qu'en général, l'erreur sera inférieure à ce chiffre. De plus, ajoutons que l'erreur relative entre points voisins sera bien plus faible, de l'ordre de 2 à 3 milligals.

II. Anomalies isostatiques

L'anomalie de Bouguer est indépendante de l'altitude de la station pour un choix convenable de la densité. Cependant elle reste en corrélation avec l'altitude régionale. Pour Madagascar nous avons pu le constater en comparant les profils gravimétriques avec les profils topographiques correspondants, ou bien la carte des anomalies de Bouguer avec la carte hypsométrique. Cela peut s'expliquer, en partie du moins, en faisant appel à « l'hypothèse isostatique » qui suppose une compensation à une certaine profondeur des effets du relief. Cette hypothèse conduit à la notion d'anomalie isostatique qui peut être présentée comme étant la différence entre la pesanteur du modèle de référence isostatique et celle de la Terre réelle.

Ces anomalies isostatiques peuvent être de plusieurs types suivant les différentes manières dont on représentera conventionnellement la réalisation de la compensation et il y aura autant de modèles isostatiques que d'hypothèses de compensation envisagées.

1. CHOIX D'UNE HYPOTHÈSE

Entre les différents systèmes isostatiques on peut se proposer de choisir celui qui donne les anomalies isostatiques les plus faibles ou les plus régulières. Pour notre part, nous avons choisi l'hypothèse d'Airy avec une profondeur de compensation de 30 km, c'est-à-dire qu'à toutes les masses topographiques on fait correspondre des masses compensatrices situées en dessous de la base de l'écorce supposée épaisse de 30 km.

Précisons qu'en pratique, lorsqu'on parlera de « correction isostatique », il s'agira en fait du terme qu'il faut ajouter à l'anomalie de Bouguer pour obtenir l'anomalie isostatique. Ce terme est une quantité qui varie lentement et dont la valeur peut être indiquée sur une carte à petite échelle. C'est ainsi que nous avons figuré sur les coupures à 1/1 000 000 de la carte de anomalies de Bouguer de Madagascar des cartes de corrections isostatiques à 1/10 000 000 permettant d'évaluer l'influence de l'hypothèse isostatique, Airy 30 km ; comme nous l'avons d'ailleurs déjà fait pour les différentes cartes à 1/1 000 000 des anomalies de Bouguer présentant

nos travaux gravimétriques dans les pays de l'Afrique Occidentale et Équatoriale d'expression française (voir en bibliographie les publications se rapportant aux divers travaux gravimétriques effectués par l'O.R.S.T.O.M. en Afrique : Y. CRENN, P. LOUIS, J. RECHENMANN).

2. CALCUL DU TERME ISOSTATIQUE

La détermination de la « correction isostatique » se fait à l'aide d'abaques et de tables. On divise la surface de la Terre en un certain nombre de zones circulaires, centrées sur la station où l'on effectue le calcul et pour lesquelles les limites et les désignations sont celles de Hayford : de A à O₂ et 18 à 1. Chaque zone est divisée en un certain nombre de compartiments. Cette division est matérialisée sur un abaque transparent à l'échelle des cartes et on lit pour chaque compartiment l'altitude moyenne de chaque zone de A à O₂ (les zones de A à K étaient groupées en une seule). La correction due à l'influence des zones de 18 à 1 a été lue par interpolation entre les courbes d'égaux valeurs de la portion du terme isostatique relative à ces zones présentées sur une carte établie par le Bureau Isostatique International d'Helsinki.

Pour cette détermination de la correction isostatique le plus gros travail est de relever l'altitude moyenne des différents compartiments. Ce travail est facilité par l'établissement préalable de cartes de moyenne des altitudes par zones de quelques kilomètres carrés. Ainsi nous avons pu disposer de telles cartes où la moyenne des altitudes était calculée par carreaux de 5 minutes par 5 minutes sexagésimales (5' en latitude en 5' en longitude) que le Bureau Gravimétrique International avait établies à la demande du R.P. L. CATTALA (S. CORON *et al.*, B.G.I.).

A partir du moment où l'altitude moyenne des différents compartiments est relevée, il est à peine plus long de calculer les corrections pour une série de systèmes. Ainsi, en plus du calcul des corrections isostatiques dans l'hypothèse d'Airy, profondeur de compensation de 30 km, nous avons calculé également les corrections pour les profondeurs de 20 et 60 km. Ces calculs ont été effectués pour un certain nombre de points, et on a tracé les courbes d'égal valeur ou courbes d'isocorrections. Ce sont ces courbes d'isocorrections isostatiques pour les trois profondeurs de compensation 20, 30 et 60 km qui sont représentées sur la figure 9.

Ces courbes d'isocorrections permettent de déterminer les anomalies isostatiques dans l'hypothèse d'Airy pour les profondeurs de compensation 20 et 60 km outre celle de 30 km, que, pour notre part, nous avons choisie pour calculer les anomalies isostatiques. On calcule celle-ci en chaque station en y déterminant la correction isostatique par interpolation entre les courbes d'isocorrections correspondant à l'hypothèse envisagée et en ajoutant la correction ainsi obtenue à la valeur de l'anomalie de Bouguer.

Comme nous venons de le dire, nous avons calculé les anomalies isostatiques dans l'hypothèse d'Airy, profondeur de compensation de 30 km. C'est le résultat de ces calculs qui est présenté sous forme de courbes isanomaiales de 10 en 10 milligals sur la carte à 1/2 000 000 en couleurs (*Notice explicative* n° 79).

3. ERREUR SUR L'ANOMALIE ISOSTATIQUE

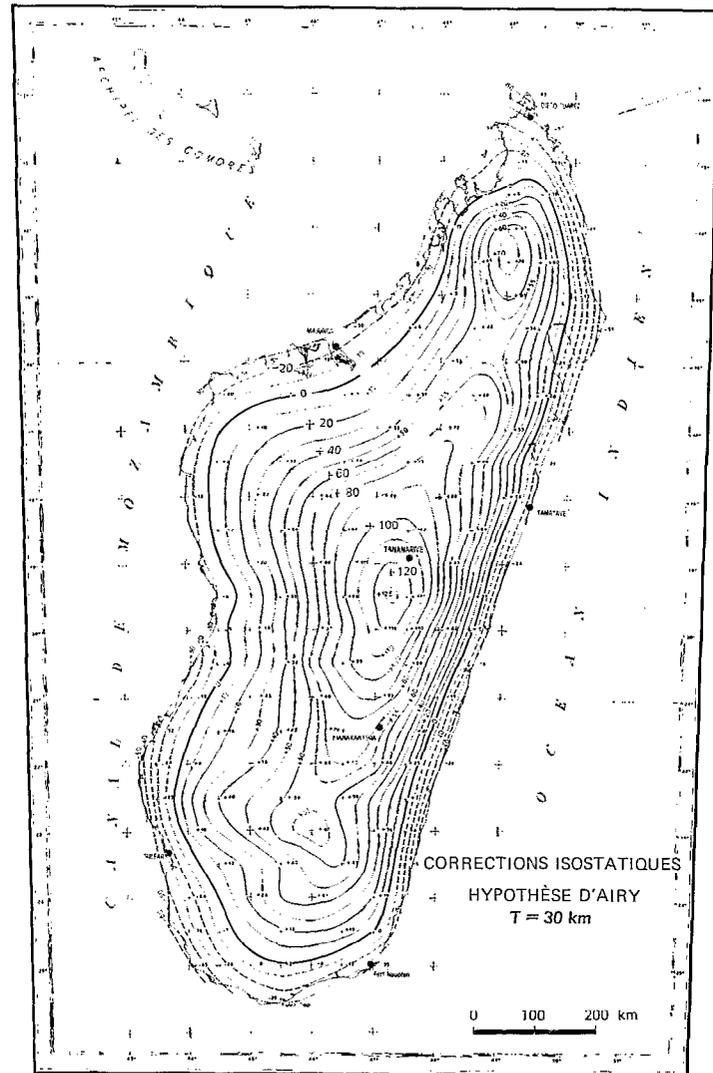
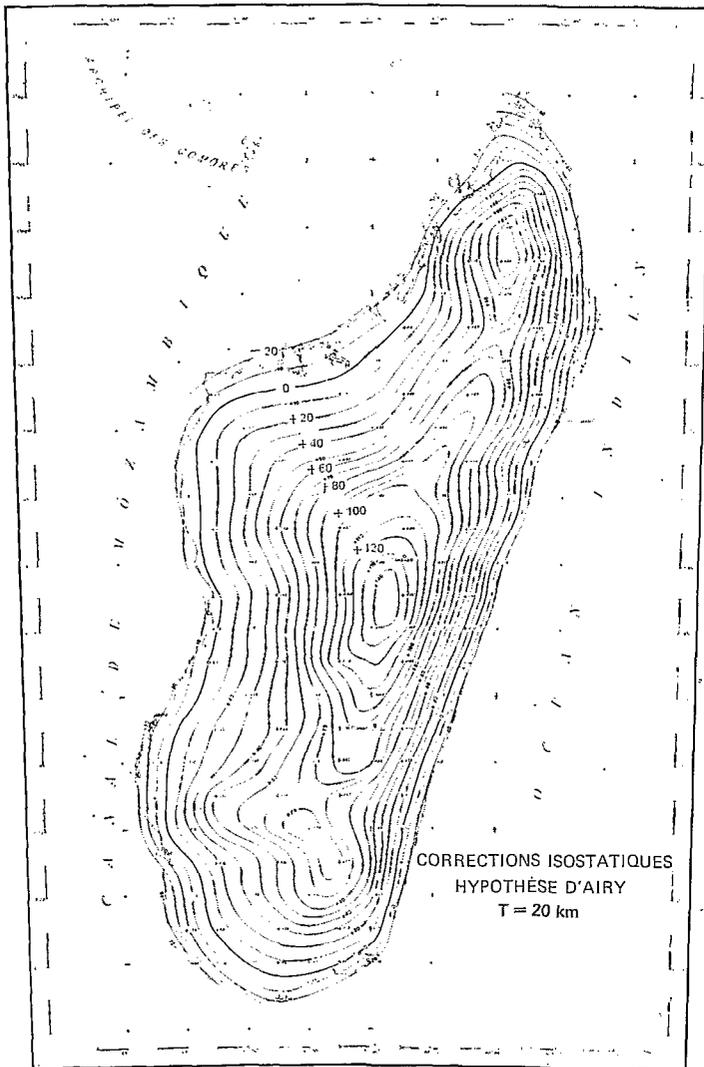
L'erreur sur l'anomalie isostatique est la somme de celle qui entache l'anomalie de Bouguer et de celle liée au terme isostatique. Elle varie lentement d'une station à l'autre, et l'erreur relative entre points voisins sera faible, de l'ordre de quelques dixièmes de milligal. En effet, l'altitude moyenne d'un compartiment, et donc l'erreur qui est attachée à sa détermination, se retrouvent dans le calcul du terme isostatique de plusieurs points voisins.

Par contre, en valeur absolue, l'erreur sur le terme isostatique pourra être assez importante, de l'ordre de 2 à 3 milligals, la détermination des altitudes moyennes dépendant de la qualité des cartes topographiques et en particulier des cartes des profondeurs marines qui sont très sommaires.

L'erreur sur le terme de Bouguer atteignant 5 à 6 mgal en l'absence de correction de relief et le terme isostatique n'étant pas défini à mieux que 2 à 3 mgal, l'erreur sur l'anomalie isostatique pourra donc atteindre 5 à 9 mgal.

II. Mesures magnétiques

Au cours de nos levés en Afrique Occidentale, les mesures de la composante verticale du champ magnétique terrestre étaient effectuées parallèlement aux mesures gravimétriques. Si ce n'est dans les régions d'anomalies particulières, l'espacement des stations magnétiques, qui était le même que pour la gravimétrie, ne permettait



pas une bonne représentation des phénomènes locaux. C'est pourquoi les profils magnétiques n'ont été utilisés que pour aider à l'interprétation des anomalies gravimétriques (il faut noter toutefois l'utilisation des mesures magnétiques effectuées dans le Nord de la République Islamique de Mauritanie dans l'interprétation d'une anomalie magnétique régionale de 1 000 gammas d'amplitude et 200 km de largeur [J. RECHENMANN, 1972]).

Au début des levés entrepris à Madagascar, nous avons procédé de la même façon. Cependant, d'après une étude magnétique effectuée en 1964 sur une « cuirasse latéritique » (R. REMIOT, 1968, R. REMIOT et ANDRIAMIRADO, 1968), il était à prévoir que les conditions de terrain au point de vue magnétisme, particulières à Madagascar, constitueraient un obstacle majeur à l'exploitation de mesures magnétiques au sol. Cette étude avait en effet mis en évidence une localisation très étroite des anomalies de la composante verticale, avec un gradient horizontal élevé, pouvant atteindre mille gammas au mètre, et l'incohérence très nette des valeurs observées, que l'échelle adoptée entre les mesures ait été décimétrique, métrique ou décamétrique. On pouvait s'attendre à ce que cette incohérence se manifeste également à l'échelle kilométrique à laquelle sont effectués nos levés gravimétriques.

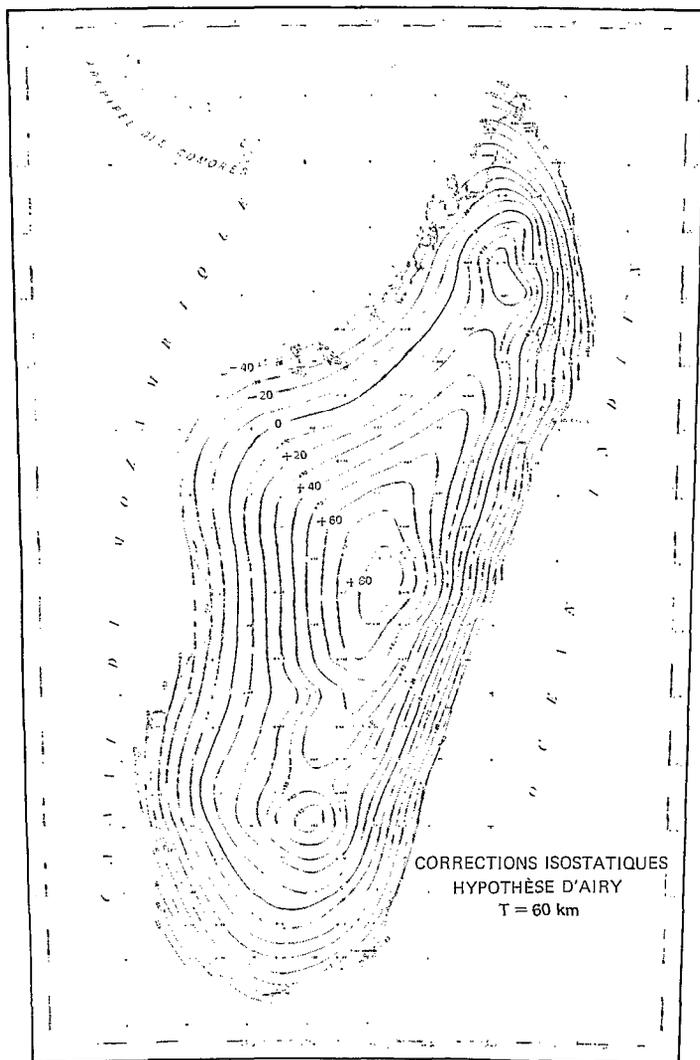


FIG. 9. — Cartes des corrections isostatiques calculées dans l'hypothèse d'Airy pour des profondeurs de compensation de 20, 30 et 60 km

Les profils (fig. 10) établis à partir de mesures de la composante verticale, effectuées à titre expérimental, montrent bien que les résultats sont pratiquement inexploitable. La seule zone dont l'étude magnétique aurait pu présenter un certain intérêt, comme le montre le profil de la figure 20, est la région Ouest de Madagascar correspondant au sédimentaire (itinéraire Tuléar-Ihosy). Magnétiquement calme jusqu'à Ranohira, on retrouve la forte agitation magnétique correspondant au socle qui commence à réapparaître après Ranohira. Les anomalies magnétiques entre Tuléar et Sakaraha correspondent à des intrusions basaltiques. En dehors de quelques profils, dont nous avons refait le levé en vue d'avoir des valeurs continues (Tuléar-Ihosy, Ambositra-Morondava, Maevatanana-Majunga) toute la région Ouest et Nord-Ouest correspondant au sédimentaire a été levée par la Société des Pétroles de Madagascar. Il n'y avait donc pas lieu d'y revenir.

Les profils des figures 10, 20, montrent bien l'incohérence des valeurs obtenues, et par endroits des anomalies localisées un peu plus fortes sans rapport avec les anomalies gravimétriques. Le profil magnétique de la figure 26 montre une incohérence encore plus marquée des valeurs et il n'est guère possible de trouver un lien avec les diverses anomalies. Toutefois on constate qu'à la forte anomalie gravimétrique d'Ambovombe dans le Sud de Madagascar correspondent de fortes anomalies magnétiques.

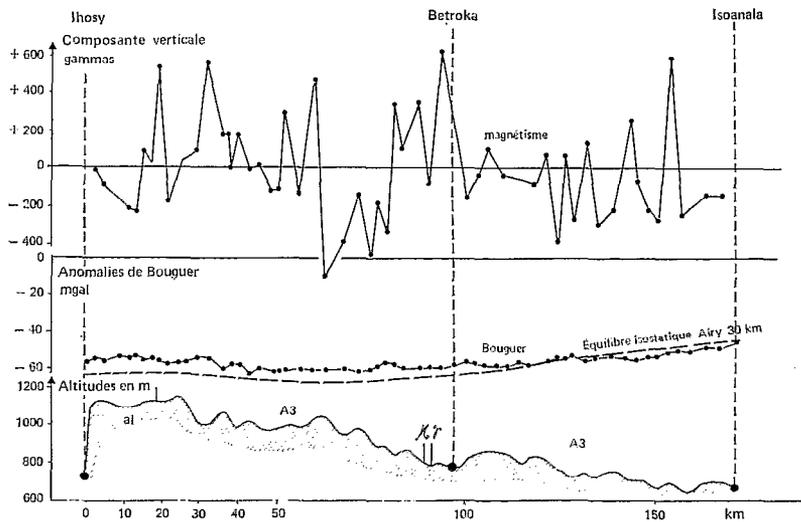
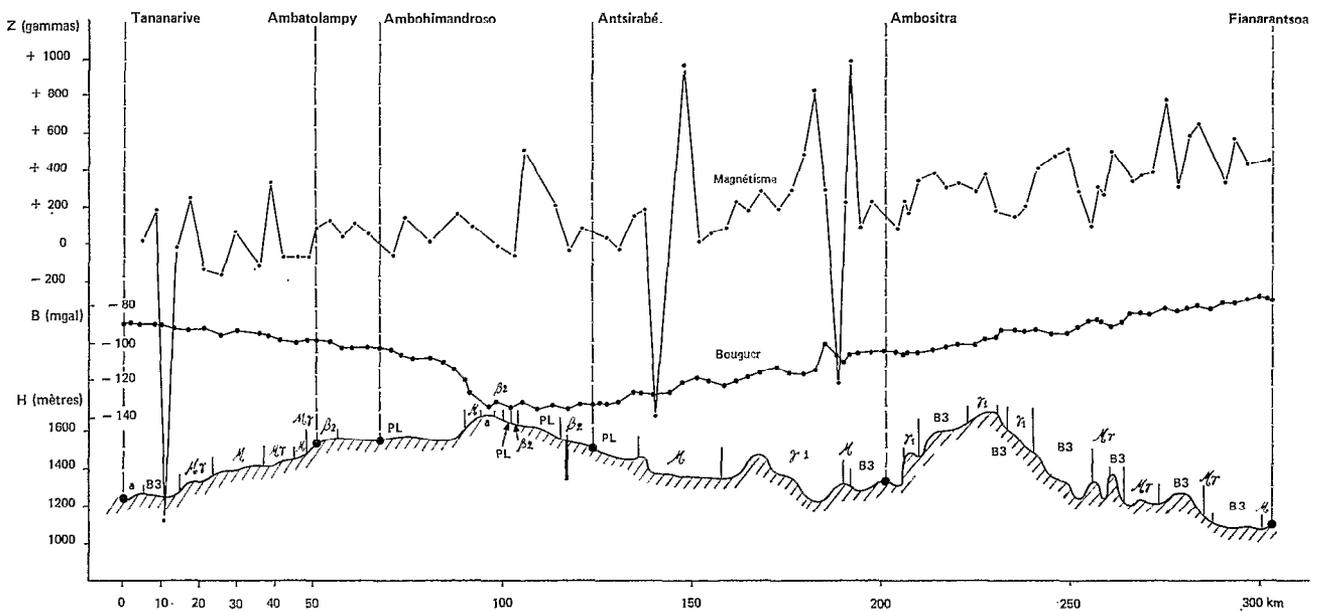


FIG. 10. — Exemples de l'incohérence des mesures magnétiques le long d'itinéraires effectués dans des régions à couverture cristalline. Profils gravimétrique et topographique correspondants



En résumé, en dehors des régions sédimentaires dont le levé magnétique aurait pu présenter un certain intérêt, mais dont la gravimétrie avait déjà été effectuée par la S.P.M., il a été jugé inutile, dès les premiers levés, de poursuivre les mesures magnétiques parallèlement aux mesures gravimétriques, celles-ci étant dans leur majeure partie effectuées dans des régions où le socle est affleurant.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

I. Les valeurs de la pesanteur à Madagascar

1. VALEURS MOYENNES DE LA PESANTEUR

Les figures 11, 12, 13 et 14 montrent respectivement les valeurs moyennes établies par quart de degré carré (carreaux de 30' de côté) des altitudes, des anomalies de Bouguer, des anomalies à l'air libre et des anomalies isostatiques calculées dans l'hypothèse d'Airy, profondeur de compensation de 30 km.

1.1. *Établissement des valeurs moyennes*

Altitudes

Les valeurs moyennes des altitudes ont été déterminées pour la plupart à partir des cartes des altitudes moyennes établies par le Bureau Gravimétrique International. Pour certaines zones, en particulier les régions sédimentaires de l'Ouest et du Nord-Ouest de Madagascar correspondant aux levés gravimétriques de la S.P.M., la densité des stations (plus de quarante par quart de degré) et leur bonne répartition ont permis d'utiliser directement les résultats des observations de terrain. Les moyennes ont été calculées sur ordinateur par R. GODIVIER (1).

Les quarts de degré carré couvrant les régions côtières comportent une partie marine. Nous n'avons retenu que ceux pour lesquels la partie terrestre occupe plus de la moitié du carreau et à la condition de plus qu'il soit également possible d'y extrapoler les courbes des anomalies de Bouguer.

L'altitude moyenne pour certains de ces carreaux est négative. Ces valeurs négatives n'indiquent pas une profondeur marine, mais représentent une « altitude négative » qui est la moyenne pondérée en fonction de leurs surfaces respectives de l'altitude de la partie terrestre et de la profondeur fictive de la partie marine.

Cette profondeur fictive P_f est obtenue en substituant à la couche d'eau d'épaisseur p une masse de terre équivalente dont la surface sera à la profondeur P_f . Pour une densité de l'eau de 1,027 et de 2,67 pour la terre, on a :

$$P_f = p - \frac{p \cdot 1,027}{2,67} = p \cdot 0,615$$

Le fait ainsi de n'avoir plus à considérer que des compartiments terrestres introduit une simplification importante dans la détermination des moyennes des différentes anomalies gravimétriques. Notons que c'est ce procédé qui a été utilisé pour le calcul des corrections topographiques dans le cas de compartiments pour parties terrestre et marine.

(1) R. GODIVIER, Directeur du Laboratoire de Géophysique de l'O.R.S.T.O.M. (Bondy).

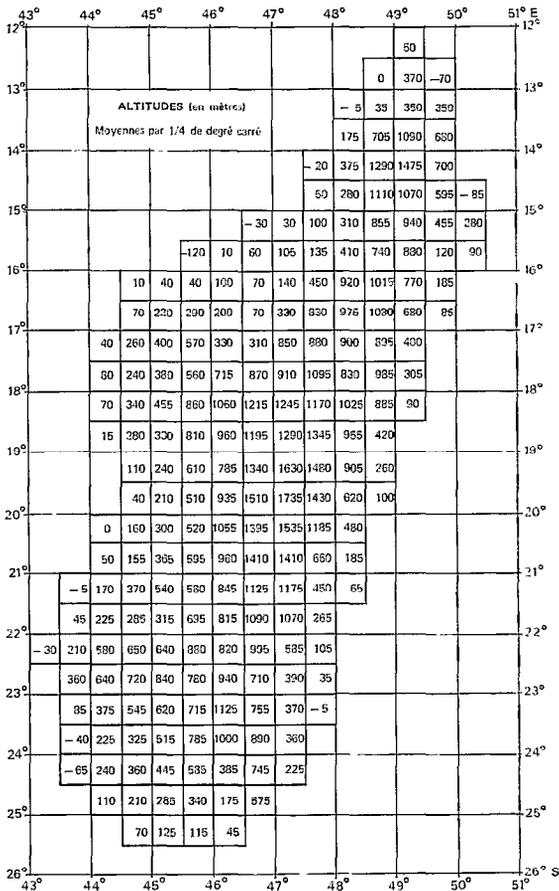


FIG. 11

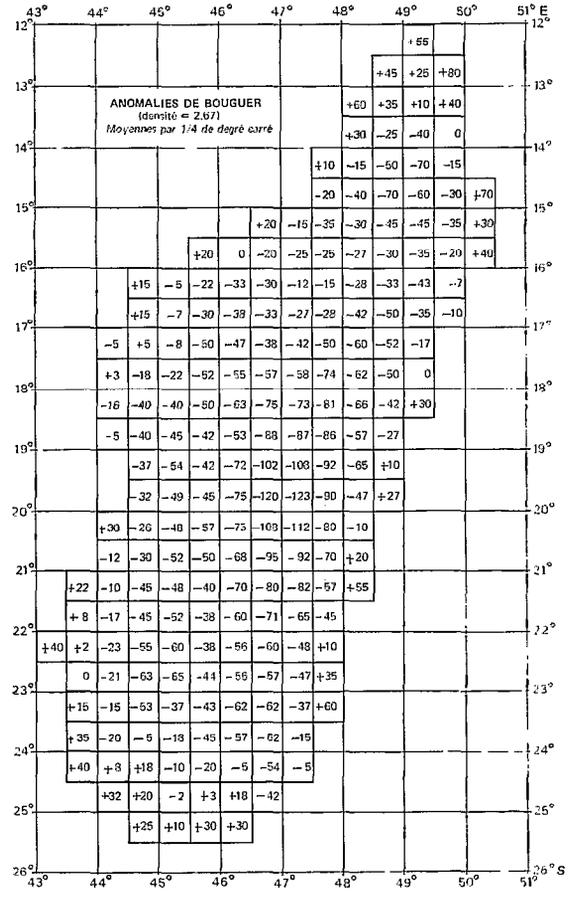


FIG. 12

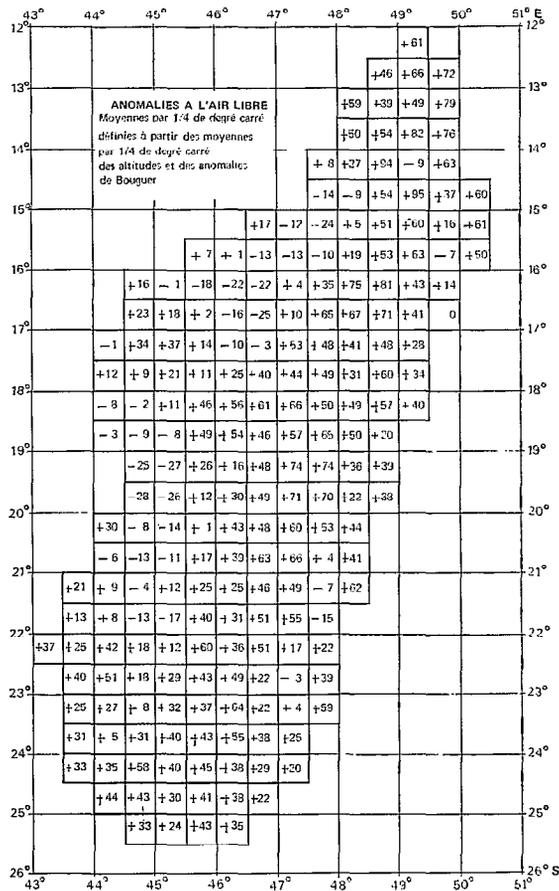


FIG. 13

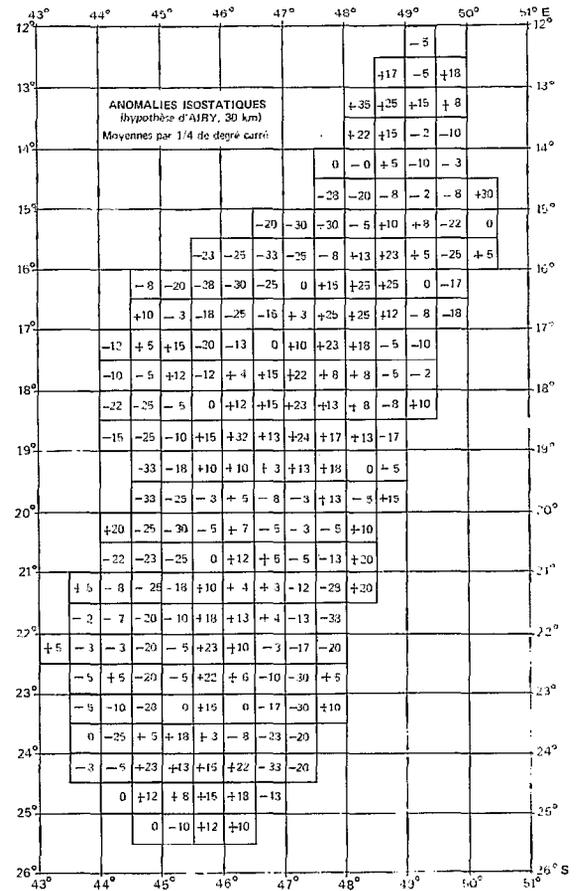


FIG. 14

Anomalies de Bouguer

Les valeurs moyennes des anomalies de Bouguer ont été estimées à vue sur la carte des anomalies de Bouguer à 1/1 000 000. De même que pour les valeurs moyennes des altitudes, les moyennes ont été établies directement à partir des résultats des observations de terrain pour les régions Ouest et Nord-Ouest.

Anomalies à l'air libre

Les valeurs moyennes des anomalies à l'air libre ont été déterminées à partir des valeurs moyennes des altitudes et des anomalies de Bouguer établies comme il est dit plus haut et en appliquant la relation :

$$AL_{\text{moy.}} = B_{\text{moy.}} + 0,1119 H_{\text{moy.}}$$

Anomalies isostatiques

Les valeurs moyennes par quart de degré carré des anomalies isostatiques ont été estimées à vue à partir de la carte des anomalies isostatiques à 1/2 000 000 calculées dans l'hypothèse d'Airy avec une profondeur de compensation de 30 km.

1.2. Moyennes générales

La moyenne générale des valeurs moyennes par quart de degré carré conduit aux valeurs suivantes :

- altitude : 534 m ;
- anomalie de Bouguer : —29 mgal ;
- anomalie à l'air libre : +30 mgal ;
- anomalie isostatique : —2 mgal.

La valeur moyenne générale des anomalies de Bouguer est de —29 mgal. Elle serait réduite de quelques milligals si l'on avait pu tenir compte des corrections topographiques. Cette valeur indique que l'ensemble de Madagascar est plus élevé que ne le supposerait un parfait équilibre isostatique : une altitude de 534 m devrait conduire à une anomalie de Bouguer de —60 mgal. En estimant la valeur moyenne à —27 mgal après corrections topographiques, il y a un décalage de —33 mgal qui correspond à une épaisseur de terrains de 295 m qui n'aurait donc pas de compensation. La rigidité de l'écorce et les contraintes latérales sont suffisantes pour qu'il n'y ait pas de réajustement.

La valeur moyenne générale des anomalies à l'air libre, qui est de +30 mgal (+32 mgal après corrections topographiques), indique également une surélévation de la Grande Ile.

Toutefois le défaut d'ajustement isostatique n'est pas la seule hypothèse possible : si l'on considère l'anomalie à l'air libre comme la mesure quantitative de la différence entre le géoïde et l'ellipsoïde de référence, une partie au moins de l'écart observé peut s'expliquer par une irrégularité régionale du géoïde. Or on sait que celui-ci est effectivement surélevé dans les régions occidentales de l'océan Indien.

La moyenne générale des anomalies isostatiques est voisine de zéro. Il semble donc que le système de compensation, hypothèse d'Airy profondeur de compensation de 30 km, convienne bien à cette région, car on pense que le système de compensation « le plus probable » est celui qui donne « en moyenne » les anomalies les plus faibles. Remarquons qu'« en moyenne », les anomalies isostatiques doivent être nulles sur une grande surface quel que soit le type de compensation envisagé. En effet, toute anomalie moyenne dans une région grande par rapport à la profondeur des masses qui la provoquent, ne dépend que de la masse totale ; elle est indépendante de la distribution des masses. Un statistique d'ensemble ne peut donc aboutir à discriminer le mode de compensation le plus proche du réel.

Toutefois s'il n'est pas possible d'affirmer que la faible valeur de la moyenne des anomalies isostatiques apporte une confirmation du mode de compensation adopté (Airy, 30 km) on peut dire qu'une compensation est certaine en constatant que les anomalies isostatiques sont faibles par rapport aux anomalies de Bouguer. En effet, l'écart entre valeurs extrêmes des anomalies de Bouguer qui est de plus de 200 mgal (de —140 à +90 mgal) se réduit à environ 60 mgal pour les anomalies isostatiques.

-
- FIG. 11. — Moyennes des altitudes par quart de degré carré
 - FIG. 12. — Moyennes des anomalies de Bouguer par quart de degré carré
 - FIG. 13. — Moyennes des anomalies à l'air libre par quart de degré carré
 - FIG. 14. — Moyennes des anomalies isostatiques par quart de degré carré

C'est l'hypothèse d'Airy, profondeur de compensation $T = 30$ km, qui donne les anomalies isostatiques sinon les plus faibles du moins les mieux réparties autour de la valeur moyenne voisine de zéro. Si les anomalies isostatiques dans la même hypothèse, mais avec des profondeurs de 20 et 60 km n'ont pas été effectivement calculées, il serait facile de le faire à partir des courbes d'isocorrections qui ont été établies pour ces profondeurs et qui sont présentées sur la figure 9. On peut admettre au vu de ces cartes d'isocorrections que le niveau moyen des anomalies isostatiques, s'il est voisin de zéro pour $T = 30$ km, serait de $+20$ mgal pour $T = 20$ km et -25 mgal pour $T = 60$ km.

L'hypothèse d'Airy, profondeur de compensation de 30 km, convenant le mieux, c'est dans cette hypothèse qu'il faudra chercher à expliquer les déséquilibres régionaux.

2. RELATIONS ENTRE LES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ET LES ALTITUDES

2.1. Anomalies de Bouguer

Pour le calcul de la correction de plateau nous avons choisi la densité 2,67 pour représenter la moyenne des densités des terrains superficiels.

Si le choix est convenable, il ne doit rester aucune corrélation locale entre les anomalies de Bouguer et l'altitude. Par contre, à l'échelle régionale, on retrouve une relation entre anomalies de Bouguer et altitudes qui indique dans quelle mesure la compensation isostatique est réalisée.

Pour le montrer on porte habituellement sur un graphique en ordonnées les valeurs des anomalies de Bouguer et en abscisses les altitudes des points d'observation. La droite moyenne, autour de laquelle se groupent les différents points, aurait pour pente, si la compensation était exactement réalisée, la valeur de la correction de plateau qui est de 0,1119 mgal par mètre. En effet, dans le cas théorique où des stations se trouveraient sur des plateaux infinis, homogènes, d'épaisseur h parfaitement compensés, l'anomalie de Bouguer représenterait l'action des couches compensatrices proportionnelles à l'altitude h des stations.

Pour construire ce graphique, nous avons préféré utiliser les valeurs moyennes, par quart de degré carré, des altitudes et des anomalies de Bouguer. D'une part, porter sur un graphique la totalité des points (plus de 12 000 stations) n'était guère facile ; de plus, les stations étant loin d'être uniformément réparties sur l'ensemble du pays, on aurait donné trop de poids aux régions présentant une forte densité de stations. D'autre part, les altitudes des points d'observation représentent rarement celles du pays environnant, les stations étant souvent effectuées dans les vallées en pays de montagne. On observe alors une surévaluation des valeurs de l'anomalie de Bouguer et donc une augmentation artificielle de la pente de la droite.

L'utilisation des valeurs moyennes pour la construction du graphique revient ainsi à considérer 215 stations fictives, chacune étant définie par un couple : altitude moyenne — anomalie de Bouguer moyenne.

La figure 15 montre le nuage de points de ces 215 valeurs (les calculs et les tracés ont été effectués sur ordinateur par R. GODIVIER). La droite moyenne a pour pente $-0,07$ mgal par mètre et le coefficient de corrélation linéaire est de 0,83. On constate que la corrélation est forte entre anomalies de Bouguer et altitudes et que la pente de la droite de régression n'est pas trop éloignée de la pente théorique $-0,11$, ce qui montrerait la réalité de la compensation isostatique.

On remarque en outre, d'une part que la grande majorité des points se placent au-dessus de la droite théorique. La droite moyenne est décalée vers le haut, ce qui montre, comme nous l'avons déjà observé, que l'ensemble de Madagascar est plus élevé que ne le comporterait un parfait équilibre isostatique. Le décalage est en moyenne d'une trentaine de milligals ce qui correspondrait à une épaisseur de terrains de 270 m non compensée. D'autre part, on s'aperçoit que le nuage de points ne se répartit pas régulièrement autour de la droite moyenne et qu'il présente une forme légèrement incurvée, ce qui nous incite à partager les points en deux populations d'altitude supérieure et inférieure à une certaine valeur que nous avons choisie successivement égale à 500, 600, 700 et 800 mètres. La pente de la droite de régression et le coefficient de corrélation ont été déterminés dans chaque cas pour les deux populations.

Nous avons obtenu :

	ALTITUDES INFÉRIEURES		
	Pente de la droite	Coefficient de corrélation	Nombre de points
à 500 m	— 0,110	0,54	114
600 m	— 0,105	0,62	128
700 m	— 0,094	0,63	139
800 m	— 0,090	0,67	151

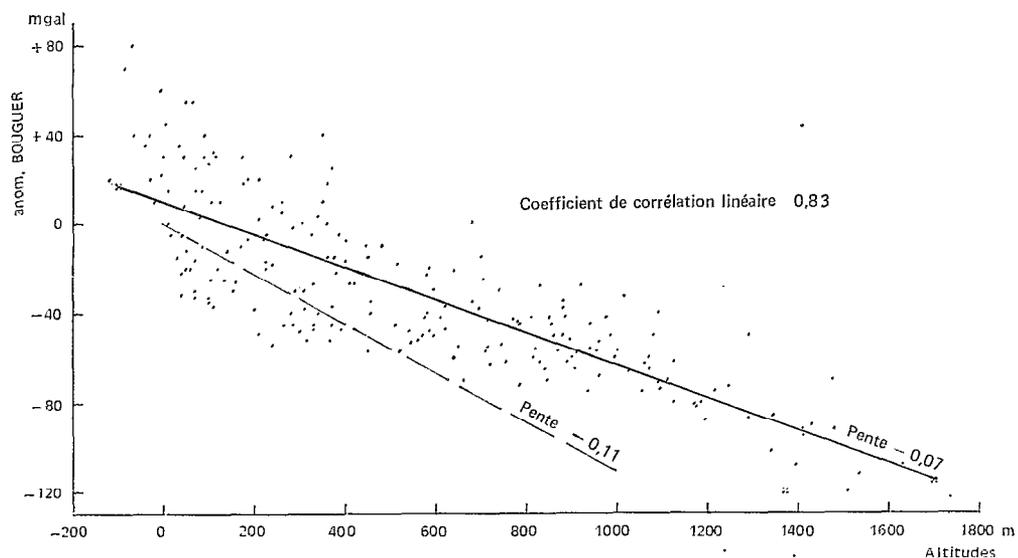


FIG. 15. — Anomalies de Bouguer en fonction de l'altitude (valeurs prises par quart de degré carré) et droite moyenne

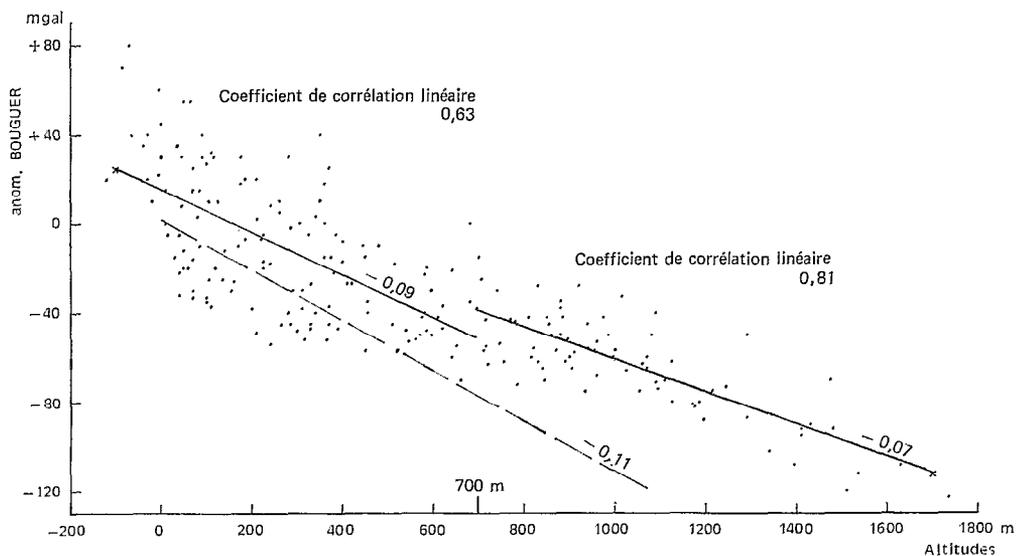


FIG. 16. — Anomalies de Bouguer en fonction de l'altitude et droite moyenne pour chaque famille de points en dessous et au-dessus de 700 m

ALTITUDES SUPÉRIEURES			
à 500 m	— 0,064	0,78	101
600 m	— 0,070	0,79	87
700 m	— 0,073	0,81	76
800 m	— 0,079	0,82	64

C'est l'altitude de 700 m qui conviendrait le mieux. Notons de suite que c'est également avec cette valeur que nous obtiendrons les meilleurs résultats en opérant de la même façon avec les anomalies isostatiques. Les droites de régression et les coefficients de corrélation pour l'altitude de séparation de 700 m sont présentés sur la figure 16.

Ces résultats suggèrent que les compartiments cristallins correspondant aux altitudes élevées ont une rigidité assez grande, alors que les autres compartiments sont mieux compensés localement. La faible pente ($-0,07$) de la droite moyenne du nuage de points correspondant aux compartiments cristallins (points d'altitude supérieure à 700 m) ne peut être expliquée par une plus faible densité des roches composant ces compartiments. Pour une valeur de pente de $-0,07$ la densité devrait être égale à 1,7.

On retiendra que l'altitude de 700 m représente l'altitude moyenne d'une zone de transition où les deux familles de points s'imbriquent plus ou moins les unes dans les autres.

La forme du nuage de points conduit à envisager une autre représentation de la moyenne.

Considérons des tranches d'altitude de 100 mètres (0 à 100, 100 à 200, 200 à 300 m...). Déterminons la valeur moyenne des anomalies de Bouguer de la population des quarts de degré carré compris dans chaque tranche. Représentons sur un graphique les valeurs ainsi obtenues en portant en abscisse la valeur moyenne des altitudes des points de chaque tranche, la valeur moyenne de l'anomalie de Bouguer étant en ordonnée. Pour adoucir les variations d'un point à l'autre, nous avons considéré en fait une « moyenne glissante », c'est-à-dire une moyenne combinée de la tranche considérée avec les moyennes des tranches immédiatement inférieure et supérieure, et en pondérant les valeurs en fonction des écarts d'altitude.

On retrouve sur ce graphique (fig. 17), sur lequel nous avons également représenté le nombre de quarts de degré carré compris dans chaque tranche de 100 m, des résultats déjà mis en évidence : la moyenne correspondant aux compartiments de basses altitudes (inférieures à 400 m) peut être représentée par une droite de pente pratiquement égale à la pente théorique. Les points correspondant aux compartiments élevés (altitudes supérieures à 1 000 m) peuvent également être représentés par une droite de pente sensiblement voisine de la précédente. Ces deux groupes sont séparés par une zone de transition de 400 à 1 000 m (valeur moyenne 700 m) représentée par une droite de pente $-0,055$.

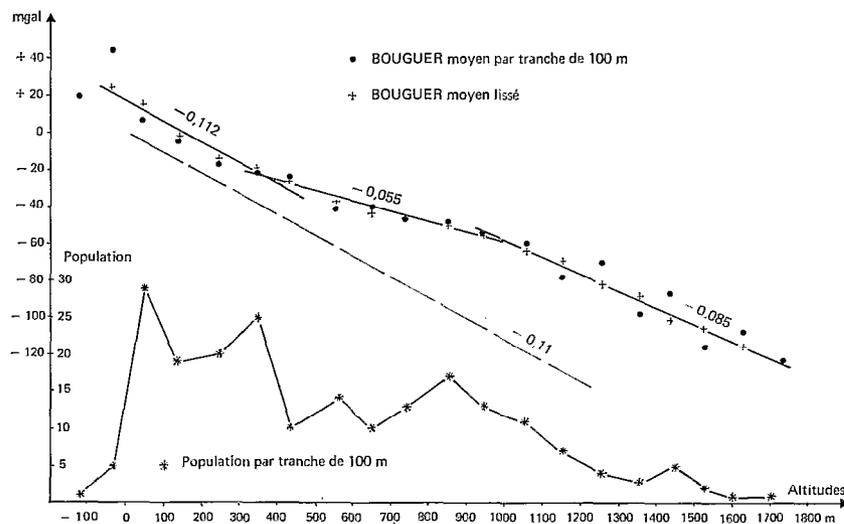


FIG. 17. — Anomalies de Bouguer en fonction de l'altitude par tranche d'altitude de 100 m

Quel que soit donc le mode de représentation, on constate toujours une différence nette entre régions côtières (compartiments bas) et régions des Hauts-Plateaux (compartiments élevés).

La valeur faible de la droite moyenne des points relatifs à la zone de transition indique une mauvaise compensation. On peut admettre que les altitudes actuelles ne correspondent plus aux altitudes primitives par suite de l'active érosion due à la forte déclivité entre Hauts-Plateaux et régions côtières. Le réajustement isostatique n'a sans doute pu se faire en raison des contraintes latérales, ce qui expliquerait le défaut de compensation de cette zone.

2.2. Anomalies isostatiques

La droite de régression du nuage de points représentant les valeurs moyennes des anomalies isostatiques par quart de degré en fonction de l'altitude (fig. 18) a pour pente 0,01. Cette pente, voisine de zéro, indique que la compensation isostatique est à peu près réalisée pour l'ensemble de Madagascar. Le coefficient de corrélation linéaire, 0,30, n'est cependant pas négligeable.

Si de la même façon que pour les anomalies de Bouguer, on scinde les points en deux populations en fonction de l'altitude, on obtient les valeurs suivantes pour la pente de la droite de régression et le coefficient de corrélation des deux populations de points d'altitudes respectivement inférieure et supérieure à 500, 600, 700 et 800 m (même nombre de points dans chaque population que dans le tableau précédent) :

	ALTITUDES INFÉRIEURES		ALTITUDES SUPÉRIEURES	
	Pente de la droite	Coefficient de corrélation	Pente de la droite	Coefficient de corrélation
à 500 m	— 0,002	0,02	0,010	0,22
600 m	— 0,003	0,04	0,004	0,08
700 m	0,000 (3)	0,00 (3)	— 0,001	0,03
800 m	0,005	0,07	— 0,009	0,18

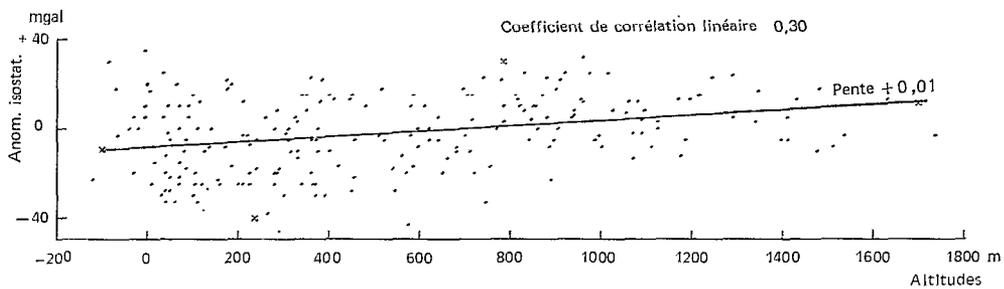


FIG. 18. — Anomalies isostatiques en fonction de l'altitude (valeurs prises par quart de degré) et droite moyenne

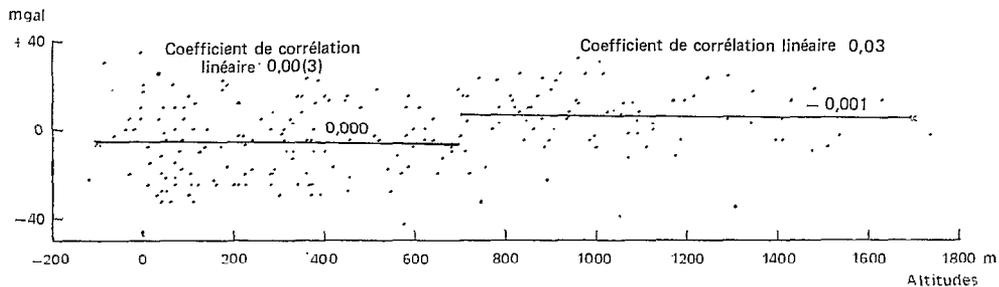


FIG. 19. — Anomalies isostatiques en fonction de l'altitude et droite moyenne pour chaque famille de points en dessous et au-dessus de 700 m

On constate que c'est pour une altitude de séparation de 700 mètres que l'on obtient les valeurs les plus voisines de zéro à la fois pour la pente de la droite de régression et pour le coefficient de corrélation. Ces résultats sont reportés sur le graphique de la figure 19.

D'après ces résultats il convient donc d'admettre que les compartiments d'altitude moyenne inférieure et supérieure à 700 m sont bien compensés, mais sans doute d'une manière différente et que l'altitude de 700 m ne représente que l'altitude moyenne d'une zone de transition.

3. ÉTUDE D'UNE COUPE TRANSVERSALE DE MADAGASCAR

Nous avons vu que Madagascar se présentait comme une structure allongée le long d'un grand axe approximativement NNE-SSW. Des coupes perpendiculaires à cette direction auront en moyenne des caractères très voisins et nous avons reporté sur la figure 20 les différentes données topographiques, gravimétriques et magnétiques du profil qui va de Tuléar à Farafangana que l'on pourra considérer comme représentatif d'un quelconque profil transversal.

Ce profil suit au plus près les itinéraires routiers empruntés. Le long de portions de levé s'écartant peu d'une même direction, la position de chaque station a été projetée sur cette direction, avec la valeur observée.

Allimétrie

Le profil topographique ne représente pas la topographie réelle mais la suite des valeurs de l'altitude en chaque station, obtenues à partir soit du nivellement barométrique, soit du Nivellement Général de Précision. Sur ce profil figurent les affleurements géologiques principaux tels qu'ils sont indiqués sur la carte géologique à 1/1 000 000 de H. BESAIRES, 1964. Bien que les altitudes aient été exagérées dans le rapport de 50 à 1 par rapport aux distances horizontales, on note une altitude moyenne élevée avec des falaises bien marquées.

Anomalie à l'air libre

La valeur de l'anomalie à l'air libre a été calculée en chaque station de mesure. Cette anomalie est rarement utilisée sous forme de profil dans le cas de mesures gravimétriques à terre par suite de sa trop étroite corrélation avec les variations d'altitude comme on peut le constater sur notre figure. Sa représentation est cependant instructive. Si on note bien, par exemple, les variations de l'anomalie en relation directe avec les accidents topographiques, en particulier la diminution de plus de 50 mgal aux environs du km 260 pour près de 400 m de dénivellée, on observe par contre des variations sans aucun rapport avec le relief, mais liées au changement de la nature des terrains, par exemple le passage du sédimentaire au cristallin à l'Ouest de Ranohira, km 180.

La droite +30 mgal représente la valeur moyenne générale de l'anomalie.

Rappelons que l'anomalie à l'air libre intervient surtout dans les calculs géodésiques : forme du Géoïde, déviations de la verticale..., pour lesquels on utilise habituellement sa valeur moyenne par éléments de surface déterminée, comme nous l'avons dit, par l'intermédiaire des moyennes de l'anomalie de Bouguer et de l'altitude.

Anomalie de Bouguer

Un deuxième profil gravimétrique représente l'anomalie de Bouguer calculée pour une densité de 2,67. Son examen montre immédiatement les deux traits majeurs caractéristiques de l'anomalie de Bouguer :

- pas de relation directe avec les variations d'altitudes locales. Cela dénote le choix convenable de la densité des terrains, du moins les premiers kilomètres ;
- corrélation inversement proportionnelle avec l'altitude régionale ; ce trait caractéristique illustre bien le phénomène de compensation du relief et met en évidence le caractère continental du massif malgache.

Le long de ce profil figurent les corrections isostatiques changées de signe et calculées dans l'hypothèse d'Airy, profondeur de compensation 30 km. La courbe de ces corrections ou équilibre isostatique diffère peu, si ce n'est dans la partie Est de Madagascar, de la courbe moyenne de l'anomalie de Bouguer, et sera souvent considérée comme représentative de l'anomalie régionale.

Anomalie isostatique

A partir de l'anomalie de Bouguer et de la courbe d'équilibre isostatique, nous avons tracé le profil de l'anomalie isostatique (hypothèse d'Airy, 30 km) qui oscille autour de la valeur zéro si ce n'est, à nouveau, dans la partie Est de Madagascar. La droite de valeur nulle représente la moyenne de l'anomalie isostatique, ce qui est en accord avec le résultat du calcul de la valeur moyenne générale qui est voisine de zéro. On notera l'alternance remarquable de valeurs positives et négatives qu'on retrouvera sur la carte isostatique.

On peut remarquer une certaine correspondance entre les anomalies isostatiques positives ou négatives et les anomalies à l'air libre positives ou négatives résiduelles, comptées à partir de leur valeur moyenne +30 mgal.

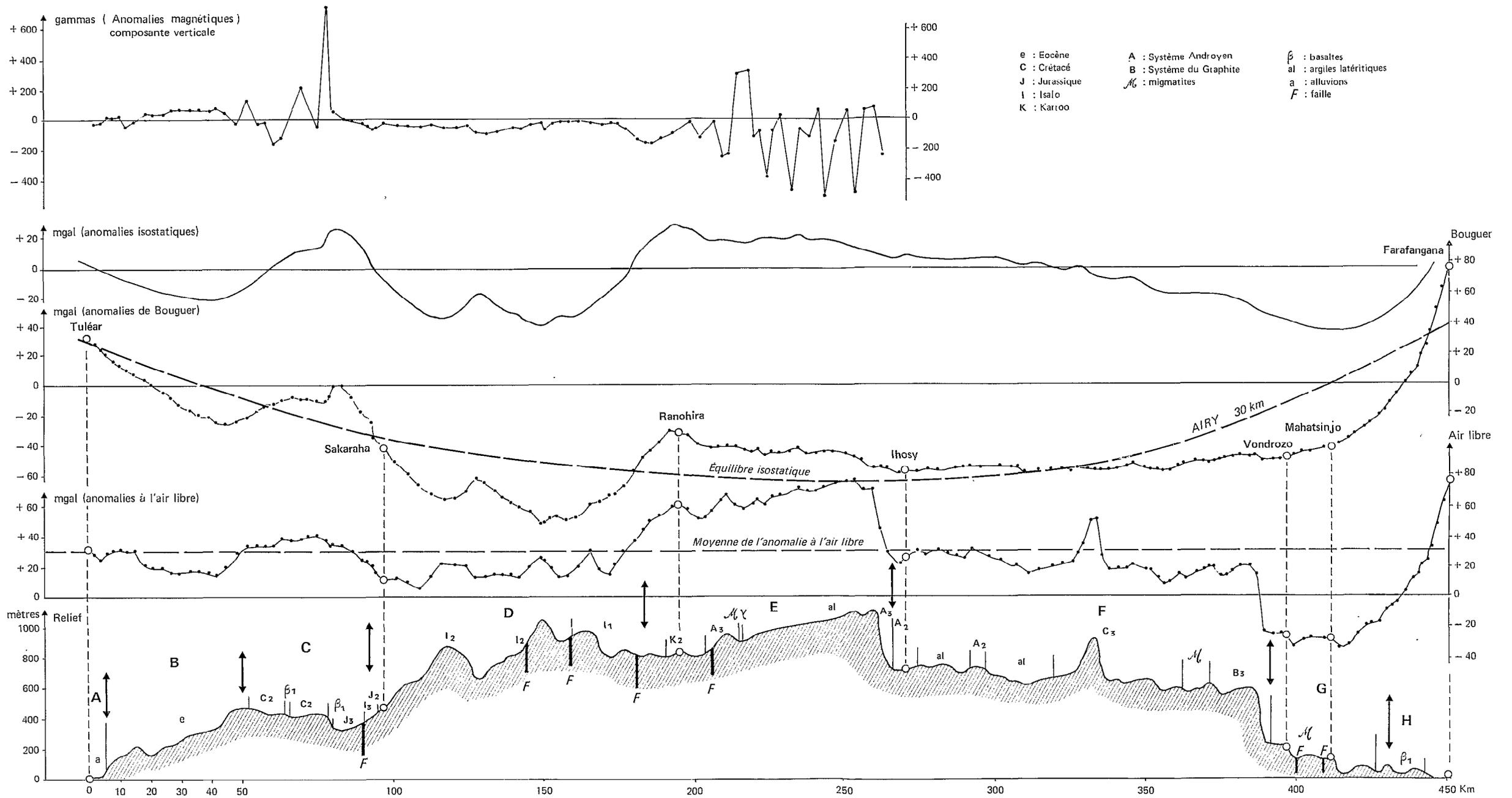


FIG. 20. — Profils gravimétriques (Air Libre, Bouguer, isostatique), topographique, magnétique le long de l'itinéraire transversal Tuléar-Farafangana

Ces changements de signe correspondraient aux limites de compartiments de socle surélevés ou abaissés selon une tectonique en touches de piano dont la compensation locale serait mal réalisée.

Anomalies magnétiques

Nous avons fait figurer le profil des anomalies de la composante verticale du champ magnétique terrestre. Ce profil n'est que partiel, les mesures magnétiques au sol n'ayant pas été poursuivies par suite des résultats incohérents affectant les mesures dans les régions où affleure le socle. Comme le montre le profil, le « bruit de fond » des mesures au sol est prohibitif.

4. RELATION RÉGIONALE ANOMALIE DE BOUGUER - ALTITUDE

Après avoir étudié les valeurs moyennes de l'anomalie de Bouguer en fonction des altitudes moyennes, nous allons considérer leur valeur ponctuelle, station par station, et voir comment elles s'ordonnent.

Comme il ne pouvait être question de considérer tous les points des différents itinéraires, nous avons retenu l'itinéraire Tuléar-Farafangana et reporté les valeurs de Bouguer en fonction de l'altitude (fig. 21).

On remarque immédiatement que les points représentatifs de station en station, en suivant soigneusement l'itinéraire, se groupent par tronçons d'itinéraires autour de segments de droite, décalés les uns par rapport aux autres.

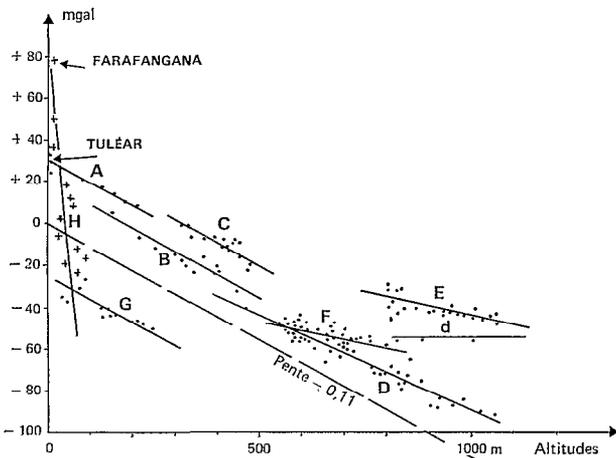


FIG. 21. — Anomalie de Bouguer en fonction de l'altitude aux stations en suivant point par point l'itinéraire Tuléar-Farafangana

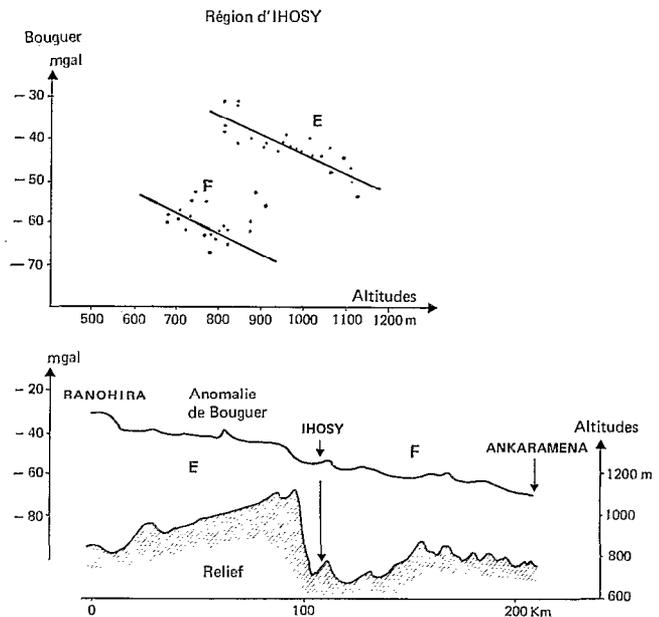


FIG. 22. — Anomalie de Bouguer en fonction de l'altitude en chaque station de l'itinéraire Tuléar-Farafangana dans la région d'Ihozy ; profils de l'anomalie de Bouguer et topographique correspondants

On constate, après avoir reporté tous les points, que l'on retrouve dans le détail le résultat auquel nous avaient conduit les considérations précédentes sur les valeurs moyennes : les segments de droite correspondant aux stations d'altitude inférieure à 700 mètres ont une pente voisine de la pente théorique, tandis que ceux qui correspondent aux stations plus élevées ont une pente plus faible. On pourrait donc admettre que Madagascar est constitué de compartiments géologiques qui seraient liés à la fragmentation du socle et qui présenteraient chacun un propre état d'équilibre entre forces isostatiques et contraintes latérales.

La géologie de Madagascar et l'examen de la carte des anomalies isostatiques nous permettraient de penser que ces compartiments présentent un allongement selon la morphologie et les directions principales privilégiées de la tectonique.

Si on reporte sur une carte géologique les stations correspondant aux différents segments, on remarque que les stations en bout de ces segments sont situées, soit au voisinage du contact de deux terrains différents, contact qui peut être accompagné d'une dénivellée due à une érosion différentielle, soit à proximité ou même sur une dénivellée d'origine tectonique.

Pour illustrer ces résultats nous avons reporté les différents segments A, B, ... H avec leurs limites sur le profil topographique de l'itinéraire Tuléar-Farafangana (fig. 20) qui indique également la géologie superficielle.

Le R.P. L. CATTALA (1954) était arrivé aux mêmes observations qui l'avaient conduit à proposer un schéma structural en « touches de piano ».

Un bel exemple est fourni par les deux compartiments E et F limités par une falaise dans la région d'Ihosal, accident topographique de l'ordre de 400 m qui ne se marque pratiquement pas sur le profil de l'anomalie de Bouguer, ce qui montre bien le choix convenable de la densité (fig. 22).

Dans la partie occidentale du profil on observe une certaine relation entre les différents compartiments et l'anomalie de Bouguer : par exemple la fosse sédimentaire du Karroo, compartiment D, donne des anomalies de Bouguer négatives.

Mais c'est sur le profil des anomalies isostatiques (fig. 20) que l'on observe la meilleure correspondance avec les différents compartiments dont les limites correspondent approximativement avec le changement de signe des anomalies. Le passage d'un segment au suivant (fig. 21), vers le haut ou le bas coïncide avec le changement de signe de l'anomalie. Une telle anomalie positive ou négative résulte d'un excédent ou d'un déficit de masse qui lui-même peut être interprété par une surélévation ou un affaissement du compartiment. On obtient ainsi d'un compartiment à l'autre :

	Translations ° vers le	Compartiment	Anomalie isostatique
A → B	bas	affaissé	négative
B → C	haut	surélevé	positive
C → D	bas	affaissé	négative
D → E	haut	surélevé	positive

de même de E à F et de F à G.

Le profil des anomalies à l'air libre (fig. 20), rapporté à la valeur moyenne (+30 mgal) met également en évidence les différents compartiments.

Il y a donc lieu d'attribuer des causes profondes à la concordance entre anomalies isostatiques, anomalies à l'air libre, segments de droite définis par les anomalies de Bouguer en fonction de l'altitude et compartiments géologiques.

Cependant le schéma en touches de piano qui reviendrait à considérer une juxtaposition de « horst » et de « graben » est de toute façon insuffisant pour rendre compte de la « tectonique de fond » qui affecte les couches les plus profondes de la croûte, et qui doit être beaucoup plus complexe que ne pourrait le laisser supposer un tel schéma, d'autant plus que la géologie des couches profondes nous échappe complètement.

II. Les cartes gravimétriques

Un premier examen des cartes gravimétriques des anomalies de Bouguer et des anomalies isostatiques (cartes en couleurs à 1/2 000 000) fait ressortir quelques traits marquants et nous essayerons de voir s'ils sont en relation avec la géologie telle que nous la connaissons.

Une étude de détail sera présentée plus loin.

1. CARTE DES ANOMALIES DE BOUGUER

L'examen de la carte gravimétrique des anomalies de Bouguer montre (fig. 23) :

- une relation étroite entre anomalies et altitudes à l'échelle régionale ;
- une nette concordance entre l'allure des isanomaes et la forme générale de l'Ile en relation avec les grands axes tectoniques ;

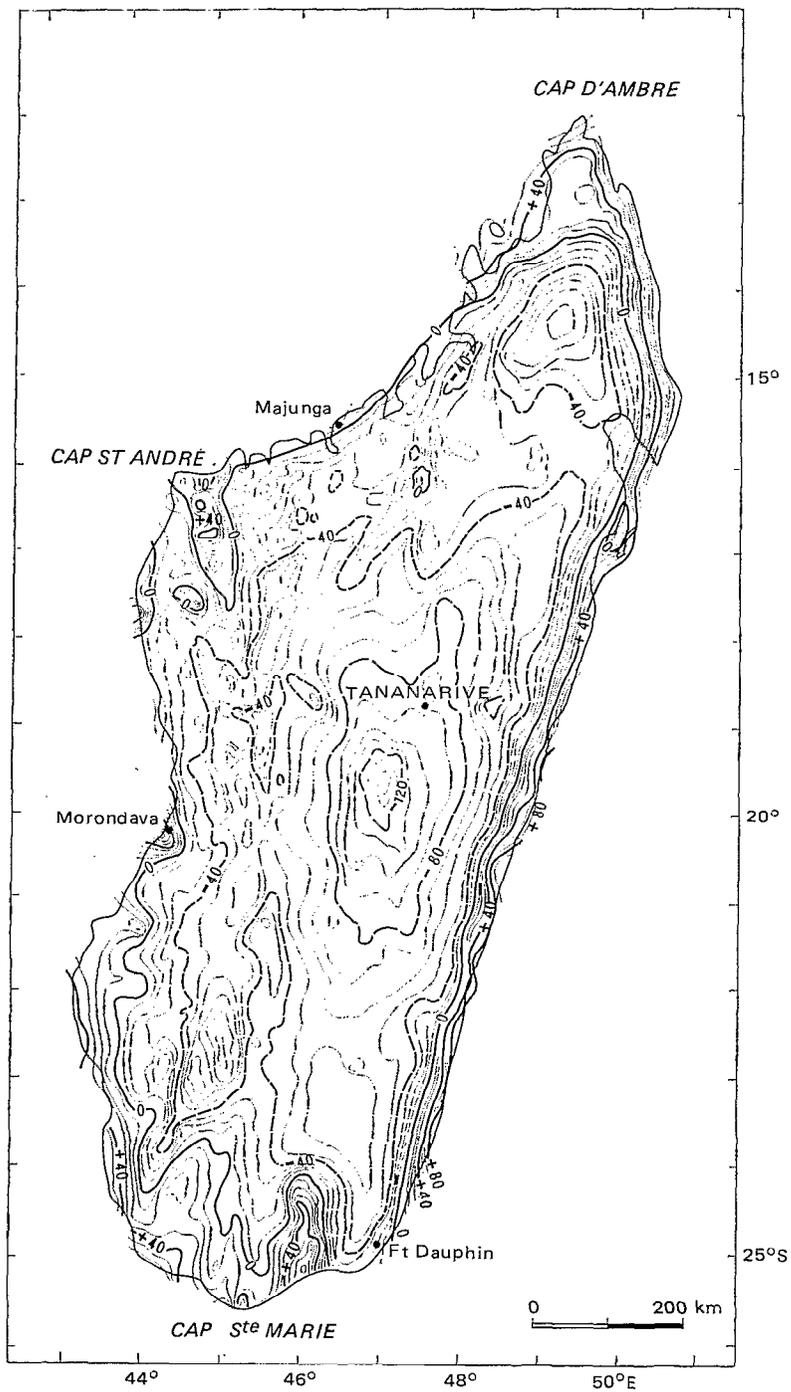


FIG. 23. — Carte des anomalies de Bouguer ($d = 2,67$). Isanomales de 10 en 10 mgal

- une différence marquée entre les anomalies des côtes Est et Ouest ;
- des anomalies positives importantes le long des côtes Est, Nord-Est, Nord et Sud-Ouest présentant des gradients gravimétriques élevés ;
- des anomalies négatives marquant bien l'emplacement des bassins sédimentaires Ouest et Nord-Ouest ;

- une anomalie positive liée à l'aire anticlinale du cap Saint-André séparant les deux bassins précédents ;
- de fortes anomalies positives très localisées principalement le long des côtes Ouest et Sud ;
- l'absence de relation apparente entre certains épanchements volcaniques et anomalies.

1.1. Relations entre anomalies et altitudes

Nous avons vu précédemment qu'il y avait, à l'échelle régionale, une corrélation très nette entre les anomalies de Bouguer et les altitudes. La carte de Bouguer montre, en relation avec le relief, deux zones d'anomalies fortement négatives : au Nord, une anomalie de -80 mgal liée au massif du Tsaratanana (2 876 m), au centre, une anomalie plus étendue de -140 mgal liée à la région des Hauts-Plateaux qui culminent dans le massif de l'Ankaratra (2 643 m) et, vers le Sud, dans l'Andringitra (Pic Boby, 2 658 m). Cela montre qu'il y a bien compensation du relief et que l'île se comporte comme un continent.

Cette corrélation entre le relief et les anomalies masque d'ailleurs certains aspects qui, autrement, apparaîtraient sur la carte et d'autant plus que le relief de Madagascar est important, plus de 500 mètres d'altitude moyenne. Aussi sera-t-il nécessaire d'examiner la carte des anomalies isostatiques, celles-ci étant, comme nous l'avons vu, quasiment indépendantes de l'altitude, pour remarquer certains traits qui passent inaperçus sur la carte de Bouguer (extension des bassins sédimentaires, déformations du tracé des isanomaes par le gradient isostatique...).

1.2. Concordance entre l'allure des anomalies et la forme générale de l'île

L'allure générale des isanomaes est étroitement liée à la morphologie de Madagascar. Le tracé des isanomaes suit les grandes lignes de la forme et du relief de l'île, qui sont essentiellement liées aux directions de la tectonique. On trouvera, d'ailleurs, l'allure allongée suivant la plus grande dimension de l'île sur la carte des anomalies isostatiques.

1.3. Différence entre les anomalies de la côte Est et de la côte Ouest

La carte des anomalies de Bouguer, de même que celle des anomalies isostatiques, montre une différence très nette entre les anomalies de la côte Est et celles de la côte Ouest. Sur la côte Ouest, les anomalies sont en général faibles, de ± 10 mgal, en dehors évidemment des fortes anomalies positives localisées. Ces valeurs faibles sont celles qu'on observe généralement dans le cas d'un passage normal d'une croûte continentale à une croûte océanique. Par contre, la côte Est, et dans une moindre mesure la côte Sud-Ouest, présentent tout au long de fortes anomalies positives marquées par de forts gradients.

1.4. Anomalies positives le long des côtes

Côte Est

Une importante anomalie positive atteignant par endroits près de $+100$ mgal longe la plus grande partie de la côte Est en présentant un fort gradient : 2 à 4 mgal au kilomètre. Malheureusement on ne connaît pas pour le moment l'amplitude totale de cette anomalie, le manque de mesures en mer ne permettant pas de suivre l'anomalie au-delà de la côte.

Or, quel que soit le mode de compensation que l'on pourrait envisager, les corrections isostatiques ne feraient pas disparaître cette anomalie. Elle serait tout au plus atténuée et elle atteint encore près de $+60$ mgal dans le cas de l'hypothèse d'Airy, profondeur de compensation 30 km. Cette anomalie n'est donc pas due simplement à l'influence des grands fonds océaniques proches.

Une anomalie aussi importante avec un gradient aussi élevé, fait penser à l'existence d'une grande fracture le long de la côte Est, suggérée également par les caractères morphologiques de cette côte et surtout par la présence de très importantes émissions fissurales de laves acides et basiques qui forment un recouvrement continu de 20 à 40 km de largeur sur près de 500 km, le long de la zone littorale.

Le gradient élevé que l'on observe tout au long de cette côte indiquerait par ailleurs que le passage de la croûte continentale à la croûte océanique doit se faire très brutalement par plusieurs fractures en palier, une seule grande fracture paraissant peu probable. D'ailleurs, la grande extension latérale des couches volcaniques, qui, étant donné la viscosité, paraît improbable dans le cas d'une fracture unique, s'explique facilement si l'on fait intervenir un réseau de fractures parallèles plus ou moins rapprochées.

Côte Nord-Est et Nord

L'anomalie de la côte Est qui semble s'interrompre à la hauteur de l'île Sainte-Marie pour faire place à une anomalie négative reprend plus haut en suivant la bordure du cap Masoala et change ensuite de direction pour suivre la côte Nord-Est.

Des caractères identiques à l'anomalie de la côte Est (parallélisme à la côte, gradient élevé...) font penser à une origine semblable : réseau de fractures parallèles favorisant les intrusions lourdes en profondeur et des épanchements en surface.

Côte Nord-Nord-Ouest

Toute cette région est marquée par une zone d'anomalies positives qui sont d'ailleurs plus étendues sur la carte isostatique. Cette région est caractérisée par d'intenses et récentes manifestations volcaniques liées à une importante activité tectonique associée à une remontée du magma basique.

Côte Sud-Ouest

Nous observons également le long de la côte Sud-Ouest (région de Tuléar) une anomalie positive de 50 mgal dont les courbes d'égale valeur sont parallèles à la côte. La direction commune est celle du système de fractures du Bongolava. Il semble que l'on ait pour cette côte les mêmes phénomènes que pour les côtes Est et Nord-Est. On peut noter d'ailleurs le long de cette côte, la présence d'une fracture importante qui est la fracture de Tuléar.

1.5. Anomalies négatives liées aux bassins sédimentaires

Les bandes d'anomalies négatives à l'Ouest et au Nord-Ouest sont liées à la présence des bassins sédimentaires de Morondava et de Majunga séparés par l'aire anticlinale du cap Saint-André.

Les valeurs les plus négatives, —90 mgal, se trouvent dans le Sud-Ouest en relation avec les grandes épaisseurs de sédiments de la fosse du Karroo (5 000 à 8 000 m). A l'Est de ces bandes d'anomalies, une série d'anomalies de —20 mgal marque la bordure des bassins sédimentaires en coïncidant avec la réapparition du socle métamorphique.

Toutefois, si les plus grandes épaisseurs de sédiments apparaissent bien en anomalies négatives, ces bassins sédimentaires ne se traduisent pas par une anomalie d'ensemble. Là encore, il faut remarquer que la relation entre relief régional et anomalies de Bouguer masque en grande partie l'influence due aux déficits de masse que présentent ces bassins sédimentaires.

1.6. Aire anticlinale du cap Saint-André

L'éperon de socle du cap Saint-André qui sépare les bassins sédimentaires de Morondava (bassin Ouest) et de Majunga (bassin Nord-Ouest) donne lieu à une anomalie positive avec des maxima bien marqués correspondant à des intrusions basiques, analogues à celles que l'on observe au Sud-Ouest de cette anomalie.

1.7. Anomalies positives localisées

La carte de Bouguer montre de fortes anomalies positives bien localisées. Certaines sont liées manifestement à des intrusions basiques, d'autres ne correspondent à rien de visible en surface.

Sur la côte Sud, l'anomalie positive de 70 mgal correspond au massif volcanique de l'Androy. L'épaisseur des épanchements, d'ailleurs encore controversée (H. BÉSAIRIE 1957, R. BATTISTINI 1959), est insuffisante pour expliquer l'amplitude de l'anomalie dont il faudra chercher les causes en profondeur. Au Sud du cap Saint-André, à l'Est de Maintirano, les maxima de +20 et +40 mgal coïncident avec les massifs gabbroïques de l'Ambereny et du Fonjay. Une autre de ces anomalies, qui apparaîtra mieux sur la carte isostatique, est à lier au massif intrusif du Bevato (18°48 S, 46°10 E).

Par contre, les fortes anomalies positives localisées sur la côte Ouest, Maintirano +90 mgal, Morondava +70 mgal, et celle plus faible d'Andranopasy (21°15 S, 44° E, +30 mgal) ne correspondent à aucun affleurement basique en surface. Nous leur attribuerons la même origine, à savoir des intrusions basiques mais qui n'auraient pas atteint la surface.

1.8. Absence d'anomalies notables liées à certains épanchements volcaniques

La carte géologique montre de très importantes coulées, basaltiques dans leur quasi-totalité, qui se sont épanchées au voisinage des côtes Ouest et Nord-Ouest (groupes basaltiques du Mailaka, Antanimena, Manasomody...). Ces aires basaltiques qui jalonnent les systèmes de failles bordières s'allongent sur plusieurs centaines de kilomètres, avec des largeurs variables de quelques dizaines de kilomètres et des épaisseurs de 100 à 200 mètres. Le volcanisme qui en est responsable serait de type fissural ou volcanisme des plateaux qui affecte des aires continentales sialiques en majorité granitiques et couvertes de sédiments.

A première vue, on n'observe pas d'anomalies appréciables en rapport avec ces épanchements basaltiques. Or une couche de basaltes de 200 mètres d'épaisseur (densité 2,9), présentant un contraste de densité de 0,6 avec le substratum ($d = 2,3$), donne lieu à une anomalie de 5 mgal. Une telle anomalie pourrait être mise facilement en évidence dans une étude de détail, mais n'apparaîtra guère dans une étude de grande reconnaissance à larges mailles, d'autant plus qu'elle sera masquée par le gradient isostatique du fait du parallélisme entre les allongements des épanchements et les directions des côtes et des courbes d'isocorrections isostatiques.

Le fait que l'on n'observe pas de fortes anomalies positives bien marquées en rapport avec ces aires basaltiques indiquerait qu'il n'y a pas de réservoirs magmatiques. L'ampleur de ces séries volcaniques ne peut donc s'expliquer que par de puissantes émissions fissurales liées à une tectonique cassante. Les variations pétrographiques observées s'expliqueraient par une contamination du magma originel par le substratum cristallin et les sédiments traversés.

2. CARTE DES ANOMALIES ISOSTATIQUES

Certains des traits marquant la carte des anomalies de Bouguer que nous venons d'examiner apparaissent également sur la carte des anomalies isostatiques. Un dessin simplifié de cette carte est représenté sur la figure 24. Ainsi se distinguent nettement les bandes d'anomalies positives le long des côtes Est et Nord-Est, les anomalies négatives liées aux bassins sédimentaires de Morondava et de Majunga, les anomalies positives localisées liées aux intrusions de roches lourdes qu'elles soient affleurantes ou non ou en rapport avec l'éperon de socle du cap Saint-André.

Toutefois l'examen de la carte isostatique fait ressortir des traits plus particuliers et qui paraissent caractéristiques. Ainsi on remarque :

- une bande d'anomalies positives, faibles mais étendues, couvrant la partie médiane de la Grande Ile ;
- une bande d'anomalies négatives, importantes, qui longe l'Ouest de la bande positive caractérisant la côte Est ;
- une alternance de bandes d'anomalies positives et négatives allongées selon la direction du grand axe de l'Ile, la largeur de ces bandes variant de 100 à 150 km.

2.1. Bande médiane d'anomalies positives

Dans la partie médiane de la Grande Ile, le long de son axe, nous voyons une zone positive d'amplitude assez faible, dont la valeur moyenne peut être estimée à environ une dizaine de milligals. Un abaissement de 100 mètres de l'ensemble de cette zone suffirait à annuler cette anomalie. Les maxima localisés dans cette zone atteignent une trentaine de milligals sauf celui situé à l'Ouest de Tananarive d'environ 50 mgal, qui est à rapporter aux anomalies positives localisées liées à des intrusions basiques, puisqu'on peut l'associer au massif intrusif du Bevato (18°40 S, 46°10 E).

On observe, à la hauteur du 20^e parallèle, une région très faiblement positive et à l'Est de celle-ci, au Sud-Ouest de Tananarive, une anomalie négative qui atteint —30 mgal et qui coïncide avec le massif volcanique de l'Ankaratra. Ce déficit de masse ne peut résulter de roches à faible densité situées en profondeur car on sait que le socle cristallin est partout présent en dessous des épanchements basaltiques de ce massif. On peut penser qu'après avoir été normalement compensé, ce massif volcanique, d'âge néogène à pleistocène, les dernières éruptions basanitiques datant du Quaternaire récent, a subi une violente érosion qui a fortement abaissé son niveau moyen et que le réajustement isostatique qui a dû s'ensuivre s'est effectué en conservant la « racine » primitive qui se comporte comme une anomalie géologique.

La valeur positive de l'ensemble de la zone médiane correspond aux régions où prédomine un relief important qui donnait sur la carte de Bouguer de fortes anomalies négatives. Étant donné l'étendue de ces anomalies

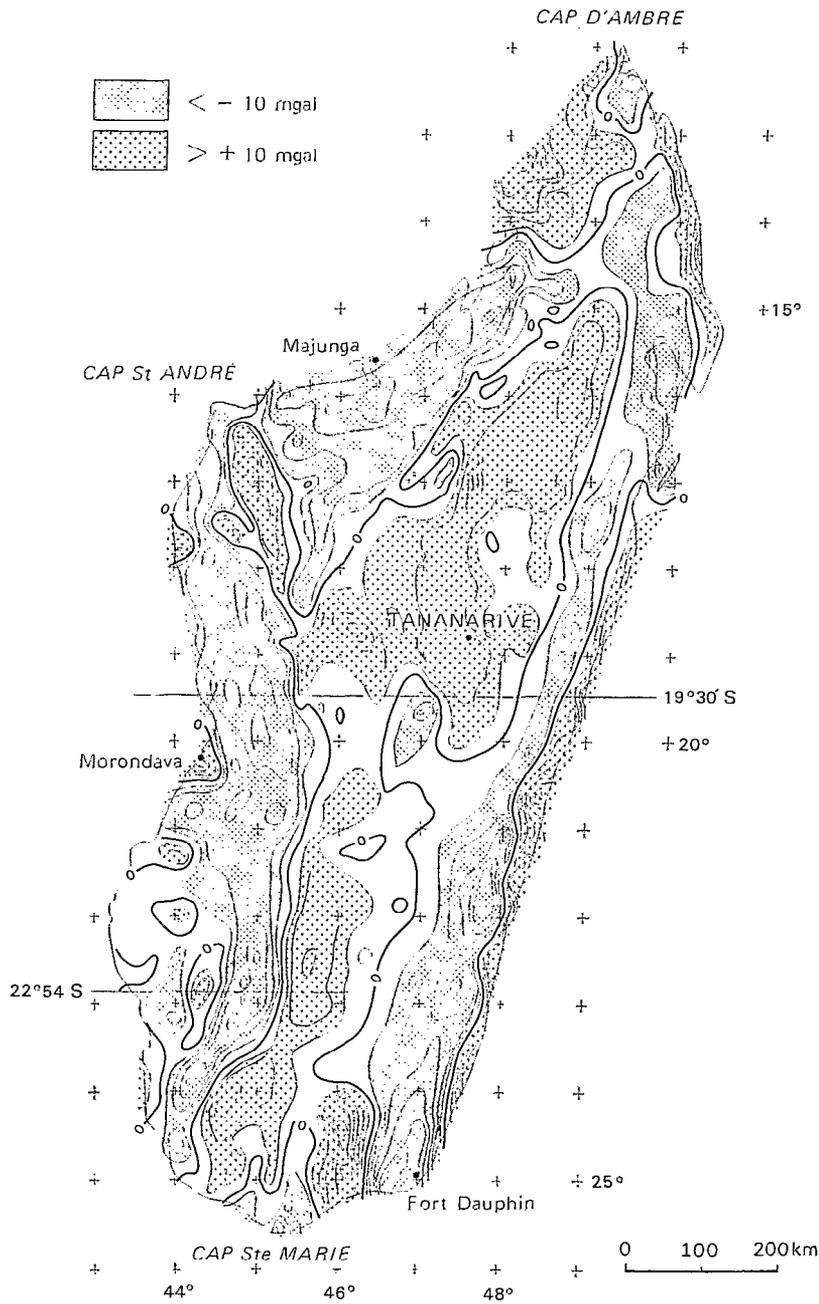


FIG. 24. — Carte isostatique simplifiée (Airy, 30 km)

positives, il est justifié de les attribuer à des causes profondes. Une remontée du manteau serait à l'origine de ces anomalies qui, en l'absence de réajustement, ne pourraient que s'accroître avec l'arasement progressif du relief.

2.2. Bande d'anomalies négatives de la côte Est

Le long de la côte Est, à l'Ouest de la bande étroite d'anomalies fortement positives qui caractérise cette côte, on remarque une bande d'anomalies négatives importantes qui atteignent au Sud près de -60 mgal. Sa largeur moyenne ne dépasse pas la centaine de kilomètres.

Le déficit de masse indiqué par ces anomalies ne se rapporte à rien de particulier en surface où le socle ancien est partout affleurant ; elles seraient donc à lier à un phénomène profond.

Toutefois on peut aussi penser que cette bande d'anomalies négatives n'est qu'un « artefact » dû au calcul des corrections isostatiques qui suppose un passage progressif de la croûte continentale à la croûte océanique comme l'admet le schéma d'Airy qui nous a servi de base pour le calcul de ces corrections et non un passage brutal que l'on est conduit à considérer. Nous verrons plus loin dans l'interprétation des anomalies gravimétriques de la côte Est, la validité d'une telle hypothèse que la morphologie et la tectonique de cette côte nous incitent également à retenir.

Par contre l'anomalie négative centrée sur l'île Sainte-Marie qui semble être la suite de cette grande bande négative, mais avec un certain décalage vers l'Est, doit correspondre à un phénomène réel, cette région se marquant également par une nette anomalie négative sur la carte de Bouguer. Si on considérait la région de l'île Sainte-Marie comme un accident local, la bande négative se poursuivrait tout le long des côtes Est et même Nord-Est et le passage brutal entre les deux croûtes serait ininterrompu tout le long de ces côtes.

2.3. *Alternance des bandes d'anomalies*

En examinant la carte isostatique on est frappé par l'aspect alterné des anomalies. Celles-ci, dans leur ensemble, se présentent en bandes successivement positive et négative, allongées selon la direction du grand axe de Madagascar avec une largeur moyenne variant de 100 à 150 kilomètres. Cet aspect « pseudo-périodique » présentant une dimension privilégiée doit correspondre à des caractéristiques particulières de la lithosphère de cette région. La largeur moyenne de ces bandes ne dépassant pas 150 km, cette dimension pourrait être en rapport avec les tensions limites que peut supporter l'écorce sans rupture. Au-delà, il doit y avoir rupture selon les directions des grandes lignes tectoniques. L'examen de la carte isostatique montre une très bonne concordance entre les directions de ces bandes d'anomalies et celles des grands axes tectoniques.

2.4. *Étude d'ensemble*

De l'étude de la carte isostatique et des calculs de moyenne que nous avons vus plus haut, nous retiendrons que globalement l'équilibre isostatique est réalisé. Toutefois l'ensemble des anomalies positives correspondant aux Hautes Terres et des anomalies négatives correspondant aux bassins sédimentaires qui ne sont pas compensés comme nous le verrons plus loin, montre que c'est moyennant la transmission d'un bel effort tranchant entre les Hautes-Terres et les bassins sédimentaires sans que cela fasse rejouer les failles par lesquelles ce déséquilibre a été créé.

Il y a là quelque chose de paradoxal, qu'il faut sans doute expliquer par la valeur des contraintes horizontales. La pression E-W dans la croûte, celle-ci étant isolée entre des compartiments océaniques, doit être sensiblement inférieure à la pression verticale, et cela empêche que les failles normales qui contribuent à limiter les bassins sédimentaires, jouent en sens inverse.

Nous avons dit que la bande étroite d'anomalies négatives de la côte Est ne correspond à rien de visible en surface, le socle étant apparent partout. On peut admettre que l'ensemble positif et négatif de la côte Est recouvre donc quelque chose de différent de la côte Ouest où le sédimentaire est bien apparent. Cela voudrait dire que le schéma d'Airy ne convient pas et que la variation latérale de la compensation est plus rapide que la variation de la topographie. A la profondeur où cela se place, cela veut dire que le passage de la compensation continentale à la compensation marine est quasi instantané, comme cela pourrait l'être par une faille de coulissement amenant une croûte marine plus méridionale au contact de la croûte continentale. On se trouverait donc là en présence d'un type de marge par faille de décrochement, donc sans aucune transition, qui ne semble avoir guère d'équivalent. Nous reverrons ce problème plus loin dans l'étude des anomalies de la côte Est.

3. ÉCARTS RÉGIONAUX À L'ISOSTASIE : ÉVALUATION DE QUELQUES MASSES

Les considérations précédentes nous ont montré que, globalement, Madagascar était en équilibre isostatique. Il n'en est pas moins évident, eu égard à la carte isostatique que nous venons d'examiner, que certaines régions prises individuellement sont en déséquilibre. Nous allons essayer de donner l'ordre de grandeur de quelques masses responsables des principales anomalies, et chercher à estimer l'effort tranchant correspondant auquel est soumise la croûte.

Pour déterminer la masse responsable d'une anomalie, définie à partir du contour zéro, nous nous baserons sur le fait qu'une couche mince homogène, horizontale, infinie, donne une anomalie d'un milligal pour $2,38 \text{ kg/cm}^2$, effet indépendant de la profondeur de cette couche. En partant de la carte isostatique et en évaluant à l'aide d'un planimètre les aires comprises entre les diverses isanomales définissant l'anomalie, on obtient la masse totale responsable de l'anomalie en sommant les masses relatives aux différentes aires. Pour une aire S déterminée par les isanomales n et $n + 10$, la masse correspondante est obtenue en million de tonnes (MT) en faisant le produit de l'aire en km^2 par la valeur moyenne $n + 5$ et en le multipliant par 23,8.

Les déficits ou excès de pression s'obtiennent en divisant la masse trouvée par la surface de l'anomalie.

Nous allons considérer successivement l'anomalie positive médiane, l'anomalie positive liée au massif volcanique de l'Androy dans le Sud de Madagascar, l'anomalie négative correspondant au bassin sédimentaire dans le Nord-Ouest de la Grande Ile.

Remarquons que pour quelques-unes de ces anomalies nous avons dû fermer arbitrairement le tracé de certaines isanomales. Ainsi pour l'anomalie négative du bassin de Majunga, les isanomales -20 , -10 et 0 ont été complétées du côté mer au Nord-Ouest de l'anomalie. De même nous avons fermé d'une façon arbitraire, côté mer, au Sud, l'anomalie positive liée au massif volcanique de l'Androy.

Pour plus de facilité dans l'utilisation du planimètre, nous avons décomposé en deux la bande médiane d'anomalies positives en considérant une anomalie Nord et une anomalie Sud séparées par le 20° parallèle.

Les valeurs obtenues sont :

- anomalie positive médiane Sud : masse totale $20 \cdot 10^6$ MT, superficie $69\ 000 \text{ km}^2$, excédent de masse 290 MT/km^2 ;
- anomalie positive médiane Nord : masse totale $42 \cdot 10^6$ MT, superficie $112\ 000 \text{ km}^2$, excédent de masse 375 MT/km^2 ;
- anomalie positive liée au massif volcanique de l'Androy : masse totale $7,5 \cdot 10^6$ MT, superficie $12\ 000 \text{ km}^2$, excédent de masse 595 MT/km^2 ;
- anomalie négative du bassin de Majunga : masse totale $39 \cdot 10^6$ MT, superficie $79\ 600 \text{ km}^2$, déficit de masse 490 MT/km^2 ;
- quant à l'anomalie négative du bassin de Morondava, elle est semblable, en plus étendue, à celle du bassin de Majunga. On pourra donc attribuer à cette zone le même déficit de masse, soit environ 500 MT/km^2 .

L'existence même de ces anomalies indique que l'écorce est capable de résister à l'excès ou au déficit de masse auquel elles correspondent. Sinon un affaissement ou une remontée, marque d'une compensation isostatique qui réduirait ou annulerait ces anomalies, se serait produit.

Les déséquilibres observés restent modérés et sont de l'ordre de ceux déterminés pour quelques régions de l'Afrique (Y. GRENN, 1956).

En supposant que la densité du matériel du manteau à la base de la croûte soit de l'ordre de 3,27, nous pouvons déterminer de quelle quantité l'écorce devrait ou monter, ou descendre, suivant le signe de l'anomalie. Les valeurs trouvées sont les suivantes :

Anomalie positive médiane Nord, descente.....	115 m
Anomalie positive de l'Androy, descente.....	182 m
Anomalies négatives des bassins sédimentaires de Majunga ou Morondava, montée.....	153 m

Pour des régions de l'Afrique considérées également actuellement comme stables, P. LOUIS (P. LOUIS, 1970) a déterminé les valeurs suivantes :

Bassin du Djado (au NE du Niger), remontée.....	115 m
Bassin du Sud du Tchad, remontée.....	177 m
Région de l'Aïr-Ténéré (Nord du Niger) descente.....	100 m

Ces valeurs sont modérées quand on les compare à des valeurs obtenues dans d'autres régions du Globe. Ainsi dans les régions de la plaine du Pô, J. GOGUEL (1958) calcule que l'anomalie négative correspondante serait annulée par une remontée de 407 m. L'anomalie positive des Alpes occidentales disparaîtrait pour un abaissement de 635 m. Il faut noter que ces dernières zones sont considérées comme actives.

Nous allons chercher à estimer l'effort tranchant auquel résiste la croûte en ne s'affaisant pas sous la surcharge à laquelle elle est soumise. La connaissance du périmètre le long duquel nous admettrons que l'action de

la surcharge se répartit est délicate. Nous nous contenterons d'évaluer une limite inférieure de l'effort tranchant en admettant que la surcharge se répartit uniformément sur son pourtour, ce qui ne doit pas être souvent le cas, les anomalies étant en général de forme irrégulière et la charge n'étant sûrement pas répartie de façon uniforme sur ses bordures. Pour une anomalie négative, l'effort tranchant s'exercera vers le haut.

Les périmètres ont été déterminés au curvimètre, certaines portions étant arbitraires comme nous l'avons dit. Pour les anomalies que nous venons d'examiner, les valeurs obtenues pour l'effort tranchant sont les suivantes :

Anomalie positive médiane Sud : périmètre 1400 km, effort tranchant.....	1,5 10 ⁷ T/m
Anomalie positive médiane Nord : périmètre 1740 km, effort tranchant.....	2,4 10 ⁷ T/m
Anomalie positive de l'Androy : périmètre 450 km, effort tranchant.....	1,6 10 ⁷ T/m
Anomalie négative du bassin de Majunga : périmètre 1400 km, effort tranchant.....	2,8 10 ⁷ T/m

Nous avons également calculé l'effort tranchant exercé par la bande d'anomalies négatives de la côte Est, dans le cas où elles correspondraient à un phénomène réel. A la hauteur du 21^e parallèle, cette bande fait environ 60 km de large. En admettant une anomalie moyenne de 25 mgal, l'effort tranchant exercé vers le haut sur un des bords est de 1,8 10⁷ T/m.

De même pour l'anomalie négative du bassin de Morondava. A la hauteur de la fosse du Karroo, soit le 23^e parallèle, pour une largeur moyenne d'environ 100 km et une valeur de l'anomalie de -22 mgal, il résulte un effort tranchant de 2,6 10⁷ T/m.

Toutes ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles qui ont été trouvées en Afrique Occidentale (Y. CRENN, 1956, P. LOUIS, 1970, J. RECHENMANN, 1973). Elles étaient de l'ordre de 1 à 3.10⁷ T/m sans qu'il y ait réajustement isostatique. En Afrique il s'agissait de zones stables depuis 500 MA et que l'on peut raisonnablement supposées arrivées à un état d'équilibre.

Une conclusion concernant la stabilité de Madagascar semble donc se dégager. L'équilibre isostatique y est globalement réalisé et les forces auxquelles les grandes anomalies de cette région du globe soumettent l'écorce restent, en principe, dans des limites qui doivent permettre à celle-ci de les supporter.

4. CONSIDÉRATIONS SUR LES CARACTÉRISTIQUES ET LE TRACÉ DES CARTES GRAVIMÉTRIQUES

Avant d'aborder l'étude région par région des principales anomalies gravimétriques telles qu'elles apparaissent sur les cartes, il est bon d'examiner les caractéristiques des levés en vue de leur utilisation tant en géologie qu'en géodésie, et d'expliquer le choix qui a été retenu pour le tracé des isanomales.

Le tracé des isanomales ou isogammes a été effectué à la main. La définition du degré de certitude présenté par les détails mis en évidence par le tracé qui comporte un certain caractère subjectif implique un retour sur les conditions d'exécution des mesures et sur leur précision.

La densité du réseau de mesures est un premier point important à considérer. Le but de nos travaux était d'établir une carte gravimétrique de reconnaissance de Madagascar, de même qu'ont été effectués précédemment par les équipes de l'O.R.S.T.O.M. les levés d'une grande partie de l'Afrique Occidentale et Équatoriale (Y. CRENN, 1957 ; Y. CRENN et J. RECHENMANN, 1966 ; P. LOUIS, 1970 ; J. RECHENMANN 1965, 1969, 1971, 1972, 1973), Le choix de la maille nous avait été pratiquement imposé par plusieurs facteurs, tant financiers que techniques. et par la nécessité d'harmoniser la précision de nos mesures, limitée essentiellement par l'emploi de la méthode du nivellement barométrique, et qui ne permettait pas de rechercher les anomalies de faible amplitude, avec l'immensité des zones à couvrir. Finalement la densité des mesures a résulté d'un compromis entre les possibilités matérielles et le fait que le nombre des stations au degré carré ne pouvait pas être trop faible au risque de perdre une grande partie de l'intérêt géologique. Une carte de reconnaissance réalisée avec une densité de stations de 2 à 3 par 1 000 km² serait largement suffisante pour son utilisation en géodésie. En pratique, l'application de la formule de STOKES pour la détermination du Géoïde ne nécessite qu'une dizaine de stations régulièrement réparties par degré carré. Une telle carte ferait déjà ressortir les grands traits de la structure géologique et attirerait même l'attention des géologues sur certaines particularités locales. Mais il ne faut pas se cacher que des structures géologiques intéressantes pourraient passer inaperçues sur une telle carte à mailles très lâches. D'autre part, l'étude des premières cartes gravimétriques réalisées en Afrique nous avait permis de conclure que les anomalies d'une dizaine de milligals ou plus avaient des dimensions telles qu'elles étaient recoupées par des itinéraires espacés de 20 à 30 kilomètres.

L'expérience ainsi acquise nous a conduit à adopter une densité de l'ordre de 150 stations par degré carré (environ 15 pour 1 000 km²) ce qui a pu être sensiblement réalisé à Madagascar en se limitant au réseau routier

et à quelques itinéraires à pied. Toutefois certaines zones se singularisent par un levé plus dense — réseau routier plus important dans la région de Tananarive — ou plus faible ou même inexistant — régions de massifs montagneux comme le Tsaratanana au Nord de l'île ou inhabitées comme dans le Sud-Est.

Signalons que les dimensions des anomalies que nous pouvons de la sorte espérer mettre en évidence, ainsi que les chances que nous avons de les détecter en fonction de leur taille, sont données dans les tables de probabilités établies par Igor Dimitrievich SAVINSKII (1965). Leur utilisation a été longuement exposée par P. Louis (1970).

Un deuxième point important à considérer est celui de l'erreur, de l'ordre de 5 à 6 milligals, entachant les valeurs des anomalies de Bouguer cartographiées, et qui limite les possibilités d'interprétations à caractère géologique. Cette erreur fixe immédiatement un seuil d'amplitude des anomalies. Ainsi il ne faudra attacher véritablement un sens qu'à des écarts sur l'anomalie de Bouguer atteignant au moins 5 milligals.

Le « pas » habituellement admis pour le tracé des isogammes est d'environ deux fois l'erreur moyenne sur la valeur observée, ce qui nous a conduit à un espacement de 10 en 10 milligals.

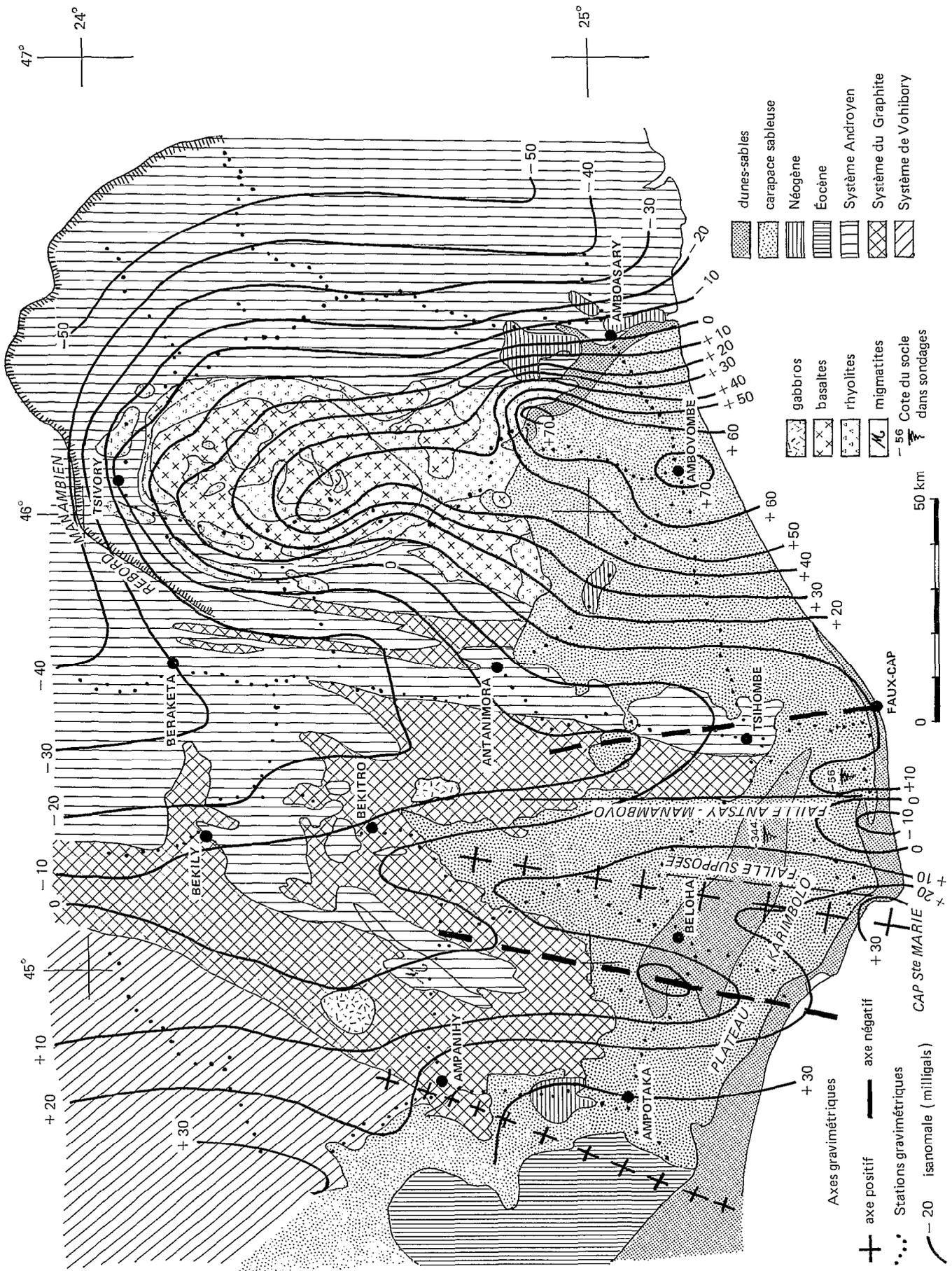


Fig. 25. — Gravimétrie (Anomalies de Bouguer) et géologie dans l'extrême Sud de Madagascar, région de l'Androy

ÉTUDE RÉGIONALE DES ANOMALIES

Dans cette partie nous allons examiner d'une manière plus détaillée les anomalies gravimétriques région par région. Nous verrons successivement le Sud, l'Ouest, le Nord-Ouest (région du cap Saint-André), le Nord, le Centre, et la côte Est de l'Ile. Nous ne nous étendrons d'ailleurs pas sur les régions Ouest et Nord-Ouest, correspondant aux bassins sédimentaires de Morondava et Majunga, qui ont déjà fait l'objet d'études, tant géologiques que géophysiques, par la Société des Pétroles de Madagascar.

On utilisera pour l'interprétation des anomalies locales les profils en anomalie de Bouguer corrigée de l'anomalie « régionale ». Étant donné le caractère de nos levés et son étendue, nous utiliserons, la plupart du temps, comme « régionale », l'effet isostatique qui n'est qu'une régionale particulière d'origine évidemment très profonde.

I. Sud de Madagascar

1. MASSIF VOLCANIQUE DE L'ANDROY

L'examen des cartes gravimétriques (Bouguer et isostatique) montre une importante anomalie positive à l'emplacement du massif volcanique de l'Androy.

Si nous reportons sur la carte de Bouguer (carte à 1/1 000 000) les contours géologiques de cette région, d'après la carte géologique à même échelle de H. BÉSAIRIE, 1964, on constate que, sur sa plus grande part, la bordure de la partie apparente du massif suit grossièrement l'isogamme zéro (fig. 25). L'anomalie se poursuit cependant vers le Sud sous le sédimentaire, ce qui montre que ce massif s'étend au Sud, au moins jusqu'à la côte.

Les valeurs maxima de l'anomalie de Bouguer sont localisées dans la partie Sud, vers Ambovombe. Mais ce n'est là qu'une conséquence de l'effet isostatique sur le tracé des anomalies. Les courbes de correction isostatique (qui figurent en carton sur la carte des anomalies de Bouguer à 1/1 000 000, feuille Sud) sont parallèles à la côte avec des valeurs croissantes vers l'intérieur du pays. Il s'ensuit, qu'en tenant compte de l'effet isostatique la partie Nord de l'anomalie atteint un niveau anormalique équivalent à celui de la partie Sud. Cela est bien visible sur la carte des anomalies isostatiques où l'anomalie correspondant au massif volcanique de l'Androy présente deux maxima d'environ 60 milligals, l'un au Nord, l'autre au Sud du massif.

1.1. Aperçu géologique

Le massif volcanique de l'Androy constitue une unité géologique de forme grossièrement ovale, qui s'étend sur 80 kilomètres environ du Nord au Sud et 50 kilomètres d'Est en Ouest. Ce massif daterait du Crétacé supérieur. Des mesures récentes au K/A donnent des âges de 123 et 90 M.A.

De grandes étendues planes sont dominées par des reliefs le plus souvent de 150 à 300 m de hauteur relative, mais qui peuvent atteindre 750 m dans le massif central, et 600 à 700 m sur la bordure orientale. Il apparaît, dès le premier abord, que ces plaines et ces massifs sont disposés selon une ordonnance particulière, très marquée dans les 2/3 du massif où les grandes unités du relief sont disposées de façon concentrique autour d'une masse centrale.

D'une manière générale, les points hauts du relief sont constitués par des coulées de rhyolites qui donnent la plupart des escarpements, tandis que les bas de pente et les plaines d'érosion à l'intérieur du massif sont

façonnés le plus souvent dans des roches de la famille des basaltes. Le relief de cette région est, au moins dans ses grandes lignes, un relief d'érosion différentielle, les basaltes se comportant comme une roche tendre par rapport aux rhyolites.

D'après BÉSAIRIE (1957) une seule série inférieure de coulées basiques, subhorizontales, serait surmontée par une unique série supérieure, acide, rhyolitique, de 450 à 500 m d'épaisseur, maintenant disséquée en massifs distincts qui forment les sommets.

Pour BATTISTINI (1964), par contre, il y aurait eu plusieurs phases d'épanchements, et la série acide, dans le secteur oriental, loin d'être horizontale, présenterait un pendage vers l'Ouest d'une valeur moyenne de 15°.

D'après BATTISTINI, on recouperait, selon une coupe Nord-Ouest-Centre, environ 2800 m de couches alternées de basaltes (épaisseur cumulée 1700 m) et de rhyolites (épaisseur cumulée 1100 m).

La distorsion en cuvette de cet empilement de coulées basaltiques et rhyolitiques résulterait d'un effondrement en « chaudron » ayant affecté l'ensemble de ce complexe volcanique pendant ou après sa mise en place. Notons que de telles structures circulaires paraissent résulter du jeu combiné et renouvelé d'émissions volcaniques et d'effondrements le long de failles concentriques.

Il n'est peut-être pas nécessaire d'envisager, comme le fait BATTISTINI, plusieurs coulées alternées de basaltes et de rhyolites pour justifier les pendages observés qui peuvent très bien provenir des affaissements se produisant à la suite du retrait du magma épanché. La déformation de l'ensemble de l'édifice volcanique a dû s'effectuer bien irrégulièrement avec de nombreuses cassures en blocs individualisés. L'observation locale de pendage suffit à donner une apparence de couches superposées. D'ailleurs des valeurs aussi faibles que celles observées sont difficiles à mettre en évidence sur le terrain sur de grandes distances.

Les phénomènes de subsidence qui ont entraîné la formation du berceau volcanique ont dû être importants. La présence du « rebord manambien », accident topographique majeur, en moyenne d'un millier de mètres de hauteur relative, qui enserre sur près de 120 km le massif volcanique de l'Androy, en atteste l'importance. La genèse de cet accident apparaît intimement liée au volcanisme antandroy car son tracé, qui épouse à faible distance la forme générale de l'ovale volcanique, est indépendant de la disposition en bandes méridiennes des terrains du système androyen.

1.2. Anomalie gravimétrique

Le profil en travers de l'importante anomalie positive de la région de l'Androy correspond à l'itinéraire Tsihombe-Ambvombe-Fort-Dauphin situé le long de la côte Sud. Il a l'avantage de s'appuyer sur des mesures réelles, d'être sensiblement rectiligne et, étant parallèle aux courbes d'isocorrections isostatiques, d'être pratiquement indépendant de l'effet isostatique. La coupe gravimétrique, ainsi que les profils magnétique et topographique, sont présentés sur la figure 26.

La coupe de l'anomalie elle-même est présentée sur la figure 27. On a choisi pour zéro de l'anomalie la moyenne des valeurs de la partie Ouest du profil qui sont elles-mêmes voisines de zéro. Il n'a pas été tenu compte de la partie Est du profil dont les valeurs fortement négatives (—40 mgal) sont manifestement liées à un phénomène différent.

Il aurait été intéressant de se référer à un profil W-E situé plus au Nord et traversant le massif volcanique de l'Androy proprement dit, aux environs du parallèle 24°30'. Mais il faut remarquer qu'il n'y a pas, à cette latitude, de mesures entre les méridiens 46° et 46°25' et, qu'en conséquence, le profil gravimétrique, sur le versant Est de l'anomalie, et à son maximum, ne serait défini que par le tracé subjectif des isanomales.

Si l'on traçait un tel profil, on s'apercevrait cependant qu'il présente une anomalie très voisine de celle du profil tracé plus au Sud, avec sensiblement la même amplitude, soit près de 70 mgal.

La comparaison de ces deux profils montre bien que l'anomalie positive, aussi importante dans le Sud que dans le Nord au regard de la structure concentrique, ne se limite donc pas uniquement à cette dernière. Il est nécessaire d'admettre qu'il y a continuité du massif volcanique sous les terrains sédimentaires qui masquent les structures sous-jacentes. On notera que dans la partie méridionale encore visible du complexe volcanique, les vastes entablements rhyolitiques sont subhorizontaux.

1.3. Interprétation

L'anomalie observée ne résulte pas uniquement de la structure et des épanchements superficiels du massif volcanique. En effet une couche de basaltes de 500 m d'épaisseur, présentant un contraste de densité de +0,3 avec le socle encaissant, donne une anomalie de 6 mgal. Si l'on adoptait l'hypothèse de BATTISTINI (1964),

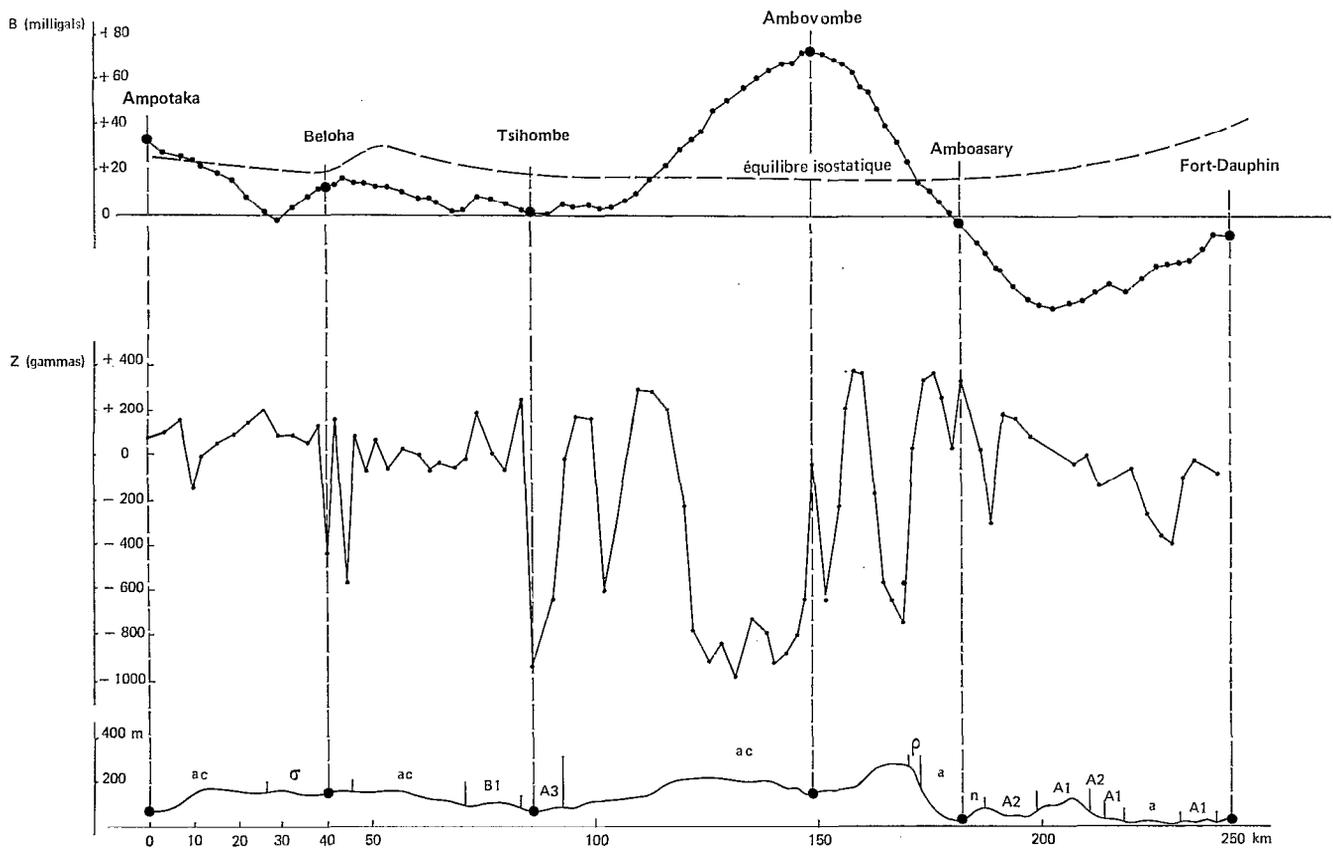


FIG. 26. — Profils topographique, gravimétrique (Bouguer), magnétique (composante verticale) le long de l'itinéraire Ampotaka-Fort Dauphin

l'anomalie n'atteindrait encore qu'une quinzaine de milligals. L'anomalie observée étant de près de 70 mgal, il faut admettre la présence d'une importante masse en profondeur.

L'anomalie étant au moins trois fois plus longue que large, son interprétation par une structure cylindrique est justifiée.

En admettant une épaisseur de 500 m de basaltes sur une largeur d'une cinquantaine de kilomètres, on déduira, pour tenir compte de son effet tabulaire, 6 mgal environ de l'anomalie.

La masse lourde qui rendrait compte de l'anomalie aurait, pour un contraste de densité de 0,23, une largeur de 34 km, une épaisseur de 16,5 km, située entre 5,5 et 22 km.

Quant à la profondeur maximale de la couche mince homogène qui donnerait une anomalie voisine de celle observée, elle serait de 10 km. Le produit de l'épaisseur de la couche par le contraste de densité étant égal à 3 830 T/m² (Tonnes par mètre carré), le tableau ci-dessous donne les valeurs de l'épaisseur nécessaire pour quelques valeurs du contraste de densité :

d	0,1	0,2	0,25	0,3	0,4
e	38,3	19,2	15,3	12,8	9,6 km

Pour un contraste de densité de 0,25, déjà important à ces profondeurs, nous voyons qu'il faut une épaisseur de 15 km.

C'est à l'aide d'abaques que nous avons obtenu ces approches rapides de l'interprétation. Un autre moyen, que nous utiliserons fréquemment par la suite, est d'utiliser les facilités de calcul d'un ordinateur. En particulier,

on peut partir directement d'un profil expérimental, alors que l'utilisation des abaques nécessite un lissage de la courbe tracée à partir des mesures et impose une symétrie verticale.

Pour un calcul de modèle par ordinateur, un programme a été mis au point par R. GODIVIER qui a utilisé la méthode de QURESHI (QURESHI *et al.*, 1971) (description sommaire du programme en annexe).

On schématise par un contour polygonal, dans le plan vertical du profil, la section de la masse supposée origine de l'anomalie ; dans le cas d'une structure cylindrique, l'attraction due à cette masse peut être facilement calculée en tous points du profil moyennant quelques hypothèses de départ sur les différents paramètres caractérisant la structure.

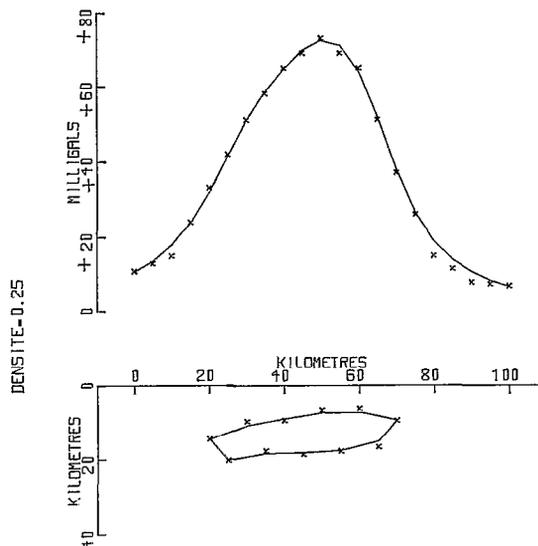


FIG. 27. — Coupe et interprétation de l'anomalie positive de l'Androy

On peut proposer le modèle (fig. 27) pour lequel nous avons adopté un contraste de densité de 0,25. La largeur 50 km et la profondeur entre 8 et 20 km, données par le calcul, sont en accord avec les interprétations précédentes qui conduisent à un modèle simple pouvant correspondre à une masse intrusive de roches magmatiques. Nous avons vu dans les écarts régionaux à l'isostasie que les pressions exercées par la surcharge due à une telle masse ne dépassent pas les limites que peut supporter l'écorce. Un affaissement de 180 m de l'ensemble de la zone suffirait à annuler l'anomalie créée par cette surcharge.

Nous n'avons pas tenu compte, en l'absence de toutes autres données, de la possibilité d'un certain fléchissement local du socle qui a pu se produire sous l'effet de la surcharge des différents épanchements et intrusions volcaniques originels. Associée à la disparition progressive, par érosion, de la plus grande partie des épanchements superficiels, la remontée du socle, qui a certainement conservé un résidu de fléchissement, donnerait lieu à une anomalie négative. En tenir compte ne ferait qu'augmenter l'amplitude de l'anomalie positive, d'où une masse intrusive encore plus importante.

Notons que la différence de densité admise, 0,25, correspond au contraste que l'on observe habituellement entre la densité des formations volcaniques continentales et celle du socle. En raison du gradient et des dimensions de l'anomalie, il n'est pas nécessaire de considérer qu'elle corresponde à une remontée du manteau supérieur en supposant le bâti sialique moins épais en cette extrémité méridionale. Dans cette région le plateau continental s'étend largement pour atteindre près de 90 km en face du cap Sainte-Marie et au Sud-Ouest de Fort-Dauphin, alors qu'il est habituellement très réduit ou même pratiquement inexistant : au Sud-Est de Tuléar, le rebord du plateau se trouve à 2 km au large du récif frangeant bordant la côte. A l'Est de Fort-Dauphin, le plateau continental perd à nouveau rapidement de sa largeur, pour se stabiliser entre 18 et 25 km de la côte Est. Cela concorde avec les valeurs de l'anomalie de Bouguer de quelques stations effectuées en mer par Vening-Meinesz, au Sud de Madagascar. Ainsi on note +46 mgal à 60 km au SSE du cap Sainte-Marie, +100 mgal au Sud d'Ambovombe et +144 mgal au SSE de Fort-Dauphin.

1.4. Profil magnétique

Sur l'itinéraire Tsihombe-Fort-Dauphin le long de la côte Sud, les mesures gravimétriques ont été doublées par des mesures de la composante verticale du champ magnétique terrestre. Ce profil magnétique est donné sur la figure 26. On y voit des anomalies importantes, de +100 à -1 000 gammas, liées aux basaltes présents sous la couche néogène, mais dont l'incohérence rend impossible toute tentative d'interprétation. Cette « agitation » magnétique indique cependant que l'épaisseur du néogène est faible entre Tsihombe et Amboasary par comparaison avec le « calme » relatif observé entre Beloha et Tsihombe où on sait le néogène plus épais.

2. RÉGION DU CAP SAINTE-MARIE À TULÉAR

2.1. Aperçu géologique et structural

De l'Onilahy, à la hauteur de Tuléar, au cap Sainte-Marie (fig. 28) le bassin sédimentaire de Morondava, qui caractérise l'Ouest de Madagascar, se sépare en deux parties : un bassin sédimentaire profond à base Karroo s'étendant au Nord de la ligne Benenitra-Itampolo orientée SSW et un bassin moins profond, au Sud, où le remplissage n'a commencé qu'au Crétacé supérieur.

Le bassin profond du Nord comporte une bordure cristalline très découpée par un système de fractures de direction NNE à NE formant une série de horst et de fossés. Ce système faille comporte deux éléments principaux : le horst du Vohibory et le grand fossé d'Ianapera. A partir de cette bordure, vers l'Ouest, le socle s'enfonce rapidement vers la grande fosse Karroo où il atteint la profondeur d'environ 7 000 m à la verticale de Betsioky. Cette fosse forme la terminaison méridionale du bassin de Morondava. Au Sud-Ouest de Betsioky on passe à un bassin méridional de 4 000 à 4 500 m de profondeur jusqu'à la côte.

La limite des deux bassins a été mise en évidence par magnétisme aéroporté. Elle est dans le prolongement de la bordure cristalline. Au Sud de la ligne Beomby-Itampolo (fig. 28) le socle s'enfonce doucement vers la mer sans recouvrement Karroo, il est très peu profond dans la moitié orientale. Il est vraisemblable que le recouvrement ne comprend que des basaltes et des séries supra-basaltiques.

Le magnétisme a marqué le front oriental des coulées basaltiques et cela jusqu'à la côte. Au Sud de la Linta, les sondages ont permis de retrouver les coulées jusqu'aux approches du cap Sainte-Marie. Dans toute la zone de Lovokarefo-cap Sainte-Marie, le socle cristallin descend régulièrement du Nord vers le Sud, affleurant à la cote 275 m au Nord et devant passer vers -50 m au cap Sainte-Marie. A Lavanono, il affleure au bord de la mer.

La partie Est du bassin Lovokarefo-Cap Sainte-Marie est bordée par la faille Antsay-Manambovo. Cette faille limite à l'Est le fossé de Saraondry. Dans cette localité un sondage a touché le socle à -344 m. Un chenal tectonique dont le remplissage n'a pu être daté s'est formé ici sur le flanc Ouest de l'éperon cristallin de Tsihombe.

2.2. Région du cap Sainte-Marie

La gravimétrie du Sud de Madagascar, en particulier la carte isostatique, fait apparaître dans la région du cap Sainte-Marie une série d'anomalies positives ou négatives d'orientation subméridienne à NNE.

Si nous comparons les anomalies de Bouguer avec la géologie (fig. 25), on remarque une certaine correspondance entre les avancées de la carapace sableuse et le tracé des isanomaes. En particulier l'avancée du sédimentaire au Nord de Beloha correspond à une anomalie positive d'axe subméridien.

Il n'est guère possible d'attribuer l'origine des anomalies positives et négatives à la présence ou à l'absence du sédimentaire, de faible épaisseur, certainement plus léger que le socle sous-jacent. Rappelons que ce sédimentaire est composé de Quaternaire (quelques mètres), de formations marines (deux à trois dizaines de mètres) et de Néogène continental formé de grès argileux, d'argile, de grès tendres sableux atteignant une épaisseur de 200 m.

De même, il ne convient guère d'attribuer l'origine de ces anomalies à une quelconque hétérogénéité dans le Précambrien sous-jacent. Il n'y a aucune raison de penser que le socle sous le sédimentaire soit différent de celui qui est affleurant à proximité. Si la géologie distingue deux groupes principaux dans les composants du socle : groupe d'Ampanihy, B₁, leptynites à graphite, et groupe de Fort-Dauphin, A₁, leptynites à cordiérite, la gravimétrie, elle, ne fait aucune distinction, les différences de densité dues aux variations pétrographiques étant négligeables. En effet, on n'observe aucune relation apparente entre ces variations et les anomalies de la pesanteur.

R. BATTISTINI (1964) rejetait cette interprétation en admettant la présence d'une vallée ayant entaillé le socle antérieurement au remblaiement néogène, puis fossilisée sous ce remblaiement. Cependant pour associer les deux hypothèses, BATTISTINI ajoutait que cette vallée fossile aurait pu suivre une faille ancienne.

2.3. Zone côtière et région d'Ejeda

Le tracé des isanomales le long de la côte entre Tuléar et le cap Sainte-Marie suit les directions des failles bordières, elles-mêmes responsables du tracé des côtes. D'abord N 20° W au sud de Tuléar, le tracé prend la direction NW dans la région d'Androka.

A l'Ouest de ces failles s'étend un bassin côtier de subsidence récente pouvant atteindre une grande profondeur. Le rejet, faible en surface, augmente avec la profondeur comme le montre l'aéromagnétisme qui situe l'horizon des basaltes allant de 800 à 500 m à l'Est des failles et de 2 500 à 1 000 m à l'Ouest.

La carte de Bouguer montre un gradient de 12 à 15 mgal pour 10 kilomètres de l'intérieur vers la côte, d'où une importante anomalie positive de +50 mgal le long de la côte au Sud de Tuléar. Cette anomalie reste encore positive en isostatique, +10 mgal. Paradoxalement, à première vue, l'augmentation de la profondeur du toit du socle correspond à une anomalie gravimétrique positive.

Il est difficile d'attribuer l'origine de cette anomalie positive à la seule présence des couches basaltiques en les supposant plus épaisses vers la côte, ce qui supposerait des conditions d'épanchement différentes de ce qu'on peut observer par ailleurs (couches étendues mais de faible épaisseur des basaltes du Mailaka, de l'Antanimena...) D'ailleurs, le front des basaltes mis en évidence par l'aéromagnétisme (fig. 28) ne concorde guère avec le tracé des isanomales, surtout si l'on considère l'anomalie négative liée à la terminaison méridionale du bassin de Morondava.

On pourrait penser que le gradient observé provient de l'influence des fonds océaniques proches ou d'un mode de compensation différent. L'anomalie isostatique diminuerait pour des profondeurs de compensation supérieures à 30 km, augmenterait pour des profondeurs inférieures. Mais l'anomalie isostatique positive au Sud de Tuléar, devient négative plus au Sud, alors que nous restons dans les mêmes conditions topographiques et bathymétriques.

Il semble donc que ces anomalies soient d'origine locale et profonde. Une remontée du manteau accompagnant l'approfondissement du socle que l'on observe à l'Ouest des failles bordières peut expliquer l'anomalie positive. Il est possible, en effet, que nous assistions là à un phénomène semblable à celui de la côte Est, à savoir une forte variation de la densité en profondeur, donc du substratum, c'est-à-dire un passage très rapide de l'écorce continentale à l'écorce océanique, ce qui serait en accord avec l'absence quasi totale de tout plateau continental le long de la côte. Malheureusement le manque de données gravimétriques en mer ne permet pas d'interprétation dans ce sens.

Rien dans la géologie superficielle ne permet d'expliquer l'importante anomalie positive de près de 40 mgal que l'on observe sur la carte de Bouguer dans la région d'Ejeda. On retrouve cette anomalie sur la carte isostatique avec un maximum d'environ 30 mgal, mais plus étendue vers le Nord-Est que celle de Bouguer. Étant donné l'étendue de l'important excédent positif observé, une origine profonde est probable, et il faut plutôt admettre une masse lourde étalée en profondeur, qui peut être tout simplement une remontée du manteau, que des variations latérales de la densité à l'intérieur du socle. Un calcul simple (J. RECHENMANN, 1972, 1973) montre qu'une remontée de 2 km du manteau (contraste de densité de 0,6), à une trentaine de kilomètres de profondeur, donne une anomalie de +25 mgal.

Considérons les anomalies gravimétriques de cette région, en particulier les anomalies isostatiques, dans leur ensemble. Il est possible de lier les diverses anomalies, anomalie côtière positive du Sud de Tuléar, anomalie négative relative au bassin sédimentaire et anomalie positive de la région d'Ejeda, en admettant le schéma classique de la compensation régionale d'un fossé d'effondrement.

J. GOGUEL a montré (J. GOGUEL, 1958) que si le jeu d'un fossé d'effondrement se fait par failles inclinées — qu'il s'agisse de failles normales, avec extension, ou de failles inverses, avec compression — l'équilibre isostatique implique, à côté de l'affaissement du fossé, un relèvement de ses bordures.

Le relief correspondant au soulèvement des bords, observé encore dans certains cas récents comme le fossé rhénan, aurait ici disparu. Le réajustement isostatique qui aurait dû suivre la disparition des reliefs a pu ne pas se produire ou ne se produire que partiellement. Le résidu donne lieu à des déformations permanentes qui se comportent comme des irrégularités géologiques à la base de l'écorce, irrégularités qui suffisent à expliquer les anomalies observées.

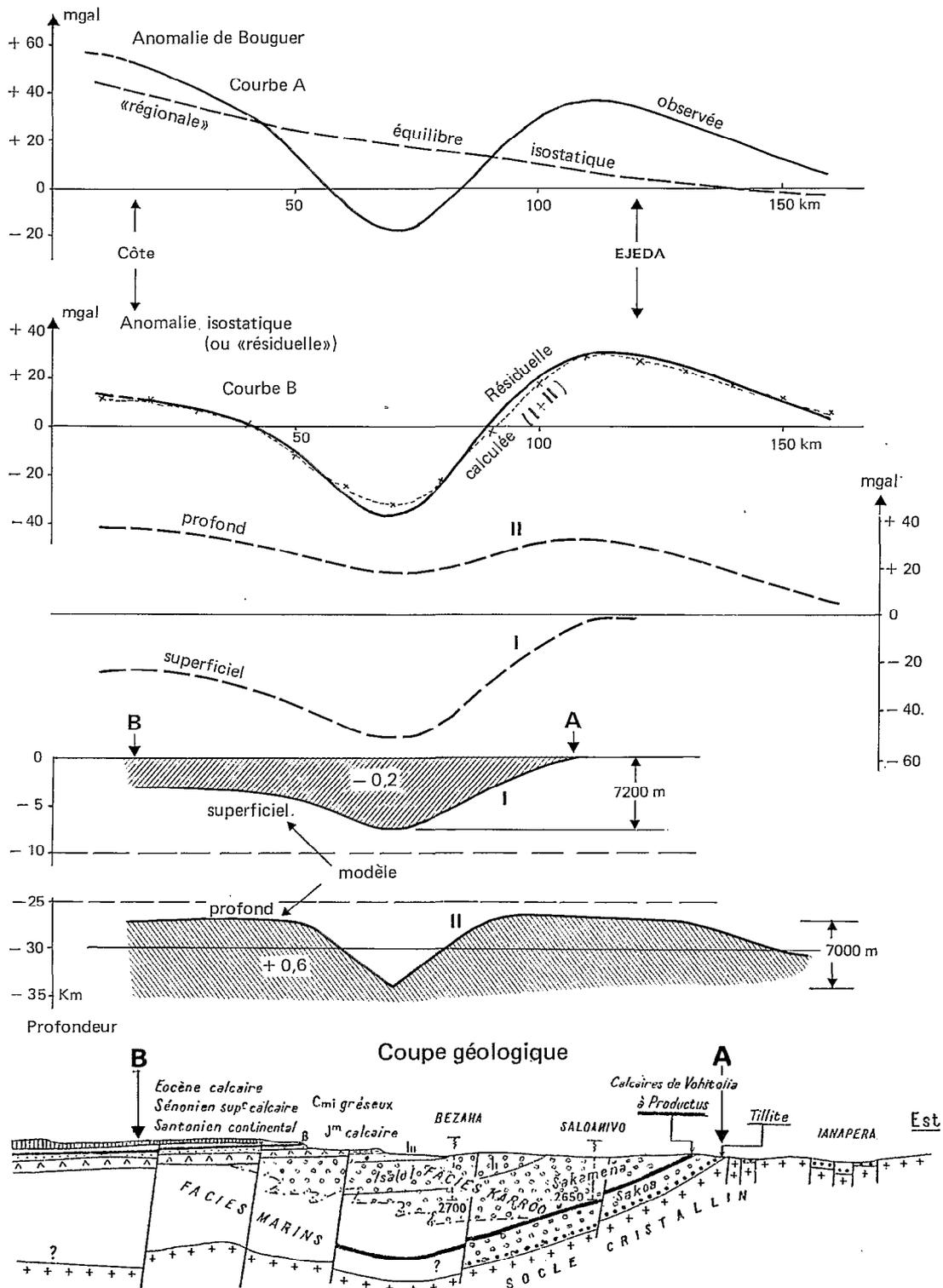


FIG. 29. — Anomalies de Bouguer (courbe A) et résiduelle (courbe B) d'un profil dans le Sud-Ouest de Madagascar, profil orienté NW et passant par Ejeda. Anomalies respectives dues aux parties profonde et superficielle du modèle proposé. Coupe géologique d'après H. BESAIRIE, 1961

La largeur de l'anomalie négative se réduisant pratiquement à celle du fossé sédimentaire nous conduit à admettre un mécanisme d'extension.

La courbe A de la figure 29 a été construite à partir du tracé des isanomales de la carte de Bouguer et d'un profil orienté NW passant par Ejeda. Il est évident que cette courbe A est lissée du fait que le tracé des isanomales est lui-même déjà lissé. Toutefois des itinéraires gravimétriques situés à proximité atténuent le caractère subjectif du tracé des isanomales.

L'anomalie résiduelle, courbe B, a été déduite de la courbe A en prenant l'équilibre isostatique comme anomalie « régionale ». On peut admettre que l'ensemble de l'anomalie observée est la résultante de deux anomalies particulières : l'une, négative, relative aux bassins sédimentaires, fossé du Karroo et bassin monoclinale côtier crétacé, l'autre, positive, relative aux remontées du manteau de part et d'autre de la fosse Karroo.

L'anomalie totale résultant de la somme des anomalies partielles I et II dues aux parties superficielle (I) et profonde (II) du modèle proposé est voisine de l'anomalie observée.

Le fossé sédimentaire (partie I du modèle) donne lieu à l'anomalie I pour un contraste de densité de $-0,2$ (socle 2,67, sédimentaire 2,47). Le prolongement de la fosse du Karroo présenterait une profondeur maximum de 7 000 m, alors que le bassin côtier aurait une profondeur de près de 3 000 m.

L'anomalie causée par la présence de masses lourdes à la base de l'écorce, partie II du modèle, est représentée par la courbe II pour un contraste de densité de $+0,6$, socle 2,67, manteau 3,27. Le modèle correspondrait à un bourrelet d'environ 3 000 m d'épaisseur de part et d'autre d'un enfoncement du socle de près de 4 000 m dans le manteau.

Cette interprétation indiquant un enfoncement du socle dans le manteau montrerait que les phénomènes de fracturation ont intéressé toute l'épaisseur de l'écorce. Cela serait en accord avec les observations de prospections sismiques. Toutes ces dernières qui ont recoupé des failles montrent que leur importance croît avec la profondeur, ce qui confirmerait l'hypothèse que la tectonique des bassins malgaches est essentiellement une tectonique de fond, c'est-à-dire une tectonique des couches les plus profondes de la croûte situées sous le Pré-cambrien qui constitue le socle visible de Madagascar. Cela s'accorde d'autre part avec des accidents comme ceux de la côte Est ou du Bongolava dont la dimension est telle qu'il est évident qu'ils affectent l'ensemble de l'épaisseur de l'écorce rigide. Le moteur tectonique serait, non pas le tassement de la partie superficielle de la croûte, mais les mouvements d'ensemble de cette croûte dans sa recherche d'équilibre isostatique.

Pour illustrer l'interprétation précédente, du moins en ce qui concerne la partie superficielle du modèle proposé, nous avons reproduit en bas de la figure 29 la coupe géologique qui figure sur la « carte tectonique de Madagascar » de H. BÉSAIRIE, 1961, échelle à 1/3 000 000. Il faut noter que cette coupe, située légèrement plus au Nord du profil étudié, s'appuie sur trois sondages mécaniques dont aucun, d'ailleurs, n'a atteint le socle.

Il est évident qu'il n'est guère possible de donner ici des interprétations quantitatives plus poussées en l'absence de renseignements géophysiques et géologiques plus détaillés. En particulier nous sommes dans l'ignorance de variations latérales probables de faciès comme l'indique la coupe géologique de la figure 29.

Si l'on passait effectivement des faciès gréseux de l'Isalo à des faciès argileux ou calcaires, il s'ensuivrait une augmentation latérale de densité qui conduirait à un contraste de densité et à des épaisseurs de sédiments plus importantes pour le fossé côtier que celles que nous donne le modèle et plus proches des valeurs indiquées par la figure 28 (près de 4 500 m).

On pourrait également envisager une remontée plus importante du manteau dans la partie Ouest du profil, sous la zone du bassin côtier. L'anomalie positive correspondante serait plus grande, et par déduction, l'anomalie négative également ; d'où, pour notre modèle, une épaisseur plus grande du sédimentaire. Une remontée plus forte du manteau conduit ainsi à un amincissement de la croûte, ce qui pourrait correspondre à un début de croûte océanique.

Il résulte finalement du modèle proposé, qui fait intervenir des masses profondes, qu'une partie de l'anomalie gravimétrique peut être attribuée à une ondulation de la base de l'écorce.

L'anomalie résiduelle qui résulte du choix de l'équilibre isostatique comme « régionale » conduit à une anomalie négative qui, dans le calcul d'un modèle, permet de considérer tout à la fois, des contrastes de densité et des épaisseurs de sédiments raisonnables.

Nous allons en voir un autre exemple en étudiant un profil dans le Sud du bassin de Morondava où les différents types de structures semblent bien individualisés.

II. Ouest de Madagascar : bassin de Morondava et aire anticlinale du cap Saint-André

Le domaine sédimentaire du bassin de Morondava s'étend sur toute la région Ouest de Madagascar, tout au long de la côte, du promontoire cristallin du cap Saint-André, au Nord, jusqu'au-delà de Tuléar, au Sud.

L'interprétation des études géophysiques entreprises par la Société des Pétroles de Madagascar et les levés géologiques détaillés exécutés sur le bassin de Morondava ont permis d'arriver à une connaissance relativement précise de l'architecture d'ensemble de ce bassin particulièrement de sa région Sud. Nous rappellerons plus loin les résultats d'ensemble sans revenir sur les détails de ces études suffisamment exposés par ailleurs (H. BÉSAIRIE, 1967).

Toutefois, les données supplémentaires fournies par la carte isostatique permettent de reprendre cette étude dans une optique plus générale que celle à caractère de recherches pétrolières. On tentera, comme nous venons de le faire pour les anomalies gravimétriques au Sud de Tuléar relatives à la terminaison méridionale de ce bassin, d'interpréter un profil EW (courbe A, fig. 30) au Nord de Tuléar, à la hauteur de Sakaraha, le long du 23^e parallèle (22°54) où les divers styles tectoniques semblent bien différenciés.

1. GÉOLOGIE ET TECTONIQUE DU BASSIN DE MORONDAVA À LA HAUTEUR DU 23^e PARALLÈLE

D'après P. L. CLIQUET et H. BÉSAIRIE (P. L. CLIQUET 1957, H. BÉSAIRIE 1967), la physionomie du bassin sédimentaire de Morondava est caractérisée dans sa partie Sud par une trilogie comportant :

- à l'Est, un fossé très profond sous la zone d'affleurement du Karroo ;
- à l'Ouest, un bassin côtier de subsidence récente pouvant atteindre des profondeurs considérables ;
- entre les deux, un plateau accidenté de fossés importants et activement fracturé avec une forte remontée du substratum sur la marge occidentale du fossé du Karroo.

1.1. *Le fossé du Karroo*

Le fossé du Karroo, en contact avec le cristallin sur sa bordure orientale, présente un enfoncement rapide comme l'indique le fort gradient gravimétrique à l'Ouest de Ranohira : l'anomalie de Bouguer varie de 60 milligals du bord de la fosse à son centre, soit 2 mgal/km. Les profondeurs, rapidement atteintes, doivent être importantes si, comme on l'admet, le comblement de ce fossé est essentiellement sakamenien qui présenterait un faible contraste de densité avec le socle. A une trentaine de kilomètres à l'Ouest de Ranohira, la sismique réfraction indique le socle vers 6 350 m. Le magnétisme aéroporté le donne à 5 000 m, mais plusieurs indications de profondeur par cette méthode doivent être entachées d'erreurs par suite de la présence probable de quantités non négligeables de minéraux magnétiques au sein du sédimentaire.

Au centre de la fosse, un maximum relatif de l'anomalie gravimétrique correspond au horst du Vohidolo où le magnétisme aéroporté mettait le socle à 1 000 m. Le sondage de Vohidolo I a touché le socle à 2 700 m au top de la structure, tandis que Vohidolo II, un peu à l'Est, le rencontrait à 3 400 m, montrant ainsi un flanc oriental abrupt. Ce horst est sans doute un paléorelief contemporain de la Sakamena, la géologie de surface montrant une discordance entre les directions de surface et les directions gravimétriques.

Rappelons qu'il y aurait antériorité de la direction « Bongolava » par rapport à la direction « Côte Est » (P. L. CLIQUET, 1957). Ainsi le Vohidolo et le Bongolava sont des accidents plus anciens que le bord Ouest du fossé du Karroo. D'après des considérations géologiques, il semble bien établi que la falaise de Bongolava, donc la phase tectonique qui lui correspond, soit antérieure au dépôt de la Sakamena. Le haut-fond du Vohidolo est également antérieur à ce dépôt alors que la remontée Ouest du fossé du Karroo qui a la direction « côte Est », déplace les horizons de la Sakamena, qui sont affectés de forts pendages Est, sous l'Isalo discordant. La phase tectonique qui a créé cette remontée du socle, c'est-à-dire qui a limité le fossé de Karroo, est donc postérieure à la Sakamena et antérieure à l'Isalo.

1.2. *La zone côtière*

Les éléments directeurs de direction « Bongolava » (fig. 3) sont la faille de Tuléar et la faille de Befandriana. Celle-ci limite à l'Est un bassin côtier créacé dont la tranche supérieure serait constituée par une série homogène argileuse pouvant atteindre 3 500 m d'épaisseur.

1.3. *Région centrale*

Entre les régions côtières et le fossé du Karroo s'étend une vaste zone complexe moins profonde. Le long du profil que nous avons obtenu, on observe à l'Ouest de Sakaraha, sur le parallèle 22°54, une importante anomalie positive qui correspond à un haut-fond du socle, d'axe NS appelé haut-fond de Manera. D'après la sismique, la « hauteur » de la masse perturbatrice serait de 1 500 m et la profondeur de la crête de l'ordre de

4 000 m. A l'Ouest de ce haut-fond, on retrouve des profondeurs plus grandes correspondant à un bassin local d'effondrement crétacé. Un sondage électrique indique une série supplémentaire (1 000 m d'épaisseur) conductrice, donc argileuse, devant correspondre au Crétacé infrabasaltique.

Ces divers éléments sont mis en évidence (bas de la figure 30) sur la coupe géologique passant par Manombo d'après la « carte tectonique de Madagascar » de H. BÉSAIRIE.

2. ÉTUDE DU PROFIL GRAVIMÉTRIQUE 22°54 S

L'interprétation du profil A de la figure 30 dépendra évidemment de la « régionale » adoptée.

(a) Une première hypothèse consisterait à considérer l'anomalie négative correspondant à la fosse du Karroo comme une anomalie locale et à tracer empiriquement la « régionale » comme indiquée sur la figure 30 (régionale a, profil A). L'anomalie résiduelle (non dessinée) atteindrait alors un minimum important de près de -60 mgal. Il faudrait alors admettre un contraste de densité assez fort pour ne pas être conduit à des profondeurs trop considérables. Ainsi, en admettant une densité moyenne de 2,67 pour le socle et une densité moyenne de 2,2 pour le sédimentaire, valeur que pourrait suggérer la série de l'Isalo constituée de grès très poreux dont la densité est voisine de 2,0, le contraste de densité de 0,47, que l'on pourrait considérer comme important, conduit déjà à une profondeur de 3 000 m.

Une densité de 2,47 pour le sédimentaire, constitué principalement des séries de la Sakamena et de la Sakoa, paraît plus vraisemblable. Le contraste de densité de 0,2 entre le sédimentaire et le socle, conduit à une profondeur du bassin estimée à 7 000 m, qui paraît mieux en accord avec les résultats d'autres observations géophysiques.

Ainsi, un profil de sismique réfraction a été tiré dans la vallée de l'Iakaka à 30 km à l'Ouest de Ranohira environ. Son interprétation a paru délicate. Il mettait en évidence trois marqueurs rapides (5 700, 6 300 et 6 900 m/s) sans qu'il ait été possible de dire lequel correspondait au socle. Par suite de mesures-vitesses exécutées dans des forages, il a été admis que le socle correspondait au marqueur 6 300 m/s, ce qui lui donnerait une profondeur de 6 350 m.

Avec cette régionale empirique a, l'anomalie résiduelle dans la région de Manera (non représentée sur la figure 30) devient voisine de zéro et même légèrement positive. On devrait donc s'attendre à retrouver le socle quasi affleurant à la bordure Ouest du fossé du Karroo comme il l'est effectivement sur la bordure Est. Or si on observe bien une forte remontée du socle à l'Ouest de la fosse, haut-fond de Manera, cette remontée est loin d'atteindre la surface puisqu'un sondage effectué dans la région de Manera jusqu'à 3 900 m de profondeur n'a pas atteint le socle, ce qui indique qu'il y a au minimum cette épaisseur de sédimentaire. Cette remontée du socle reste toutefois insuffisante pour expliquer la totalité du gradient gravimétrique, élevé, observé dans cette zone de Manera et qui, rappelons-le, marque la bordure occidentale du fossé du Karroo et s'aligne remarquablement sur le système de failles de l'Ilova. Un calcul simple montre, en effet, qu'une remontée de 2 000 m du socle (l'épaisseur du sédimentaire diminuant de 6 000 à 4 000 m) avec un contraste de densité de 0,2 produit un effet gravimétrique d'environ $+17$ mgal. D'autre part, on sait également, toujours d'après le sondage de Manera, que le faciès gréseux de l'Isalo passe latéralement à un faciès argileux ou calcaire. Il s'ensuit une augmentation latérale de densité, d'où un contraste plus faible entre le sédimentaire et le socle, ce qui conduit, pour une même épaisseur de sédimentaire, à une anomalie négative plus faible. Le même calcul simple montre qu'une augmentation de densité de 0,05, le contraste passant par exemple de 0,20 à 0,15, d'une épaisseur de 4 000 m de sédiments, a pour effet de diminuer l'anomalie de Bouguer d'une dizaine de milligals.

Les effets gravimétriques, dans le même sens, des variations de l'épaisseur du sédimentaire et des variations latérales des densités au passage de la grande faille de l'Ilova, données qui nous sont fournies par la géologie, la sismique et les forages sont donc insuffisants pour rendre compte des anomalies observées, et en particulier, de l'anomalie positive dans la région de Manera.

D'autres causes sont donc à rechercher pour expliquer une partie de ces anomalies. Comme nous l'avons fait pour interpréter un profil situé dans la terminaison méridionale du bassin de Morondava, nous envisagerons des irrégularités géologiques à la base de l'écorce.

(b) Une remontée du manteau associée à l'effet du bassin sédimentaire conduit à une interprétation acceptable de l'anomalie de Bouguer et également de l'anomalie isostatique.

La courbe d'équilibre isostatique adoptée comme régionale pour l'ensemble du profil, donne la courbe résiduelle B, qui est d'ailleurs l'anomalie isostatique.

Les anomalies négatives correspondant à la fosse du Karroo ne présentent plus que des minima de -32 et -42 mgal, séparés par un maximum de -20 mgal qu'on sait correspondre au horst du Vohidolo (socle à 2 700 m

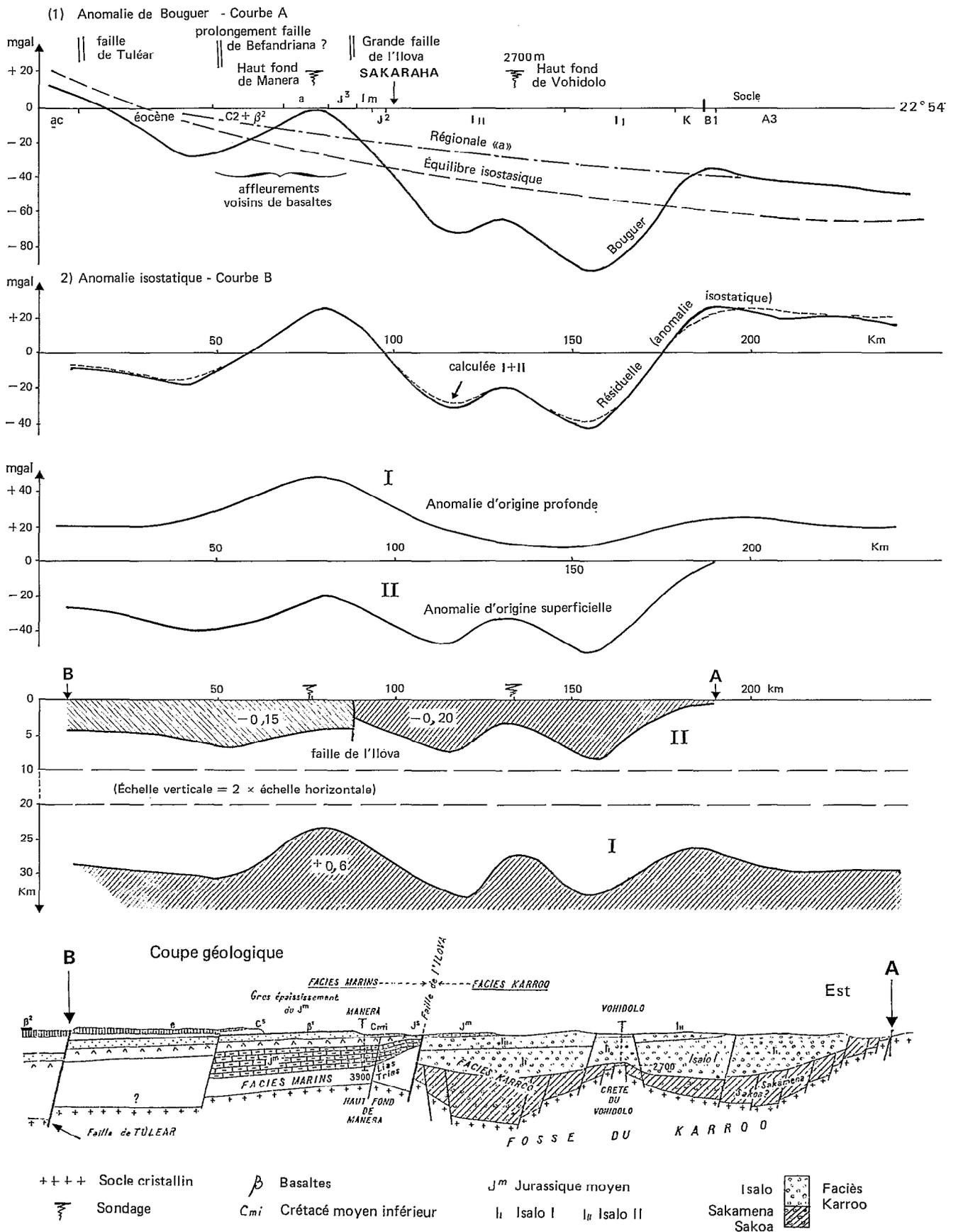


FIG. 30. — Anomalies de Bouguer et résiduelle (ou isostatique) d'un profil le long du parallèle 22° 54 S dans le Sud du bassin de Morondava. Anomalies partielles dues respectivement aux parties profonde et superficielle du modèle proposé. Coupe géologique d'après H. BÉSAIRIE, 1961

de profondeur). De part et d'autre de l'ensemble négatif lié à la fosse du Karroo, on observe des anomalies positives, étendues à l'Est, d'environ +20 mgal, et localisées à l'Ouest, de +26 mgal à l'aplomb du haut-fond de Manera. A l'extrémité Ouest du profil, l'anomalie redevient normalement négative.

Comme précédemment, nous pouvons ajuster un modèle comportant une partie superficielle (II) et une partie profonde (I), dont les effets représentés par les courbes II et I, donnent par addition une anomalie très voisine de celle observée (fig. 30).

Nous avons admis dans la construction de la partie superficielle du modèle un changement relatif de densité de $-0,05$ (le contraste passant de $-0,20$ à $-0,15$) pour tenir compte de la variation de faciès au passage de la faille de l'Ilova. Notons également que nous nous en sommes tenu à un modèle simple en admettant des valeurs raisonnables pour les contrastes de densité. De toutes manières, le manque d'informations sur les valeurs réelles des densités et surtout sur leurs variations en profondeur rend illusoire la recherche d'un modèle plus compliqué qui ne serait d'ailleurs pas forcément plus proche de la réalité.

On obtient les valeurs suivantes de la base du socle et d'épaisseur du sédimentaire :

partie superficielle du modèle (bassin sédimentaire), d'Est en Ouest :

	(le contraste de densité passant de $-0,20$ à $-0,15$ au kilomètre 90)							
kilomètre.....	190	155	133	115	80	53	20	
			(Vohidolo)		(Manera)			
prof. du sédimentaire (en m)...	socle	8000	2700	7000	4000	6500	4500	
	affleurant							

partie profonde (bombement du manteau à la base de l'écorce) :

km.....	> 210	183	155	135	120	80	50	< 40
prof. (en km).....	∞ 30	26	33	27,5	33	23,5	30,5	∞ 29

La partie profonde du modèle indiquerait donc une forte remontée du manteau au kilomètre 80, correspondant à la région du haut-Fond de Manera. Remarquons à propos de l'origine d'une anomalie positive qu'il est toujours possible de l'attribuer à une masse lourde intrusive localisée et moins profonde. Ainsi une masse d'épaisseur 10 km, à une profondeur moyenne de 15 km, soit de 10 à 20 km, présentant un contraste de densité de $+0,4$ donne une anomalie positive équivalente à celle observée dans la région de Manera. Mais il ne s'agirait que de l'interprétation d'une anomalie individuelle et localisée qui ne tiendrait pas compte de l'interprétation d'ensemble du profil qui fait apparaître des ondulations à la base de la croûte.

En conclusion, et sans vouloir plus entrer dans les détails, il est ainsi possible de rendre compte de l'ensemble des anomalies positives et négatives de cette région, tant de Bouguer qu'isostatiques, en faisant intervenir, outre l'influence du bassin sédimentaire, celle d'irrégularités géologiques à la base de l'écorce, qui, réduisant l'ampleur des anomalies négatives, permettent de rester, dans une certaine mesure, dans des choix de densité et de profondeur raisonnables.

Cette interprétation des bassins sédimentaires, en séparant deux causes d'anomalies, superficielle et à la base de l'écorce, aurait d'ailleurs risqué d'être fort arbitraire, si on n'avait pas disposé d'un certain nombre de données sur la structure géologique effective.

La partie superficielle du modèle proposé est en accord avec le profil géologique reporté en bas de la figure 30 tiré de la « carte tectonique de Madagascar », H. BÉSAIRIE, 1961.

D'après ce modèle, l'agencement structural de l'ensemble, tel qu'il apparaît, ressort d'une tectonique verticale qui affecte l'ensemble de l'écorce. Cela serait en accord avec ce que nous savons par ailleurs sur la tectonique du sédimentaire à Madagascar. La raison en serait dans la rigidité de l'écorce qui serait telle que tout mouvement de flexion conduit à un cisaillement d'où résulterait une tectonique cassante et tabulaire. Le schéma théorique structural auquel on aboutirait finalement pourrait correspondre à un schéma en « touches de piano » que nous avons évoqué plus haut (valeurs locales de la pesanteur).

Finalement, d'après ce schéma, on peut dire que les bassins sédimentaires malgaches, épais et larges de 100 à 200 kilomètres ne sont pas compensés, mais résultent au contraire d'un affaissement, plus ou moins faillé, intéressant l'ensemble de la croûte, qui traduirait une extension. Ajoutons qu'en parlant de « base de l'écorce », il est bon de souligner que le décalage par failles d'une croûte comportant, suivant une loi quelconque, une augmentation de la densité avec la profondeur, n'en est pas distinguable.

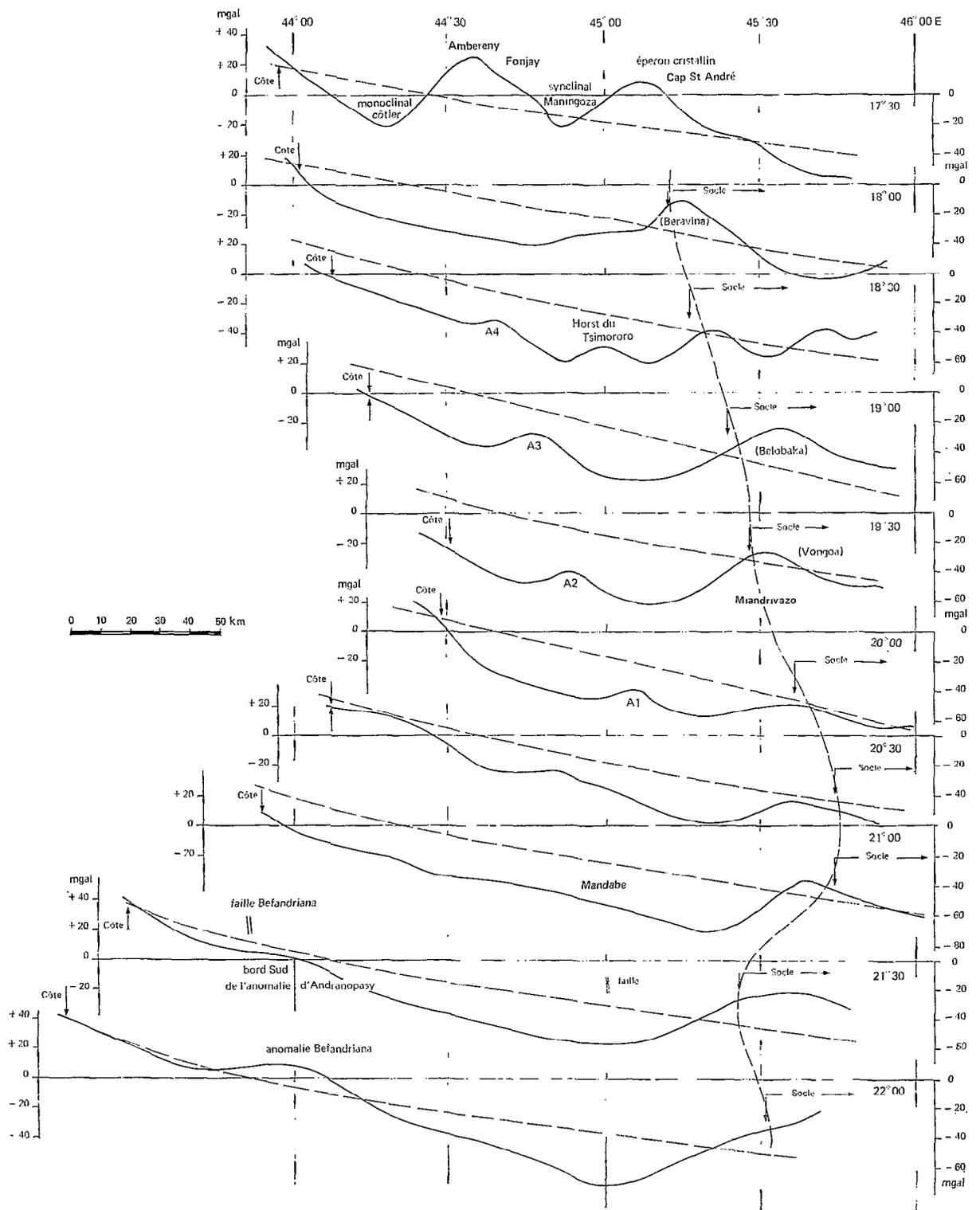


Fig. 31. — Série de profils parallèles E-W de l'anomalie de Bouguer dans le bassin de Morondava du 22° 00' S au 17° 30' S, profils espacés d'un demi-degré

3. RELATIONS ENTRE LA GRAVIMÉTRIE ET LES GRANDS TRAITS DU BASSIN DE MORONDAVA

Les prospections géophysiques de la Société des Pétroles de Madagascar qui ont porté sur le magnétisme, la gravimétrie, la sismique et les forages ont permis de préciser la géologie du bassin de Morondava. Nous allons en considérer quelques résultats dans une vue d'ensemble à l'échelle de nos levés où les gradients et les amplitudes des anomalies gravimétriques, en accord qualitativement avec l'allure générale du bassin, comme nous venons de le voir par l'étude du profil 22°54 (fig. 30), ne relèvent pas uniquement des variations d'épaisseur du sédimentaire, mais aussi de phénomènes profonds liés aux mouvements verticaux de l'écorce.

Nous avons présenté sur la figure 31 une série de profils gravimétriques, parallèles, EW, espacés d'un demi-degré. Les valeurs des profondeurs indiquées proviennent des travaux de la S.P.M.

Les profils 22°00, 21°30 et particulièrement 21°00, montrent que l'on est en présence, dans cette région, d'un bassin profond, régulier, où les éléments de la trilogie — fosse du Karroo, remontée du substratum, bassin côtier de subsidence récente — telle qu'elle apparaît sur le profil 22°54, s'atténuent vers le Nord où s'étend plus largement la fosse du Karroo. L'approfondissement du bassin est rapide sur sa bordure Est, le socle atteignant des profondeurs de 6 000 à 7 000 m à 30 kilomètres du contact. La fosse du Karroo se poursuit vers l'Ouest par une zone plate avec des profondeurs de 7 à 8 000 m jusqu'à la région côtière où le socle se relèverait à 6 500 m.

Plus au Nord de ces profils la fosse du Karroo reste toujours aussi importante avec des profondeurs considérables de 7 à 8 000 m jusqu'à la région côtière où le socle se relève à 4 500 m. Sur le profil 20°30, on note cependant deux minima encadrant un maximum relatif d'une dizaine de milligals dont le gradient est très faible sur le flanc oriental. Ainsi le profil Morondava-Malaimbandy (carte à 1/1 000 000, latitude 20°25) montre, vers 45° E, un léger maximum de l'anomalie de Bouguer en relation avec des intrusions gabbroïques ou basaltiques parfois importantes (intrusions d'Ankilizato). L'anomalie étant faible, il ne s'agit pas de digitations liées à un gros massif profond. Une carte d'anomalies résiduelles de cette zone montrerait que ce léger maximum se prolonge vers le Sud-Sud-Ouest sur une cinquantaine de kilomètres en relation avec une remontée du socle, les fractures liées à ces mouvements verticaux ayant favorisé les intrusions basiques. Dans cette région, les failles déterminent dans le Jurassique supérieur des compartiments à pendage Est et Ouest ; en particulier ce qu'on appelle le horst d'Ambinda montre une réapparition anticlinale de la série du Vongoho.

Les fortes remontées de l'anomalie de Bouguer à l'extrémité Ouest des profils 20°30 et 20°00 correspondent aux abords Sud et Nord de l'importante anomalie positive de Morondava liée à une intrusion basique profonde.

De même, les anomalies positives, à l'Est, en bordure du socle, très marquées sur les profils 19°30, 19°00 et 18°00, sont liées manifestement aux affleurements de gabbros que la carte géologique situe à 25 km au NE de Miandrivazo ($X = 750$, $Y = 310$, affleurement du Vongoa), à Belobaka ($X = 790$, $Y = 320$) et à quelques kilomètres au NE de Beravina ($X = 885$, $Y = 275$). Aux affleurements de Miandrivazo et Belobaka correspond une anomalie gravimétrique positive beaucoup plus étendue, liée vraisemblablement à une remontée du manteau selon l'interprétation que nous avons donnée de l'anomalie positive en bordure orientale du profil 22°54 (fig. 30). Très légèrement au Nord du 19° parallèle, cette anomalie dessine un axe positif EW (maximum, 30 mgal), de direction inhabituelle par rapport aux lignes tectoniques caractérisant l'Ouest de Madagascar. Formant une avancée dans le domaine sédimentaire, cet axe lourd pourrait être dû à une paléochaine (profondeur du toit 2 000 m?).

Le profil 20°00 de la figure 31 montre une anomalie lourde (A_1) au milieu de l'anomalie négative caractérisant la fosse du Karroo. On retrouve une anomalie similaire sur les profils plus au Nord, 19°30, 19°00 et 18°30. L'axe dessiné par ces anomalies (A_1 , A_2 , A_3 , A_4) a la même direction NNW que la bordure orientale du bassin et celle de la côte dans cette région (direction tectonique du Bongolava). L'accident responsable de cette anomalie est donc lié à l'histoire du bassin et correspondrait à une remontée du socle.

Sur le profil 18°30, une deuxième anomalie à l'Est de A_4 correspond au horst du Tsimororo de même axe allongé NNW. Des sondages ont donné le toit à 869 m avec des profondeurs de 2 500 m à l'Ouest et 2 800 m à l'Est où le flanc forme un grand abrupt.

Le profil 18°00 n'est marqué par aucun accident majeur dans la limite du bassin. Le fond serait calme et régulier. La forte remontée à l'Ouest du profil est à lier à la présence de l'importante anomalie positive de Maintirano due à une intrusion lourde en profondeur et dont il sera question plus loin (Anomalies positives localisées).

Enfin le profil 17°30 donne un aperçu structural de l'extrême Nord du bassin de Morondava dont les éléments structuraux sont l'axe cristallin du cap Saint-André séparant ce bassin de celui de Majunga, le synclinal de la Maningzoza, la zone anticlinale Ambereny-Fonjay caractérisée par les intrusions affleurantes de gabbros,

le monoclinal côtier formant un fossé de 4 000 à 5 000 m de sédiments bordé à l'Ouest par les anomalies positives liées à des intrusions lourdes n'ayant pas atteint la surface.

4. AIRE ANTICLINALE DU CAP SAINT-ANDRÉ

La gravimétrie de la région Nord-Ouest de Madagascar (cap Saint-André) apparaît comme un trait majeur des cartes gravimétriques aussi bien de Bouguer qu'isostatique.

Géologiquement la région du cap Saint-André est caractérisée par la présence d'un axe anticlinal cristallin et par d'importantes manifestations volcaniques et subvolcaniques.

L'axe cristallin, d'orientation générale NNW (direction tectonique du « Bongolava »), formé des dômes de Bekodoka et de l'Ambohipaky, sépare le bassin de Morondava de celui de Majunga. Les manifestations volcaniques et subvolcaniques se rencontrent dans toute la région. Elles comprennent les vastes coulées basaltiques, plus rarement rhyolitiques, qui se sont épanchées à la fin du Crétacé en émissions fissurales, un réseau d'innombrables filons doléritiques, des intrusions acides et basiques souvent importantes — massifs de l'Ambohitrosy émergeant au milieu des coulées basaltiques, massif du Berevo (17°25 S, 45°05 E) à cheval sur le cristallin du dôme de Bekodoka et les grès du Crétacé et de l'Isalo —.

Gravimétriquement cet axe cristallin se traduit par une anomalie positive allongée NNW où les massifs basiques affleurants se marquent par des maxima importants. Ainsi on peut lier le massif de l'Ambohitrosy à l'anomalie lourde +40 mgal, 16°50 S, 44°50 E ; sa superficie étant peu en rapport avec la dimension de l'anomalie, des stocks importants doivent exister en profondeur. J. BAUER (1963) considère que les coulées basaltiques sont effondrées en chaudron autour de ce massif en constituant une cuvette synclinale au milieu de laquelle se dresse la masse gabbroïque et granitique. Les basaltes montrent des pendages convergents vers la base du massif et soulignent un effondrement à la base de l'appareil intrusif. Le massif émergeant du Berevo ne correspond pas à un maximum bien marqué mais se situe à l'extrémité de l'isanomale +10 mgal à 17°25 S et 45°00 E.

Si aucune structure basique affleurante n'apparaît en concordance avec l'anomalie +40 mgal, 17°10 S, 44°55 E, elle s'expliquerait également par une intrusion lourde n'ayant pas atteint la surface. De même, l'anomalie lourde d'Ankarefo, +20 mgal, 16°15 S, 44°35 E, à l'Est du cap, qui correspond géographiquement à un dôme cristallin, et l'anomalie lourde, +40 mgal centrée en 16°30 S et 44°45 E, qui coïncide avec le pointement cristallin d'Andranjony.

L'anomalie positive se poursuit au Sud-Est jusqu'à atteindre le socle cristallin en englobant l'affleurement gabbroïque de Beravina (18°05 S, 45°15 E). La continuité de l'anomalie positive à travers le couloir de Manerina, qui fait correspondre les bassins de Morondava et de Majunga, montre que les grès de l'Isalo faisant communiquer ces deux bassins ne sont guère épais (150 à 230 m).

La baie d'Antaly (16°15 S, 44°50 E) à l'Est du cap Saint-André est en relation avec une zone d'anomalie négative localisée et constitue une cuvette en subsidence active.

5. CARACTÉRISTIQUES PRINCIPALES DE LA TECTONIQUE DU BASSIN DE MORONDAVA

Les grands traits de la géologie de surface donnent du bassin de Morondava l'image d'un bassin monoclinal Ouest s'ennoyant progressivement vers la mer, accidenté de failles directes abaissant les compartiments Ouest et présentant localement des compartiments à pendages Est faibles. Mais la géologie profonde en est beaucoup plus complexe avec une succession de horst et de graben. Les déplacements des compartiments du socle ont toujours une composante verticale très importante par rapport aux composantes horizontales qui peuvent souvent être nulles. L'importance des rejets croît avec la profondeur. La tectonique du bassin de Morondava est donc essentiellement une tectonique de fond, cassante et tabulaire, et ce sont les mouvements verticaux affectant l'ensemble de l'écorce qui ont formé les éléments majeurs de cette tectonique, l'agencement des failles et des compartiments se faisant le long des directions tectoniques principales du « Bongolava » et de la « côte Est ».

On notera en particulier que la remontée du socle qui marque la bordure orientale du bassin sédimentaire de Morondava, de même que pour celui de Majunga comme nous le verrons ultérieurement, s'accompagne d'une remontée du manteau, ce qui se manifeste sur les cartes gravimétriques par une bande d'anomalies positives le long de la bordure des bassins.

6. ANOMALIES POSITIVES LOCALISÉES DE L'OUEST DE MADAGASCAR

L'étude de la carte gravimétrique de l'Ouest de Madagascar fait apparaître plusieurs anomalies positives très importantes, localisées, et pratiquement circulaires.

Certaines de ces anomalies ont leur maximum quasiment à l'aplomb de la côte, de telle sorte, d'ailleurs, qu'elles ne sont qu'à demi cartographiées. Ainsi se présentent la forte anomalie située au Nord de Maintirano (18°15 S, +80 mgal) et celle centrée sur Morondava (20°15 S, +70 mgal). Aucune relation apparente ne semble exister entre ces anomalies et la géologie de surface.

D'autres sont situées à l'intérieur du domaine du sédimentaire de Morondava. On peut noter du Nord au Sud :

les anomalies au Nord-Est de Maintirano qui, manifestement, sont liées à la présence des deux massifs gabbroïques circulaires, intrusifs et affleurants, de l'Ambereny et du Fonjay (17°30 S, 44°35 E, +20 mgal et 17°40 S, 44°45 E, +40 mgal) ;

les anomalies au Sud de Morondava qui, par contre, ne correspondent à aucun massif lourd affleurant. Visibles plus nettement sur la carte isostatique, ce sont les anomalies dites d'Andranopasy (21°15 S, 44°00 E, +30 mgal) et de Befandriana (22°00 S, 44°00 E, +10 mgal).

Toutefois, on peut noter que les anomalies de Morondava et d'Andranopasy, sans être en rapport direct avec un massif intrusif affleurant, peuvent être mises en relation avec de petites intrusions basaltiques visibles en surface. Par analogie avec les anomalies liées aux massifs du Fonjay et de l'Ambereny, on peut penser que toutes ces anomalies doivent être en rapport avec d'importantes masses basiques mises en place sous ou dans le sédimentaire.

Toutes ces anomalies ressortent également en magnétisme où elles atteignent facilement 1 000 gammas en champ total. Par exemple pour l'anomalie d'Andranopasy, une interprétation conduit à admettre une épaisseur de sédiments de 3 500 m. Étant donné que l'on est en droit de s'attendre en cette région à une épaisseur de sédiments de 5 à 6 000 mètres, une première hypothèse conduirait à attribuer l'anomalie à une intrusion qui aurait également affecté le sédimentaire. Le fait qu'il n'y ait pas de structure marquée en surface, c'est-à-dire que l'intrusif n'ait pas déformé sensiblement les terrains sous-jacents, amènerait à penser qu'il s'agit de paléo-volcan. Remarquons cependant que les grandes intrusions affleurantes du Nord du bassin, Fonjay et Ambereny, déforment peu, bien que plus jeunes, le sédimentaire encaissant.

Toutefois, l'importance des anomalies implique d'énormes masses magmatiques en profondeur et il semble difficile d'admettre que les grosses intrusions soient postérieures au sédimentaire les surmontant sans y avoir amené un minimum de perturbations. Il est donc très possible, et même probable, que ces anomalies localisées correspondent à de grands môles gabbroïques formant des paléoreliefs, qui, dans le cas du Fonjay et de l'Ambereny, ont pu être tardivement régénérés en créant des laccolites subaffleurants.

6.1. *Interprétation de l'anomalie au Nord de Maintirano*

A titre d'exemple d'interprétation des anomalies localisées, non affleurantes, nous avons choisi celle située au Nord de Maintirano, dont le maximum, situé à 17°45 S et 44°05 E, atteint près de 80 milligals. Bien qu'incomplètement cartographiée, cette anomalie présente suffisamment de régularité pour que l'on puisse la supposer circulaire et extrapoler la partie située en mer où il n'y a pas de mesures.

Le calcul, en trois dimensions, des profondeurs de la masse lourde responsable de cette anomalie a été effectué sur ordinateur et un programme mis au point par R. GODIVIER en 1977 d'après la méthode de M. LA PORTE (M. LA PORTE, 1963).

Disons d'abord que nous avons établi à la main et par interpolation des mesures un réseau régulier de valeurs nécessaire au calcul. Ce réseau à mailles carrées de 5 km sur 5 km comporte 17 lignes de 15 valeurs chacune, soit 255 valeurs, à partir desquelles l'anomalie de Bouguer est présentée sous forme de bloc diagramme (bloc diagramme I de la figure 32). Rappelons que dans cette région, comme dans tout le bassin sédimentaire, les levés gravimétriques ont été effectués par la S.P.M. avec une densité de mesures qui permet une bonne interpolation.

Le programme de calcul détermine en premier lieu une « anomalie régionale », une surface que nous avons choisi ici du 1^{er} degré, soit un plan, obtenu par la méthode des moindres carrés à partir des points considérés comme non anomaux — plan ABCD sur le bloc diagramme I —.

La différence entre les valeurs de l'anomalie de Bouguer et de l'anomalie régionale définie par le plan ABCD détermine à chaque nœud une valeur résiduelle. L'ensemble de ces valeurs résiduelles représente l'anomalie à étudier.

La méthode interprétative repose sur l'hypothèse suivante : on suppose le champ gravimétrique donné comme étant dû uniquement à la présence d'une structure homogène de densité connue. Cette structure étant limitée par un toit et une base, la méthode de calcul se propose de définir l'une de ces surfaces limites (toit ou

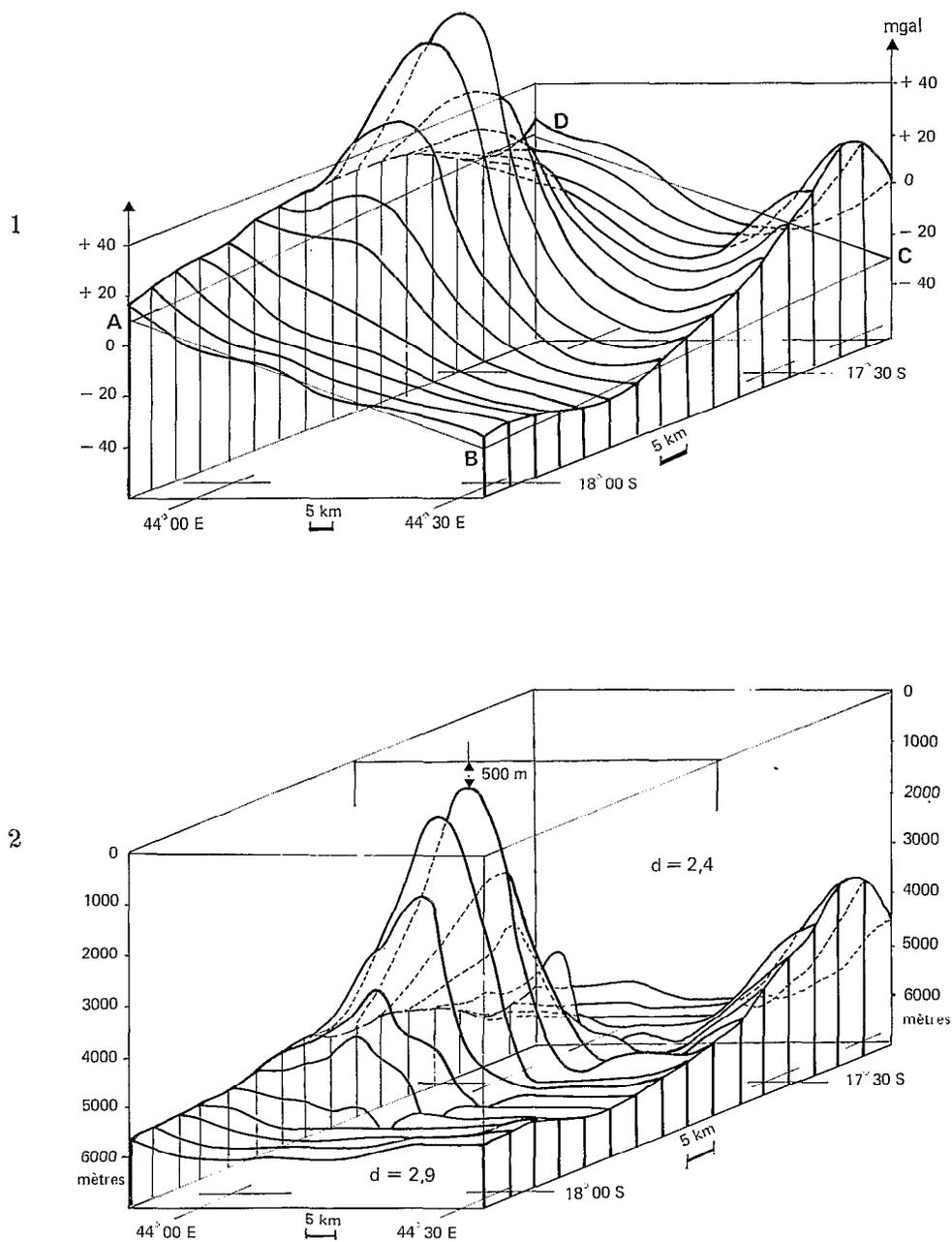


FIG. 32. — Blocs diagrammes représentant : 1 — la surface gravimétrique des anomalies de Bouguer ; 2 — l'allure du toit de l'intrusion basique dans le sédimentaire

base) lorsque l'on connaît l'autre. Sous forme mathématique, il s'agit de résoudre une équation intégrale qui n'est pas de forme classique et la recherche de ses solutions est particulièrement délicate. Toutefois, il est en général possible, par le biais d'un calcul itératif, d'atteindre à une solution approchée.

Les grandes lignes du processus itératif utilisé sont les suivantes :

On détermine à partir du champ donné G une première approximation s_1 de la structure cherchée. Cette structure s_1 engendre un champ gravimétrique g_1 . Les différences constatées entre G et g_1 permettent de retoucher

la structure s_1 et d'obtenir une structure s_2 , meilleure approximation de la solution cherchée S. A son tour la structure s_2 engendre un champ g_2 . Les différences constatées entre G et g_2 permettent de retoucher s_2 et d'obtenir ainsi une structure s_3 , etc. On arrête le calcul à la structure s_n lorsqu'on juge le champ g_n suffisamment proche du champ donné G, c'est-à-dire jusqu'à ce que l'écart quadratique moyen entre l'anomalie calculée g_n et l'anomalie réelle G (et/ou l'écart maximum en un point quelconque) soit inférieur à une quantité fixée à l'avance. Cette quantité tiendra compte de la précision des mesures, de la précision avec laquelle le réseau a été établi, et d'autres données : sondages sismiques, sondages mécaniques, et surtout contrastes de densité... En l'absence de telles données, il est inutile de pousser trop loin le calcul. Une raison supplémentaire pour ne pas prolonger outre-mesure les calculs, est qu'ils introduisent des phénomènes de résonance, c'est-à-dire des onduations parasites dont la période est de l'ordre du pas du modèle.

Dans le cas de l'anomalie étudiée (celle au Nord de Maintirano) nous avons adopté un contraste de densité de 0,5, qui peut être celui que présentent des basaltes (2,9) au milieu des roches sédimentaires (2,4) et une profondeur de 6 000 m pour la base fixe représentant en moyenne l'épaisseur du bassin sédimentaire.

Le calcul a été arrêté à la 6^e itération quand l'écart quadratique moyen est devenu inférieur au seuil fixé à 3 milligals.

Les résultats sont présentés sous forme d'un bloc diagramme (bloc diagramme II de la figure 32) qui montre l'allure de l'intrusion basique dont le sommet serait à 500 m de la surface.

Remarquons dans le coin Nord-Est du bloc le début d'une forte anomalie positive qui correspond aux massifs intrusifs du Fonjay et de l'Ambereny.

6.2. Relations entre la présence de ces anomalies et la côte

La localisation sur la côte de ces fortes anomalies positives est à rattacher directement à son histoire tectonique et sa formation. Les intrusions lourdes responsables de ces anomalies sont liées à des zones de fractures de l'écorce qui favorisent les mouvements des compartiments sous l'influence des phénomènes d'extension. Ceux-ci s'effectuant, comme on l'a vu, selon les directions des deux grandes lignes tectoniques de Madagascar, « Bongolava » et « côte Est », expliqueraient en particulier le dessin actuel de la côte Ouest de Madagascar.

Les anomalies d'Andranopasy et de Befandriana intérieures au bassin sédimentaire, le long de la faille de Befandriana, seraient alors l'indice d'une ancienne côte. En effet, la coupe géologique (en bas de la figure 30) montre des différences de faciès de part et d'autre de la faille de l'Ilova.

6.3. Anomalies du même type dans d'autres régions du globe

De telles anomalies positives, très fortes et localisées, ne sont pas spécifiques au bassin sédimentaire de Morondava. On observe ce type d'anomalies, liées à des intrusions lourdes, affleurantes ou non, dans le bassin du Sénégal (Afrique Occidentale) comme le montre la carte gravimétrique Sénégal-Falémé (Y. CRENN et J. RECHENMANN, 1966).

Les exemples suivants peuvent être donnés :

Anomalie du cap Vert : cette anomalie résiduelle de +50 mgal, très partiellement cartographiée en raison de sa situation à l'extrémité de la presqu'île du cap Vert (Dakar), est liée à des intrusions basaltiques affleurantes. Entre Dakar et Saint-Louis, à une quarantaine de kilomètres au Sud de Saint-Louis, une autre intrusion, mais non affleurante — elle est recouverte de quelques centaines de mètres de sédiments — produit une augmentation de pesanteur de 60 mgal à l'aplomb de la côte. Cette anomalie n'est également qu'à demi cartographiée.

A l'intérieur du bassin du Sénégal, la masse lourde de Medina (13°30 N, 15°30 W) crée, sur les bords de la Gambie, un maximum local de 30 milligals. Elle semble recouverte par une importante épaisseur de sédiments. Plus au Nord, à l'Est du bassin profond, se situe l'anomalie dite de Gassane (14°55 N, 15°15 W). L'épaisseur des sédiments, au toit de la masse lourde responsable de cette anomalie, serait comprise entre 1 000 et 1 500 mètres.

III. Nord-Ouest de Madagascar : bassin de Majunga

Nous n'insisterons pas sur l'étude du bassin sédimentaire de Majunga en raison des nombreux travaux géologiques et géophysiques effectués par la Société des Pétroles de Madagascar et le Bureau Géologique qui éclairent la structure profonde de ce bassin entre les parallèles d'Antsohihy et le cap Saint-André.

Nous allons toutefois en rappeler quelques éléments essentiels et les rapprocher des données gravimétriques.

1. TRAITS PHYSIQUES GÉNÉRAUX

Situé au Nord-Ouest de Madagascar, le bassin sédimentaire de Majunga, du cap Saint-André à la presqu'île d'Ampasindava (région de Maromandia, fig. 31), est constitué par une succession de formations monoclinales s'étendant du Karroo à l'Actuel en donnant une série d'auréoles concaves vers le Nord-Ouest. Des formations indurées déterminent des lignes parallèles de « cuestas » bordant des zones déprimées avec des revers formant des bandes de plateaux doucement inclinés vers la mer. Hors quelques intrusions volcaniques, les altitudes ne sont jamais élevées, les cuestas s'échelonnant entre 200 et 400 mètres. Une subsidence généralisée de la zone côtière a déterminé l'envasement des estuaires.

Des phénomènes éruptifs qui se sont déclenchés au Turonien comprenant des intrusions localisées surtout autour de la dorsale du cap Saint-André ont donné lieu principalement à des épanchements fissuraux formant de vastes coulées de Trapps basaltiques d'une puissance moyenne de l'ordre d'une cinquantaine de mètres (l'épaisseur maximale est d'environ 200 m).

2. TECTONIQUE

La géologie de surface du bassin de Majunga donne bien l'image d'un monoclinale. Toutefois de multiples failles, en particulier dans l'Ouest du bassin, lui confèrent un caractère complexe, analogue à celui connu dans le bassin de Morondava.

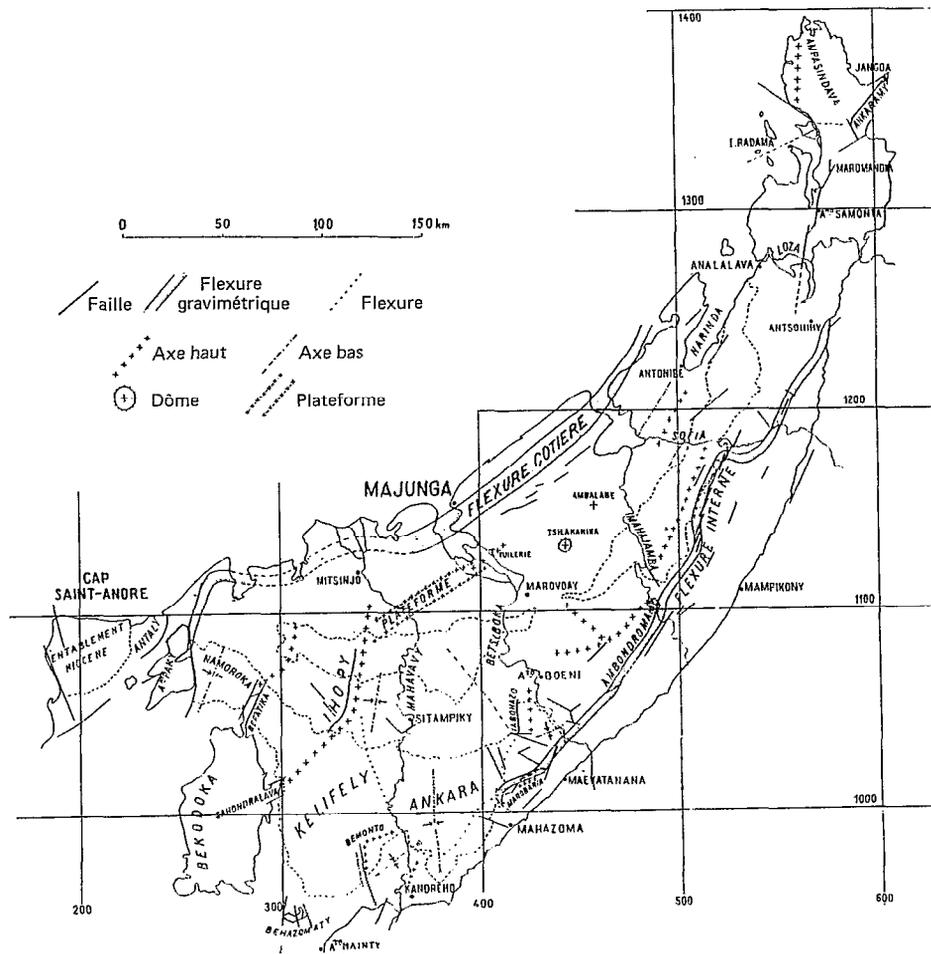


FIG. 33. — Schéma structural du bassin de Majunga, d'après H. BESAIKIE, 1966

Les éléments essentiels de la structure, tels qu'ils apparaissent sur le schéma structural de la figure 33 (d'après H. BÉSAIRIE, 1966) sont :

en premier lieu, deux importantes flexures, l'une proche du cristallin, l'autre dans la région côtière. Ces flexures sont soulignées par un jeu de failles de même direction ;

un haut-fond cristallin enraciné sur le dôme de Bekodoka qui se poursuit vers le Nord-Est par la grande faille de l'Ihopy. Cet accident sépare un grand bassin oriental du bassin plus réduit de Mitsinjo à l'Ouest.

2.1. *Flexures interne et côtière*

A ces deux flexures correspondent, sur la carte gravimétrique, deux bandes à gradient très prononcé.

La première de direction NE-SW borde le socle cristallin de Maevatanana à Antsohihy et correspond à la grande flexure qui se juxtapose à la faille de subsidence d'Ambondromamy et se poursuit par une série de décrochements dans la région comprise entre Manpikony et Port-Bergé pour se rapprocher du socle vers Antsohihy. La faille d'Ambondromamy ne montre en surface qu'un rejet d'une trentaine de mètres, mais elle prend une grande importance en profondeur où le rejet atteint près de 2 000 m. Les anomalies entre le socle et cette flexure sont intenses par suite de la faible épaisseur de la couverture sédimentaire, en particulier dans la région de Manpikony où l'on observe un fort gradient de 40 mgal sur 10 km. Il y a à l'Ouest, et tout le long de cette flexure, une bande d'anomalies négatives marquant une série de fosses internes entre lesquelles s'ordonnent des seuils.

La seconde bande correspond à une forte flexure côtière qui naît au dôme cristallin d'Ambohipaky, se prolonge le long de la zone côtière vers le Nord-Est et rejoint la zone faillée d'Ankaramy à la base de la presqu'île d'Ampasindava. Le fort gradient s'observant au-delà d'Ambanja, on peut penser que cette flexure s'y poursuit également (profil A, fig. 34).

La flexure interne correspondant, d'Est en Ouest, à un approfondissement rapide du socle on pourrait penser que la flexure côtière, à laquelle est associée un gradient positif (profils de la figure 34) correspond à une remontée du socle. Or, d'après d'autres travaux géophysiques, les épaisseurs de sédimentaire restent toujours aussi considérables. On doit donc envisager un phénomène plus profond pour expliquer cette bande d'anomalies à gradient positif élevé en bordure de la côte, ce pourrait être une remontée du manteau avec un amincissement relativement rapide de la croûte.

L'absence de mesures en mer ne permet pas de voir si, vers le large, l'anomalie conserve un gradient toujours aussi prononcé. Toutefois, si l'on se réfère aux régions situées au Nord du bassin, de la presqu'île d'Ampasindava au cap d'Ambre, où l'anomalie atteint rapidement les valeurs $+70$ mgal, on peut penser, par continuité, qu'il en est de même au large de la côte du bassin de Majunga. Ce serait donc à la hauteur de la flexure côtière que se produirait le passage de la croûte continentale à la croûte océanique, du moins partiellement, puisque le talus du plateau continental se situe plus au large (ce talus, à peu près rectiligne, va du cap Saint-André au cap d'Ambre à l'extrême Nord de Madagascar).

On observerait donc pour les régions du Nord-Ouest de Madagascar un phénomène à rapprocher de celui de la côte Est comme nous le verrons plus loin, avec toutefois un caractère moins brutal, le gradient observé étant moins élevé.

Si l'on admet que la forte variation que l'on observe le long de la côte a une origine profonde, on peut penser que la flexure interne est liée également à une cause profonde, c'est-à-dire à une descente d'un compartiment du socle dans le manteau sous l'influence de phénomènes d'extension, la faille d'Ambondromamy n'en étant qu'un effet.

2.2. *Faille de l'Ihopy et bassin de Mitsinjo*

L'accident majeur qui sépare le bassin Loza-Mahavava de la fosse de Mitsinjo est constitué par le horst de Sahondralava enraciné sur le dôme cristallin de Bekodoka, horst qui se poursuit sous le sédimentaire parallèlement à la faille incurvée de l'Ihopy et à l'Est. Ce haut-fond est marqué sur la carte gravimétrique par des valeurs -18 mgal, relativement positives, à $17^{\circ}05$ S et $44^{\circ}25$ E, et par la série de petites anomalies localisées de direction NE puis NNE.

La fosse de Mitsinjo correspond à une zone fortement subsidente entre l'axe Ihopy et le dôme d'Ampahipaky. Elle est fortement accidentée avec des anomalies gravimétriques aiguës. En effet, on observe un axe positif, de même allure que celui de l'Ihopy, qui prolonge le horst de Befatika également enraciné sur le dôme cristallin de Bekodoka. A l'Ouest de cet axe relativement positif, au Sud-Sud-Ouest de Soalala, l'anomalie de -10 milligals correspond au graben du Dogger de Namoroka (profil F, fig. 34).

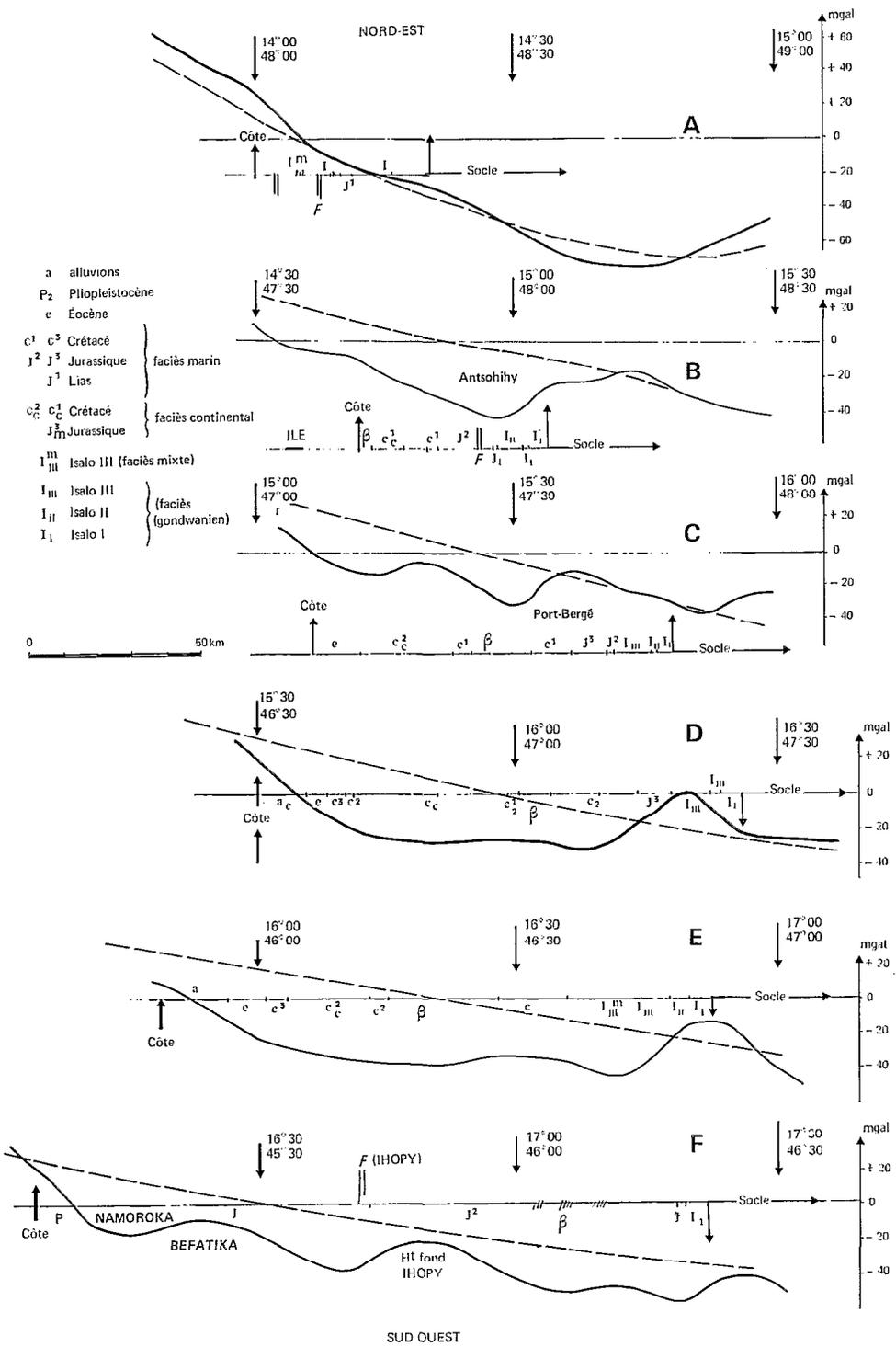


FIG. 34. — Série de profils gravimétriques (anomalie de Bouguer) parallèles NW-SE du Sud-Ouest au Nord-Est du bassin de Majunga

Ch. HUBAULT (1963) voit dans la fosse de Mitsinjo un socle fortement différencié sous une faible couverture avec des anomalies positives et négatives correspondant respectivement aux formations du système du Vohibory et du système du Graphite. Or, d'après les levés gravimétriques effectués sur le cristallin qui comprend ces diverses formations, aucune différenciation gravimétrique notable n'a été constatée entre ces deux systèmes. Il est plus vraisemblable que ces anomalies soient dues à un socle peu profond dont la tectonique est fortement perturbée par de multiples horst et graben et compliqué d'intrusions comme l'aire anticlinale voisine du cap Saint-André.

Le bassin oriental, à l'Est de la Mahavavy, est plus calme comme le montre l'étalement des isanomales tout en étant marqué par quelques accidents tel que l'axe lourd dans le prolongement de la baie de Narinda qui se manifeste par une série de maxima (15°20 S et 47°20 E, 15°45 S et 46°58 E). L'approfondissement du bassin est très brutal à l'Ouest de la flexure interne, en particulier à Antsohihy et surtout au Sud-Sud-Ouest de Port-Bergé où le gradient est très prononcé. On remarquera également que l'anomalie entre le socle et la flexure interne qui, en cette région, marque un décrochement, n'est pas seulement due à l'influence du socle sous une faible épaisseur de sédimentaire, mais aussi à une remontée de masses lourdes en profondeur à l'image de celle que l'on observe à l'Est du bassin sédimentaire de Morondava.

Comme pour le bassin de Morondava, nous avons tracé des coupes de l'anomalie de Bouguer parallèles à la direction NW-SE (fig. 34). En partant du Sud-Ouest :

la coupe F montre bien les deux hauts-fonds de l'Ihopy et de Befatika. Le fort gradient à l'Ouest du profil est dû à une intrusion basique non affleurante correspondant sur la carte gravimétrique à l'anomalie +20 mgal (16°10 S, 45°00 E) ;

les coupes E et D indiquent un bassin plus calme et profond mais font bien apparaître le gradient très prononcé correspondant à la flexure interne ;

le profil C présente un maximum dû au haut-fond en prolongement de la baie de Narinda. On voit que le gradient est également très fort à l'Ouest de Port-Bergé ;

le profil B passe à proximité d'Antsohihy. Le gradient correspondant à la flexure interne est ici particulièrement important et on doit atteindre brutalement des profondeurs considérables ;

par contre le profil A ne montre plus d'anomalie négative pouvant correspondre à de notables épaisseurs de sédimentaire. Le bassin de Majunga proprement dit se termine donc bien à l'Ouest de ce profil. Toutefois la carte géologique cartographie encore d'importants affleurements d'Isalo divers entre la mer et le socle. Les couches de ces sédiments doivent y être fort peu épaisses à moins de présenter un faible contraste de densité, ce qui est peu probable. L'extrémité Nord-Ouest du profil A, qui présente un plateau anomalique positif d'une vingtaine de milligals, longe la bordure Ouest de la presqu'île d'Ampasindava dont les traits caractéristiques font qu'elle est à rattacher au domaine géologique de l'extrême Nord de Madagascar que nous verrons plus loin.

Pour les détails relatifs aux petites structures et qui n'apparaissent pas sur notre carte par suite de l'espace adopté des isanomales (10 mgal), on se reportera aux divers documents publiés sur la géologie du bassin de Majunga (S.P.M., Bureau Géologique de Madagascar...).

3. RÉSULTATS D'ENSEMBLE

Là encore, comme dans le bassin de Morondava, ce sont les mouvements verticaux de l'écorce qui sont responsables, pour la majeure partie, de la tectonique du bassin sédimentaire de Majunga. A noter toutefois la présence des deux flexures encadrant le bassin, en particulier la flexure interne en bordure du socle, alors que dans le bassin de Morondava, son contact avec le socle, à sa bordure orientale, est marqué par un système de failles relais rectilignes selon les deux directions principales tectoniques prédominantes à Madagascar.

Les deux bassins se différencient également par le fait que la flexure côtière du bassin de Majunga n'a pas d'équivalent dans le bassin de Morondava. Le gradient positif de la bande côtière du premier pourrait correspondre à une remontée du manteau, c'est-à-dire à un amincissement de la croûte signifiant le passage à une croûte déjà partiellement océanique.

IV. Extrême Nord de Madagascar

Le domaine sédimentaire de Madagascar qui s'étend tout le long de la côte Ouest et Nord-Ouest se continue jusqu'à l'extrême Nord de la Grande Ile. Cette région est séparée du bassin de Majunga par le seuil de la presqu'île

d'Ampasindava, de la même manière que l'anticlinal du cap Saint-André sépare, par convention, le bassin de Morondava de celui de Majunga. Elle se particularise surtout par la présence de nombreuses manifestations volcaniques éruptives, telle la montagne d'Ambre, et d'importants phénomènes intrusifs, en particulier dans la presqu'île d'Ampasindava.

1. GÉOLOGIE ET GRAVIMÉTRIE

Bien développée dans l'extrême Nord où elle s'étend sur 25 à 120 km de large, la série sédimentaire débute au Permien supérieur et se poursuit avec de nombreuses lacunes jusqu'au Quaternaire.

Le groupe de la Sakamena par lequel commence la série, représenté essentiellement par des faciès marins, est suivi par celui de l'Isalo à faciès principalement continental. Le groupe de la Sakoa, le plus ancien du Karroo malgache, n'est pas représenté en affleurements.

La série sédimentaire est régulièrement monoclinale sans plissements connus sinon dans la presqu'île d'Ampasindava où ils paraissent dus aux venues éruptives. On ne connaît pas exactement les épaisseurs atteintes par les formations sédimentaires, mais J. de SAINT-OURS (1960) a donné un ordre de grandeur des puissances et pendages moyens des différentes assises le long d'une coupe NS allant du socle au cap d'Ambre : l'épaisseur cumulée pourrait atteindre 4 500 à 5 000 m, les pendages diminuent du Permo-Trias (18° à 22°) au Tertiaire (Isalo, 10° à 15°, Jurassique, 6° à 8°, Crétacé, 4° à 6°). L'accumulation de l'Isalo inférieur, atteignant à elle seule plus de 2 000 m, montrerait qu'il s'est produit une subsidence importante mais très lente et laisserait supposer à l'origine une surrection considérable du massif cristallin.

L'allure calme et monoclinale du bassin, avec son approfondissement marqué vers le Nord, est mise en évidence par la régularité du profil gravimétrique NS qui va, le long du méridien 49°15', du socle au cap d'Ambre (profil B, fig. 35). Vers l'extrémité Nord du profil, nous observons une forte remontée de l'anomalie, tant de Bouguer qu'isostatique. On retrouve en bordure de la côte le même gradient positif que celui que l'on a observé sur les différentes coupes gravimétriques du bassin de Majunga. Ce gradient montre que la remontée du manteau et l'amincissement de la croûte, supposés à son origine le long de la côte du bassin de Majunga, se poursuivent vers le Nord au-delà d'Ambanja au moins jusqu'à la pointe extrême Nord de Madagascar.

L'infléchissement vers le Nord de la flexure côtière se traduit par une zone de faiblesse tectonique marquée par les phénomènes intrusifs de la presqu'île d'Ampasindava et par une forte tectonisation de toute cette province (baie d'Ampasindava, îles de Nosy-Be, Nosy-Komba, graben de Sambirano...).

2. PRESQU'ÎLE D'AMPASINDAVA

Par ses caractéristiques, la presqu'île d'Ampasindava peut être rapprochée de l'ensemble des roches volcaniques de l'aire anticlinale du cap Saint-André.

En effet, l'ensemble de la presqu'île d'Ampasindava, de même orientation NNW que l'aire anticlinale du cap Saint-André, a une allure d'anticlinal traduite par la disposition des schistes cristallins, de la couverture et du contact sédimentaire. En outre, on observe de part et d'autre des plutons circulaires associés à des épanchements volcaniques. Ces plutons sont, d'une façon générale, soit des dykes mis en place dans des cassures ouvertes, soit des sills plus ou moins remplis de laccolites, mis à nu par l'érosion, dont l'âge est au plus turonien, plus probablement oligocène. La mise en place de ces plutons a dû se faire à une profondeur assez faible (de l'ordre du kilomètre) et l'on serait en présence de la zone profonde d'un massif volcanique longuement érodé.

Gravimétriquement, la presqu'île d'Ampasindava correspond à une forte anomalie positive atteignant, à son extrémité Nord, +70 mgal en Bouguer et +40 mgal en isostatique. Cette anomalie positive est d'ailleurs beaucoup plus étendue et couvre l'île de Nosy-Be.

Les 9/10^e en volume des roches d'Ampasindava sont des syénites normales et moins fréquemment des granites, d'ailleurs postérieurs aux syénites. Les roches basiques, probablement en grande partie épanchées, sont les plus courantes pour le reste. L'origine magmatique de l'ensemble des roches de cette région ne saurait faire de doute, la différenciation magmatique d'un magma basique « moyen » étant de nature à donner les principaux types pétrographiques d'Ampasindava.

Un réservoir de magma, profond et étendu, pourrait donc être la cause de l'ensemble anomalique positif observé du cap Saint-André au cap d'Ambre, la province d'Ampasindava en constituant la partie visible, l'absence de mesures en mer ne permettant pas d'en voir le prolongement au large de la côte du bassin de Majunga. Situer ce magma gravimétriquement à la base de l'écorce, équivaut à une remontée du manteau et à une croûte moins épaisse, hypothèse valable pour toute la côte Nord-Ouest comme l'indiquent les profils gravimétriques des figures 34 et 35.

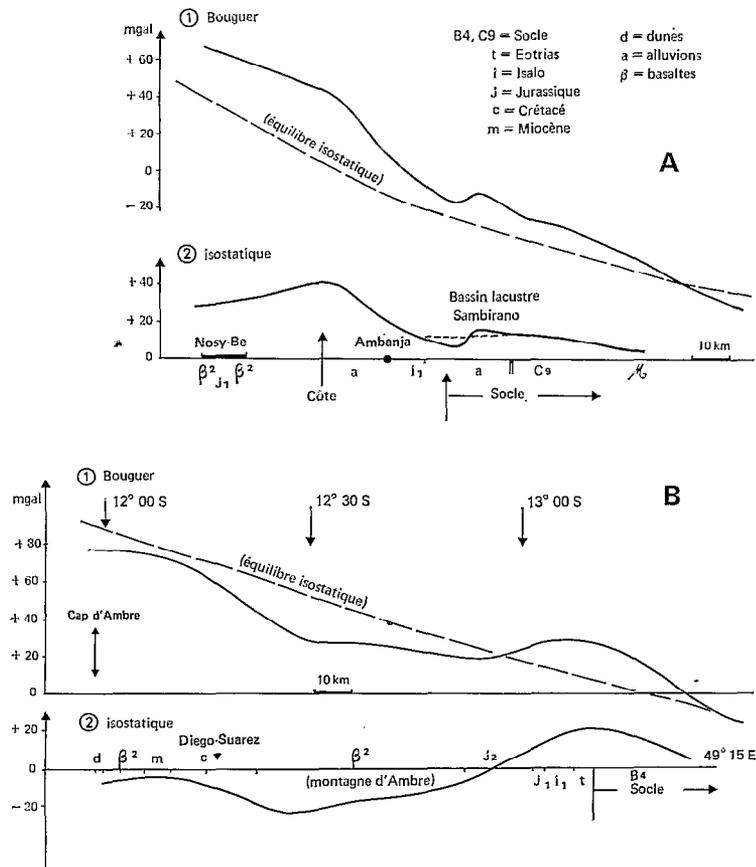


FIG. 35. — Profils gravimétriques. A : NNW-SSE passant par Ambanja et le bassin lacustre de Sambirano, Bouguer et isostatique ou résiduelle; B : N-S dans l'extrême Nord de Madagascar

3. GRABEN DE SAMBIRANO

La zone de faiblesse tectonique qui se manifeste par une forte tectonisation de la presqu'île d'Ampasindava et de la baie du même nom, à l'Ouest de la presqu'île, s'exprime également par le graben de Sambirano, de formation récente, ou au moins de rejeu important récent. Le début de l'effondrement se situerait à l'Oligocène, suivi d'un nouvel affaissement au Pléistocène, contemporain de celui de la baie d'Ampasindava avec les derniers épanchements de la montagne d'Ambre.

La direction générale des fractures de cette zone est NNW, qui est celle du système de failles « Bongolava » (ou Mozambique).

Le profil A de la figure 35 passe par le bassin lacustre de Sambirano. Malheureusement les mesures s'échelonnent sur la seule piste praticable de cette région qui suit pratiquement la direction des fractures. Il n'est donc guère possible d'essayer une interprétation de l'épaisseur du lacustre à partir du profil longitudinal. Toutefois on peut observer qu'au bassin d'effondrement correspond bien un minimum de l'anomalie.

On remarquera également que la baie d'Antongil, sur la côte Est, qui s'interprète aussi par un fossé d'effondrement, a la même direction NNW. Ces deux fossés feraient partie d'une importante zone de faiblesse tectonique jalonnée d'ailleurs par des cuvettes alluviales, des épanchements basaltiques, d'innombrables pointements phonolitiques et des sources chaudes.

4. LE VOLCANISME

L'extrême Nord de Madagascar qui montre les traces d'une activité toute récente, mais aujourd'hui complètement interrompue, est caractérisée par le volcanisme qui a pris sa plus grande ampleur au massif d'Ambre.

Si les coulées extérieures sont minces, quelques dizaines de mètres, toute la zone centrale est certainement épaisse, mais nous n'avons aucune connaissance directe de l'altitude du substratum. Il n'y a d'ailleurs pas lieu de supposer une quelconque remontée du socle sous le massif volcanique et le sédimentaire doit garder une épaisseur considérable. En effet, le profil B de la figure 35 montre que l'anomalie négative liée à la présence du bassin sédimentaire reste importante et surtout régulière à l'endroit où les épanchements basaltiques de la montagne d'Ambre cachent le substratum.

Au volcanisme de la montagne d'Ambre on peut vraisemblablement rattacher les autres formations volcaniques de la côte Nord-Ouest, en particulier Nosy-Be.

Il n'y a pas de relations nettes entre le volcanisme et la tectonique. Si les dernières coulées sont nettement postérieures aux grandes failles du Nord (faille de l'Ankarama) les laves ne paraissent pas les avoir empruntées pour venir au jour. Il apparaît toutefois que les cratères formant la limite extrême Sud-Est de la montagne d'Ambre s'alignent sur une cassure SW-NE longue de 35 km environ.

5. CONSIDÉRATIONS D'ENSEMBLE

Dans toute cette région de l'extrême Nord de Madagascar ont eu lieu d'importants mouvements verticaux du socle qui se sont traduits par des horst et des graben. Des épisodes volcaniques et subvolcaniques sont liés à cette tectonique cassante dont ils ont souligné les phases principales. Ainsi les caractères morphologiques de la côte, depuis la presqu'île d'Ampasindava jusqu'au cap d'Ambre, indiquent un panneau effondré avec des remontées secondaires formant des zones anticlinales.

Toutes les failles de cette région se rangent dans les deux systèmes tectoniques qui ont une valeur générale pour Madagascar : système « Côte Est » (zone de fractures du contact sédimentaire-cristallin et la faille Ankaramy-Jangoa prolongée par les failles de l'Ankara et Sahareny) et système « Bongolava » (graben de Sambirano, presqu'île d'Ampasindava...).

Des failles de moindre importance, mais de direction générale « Côte Est », liées à un certain nombre de mouvements relatifs de surrection du socle malgache par rapport au canal de Mozambique qui s'approfondissait peu à peu, ont produit une structure en escalier.

Le rôle des fractures a donc été considérable dans l'élaboration structurale de l'extrême Nord, la couverture sédimentaire et le socle de cette région ayant été affectés l'un et l'autre.

Toute la région Ouest de l'extrême Nord se marque sur la carte isostatique par une importante anomalie positive atteignant près de 40 mgal vers la presqu'île d'Ampasindava et Nosy-Be. Les épanchements basaltiques superficiels sont insuffisants pour expliquer cette anomalie. Dans la presqu'île d'Ampasindava les phénomènes éruptifs se traduisent par des massifs alcalins granitiques et syénitiques dont le caractère particulier indique une origine indubitablement magmatique avec une mise en place à faible profondeur. Il y a donc lieu de penser à une origine profonde pour l'anomalie : soit une intrusion magmatique en profondeur et étendue, soit plutôt une remontée du manteau, d'où un amincissement de la croûte, occasionnant une surrection du socle avec, corrélativement, des affaissements locaux selon le schéma de « touches de piano ».

La carte isostatique montre une anomalie négative au Sud-Est de Diego-Suarez qui n'apparaît pas en Bouguer, masquée, sans doute, par le phénomène isostatique. Il est possible que cette anomalie soit due, au moins partiellement, aux épaisseurs de sédimentaires, qui pourraient atteindre 4 000 à 5 000 m. Mais nous avons vu à propos des bassins de Morondava et de Majunga, qu'à l'influence du sédimentaire, s'ajoutaient les effets d'irrégularités géologiques à la base de l'écorce. Il semble donc que, là également, l'anomalie négative au Sud de Diego-Suarez n'ait pas qu'une origine sédimentaire et on pourrait admettre qu'elle est du même type que les anomalies négatives qui bordent les anomalies positives de la côte Est et Nord-Est, dans des régions où le socle est partout affleurant, et qui, comme nous le verrons plus loin, sont dues à un phénomène profond.

V. Régions centrales de Madagascar

L'examen de la carte géologique montre que les formations qui s'étendent depuis la côte orientale jusqu'à la dépression permotriasique, marquant à l'Ouest le début du domaine sédimentaire, appartiennent au socle métamorphique ancien. De plus, il apparaît que des coupes géologiques parallèles EW donneront approximativement le même style de formations et de structures.

Rappelons que la chronologie des terrains métamorphiques précambriens établie par H. BÉSAIRIE à partir d'études faites dans le Sud de l'île (H. BÉSAIRIE, 1952, 1953, 1963) n'est plus admise par certains géologues (G. HOTTIN, 1969 ; L. RADELLI, 1969 ; G. JOURDE, 1971 ; H. BÉSAIRIE, 1971).

Nous rappellerons à ce sujet que nous ne nous attachons pas à l'étude des problèmes relatifs à l'origine et à la stratigraphie des séries métamorphiques, domaine propre à la géologie, car aucune différenciation gravimétrique notable ne semble apparaître entre les différentes séries composant le socle que plusieurs cycles métamorphiques ont plus ou moins remaniées et uniformisées. Des études de détail sur un contact entre deux unités géologiques de faciès pétrographiques différents feraient apparaître sans doute des gradients faibles, qui au niveau d'une carte de reconnaissance, ne peuvent ressortir nettement.

Comme nous allons le voir, n'apparaissent sur la carte gravimétrique que les structures géologiques localisées : massifs basiques bien individualisés, bassins d'effondrement...

Nous examinerons successivement la carte des anomalies de Bouguer puis celle des anomalies isostatiques.

1. CARTE DES ANOMALIES DE BOUGUER

Les régions centrales de Madagascar apparaissent en négatif sur la carte des anomalies de Bouguer. Ce caractère est à mettre au compte du relief qui est important comme le montre la carte hypsométrique (fig. 1). Les minima les plus importants sont liés aux massifs les plus élevés comme le Tsaratanana au Nord (-80 mgal) et l'Ankaratra au centre (-140 mgal, minimum de l'ensemble de la carte).

La corrélation entre altitudes et anomalies de Bouguer traduit le fait que le relief est compensé par la présence en profondeur de volumes moins denses, ce qui est caractéristique d'une croûte continentale.

La variation rapide du relief, en particulier sur le versant oriental, conduit à un important gradient gravimétrique -200 milligals sur 200 kilomètres, en moyenne, entre l'Ankaratra et la côte Est. Ce gradient, s'il n'empêche pas les anomalies localisées de ressortir de la carte, masquera par contre les anomalies d'une certaine ampleur qui ne pourront être mises en évidence que sur une carte des anomalies résiduelles (carte isostatique).

1.1. Régions de Tsaratanana, Andriamena et Mandritsara

La carte de Bouguer (carte à 1/1 000 000, feuille Centre) montre, au Sud-Ouest de Tsaratanana (vers $16^{\circ}50$ S et $47^{\circ}30$ E), une anomalie positive relative de $+30$ mgal, qui correspond, en géologie, à un massif intrusif de gabbros ceinturé de filons syénitiques. Il faut d'ailleurs noter que toute la région entre Tsaratanana et Andriamena forme un ensemble géologique bien caractérisé (synclinorium d'Andriamena) truffé de multiples et importantes intrusions basiques et ultra-basiques qui pourraient être l'indice d'une masse basique en profondeur qui expliquerait l'anomalie relativement positive de cette région.

Une autre anomalie positive est cartographiée vers Mandritsara (feuille Nord, 16° S, $48^{\circ}30$ E). La carte géologique ne montre à l'affleurement qu'une zone granitisée (migmatites, granites et migmatites granitoïdes, gneiss et migmatites à graphite) aux abords immédiats de Mandritsara. Par contre, elle indique un massif de syénites (massif de Marangibato) à une trentaine de kilomètres à l'Ouest de cette ville. Il est donc très possible que, dans cette région, il y ait eu des intrusions magmatiques en profondeur, le massif de syénites étant un témoin visible d'un début de différenciation magmatique à partir du magma profond.

Il est à remarquer (carte géologique) que l'axe Tsaratanana-Mandritsara-Ouest est jalonné par une série d'épanchements basaltiques (Tampoketsa du Kamoro, de Beveromay, d'Analamaitso...) identiques à ceux des vastes coulées de l'Ouest dont l'âge turonien est bien établi. Considérés comme des épanchements fissuraux, on serait là en présence d'une zone de faiblesse tectonique, sensiblement parallèle à la bordure du bassin sédimentaire de Majunga, liée au mouvement de surrection du socle qui a favorisé les cassures et qui se traduit sur la carte isostatique par une anomalie nettement positive.

Cet axe est d'ailleurs indiqué sur la carte « Métallogénie de Madagascar » à 1/2 000 000 d'A. RAZAFINPARANY (1978). Il part de l'île de Nosy-Be pour aboutir à la bordure Est de la baie d'Antongil.

1.2. Régions de Tsiroanomandidy et Miandrivazo

La région de Tsiroanomandidy ($18^{\circ}45$ S, $46^{\circ}40$ E) est marquée par une anomalie positive d'une valeur relative d'une quarantaine de milligals. On peut l'attribuer sans aucun doute à la présence de masses basiques dans le socle qui ont donné naissance en surface aux massifs intrusifs du Bevato et de l'Ambohiby et à de nombreux petits pointements de gabbros.

Le Bevato se présente comme un magnifique dôme de 6 km de diamètre constitué de diorites, alors que le massif de l'Ambohiby, au Sud de Bevato, est de composition complexe, où, aux venues profondes, s'associent des manifestations subvolcaniques. Il est vraisemblable que ces venues sont récentes et pourraient s'être mises en place au Crétacé ou à l'Éocène.

La région de Miandrivazo (19°30 S, 45°30 E) se marque également par une anomalie positive relative d'une trentaine de milligals. Allongée NS en bordure du bassin sédimentaire de Morondava, elle peut être associée aux affleurements de gabbros du Vongoa et de Belobaka correspondant sans doute à une remontée du magma liée à la surrection du socle et à son affaissement relatif vers le canal de Mozambique. A la hauteur de l'affleurement basique de Belobaka, l'anomalie positive qui s'incurve vers l'Ouest dans le sédimentaire correspond à un haut-fond du socle en relation avec ces intrusions de gabbros.

1.3. Région du lac Alaotra

Parallèlement à la côte Est et à une cinquantaine de kilomètres de celle-ci, entre les parallèles 17^e et 19^e Sud, se remarque une anomalie positive allongée, étroite, comprenant deux maxima relatifs d'une vingtaine de milligals : l'un, au Nord, dans la région du lac Alaotra, l'autre, au Sud, au Nord-Est de Moramanga.

L'origine de l'anomalie positive au Nord-Est de Moramanga (18°50 S, 48°20 E) est à attribuer au gros massif intrusif d'Antompombato (12 × 7 km), situé à une quinzaine de kilomètres au Nord-Est de Moramanga. Ce massif mis en place il y a quelque 90 M.A. recoupe très nettement le socle cristallin et montre un bel exemple de différenciation magmatique allant des syénites aux péridotites.

L'anomalie positive entre Ambatondrazaka (17°50 S, 48°25 E) et Andilamena (17°00 S, 48°35 E) recouvre la région du lac Alaotra et de sa plaine alluviale d'altitude moyenne 750 m correspondant à un fossé — rift valley — d'une trentaine de kilomètres de largeur, faiblement effondré (350 mètres de rejet ?), en bordure duquel apparaissent quelques épanchements d'ankaratrites sans doute pliocènes. D'origine tectonique récente, on peut rattacher à la même phase la dépression du Mangoro d'altitude moyenne 900 m, dont le cours parfaitement rectiligne doit son origine à un accident tectonique.

Ces deux dépressions, de l'Alaotra et du Mangoro, sensiblement dans le prolongement l'une de l'autre, sont séparées par un seuil qui peut être attribué à une diminution d'ampleur des phénomènes tectoniques.

Le profil A en travers de la zone du lac Alaotra, selon un axe Amparafaravola-Fénériver (fig. 36), indique à l'aplomb du fossé, au lieu d'une anomalie négative à laquelle on devrait normalement s'attendre, une anomalie positive importante (a) d'une amplitude relative de 30 mgal environ.

L'étude du profil A peut conduire à admettre que l'anomalie observée est la résultante de deux anomalies : l'une, anomalie I, étalée sur près de 80 km, d'amplitude 18 milligals, l'autre, anomalie II, étroite, atteignant 14 milligals.

La première, du fait de son étalement, doit sans doute son origine à un phénomène profond qui pourrait être directement lié aux intrusions basiques le long d'une zone de moindre résistance créée par la surrection du socle. En effet, on peut noter de nombreux affleurements de gabbros au Nord du lac : affleurements de l'Ankitsika et de l'Andilamavo au Sud d'Andilamena. La largeur de la dépression tectonique, d'une trentaine de kilomètres environ, suggère une structure analogue à celle d'un rift dans lequel des épanchements basiques localisés dans le Nord se seraient toutefois produits. L'effondrement résultant de l'extension et de la fracturation de l'écorce sous l'effet de la remontée du manteau doit ainsi affecter l'ensemble de l'écorce. On notera que c'est dans la région du lac Alaotra qu'on observe la sismicité la plus élevée de Madagascar ; de faible ampleur elle aurait plutôt pour cause des tassements ou réajustements superficiels que la poursuite du mouvement d'effondrement.

Le même profil de la figure 36 montre également, à l'Est de l'anomalie a, une autre anomalie positive faible b. Il semble que ces deux anomalies se retrouvent plus au Sud. En effet, un autre profil (profil B, fig. 36) — orienté ESE, traversant le Sud de la dépression alluvionnaire du lac Alaotra, passant à une dizaine de kilomètres au Sud d'Ambatondrazaka et aboutissant à la côte à 15 km au Sud de Tamatave — indique deux anomalies a et b, moins marquées toutefois que celles du profil A.

Reportées en position sur la carte à 1/1 000 000, ces anomalies s'alignent selon la direction tectonique principale « côte Est », qui est également celle des bordures de la dépression de l'Alaotra.

1.4. Rebord oriental du massif de Madagascar

Traits physiques généraux

L'architecture des formes géologiques avec deux orogénèses de directions différentes imprime ses caractères à la morphologie. Le rebord oriental des Hauts-Plateaux est caractérisé par les lignes directrices très régulièrement subméridiennes de la grande orogénèse de 2 600 M.A. et par le système N 50°-60° W des cassures crétaées.

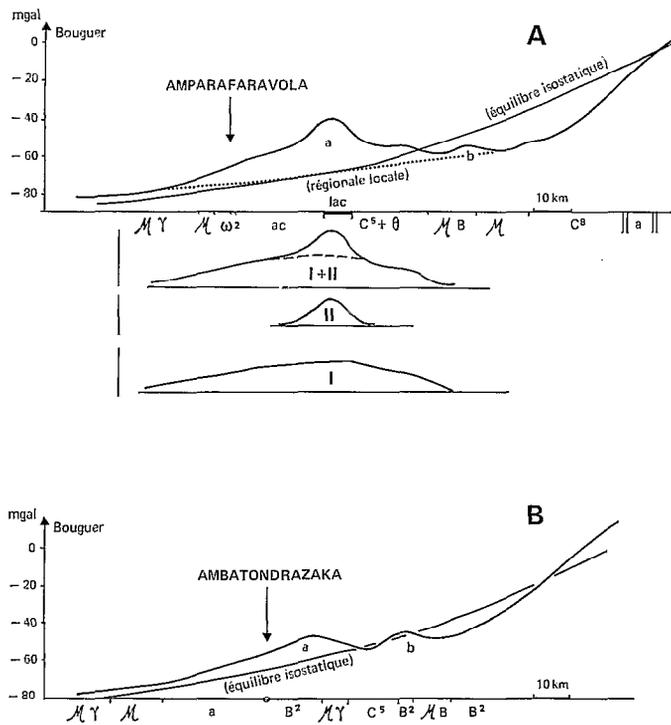


FIG. 36. — Profils gravimétriques au Nord et au Sud et en travers de la dépression du lac Alaotra

L'élément majeur du relief est la grande falaise orientale de l'Angavo dont la nature tectonique, ou érosive n'est pas fixée avec certitude, les levés géologiques même récents n'ayant pas mis en évidence de grandes failles. De toutes manières la formation de la falaise et son recul ont été facilités par la conjugaison de la direction sub-méridienne des schistes cristallins à pendage Ouest et des cassures N 50°-60° W.

Pour notre part, d'après les résultats de la gravimétrie que nous allons voir, nous admettrons que si l'escarpement le plus oriental, l'escarpement de Betsimisaraka, semble bien d'origine tectonique, l'accident ayant d'ailleurs intéressé toute l'épaisseur de l'écorce, par contre, la falaise de l'Angavo serait principalement due à une importante érosion régressive qui aurait buté contre les granites. Toutefois des fractures observées par endroits à la base de la falaise ne seraient que des fractures secondaires de la fracture principale située plus à l'Est.

Gravimétrie

Tout le rebord oriental de Madagascar, du Nord au Sud, est caractérisé par le parallélisme des isanomales de direction « côte Est ».

Nous avons déjà vu que ce parallélisme marquait l'influence prépondérante de la tectonique « côte Est » qui est également responsable des accidents de même direction du relief : la descente vers l'océan Indien se présente comme un escalier. Les failles intéressent l'ensemble de l'écorce, la tectonique cassante n'ayant donné que des blocs bien individualisés, effondrés, basculés ou surélevés, au cours du bombement général tertiaire.

Les surfaces, tant topographique que gravimétrique, pouvant être considérées comme des structures cylindriques, un seul profil EW suffira pour représenter l'allure générale du versant oriental de la Grande Ile.

Le profil de l'anomalie de Bouguer le long de l'itinéraire Tananarive-côte Est qui suit approximativement le 19° parallèle est représenté sur la figure 37. Nous avons reporté également le profil topographique ainsi que les valeurs de l'anomalie à l'air libre aux stations de mesure.

L'anomalie de Bouguer ne montre aucune anomalie notable entre Tananarive et Moramanga ; en particulier le passage de la falaise de l'Angavo, d'une dénivelée de près de 500 mètres, ne se marque guère que par une

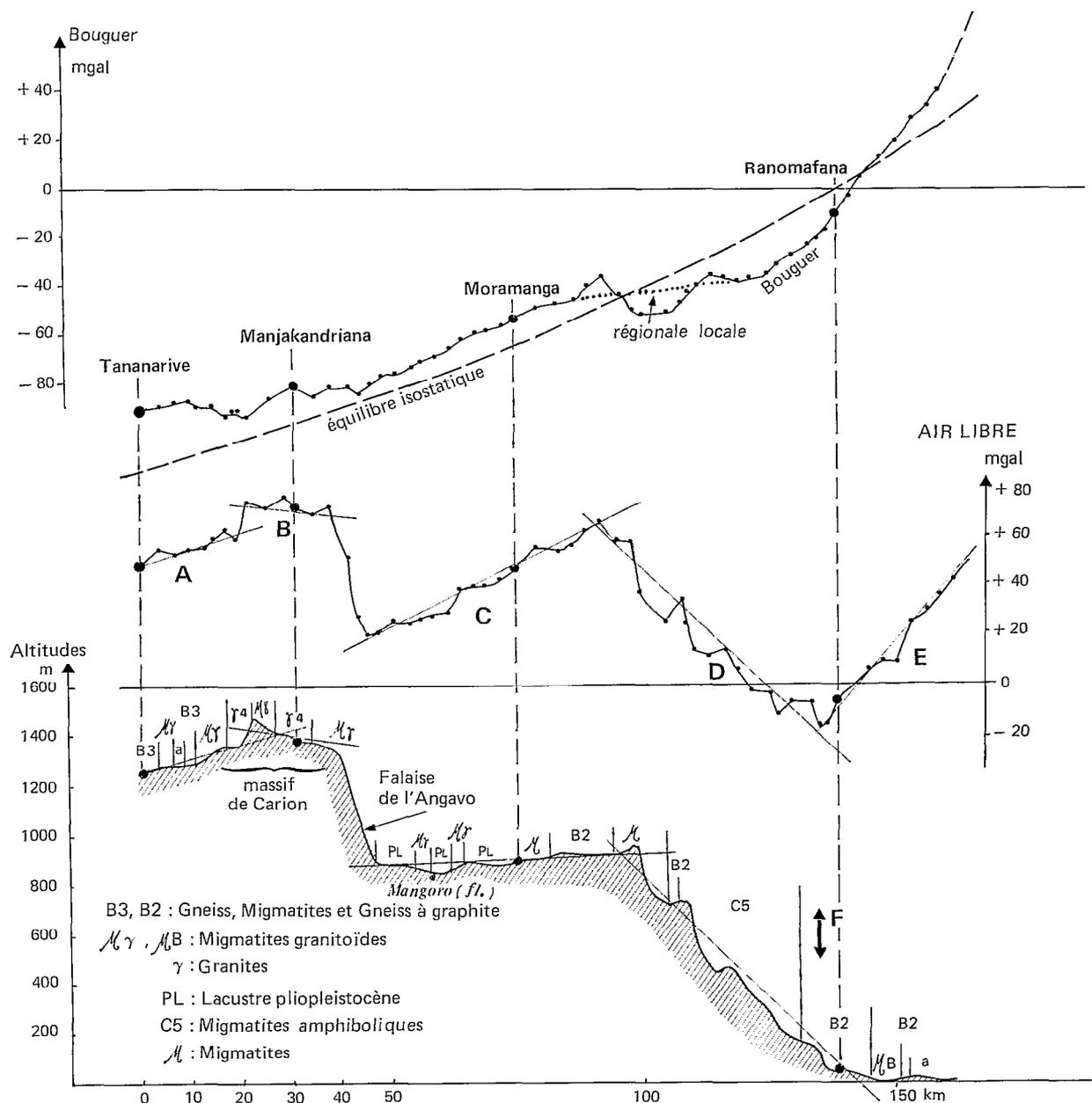


FIG. 37. — Profils gravimétriques — Bouguer et air libre — et topographique le long de l'itinéraire WE de Tananarive à la côte Est

anomalie de 2 à 3 milligals qui semble due au fait que l'on a négligé les corrections topographiques. Notons ici que l'absence d'anomalie au droit de cette falaise montre que le choix de la valeur 2,67 pour la densité convient bien pour cette région.

A une vingtaine de kilomètres à l'Est de Moramanga l'anomalie positive que l'on observe est due visiblement à l'influence de l'intrusion basique d'Ambatovy dont nous avons parlé plus haut.

De même en traçant l'anomalie régionale locale, il apparaît une légère anomalie positive à 40 km à l'Est de Moramanga, dans une région où sont cartographiées des migmatites amphiboliques (groupe de Beforona, C5) à l'affleurement. Or ce groupe se marque, comme dans les régions de Tsaratanana et Andriamena par des intrusions gabbroïques. Il est donc possible qu'il y ait des gabbros à l'aplomb de cette anomalie.

Considérons maintenant une régionale plus large, celle de l'équilibre isostatique, figures 37 et 38. On obtient une anomalie résiduelle (courbe B, fig. 38) d'une amplitude totale de près de 30 milligals, de même allure que celle créée par une faille ou un contact de deux terrains différents, dont le zéro relatif est à l'aplomb de l'escarpement Betsimisaraka, portion de falaise parallèle à la côte Est. Il faudra bien admettre que c'est un accident tectonique profond qui est responsable de cette anomalie : les densités superficielles étant sensiblement les mêmes de part et d'autre et la branche Ouest de l'anomalie devant correspondre à une remontée du manteau qui a entraîné un mouvement relatif de l'écorce vers le haut, d'où résulte le relief observé.

L'interprétation de l'anomalie B (figure 38) donne un rejet de 6 km à une trentaine de kilomètres de profondeur en admettant un contraste de densité de 0,6 à cette profondeur.

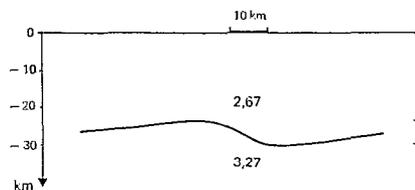
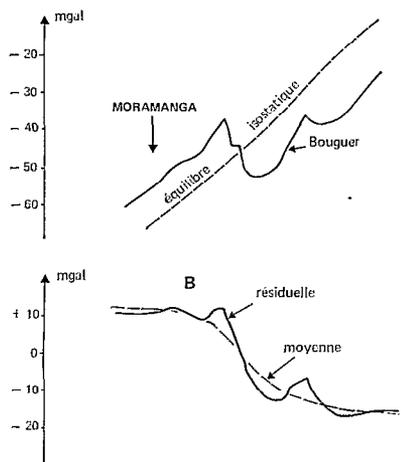


FIG. 38. — Anomalies de Bouguer et résiduelle — ou isostatique — entre Moramanga et la côte Est (profil Tananarive-côte Est) et interprétation

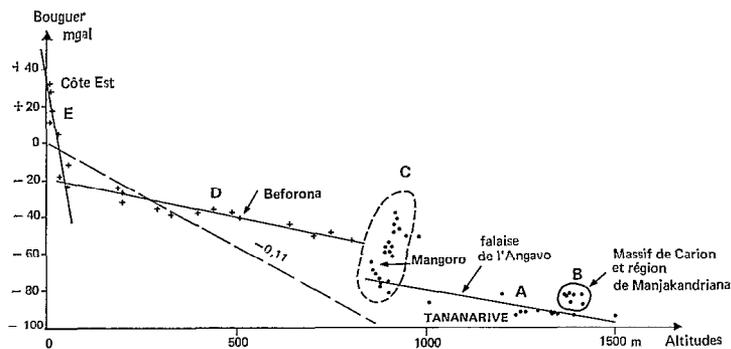


FIG. 39. — Anomalie de Bouguer en fonction de l'altitude point par point de l'itinéraire Tananarive-côte Est

Nous avons vu précédemment que la falaise de l'Angavo, à 40 km à l'Est de Tananarive, ne donnait lieu, par contre, à aucune anomalie notable et comparable à celle située au droit de l'escarpement de Betsimisaraka. Les reprises d'érosion fin tertiaire et quaternaire auraient façonné le bloc oriental en même temps qu'elles provoquaient le recul de l'escarpement jusqu'à la limite des roches granitoïdes ; le pourtour sinueux de la falaise étant lié à des limites pétrographiques. Habituellement, on ne considère pas l'anomalie à l'air libre point par point par suite de sa relation trop étroite avec l'altitude — on considère en général les valeurs moyennes par unité de surface —, pourtant il semble intéressant ici de comparer l'anomalie à l'air libre avec le relief correspondant.

Ainsi en traçant les droites moyennes par portion de profil, tant de l'anomalie à l'air libre que du relief (fig. 37), on constate que si les droites des secteurs A, B, D sont bien parallèles, par contre, les droites relatives aux secteurs C et E ont des pentes bien différentes, en particulier E secteur correspondant à la région de la côte Est.

Ceci est l'indice de phénomènes profonds. Ainsi pour le secteur C, la pente de l'anomalie indiquerait un relèvement vers l'Est, l'érosion étant responsable de l'aplatissement du relief dans cette région. De même le profil E, région de la côte Est, dénoterait un passage brutal de la croûte continentale à la croûte océanique que nous examinerons en détail ultérieurement.

Comme nous l'avons déjà fait pour un autre profil (fig. 21), nous avons reporté (fig. 39), point par point, les valeurs de l'anomalie de Bouguer en fonction de l'altitude des stations de l'itinéraire Tananarive-côte Est. Cette figure met bien en évidence le découpage par blocs A, B, C, D, E, surélevés, affaissés et basculés.

2. CARTE DES ANOMALIES ISOSTATIQUES

Du Nord au Sud de l'île les régions intérieures se marquent sur la carte isostatique par un ensemble positif d'une valeur moyenne d'une quinzaine de milligals, si ce n'est une importante anomalie négative d'une trentaine de milligals au Sud-Ouest de Tananarive correspondant au massif volcanique de l'Ankaratra. Dans la partie positive on observe des maxima localisés de 40 à 50 mgal.

2.1. Anomalies positives

L'ensemble positif dans la zone axiale de l'île est à mettre en relation avec le bombement tertiaire qui a soulevé l'ensemble du socle malgache et qui est à l'origine de l'important relief. Les réactions du socle aux mouvements verticaux ont conduit à une tectonique cassante en touches de piano. Les anomalies positives les plus importantes sont localisées et liées à des massifs intrusifs basiques affleurants ou non.

Nous avons vu précédemment que les déséquilibres dus aux excédents de masse responsables des anomalies positives Nord et Sud sont inférieurs aux limites que peut supporter l'écorce sans rupture. Rappelons que l'anomalie Nord, pour un excédent de masse de $42 \cdot 10^6$ MT, correspond à 290 MT/km^2 et à un effort tranchant de $1,5 \cdot 10^7 \text{ T/m}$. Pour l'anomalie Sud, $20 \cdot 10^6$ MT, on obtient un excédent de masse de 375 MT/km^2 avec un effort tranchant de $2,4 \cdot 10^7 \text{ T/m}$.

2.2. Anomalie négative du centre de Madagascar

La carte isostatique montre, à une centaine de kilomètres au Sud-Sud-Ouest de Tananarive, une anomalie négative, localisée, contrastant avec l'aspect globalement positif de la bande d'anomalies médianes le long du grand axe de l'île.

Cette anomalie isostatique, d'environ -30 mgal, correspond à ce que l'on peut observer de plus négatif en anomalies de Bouguer, -140 mgal sur la carte de Bouguer. Ce minimum, tant en anomalie isostatique qu'en anomalie de Bouguer, coïncide avec la chaîne volcanique de l'Ankaratra, d'âge plio-pléistocène. D'une longueur de 100 km, orientée NNE-SSW, l'anomalie isostatique a un grand axe de même direction, cette chaîne correspond à un alignement de systèmes volcaniques dont les coulées se sont épandues latéralement sur près de 30 km. Elle comprend plusieurs sommets de plus de 2 500 m qui comptent parmi les plus hauts de la Grande Île.

Cette anomalie négative liée paradoxalement à une chaîne volcanique montre l'absence de réservoir magmatique et l'origine fissurale des épanchements volcaniques qui ne forment qu'une couverture altérée plus ou moins épaisse : l'altitude moyenne du substratum gneissique est d'environ 1 400 m dans la partie Nord et de 2 000 m et plus dans la partie Sud.

La courbe A de la figure 40 montre l'anomalie de Bouguer le long du profil de direction sensiblement EW passant par Mandoto ($19^{\circ}35 \text{ S}$, $46^{\circ}17 \text{ E}$). Elle est obtenue à partir de points réels de mesures et également des isanomaes recoupées. L'anomalie résiduelle, courbe B, fig. 40, est déduite de la courbe A et de l'équilibre isostatique adopté comme « régionale ». Sa largeur, 70 km, suggère une origine profonde. Son amplitude atteint -28 mgal alors que les deux anomalies positives l'encadrant atteignent 6 à 7 mgal.

Le modèle simple proposé, présenté en bas de la figure 40, rend compte de l'ensemble de ces anomalies. Il a été calculé sans tenir compte de variations en profondeur de la densité et en supposant la base de la croûte à 33 km et un contraste de densité croûte-manteau de $-0,6$. En l'absence de toute autre donnée, il est illusoire de chercher un modèle plus complexe.

Ce modèle correspondrait à un enfoncement de près de 10 km de l'écorce dans le manteau et à un relèvement de celui-ci de 5 et 8 km de part et d'autre.

L'anomalie négative peut s'expliquer simplement et qualitativement par l'évolution possible de la compensation du relief selon un schéma classique en trois temps proposé par J. GOGUEL (1958). Il y a d'abord compensation régionale par flexion de l'écorce sous la surcharge due aux accumulations des émissions volcaniques. Ensuite la compensation devient plus locale par suite du fluage de l'écorce. Enfin, en raison de l'érosion très active de la plus grande partie des accumulations volcaniques, l'écorce réagit élastiquement avec le rayon de régionalité primitif, tout en conservant l'image de la « racine » qui produirait la compensation locale. Cette racine se comporte comme une irrégularité géologique négative.

Le modèle proposé correspond bien à cette interprétation. Notons qu'une accumulation de 2 000 m d'émissions volcaniques (densité 2,9) suffirait à produire un enfoncement de 10 000 m du socle (2,7) dans le manteau (3,3).

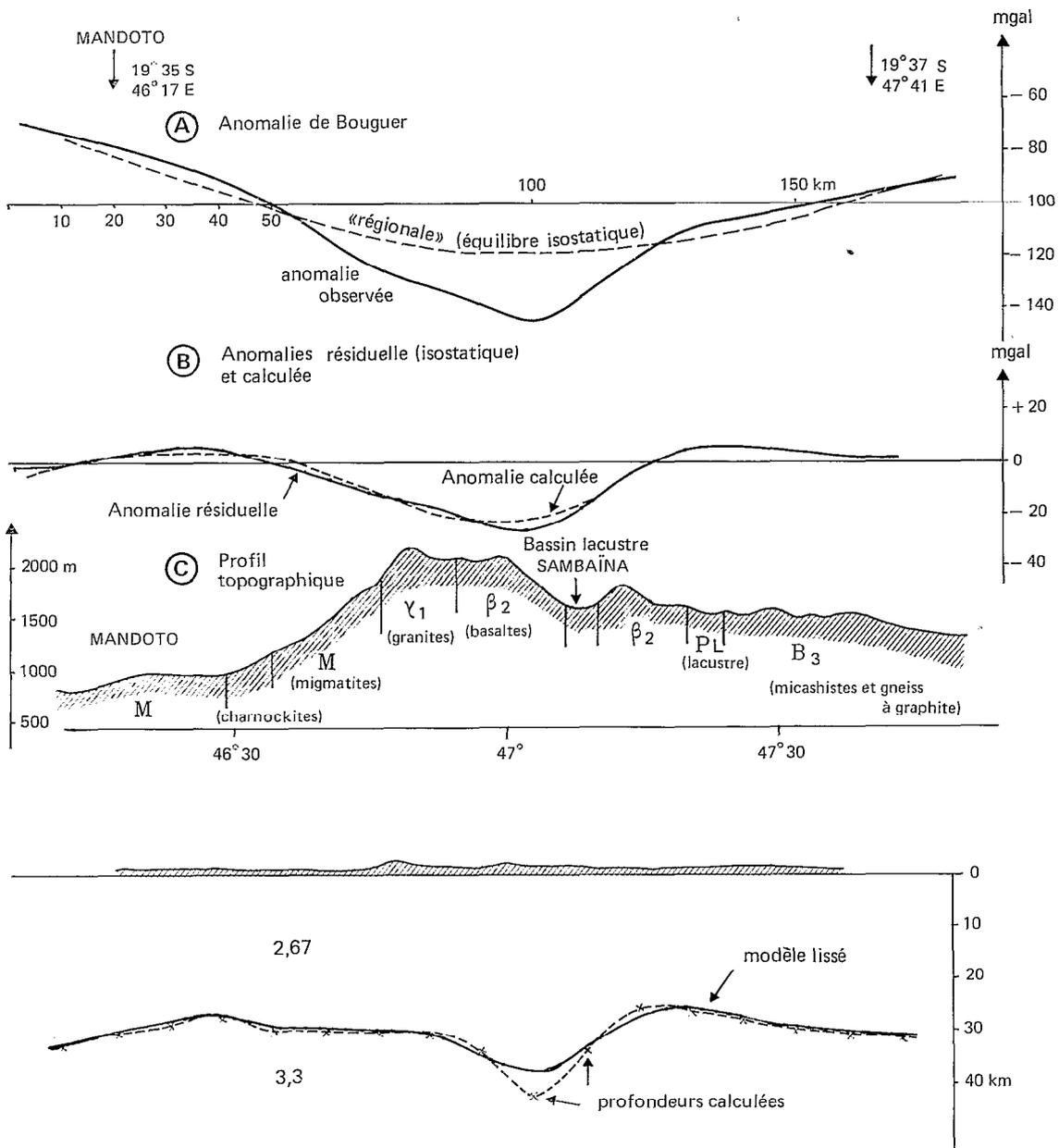


FIG. 40. — Anomalie négative du centre de Madagascar (massif volcanique de l'Ankaratra) et interprétation

VI. Régions de la côte orientale

Nous avons vu jusqu'à maintenant plusieurs points notables des cartes gravimétriques de Madagascar. C'est toutefois la région de la côte Est qui semble constituer l'élément le plus marquant.

1. CÔTE EST

La carte des anomalies de Bouguer présente tout le long de la côte orientale, et sur plus de 1 000 km, de fortes anomalies positives, en particulier dans la partie Sud (100 milligals à 21°40' S, 48°15' E), entre Mananjary

et Manakara, accompagnées d'un important gradient gravimétrique. Malheureusement l'absence de mesures en mer ne permet pas d'en connaître l'amplitude maximale.

Cette bande d'anomalies positives s'interrompt à la hauteur de l'île Sainte-Marie (vers le 17^e parallèle) pour reprendre au cap Masoala et se prolonger le long de la côte Nord-Est.

Toutefois c'est sur la carte isostatique que la côte Est se présente comme un des points les plus remarquables. Si on y retrouve évidemment la bande d'anomalies positives accompagnées du fort gradient gravimétrique qui les caractérise, il apparaît, en retrait de la côte, une bande étroite d'anomalies négatives, avec des minima atteignant —50 milligals, que rien dans la géologie superficielle ne permet d'expliquer.

L'interruption de la bande d'anomalies positives observée sur la carte de Bouguer à la hauteur de l'île Sainte-Marie, se traduit, sur la carte isostatique, par un décalage vers l'Est de la bande négative. Cette dernière se poursuit ensuite en direction du Nord-Nord-Ouest, en retrait de la côte Nord-Est.

Avant de tenter quelques interprétations gravimétriques, nous allons voir brièvement la morphologie et la géologie de cette côte orientale ainsi que quelques données sismiques.

1.1. Morphologie de la côte Est

La côte orientale de Madagascar se caractérise par sa rectitude remarquable sur plus de 1 000 km selon une direction NNE, interrompue par quelques accidents comme ceux de la région de l'île Sainte-Marie et la baie d'Antongil. Au-delà du cap Masoala, la côte présente un aspect toujours aussi rectiligne, mais suivant, cette fois, une direction NNW.

Les accidents de la région de l'île Sainte-Marie et de la baie d'Antongil, sont visiblement tectoniques et présentent des formes géométriques simples dont les directions sont celles de la tectonique caractérisant Madagascar : direction « côte Est », N 20° E, et direction « Bongolava », N 15° W (fig. 44).

Notons que le plateau continental ne s'étend guère au-delà de la côte, à moins de 25 km, et qu'on atteint très vite les profondeurs océaniques.

1.2. Géologie

Il ressort des travaux géologiques que la région côtière comporte un socle cristallin précambrien et, dans la zone côtière, une couverture volcanique crétacée surmontée de sédiments marins du Crétacé supérieur puis de formations continentales.

Le Précambrien se présente sous la forme d'une succession de bandes longitudinales de lithologies différentes. Mais ce qui caractérise plus particulièrement la côte Est, c'est la couverture volcanique crétacée largement développée, comprenant essentiellement des rhyolites et des basaltes. Le Crétacé supérieur recouvre les coulées volcaniques. Il est principalement grés-marneux avec de rares bancs calcaires. Le Néogène continental comprend des grès tendres à stratifications entrecroisées avec des bancs d'argile. Le Quaternaire comprend les sables côtiers et les alluvions, la plaine côtière étant souvent large de plusieurs kilomètres.

Le point le plus important à noter est donc que toute la région côtière, en particulier la moitié Sud, a été l'objet de très importantes émissions fissurales de laves acides et basiques qui forment un recouvrement continu large de 20 à 40 km. Les épaisseurs sont de l'ordre de la centaine de mètres.

L'indice d'alcalinité des épanchements indique une série calcique appartenant principalement au type Pacifique. On est en présence ici d'un volcanisme fissural en relation avec une tectonique cassante intéressant une grande profondeur et les laves émises sont fortement contaminées.

Les basaltes sont beaucoup plus développés que les laves acides et les recouvrent presque toujours. Ils se présentent en bandes régulières au milieu desquelles se trouvent de gros massifs acides : massifs d'Antsanavolo au Sud-Ouest de Mananjary, du Sakaleona à l'Ouest de Nosy-Varika qui se marquent par une anomalie légèrement négative, relative, de quelques milligals se superposant à la forte anomalie positive de cette région. Entre Mananjary et Farafangana s'étend un grand croissant rhyolitique où les basaltes supérieurs se localisent dans sa concavité tournée vers l'océan et dont les affleurements suggèrent une disposition concentrique autour d'un centre volcanique situé au large de Vohipena (22°30 S, 47°50 E). Cette disposition, frappante sur les photos aériennes de la région, est d'ailleurs visible sur la carte des anomalies de Bouguer où les isanomaies montrent autour de Vohipena une courbure importante dont la dimension fait penser à un phénomène important et profond.

L'épanchement et l'accumulation sur de vastes étendues de laves acides à grande viscosité posent un problème. En particulier le grand massif du bas Sakaleona, à l'Ouest de Nosy-Varika (20°35 S, 48°30 E) s'élève à près de 500 m ; il est profondément entaillé par l'érosion sans que, même au voisinage de la mer, y apparaisse un substratum. La puissance minimale des coulées est au moins de 500 m. Il est indubitable que toutes les coulées

proviennent d'émissions fissurales longitudinales. Cependant leur grande extension latérale, qui paraît peu probable en raison de la viscosité dans le cas d'une fracture unique, s'explique mieux si l'on admet un réseau de fractures parallèles plus ou moins rapprochées.

Il faut noter que la côte orientale, depuis la baie d'Antongil jusqu'à la hauteur de Vatomandry (sur le parallèle 19°20 S), ne présente pas de coulées volcaniques connues et que les manifestations volcaniques n'y sont guère représentées que par d'innombrables filons à faciès diabasiques, parfois très denses dans certaines régions. Plus au Sud les filons doléritiques se poursuivent à l'Ouest des grandes coulées basaltiques. Ces filons s'ordonnent suivant des zones de fractures parallèles à la côte et de direction commandée par une tectonique cassante probablement crétacée. Toute cette zone côtière a été, semble-t-il, soumise à des tensions depuis les temps les plus anciens et la résolution mécanique de celles-ci s'est effectuée d'une façon assez analogue au cours des temps.

Dans le secteur de l'île Sainte-Marie les filons ont une direction subméridienne parallèle à la côte, direction totalement différente de celle des schistes cristallins recoupés.

Les formations géologiques de l'île Sainte-Marie montrent une tectonique récente. J. AUROUZE (1952) décrit des dépôts marins d'âge quaternaire dans le Sud de l'île ; il s'agit d'un poudingue à galets de quartz et débris de coraux entre 15 et 20 m. Cette formation prouve indubitablement un relèvement récent et important de l'île, du moins au Sud. Deux failles méridiennes sont mises en évidence : l'une par la rectitude de la portion de côte en arrière de l'île et qui se présente comme un échelon en retrait de la côte principale (axe III, fig. 44), l'autre en avant de l'île (axe I). L'île Sainte-Marie représenterait donc un élément résiduel resté en saillie d'un compartiment distinct du compartiment côtier et situé en avant de ce dernier. Il n'y a aucune difficulté à supposer que ce compartiment a pu rejouer indépendamment du compartiment côtier, et entraîner un relèvement local limité à l'île Sainte-Marie.

1.3. Données sismologiques

La zone du littoral est une zone stable du point de vue sismique. RAKOTONDRAINIBE (1977) n'y relève que des séismes locaux de faible magnitude dont les foyers s'échelonnent le long de la côte avec une densité plus importante entre Fénériver et Vatomandry. Il indique, pour cette région, un séisme important, magnitude 5,5 qui a eu lieu le 18 mai 1965 à une profondeur normale et, aux environs de Vatomandry, une zone sismique dont les foyers sont superficiels, 2 à 7 km, et de magnitude ne dépassant pas 3. Dans la partie Nord, entre Fénériver et Vatomandry, les foyers se situent en mer, alors qu'au Sud de Vatomandry, les foyers sont le long de la côte.

1.4. Gravimétrie

La côte Est est marquée par un même style gravimétrique qui se caractérise, si ce n'est dans la région de l'île Sainte-Marie, par une bande d'anomalies fortement positives, de 60 à 80 milligals, avec un gradient relativement constant tout le long de la côte de l'ordre de 2,5 mgal/km.

On rappellera ici que nous ne disposons d'aucune mesure en mer qui aurait permis de développer l'étude de cette anomalie.

D'importantes anomalies positives jalonnent la moitié Sud de la côte : 90 à 100 milligals vers Nosy-Varika et Manakara où le gradient atteint 5 mgal/km. Ces maxima sont à mettre en relation avec des centres volcaniques dont il a été question plus haut.

Un certain nombre de profils de mesures effectués perpendiculairement à la côte nous a permis de tracer les coupes gravimétriques correspondantes représentées sur la figure 41. Ces profils échelonnés du Sud au Nord montrent en premier lieu une différence essentielle entre les profils de la région de l'île Sainte-Marie et ceux au Sud de cette région. Ces derniers, par contre, présentent une très grande parenté qui se caractérise par une croissance très rapide de l'anomalie de Bouguer dans la zone littorale qui peut atteindre 90 mgal à la côte.

On notera que l'anomalie à l'air libre, par exemple le long du profil Tananarive-côte Est, figure 37, marque également une forte remontée en bordure de la côte alors que l'altitude tend vers zéro. Cette augmentation rapide de la pesanteur révèle un contraste brutal dans la géologie profonde.

Nous avons vu que la région de la côte Est était le point le plus remarquable de la carte isostatique. Pour cette région elle présente deux bandes étroites d'anomalies, l'une positive en bordure de côte, interrompue à hauteur de l'île Sainte-Marie, l'autre, négative, à une quarantaine de kilomètres en retrait qu'aucun trait géologique particulier ne permet d'expliquer.

Cela voudrait dire que le schéma d'Airy, profondeur de compensation 30 km, qui suppose un passage normal de la croûte continentale à la croûte océanique, à partir duquel ont été calculées les corrections isostatiques, ne

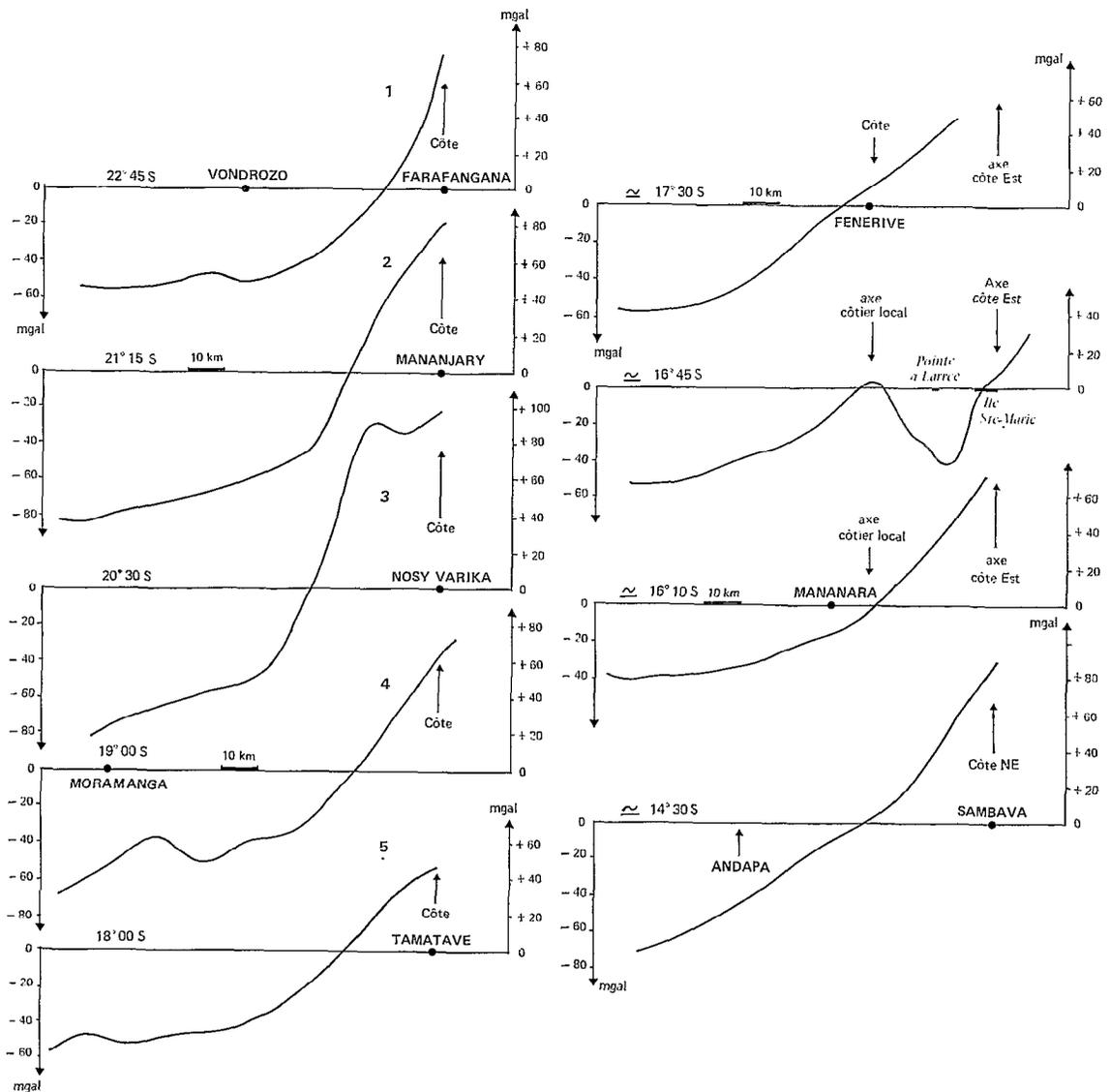


FIG. 41. — Série de profils gravimétriques perpendiculaires à la côte Est

convient pas pour cette région de Madagascar. La variation latérale de la compensation est plus rapide que la variation de la topographie, et à la profondeur où cela se place, cela veut dire que le passage de la compensation continentale à la compensation marine est quasi instantané, comme cela pourrait l'être par une faille de coulissement amenant la croûte marine au contact de la croûte continentale.

1.5. Étude d'un profil moyen de la côte Est

Les considérations précédentes nous amènent à envisager que, pour l'interprétation gravimétrique, le passage de la croûte continentale à la croûte océanique se fait brutalement par une faille verticale.

Les traits généraux de la gravimétrie et de la tectonique qui caractérisent cette région, ainsi que la parenté que présentent les différents profils gravimétriques, autorisent à considérer comme représentatif un profil moyen (fig. 42) obtenu en calant les différents profils par rapport à la côte.

La figure 42 montre bien la grande parenté qui existe entre les différents profils. Si, comme nous le verrons plus loin, la remontée du manteau contribue pour l'essentiel à l'allure de ces profils, le décalage que l'on observe entre eux peut être attribué à un décalage de la faille comme si on avait affaire à un système en échelons. Certains traits géologiques tels que les filons diabasiques que l'on observe plus ou moins en retrait de la côte, ainsi que la sismicité régionale (RAKOTONDRAINIBE, 1977), pourraient être rapprochés d'un tel système. Quant aux légères différences de gradient observées, on peut les imputer à des variations locales de la tectonique.

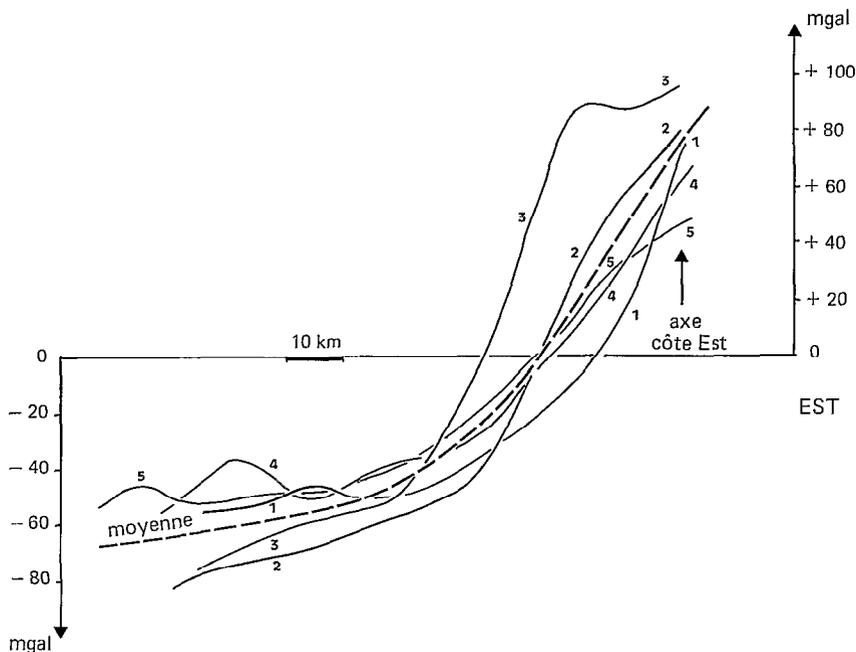


Fig. 42. — Profils de la figure 41, groupés et calés par rapport à la côte Est, et courbe moyenne

1.6. Modèle proposé

Il est évident qu'en se basant uniquement sur les données gravimétriques, qui sont, de plus, malheureusement limitées à la zone continentale, on peut déterminer un grand nombre de modèles, plus ou moins inutilement compliqués, qui peuvent rendre compte de l'anomalie observée. Pour notre part nous construisons un modèle, le plus simple possible, auquel toutefois, nous demanderons de satisfaire au mieux à la condition d'équilibre des masses, ce qui implique, entre autres, la compensation du relief.

Ce modèle (fig. 43) est basé essentiellement sur le passage brutal par faille verticale de la croûte continentale à la croûte océanique. Il est construit à partir d'une croûte supposée en équilibre, d'épaisseur uniforme 30 km, de densité 2,8 avec les éléments suivants :

Remontée verticale du manteau, densité 3,3, de 30 à 14 km à une distance de 8 km à l'Est de la côte. Au-delà, le toit du manteau remonte régulièrement jusqu'à atteindre la profondeur de 12,5 km à 70 km de la côte, pour rester ensuite à cette valeur.

Compensation du relief superficiel, de densité 2,67, de la croûte continentale en fonction de l'altitude moyenne de ce relief.

Croûte océanique, de densité 2,8, d'épaisseur constante 6 km surmontant le manteau. Nous avons choisi la même densité que celle de la croûte continentale pour ne pas compliquer le modèle, d'autant plus que nous ne savons guère comment varie la densité en passant d'une croûte à l'autre.

Sédiments marins, de densité 2,4, épais de 8 km en bordure de la croûte continentale, le bord du talus continental étant à 20 km de la côte. L'épaisseur des sédiments diminue régulièrement et n'est plus que de 2 km à 70 km de la côte. Notons que plus à l'Est et dans le bassin des Mascareignes l'épaisseur des sédiments devient très faible. Le forage 239 (21°17,7 S et 51°40,7 E) à 330 km à l'Est de Madagascar, effectué au cours de la 25^e

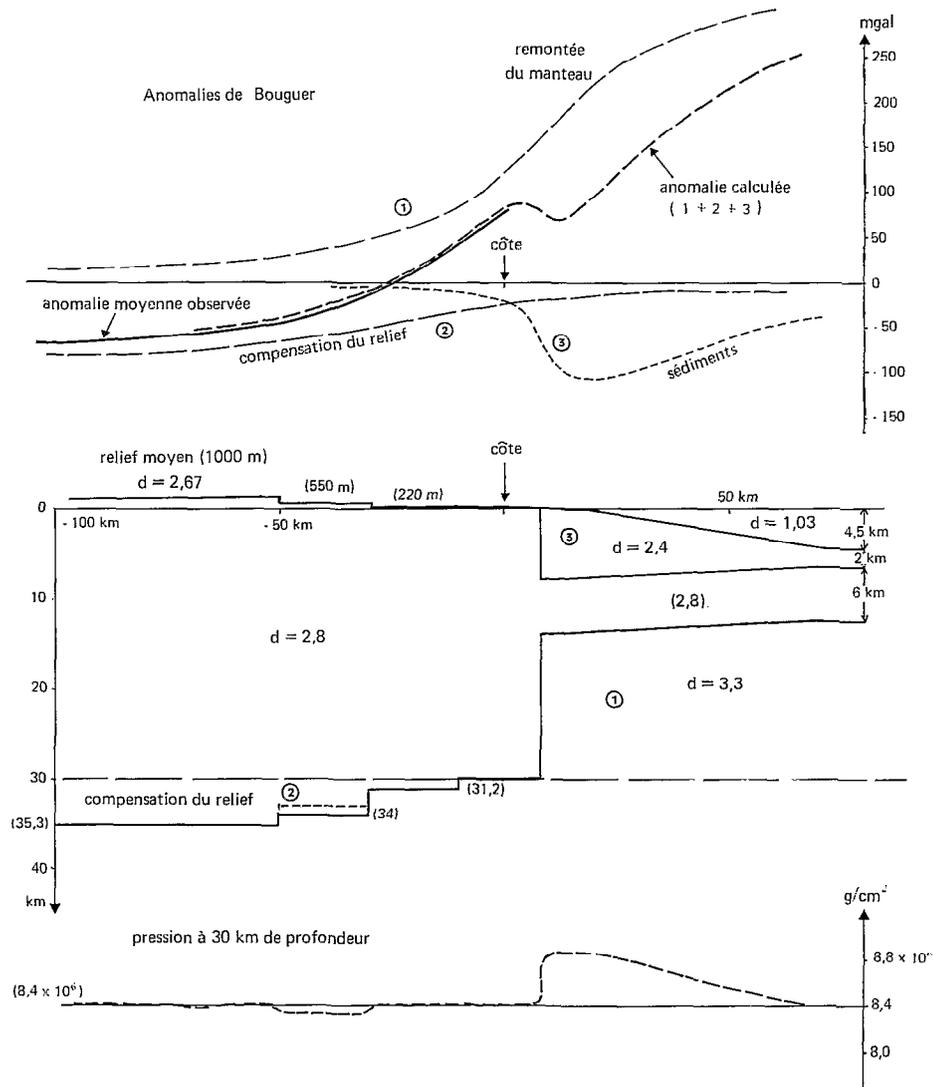


FIG. 43. — Modèle proposé pour représenter le passage brutal par faille verticale de la croûte continentale à la croûte océanique. Anomalie de Bouguer calculée à partir de ce modèle et anomalies partielles dues à la remontée du manteau (1), à la compensation du relief (2) et aux sédiments (3). Courbe de l'équilibre des masses à 30 km de profondeur

campagne du « Glomar Challenger » dans le cadre du « Deep Sea Drilling Project », donne une couche de 320 m de sédiments sous une épaisseur de 4 971 m d'eau. Les sédiments en contact direct avec le basalte de la croûte océanique ont été datés du Campanien Supérieur (73 à 71 M.a.).

Océan de densité 1,03. Peu profond jusqu'à 20 km de la côte (200 m), il atteint 4 500 m à 70 km de celle-ci.

Rappelons que le profil moyen représentatif des différents profils observés sur la côte Est est donné en anomalie de Bouguer. Précisons toutefois que cette anomalie de Bouguer est incomplète, son calcul rigoureux faisant intervenir des corrections topographiques que nous avons négligées : nous avons vu que pour des stations en bordure de côte, la correction topographique est de l'ordre de 3,5 milligals.

Le calcul de l'anomalie de Bouguer due au modèle proposé comporte l'influence de la remontée du manteau, celles des sédiments côtiers et de la compensation du relief. On utilisera tous les éléments de ce modèle pour déterminer les anomalies de masse.

Nous avons représenté sur la figure 43 les anomalies dues aux divers éléments intervenant dans le modèle ainsi que l'anomalie résultante. On constate que c'est la compensation du relief, courbe 2, et surtout la remontée

du manteau, courbe 1, qui forment la quasi-totalité de la partie continentale de l'anomalie, les autres éléments n'agissant de façon notable qu'à partir de la côte.

La courbe des poids par unité de surface à 30 km de profondeur le long du profil montre que les masses en présence sont proches de l'équilibre : les écarts par rapport à la valeur moyenne de $8,4 \cdot 10^6 \text{ g/cm}^2$ — qui est celle d'une croûte de 30 km d'épaisseur de densité 2,8 — ne dépassent pas $0,5 \cdot 10^6 \text{ g/cm}^2$.

Ainsi le modèle de la figure 43 décrit ci-dessus, créant une anomalie voisine de celle observée, la condition d'équilibre étant pratiquement respectée, peut convenir pour expliquer l'importante anomalie positive de la côte Est ainsi que son fort gradient. S'il ne prétend pas reproduire le schéma réel de la tectonique de cette région qui est certainement fort complexe, il confirme l'hypothèse de l'existence d'une grande faille de décrochement le long de la côte Est.

L'élaboration du modèle de la figure 43 et l'anomalie calculée à laquelle il aboutit conduisent à différentes remarques.

L'allure au-delà de la côte de l'anomalie calculée rend absolument regrettable l'absence de toutes mesures en mer.

Le décrochement de l'anomalie, juste au-delà de la côte, résulte, dans notre modèle, de la forte épaisseur de sédiments que nous avons été conduit à admettre en raison, d'une part, de la bathymétrie qui indique un talus continental d'une vingtaine de kilomètres et au-delà une pente rapide de l'ordre de 10 % sur une cinquantaine de kilomètres, et d'autre part, de l'active érosion du massif de la Grande Ile. Nous avons admis un fléchissement progressif de la croûte océanique sous le poids des sédiments. On peut valablement penser que cet affaissement a pu se produire aisément si l'on considère que toute solidarité mécanique entre les deux croûtes a disparu avec la formation de la faille de décrochement. Toutefois il n'a pas été possible de considérer une compensation plus proche de l'équilibre qui aurait conduit à une épaisseur de sédiments de 13,3 km en bordure de la côte avec une remontée du manteau de 10,7 km seulement, en admettant une épaisseur de 6 km pour la croûte océanique. Cette remontée du manteau serait trop faible et l'épaisseur des sédiments trop forte pour donner une anomalie voisine de celle observée. Aussi n'avons-nous admis qu'une compensation partielle avec une remontée de 16 km pour 8 km de sédiments, l'ensemble donnant un excédent de masse de $0,5 \cdot 10^6 \text{ g/cm}^2$.

La condition d'équilibre des masses implique la compensation du relief qui se traduit par un enfoncement de la croûte continentale dans le manteau proportionnel au relief. Ainsi 1 000 m de relief de densité 2,67 sont compensés, théoriquement, par une épaisseur de l'écorce de 5 340 m pour un contraste de densité écorce-manteau de $-0,5$. Mais il faut remarquer que la carte isostatique (hypothèse d'Airy, profondeur de compensation 30 km) montre dans les régions centrales de Madagascar, c'est-à-dire dans la zone correspondant à l'extrémité W du profil, un déséquilibre moyen positif de près de 20 milligals, ce qui correspondrait à un enfoncement inférieur d'environ 1 000 m, à celui donné par une compensation exacte, ce qui conduirait à une profondeur du Moho de 34 km. Cette valeur est en accord avec celle donnée par RAKOTONDRAINIBE dans son étude de la sismicité de Madagascar pour les régions à l'Est de Tananarive (RAKOTONDRAINIBE, 1977).

Notons encore que pour amener l'anomalie calculée à mieux coïncider avec l'anomalie observée, nous avons supposé entre les kilomètres -30 et -50 une épaisseur supplémentaire de près de 1 000 m par rapport à la valeur 2 940 m représentant la stricte compensation d'un relief de 550 m. Cela rejoindrait d'ailleurs ce que nous avons dit précédemment à propos du rebord oriental du plateau malgache (fig. 37 et 38) et de l'anomalie que l'on observe à l'aplomb de l'escarpement Betsimisaraka à une cinquantaine de kilomètres à l'Ouest de la côte. On avait admis un mouvement d'un compartiment de socle vers le haut, mais ce pourrait être tout aussi bien un mouvement relatif vers le bas, à l'Est de l'accident, à partir d'un ensemble surélevé, mouvement ayant intéressé l'ensemble de l'épaisseur de l'écorce.

Remarquons enfin que l'anomalie calculée suppose le contact vertical entre les deux croûtes à 8 km à l'Est de la côte. Or cette anomalie a été calculée pour s'ajuster au mieux avec l'anomalie moyenne représentée sur la figure 42. Il est donc normal de penser, eu égard à ce qui précède, que le contact vertical sera plus ou moins décalé vers l'Est ou l'Ouest selon le profil réel envisagé.

1.7. Conclusion

La côte Est représenterait donc le passage par faille quasi verticale d'une croûte continentale à une croûte océanique. Cette faille ou un système de failles, caractérisant la côte Est sur toute sa longueur pourrait bien être une faille de coulissement amenant une croûte marine plus méridionale au contact de la croûte continentale, tandis que le prolongement de celle-ci se retrouverait plus au Nord du côté des îles Seychelles dont la structure continentale aujourd'hui ne fait plus aucun doute. L'adoucissement du profil topographique par érosion du bloc continental, et la formation, par sédimentation et effusion de basaltes, d'un talus dans le compartiment marin

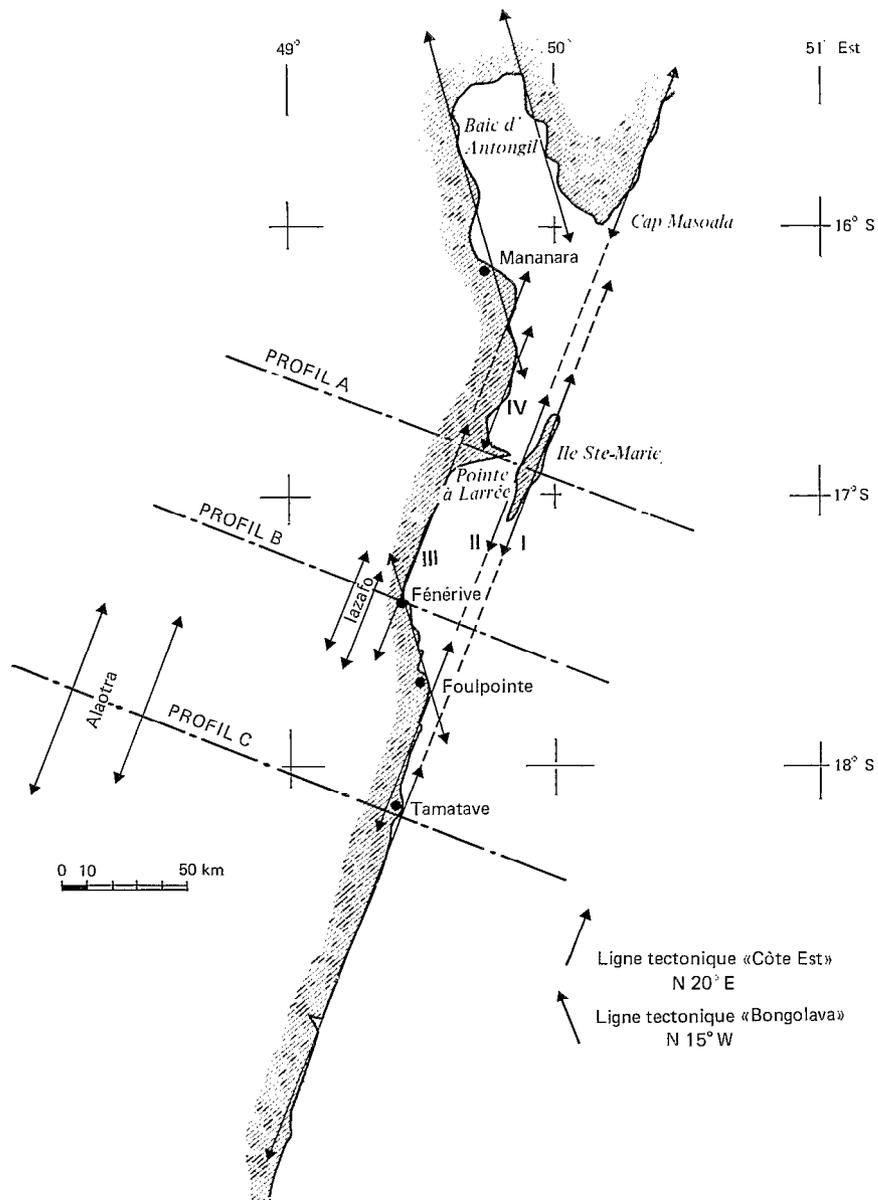


FIG. 44. — Schéma des directions tectoniques de la région de l'île Sainte-Marie

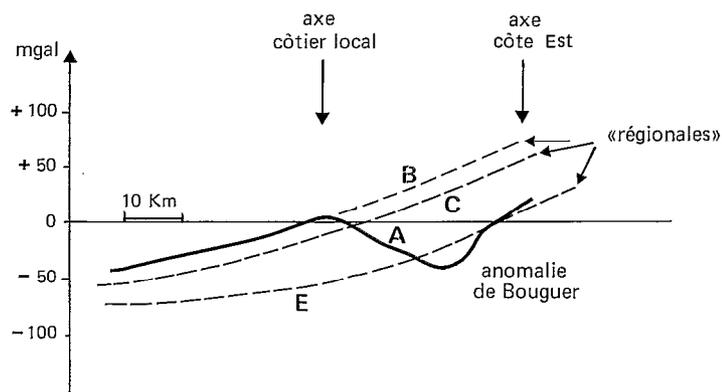


FIG. 45. — Anomalie de Bouguer selon le profil A et «régionales» envisagées

(talus dont une partie peut constituer le sédimentaire affleurant sur la côte) contribuent à constituer l'anomalie gravimétrique que nous observons.

Nous aurions donc là un type de marge continentale par faille de décrochement, donc sans aucune transition, qui n'a guère d'équivalent.

2. RÉGION DE L'ÎLE SAINTE-MARIE

Nous avons déjà fait remarquer la présence dans la région de l'île Sainte-Marie, à la hauteur du parallèle 16°50, d'une notable anomalie gravimétrique négative contrastant singulièrement avec l'ensemble positif caractérisant toute la bordure littorale orientale de Madagascar.

Notons que cette anomalie négative d'environ une quarantaine de milligals d'amplitude relative, n'est définie que par les stations de l'itinéraire longeant la côte, celles de l'antenne vers la pointe à Larrée et celles de l'île Sainte-Marie. Si les isanomaes sont bien définies dans les zones avoisinant ces stations, leur tracé, en dehors de ces zones, en particulier au Nord et au Sud, reste quelque peu subjectif.

Rien dans la géologie superficielle ne permet d'expliquer cette anomalie ; si la pointe avancée que forme la côte (pointe à Larrée) est recouverte d'alluvions, l'île Sainte-Marie est de nature cristalline : granites d'Antongil à enclaves basiques au milieu de l'île, granites et migmatites granitoïdes à ses extrémités. Or les affleurements des granites d'Antongil, qui bordent également toute la côte au Nord de la pointe à Larrée, entourent la baie d'Antongil et recouvrent presque entièrement la presque-île du cap Masoala, ne se marquent par aucune anomalie particulière. Il n'y a donc aucune raison d'attribuer l'anomalie négative à la présence de ces granites d'Antongil en leur supposant une densité plus faible que celle des roches avoisinantes. En dehors d'une importante intrusion non affleurante de roches acides, certes toujours possible, mais que n'appuie aucun argument, les structures morphologiques suggèrent une origine tectonique. La figure 44 montre que la tectonique de cette région est étroitement liée aux deux lignes tectoniques majeures, « Bongolava » et « côte Est », les cassures suivant l'une ou l'autre de ces directions engendrant des blocs de formes géométriques régulières. Toute cette région s'est donc comportée comme une zone de faiblesse tectonique soumise à de fortes tensions à la rencontre de ces deux systèmes de fractures. Un compartimentage possible est présenté sur la figure 44 qui peut être interprété comme résultant du jeu relatif de compartiments affaissés ou soulevés guidé par les deux directions tectoniques principales. On notera en particulier que la côte au Nord de Tamatave, le bord Ouest de l'île Sainte-Marie et la côte le long du cap Masoala suivent la direction de la côte Est (axe I) mais légèrement en retrait (axe II). Quant à l'île Sainte-Marie elle formerait un élément résiduel soulevé.

2.1. Gravimétrie

Nous avons tracé un profil de direction E 15° S pratiquement perpendiculaire à la direction de la côte Est, et passant par la pointe à Larrée et le centre de l'île Sainte-Marie (fig. 44 et 45, profil A). Ce profil est voisin de stations de mesures effectives si ce n'est pour le bras de mer entre l'extrémité de la pointe à Larrée et l'île Sainte-Marie. L'absence de mesures en mer n'a pas permis de tracer, ni même d'esquisser, le profil au-delà de la côte orientale de cette île, pour lequel il est toutefois raisonnable d'admettre un gradient gravimétrique très prononcé à l'image de ce qui se passe au Sud.

A titre de comparaison, nous avons tracé deux profils parallèles au profil A et situés plus au Sud : l'un, le profil B, passe au Sud de Fénériver, l'autre, le profil C, au Sud de Tamatave (fig. 44 et 45). Ces deux profils B et C sont également voisins d'itinéraires de mesures. Calés en prenant comme base la côte orientale de l'île Sainte-Marie dont le prolongement correspond à l'axe I, c'est-à-dire la côte Est (fig. 42), ces deux profils ont les caractères de ceux de la côte Est. On notera toutefois un décalage entre les deux profils B et C qui est de l'ordre de l'écart observé entre les axes I et II.

L'interprétation de l'anomalie négative de la région de l'île Sainte-Marie pose évidemment le problème habituel et délicat du choix de la « régionale ». Diverses possibilités peuvent être envisagées :

— Régionale à vue en raccordant entre elles les isanomaes au Nord et au Sud de la région de l'île Sainte-Marie qui sont visiblement dans le prolongement les unes des autres (fig. 46). La résiduelle déterminera une anomalie négative localisée que l'on pourrait lier à l'existence d'une masse légère en profondeur.

— Interpréter la coupe A (fig. 45) de l'anomalie de la région de l'île Sainte-Marie en considérant la courbe E (fig. 45) comme régionale. Cela reviendrait à admettre un décalage vers l'Est de la faille marquant le passage entre les deux croûtes, la courbe E se déduisant de la courbe C, représentative de l'anomalie de la côte Est, par

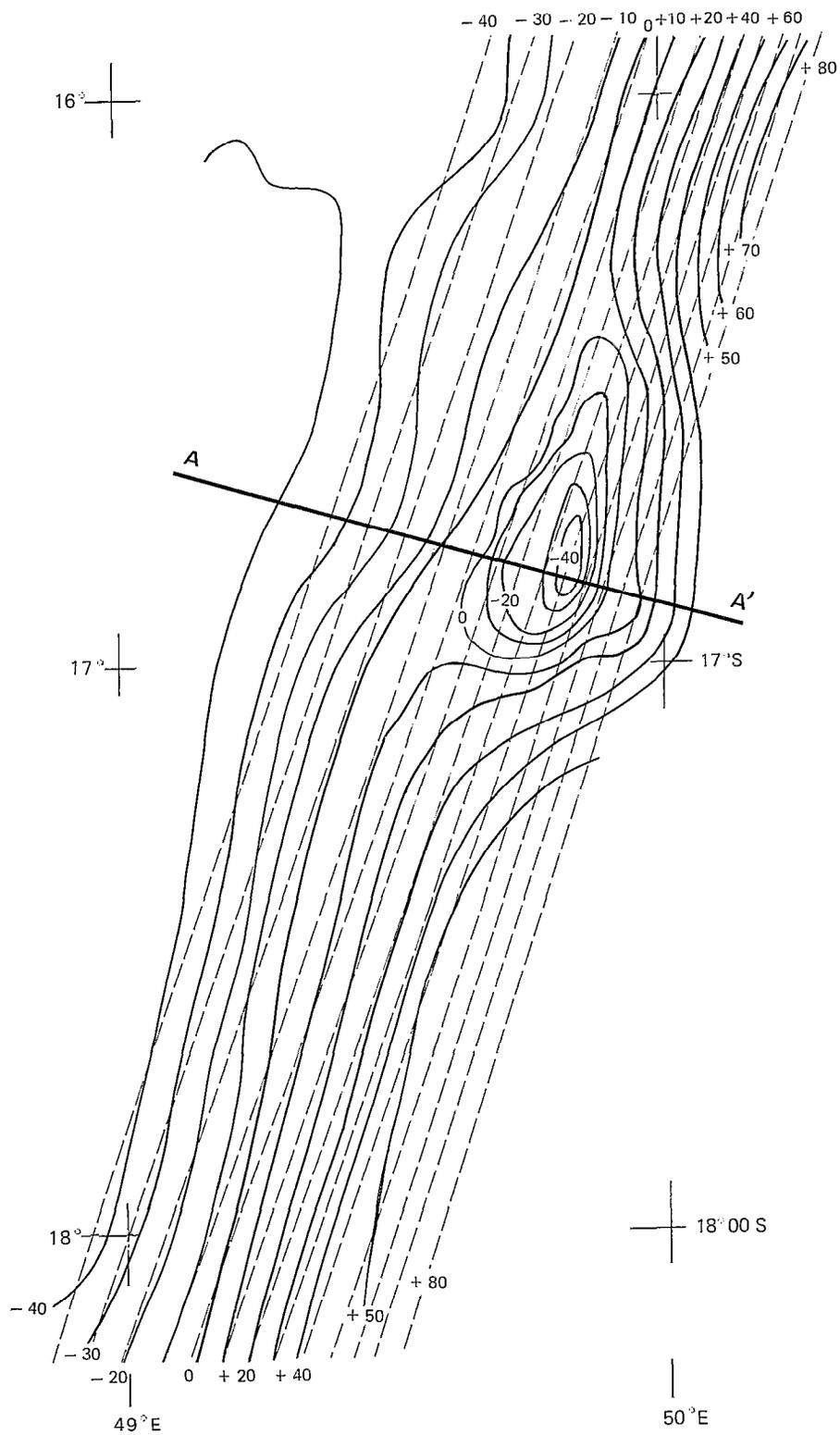


FIG. 46. — Carte des anomalies de Bouguer de la région de l'île Sainte-Marie, isanomales de 10 en 10 milligals, et anomalie régionale (en tirets)

une translation vers l'Est d'une trentaine de kilomètres. Le choix de la courbe E comme régionale déterminera, contrairement à la première hypothèse, une anomalie positive à l'Ouest de la côte qui pourrait être due à des masses lourdes.

— Admettre la régionale définie dans le premier cas mais en considérant un nouveau tracé, plus allongé, pour les courbes de l'anomalie de Bouguer dans la région de l'île Sainte-Marie. Une anomalie négative étroite et allongée pourra être attribuée à un graben rempli de sédiments légers. L'hypothèse d'un graben entre Madagascar et l'île Sainte-Marie est confortée d'ailleurs par la présence voisine des fossés d'effondrement de la baie d'Antongil, du lac Alaotra et de l'Iazafo (fig. 44).

Premier cas

L'examen de la carte gravimétrique, anomalies de Bouguer, feuille Centre, montre que les isanomales au Nord et au Sud de la région de l'île Sainte-Marie sont pratiquement dans le prolongement les unes des autres. En raccordant les isanomales (fig. 46), on définit une anomalie « régionale » qui n'est autre que l'anomalie observée le long de la côte Est. La courbe C de la figure 45 donne l'allure de la section principale le long du profil A. L'anomalie résiduelle est négative, approximativement circulaire au centre, et atteint un minimum voisin de -85 milligals (fig. 47).

Le tracé des isanomales dans la partie connue suggère leur fermeture de façon grossièrement symétrique, ce qui conduira à interpréter cette forte anomalie négative par une importante masse légère en profondeur.

A partir de l'anomalie résiduelle de la figure 47, nous avons établi un réseau régulier de valeurs par interpolation entre les isanomales. Le calcul a été effectué à l'ordinateur en appliquant la méthode déjà exposée (méthode LA PORTE) et en adoptant une différence de densité de $-0,25$. Les résultats du calcul donnent pour l'intrusion légère un sommet culminant à 1 200 m de profondeur si on choisit la base de l'intrusion à une vingtaine de kilomètres. Il ne serait plus qu'à 200 m de la surface pour une base à 15 km.

Si cette interprétation rend compte de l'anomalie observée, on notera cependant qu'une telle masse intrusive dans le socle n'aurait pas été sans répercussion en surface, or, rien de visible n'apparaît dans la géologie superficielle et nous ne retiendrons pas cette interprétation.

Deuxième cas

La rectitude de la côte Est, la même allure gravimétrique nous ont conduit à conclure à une tectonique régulière tout au long de cette côte si ce n'est dans la région de l'île Sainte-Marie qui se caractérise par des mouvements tectoniques importants. On peut donc très bien admettre pour cette région un passage brutal de la croûte continentale à la croûte océanique qui serait reporté plus à l'Est, comme cela pourrait se faire dans un compartiment de socle continental laissé en place à la hauteur de l'île Sainte-Marie lors du décrochement, formant ainsi une avancée du socle vers l'Est.

En supposant un décalage vers l'Est d'une trentaine de kilomètres, la courbe C (fig. 45), qui dépend de la position de la faille verticale marquant le passage entre les deux croûtes, serait également décalée vers l'Est d'une même quantité, d'où la courbe E (fig. 45). L'anomalie résiduelle, de négative dans la partie orientale du profil (premier cas), devient une anomalie positive dans la partie occidentale.

Cette anomalie positive de 50 à 60 milligals pourrait être attribuée à la présence d'importantes masses intrusives basiques (ou à une remontée du Moho, c'est-à-dire un amincissement de la croûte). Mais comme dans le premier cas, rien dans la géologie ne vient appuyer cette hypothèse. Aussi, en l'absence d'autres données, nous ne retiendrons pas non plus cette interprétation.

Troisième cas

La troisième hypothèse est d'envisager un fossé sédimentaire entre la côte principale et l'île Sainte-Marie. On notera que des sédiments affleurants forment la Pointe à Larrée, que les profondeurs du bras de mer entre la côte et l'île sont faibles, de l'ordre de quelques dizaines de mètres, mais que la composition et l'épaisseur des sédiments nous sont inconnues.

Le tracé des isanomales de la carte des anomalies de Bouguer ne suggère guère l'image d'un fossé. Rappelons que ce tracé a été effectué à la main, or il est toujours possible de le reprendre d'une façon légèrement différente, du moins dans les régions dépourvues de mesures, en allongeant quelque peu les extrémités de l'anomalie négative sans en modifier la largeur et en lui conservant son allure d'ensemble.

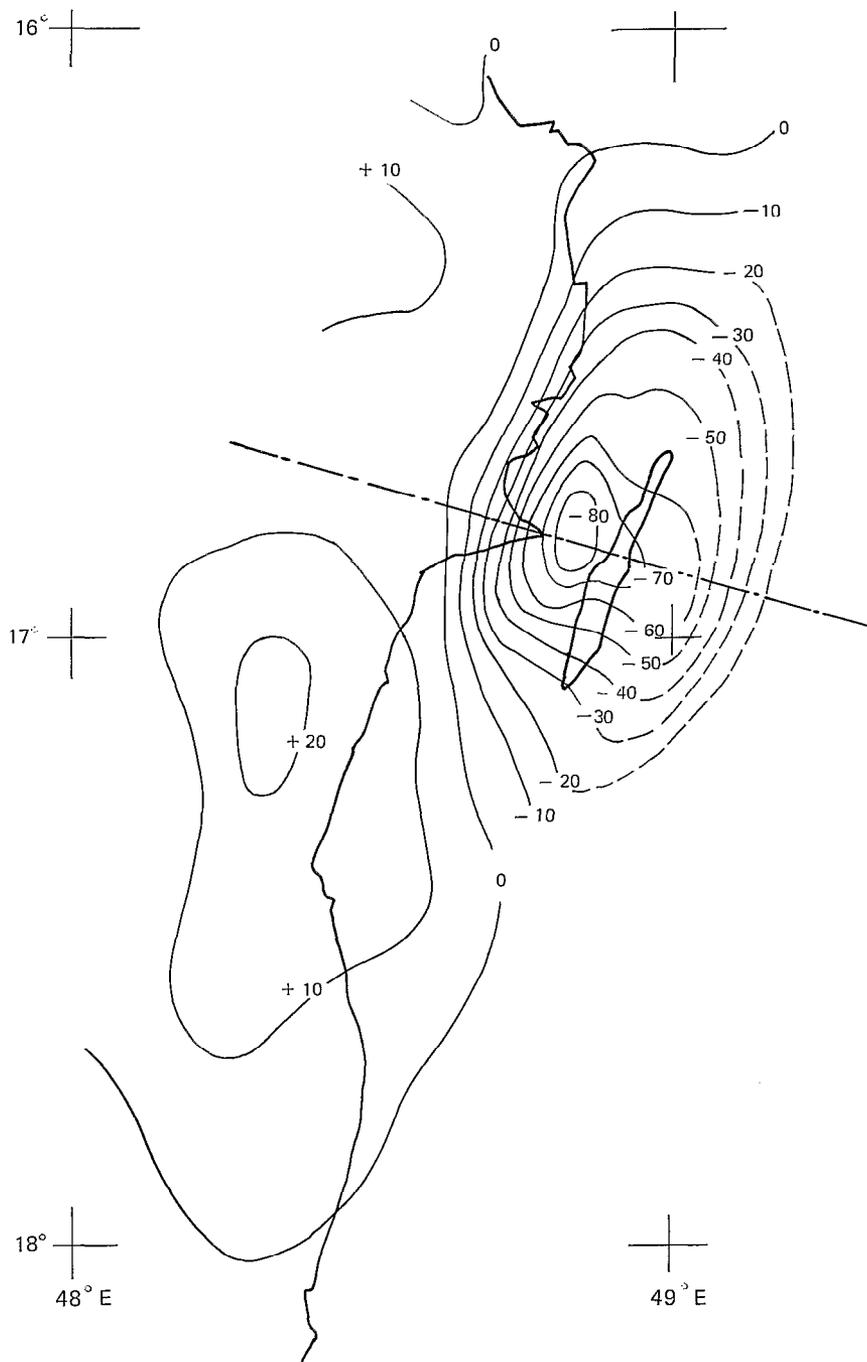


FIG. 47. — Anomalie de Bouguer résiduelle définie à partir de la figure 46

L'anomalie ainsi obtenue est présentée sur la figure 48. Étroite et allongée, elle semble mieux correspondre à l'anomalie due à un fossé d'effondrement qu'on pourra traiter comme une structure cylindrique dont il suffira d'étudier le profil transversal A (fig. 49 et 50). On prendra la même région que dans le cas 1 qui a été interprétée comme provenant du passage brutal par faille verticale de la croûte continentale à la croûte océanique et nous admettrons donc que la région de l'île Sainte-Marie présente le même type de marge.

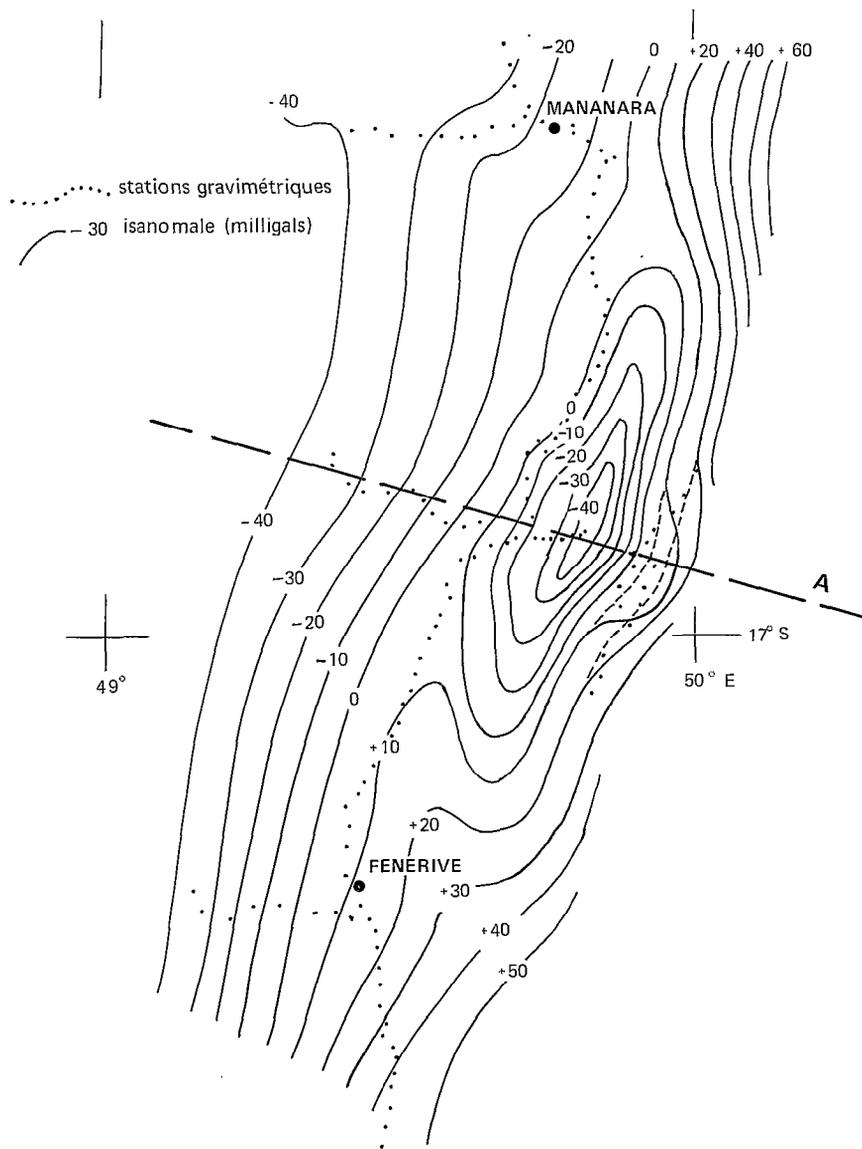


FIG. 48. — Tracé modifié de l'anomalie de Bouguer de la région de l'île Sainte-Marie (tracé plus allongé que le tracé primitif); en pointillés, les stations de mesure

Pour expliquer l'anomalie observée on supposera donc, outre une structure principale formée par le passage brutal d'une croûte à l'autre et à l'origine de l'anomalie régionale, des structures secondaires composées d'un ou deux fossés sédimentaires, étroits et profonds, créant la forte anomalie négative.

Notons que nous supposons ces fossés non compensés. Une compensation entraînerait une remontée du Moho qui se traduisant par une anomalie positive augmenterait relativement d'autant l'amplitude de l'anomalie négative liée aux fossés dont l'interprétation ferait alors intervenir des profondeurs plus importantes ou des contrastes de densité plus élevés.

Nous nous proposerons deux modèles qui comportent la même structure principale, très voisine de celle admise pour l'interprétation de la côte Est, composés de la manière suivante :

— Remontée verticale du manteau, densité 3,3, de 16 km à partir de la profondeur de 30 km, à 15 km à l'Est de la côte, soit 7 km de plus que dans l'interprétation de la côte Est. Cette remontée augmente ensuite régulièrement vers l'Est pour atteindre 17,5 km à 70 km de la côte. Elle donne lieu à l'anomalie 1 (fig. 49).

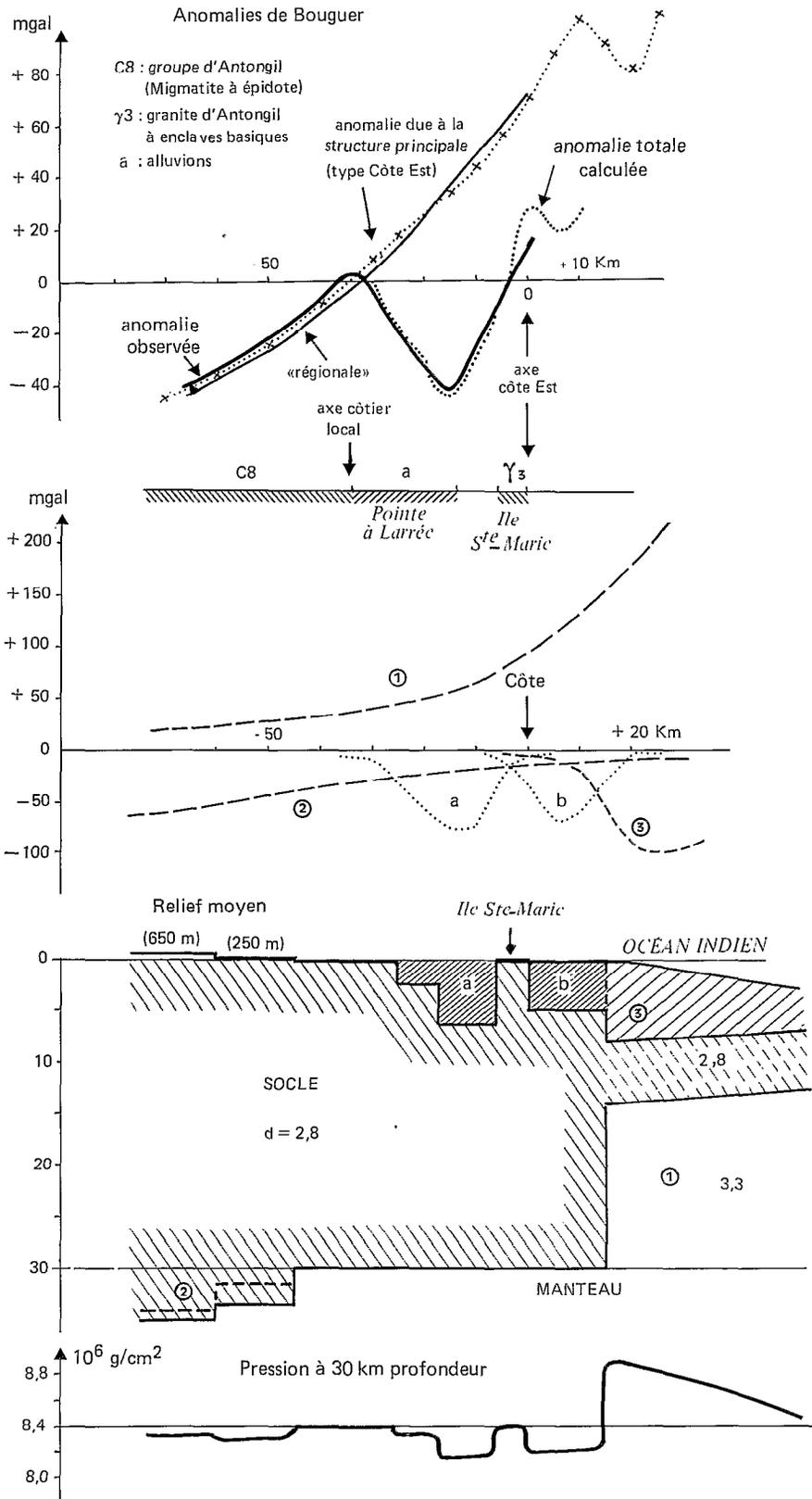


FIG. 49. — Anomalie de Bouguer selon le profil A de la figure 48. Modèle proposé pour l'interprétation. Anomalie calculée à partir des anomalies dues aux différents éléments entrant dans la constitution du modèle. Profil de l'équilibre des masses

— Compensation des reliefs dans la partie occidentale du modèle. Respectivement d'altitude moyenne de 250 et 650 m, ces reliefs (densité 2,67) seraient compensés par des enfoncements de l'écorce dans le manteau de 1 350 et 4 000 m (écorce, densité 2,8). Mais pour mieux ajuster l'anomalie calculée avec l'anomalie observée, nous avons supposé des surépaisseurs de croûte de 2 000 et 1 000 m comme il est indiqué sur la figure 49. La compensation des reliefs et les surépaisseurs supposées créent l'anomalie 2.

— Sédiments marins, densité 2,4, d'épaisseur maximum 8 km à l'aplomb de la faille, diminuant ensuite régulièrement (l'anomalie correspondante est représentée par la courbe 3).

— Croûte océanique de densité 2,8, d'épaisseur 6 km surmontant le manteau.

L'ensemble des anomalies 1, 2 et 3 donne l'anomalie liée à la structure « Côte Est ».

Quant aux structures secondaires elles consistent dans un premier modèle en deux fossés d'effondrement (fig. 49) et en outre, dans un deuxième modèle (fig. 50) en une surépaisseur de l'écorce à sa base et à l'aplomb des fossés.

2.2. Modèles proposés

Premier modèle

Les structures secondaires se composent :

— d'un fossé étroit et profond entre la Grande Ile et l'île Sainte-Marie. Rempli de sédiments à densité 2,4, sa profondeur atteint deux paliers à 2 500 et 6 500 m comme le montre la figure 49. Ce fossé crée l'anomalie a.

Le bord oriental de ce fossé étant limité par la bordure Ouest de Sainte-Marie, l'effet gravimétrique de ce fossé est insuffisant pour expliquer la totalité de l'anomalie négative. Cela nous conduit à envisager un deuxième effondrement à l'Ouest de la petite île ;

— ce deuxième fossé est situé en bordure Ouest de Sainte-Marie avec un remplissage sédimentaire de même densité 2,4. Ce fossé conduit à l'anomalie b.

Il faut remarquer que l'absence de données en mer, à l'Est de l'île, ne permet guère de faire d'hypothèses sur l'extension de ce fossé vers l'Est. Nous avons admis qu'il s'étendait depuis la côte orientale de la petite île jusqu'à l'aplomb de la faille verticale.

L'ensemble de ces diverses anomalies 1, 2, 3, a et b donnant une anomalie calculée voisine de celle observée, le modèle proposé (fig. 49) peut rendre compte des anomalies de gravité observées.

La courbe des pressions à 30 km de profondeur montre des écarts à l'équilibre de $0,5 \cdot 10^6$ g/cm² qui sont faibles par rapport à la valeur moyenne $8,4 \cdot 10^6$ g/cm² d'une croûte en équilibre de 30 km d'épaisseur avec une densité de 2,8.

Des sédiments plus légers, par exemple présentant un contraste de densité plus élevé, soit 0,6, réduisent les profondeurs aux valeurs suivantes :

— fossé entre Madagascar et l'île Sainte-Marie : paliers respectivement à 1 300 et 3 500 m ;

— fossé à l'Est de Sainte-Marie, 3 500 m.

Ces profondeurs, obtenues avec une densité 2,4 ou 2,2 semblent toutefois importantes eu égard aux dimensions des fossés. Or il est toujours possible de les réduire en faisant intervenir des déficits de masse à la base de la croûte comme cela pourrait se produire à la suite de mouvements verticaux vers le bas de compartiments de socle : les affaissements, qui pourraient d'ailleurs être à l'origine de la formation des fossés, entraînant des surépaisseurs de croûte dans le manteau.

Deuxième modèle

L'anomalie négative produite par les déficits de masse contribue alors à l'anomalie négative observée, ce qui diminue d'autant la part due aux fossés, et donc l'importance de ceux-ci.

Cette hypothèse de blocs descendus dans le manteau est d'ailleurs en accord avec ce que nous savons de la tectonique à Madagascar caractérisée principalement par des mouvements verticaux de l'écorce, qui ont été observés dans toute cette région de l'océan Indien et du canal de Mozambique grâce aux forages effectués sur le plateau malgache et sur la ride de Mozambique (campagne du « Glomar Challenger », LEG 25, 1972, du « Gallieni », du « Marion Dufresne »...).

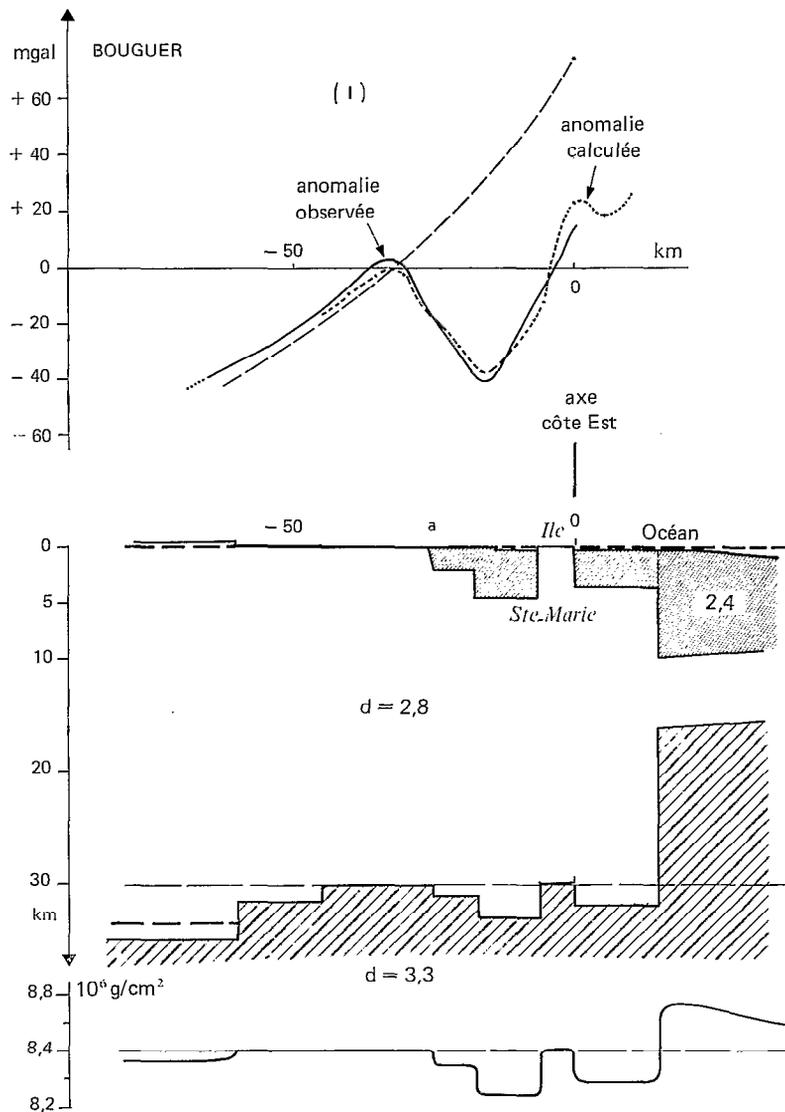


FIG. 50. — Même modèle que celui de la figure 49 mais comportant en plus des blocs de socle enfoncés dans le manteau, d'où des fossés a et b moins profonds

Le modèle proposé selon cette hypothèse (fig. 50) comportera donc des irrégularités géologiques à la base de l'écorce qui s'ajoutent aux irrégularités superficielles (fossés), l'ensemble se superposant à la structure principale « Côte Est ».

Dans ce modèle on a été amené en outre, en raison de l'influence négative étalée des irrégularités géologiques introduites à la base de l'écorce, à porter à 10 km l'épaisseur des sédiments marins le long de la faille marquant le contact entre la croûte continentale et la remontée du manteau, et à 14 km cette remontée, l'épaisseur de la croûte océanique étant toujours de 6 km. De même la surépaisseur de croûte relative à la compensation du relief dans la partie Ouest du profil n'est plus que de 1 500 m à l'aplomb du relief de 250 m.

Les déficits de masse introduits par des affaissements de compartiments respectivement de 1 000 m et 3 000 m à l'Ouest de Sainte-Marie et de 2 000 m à l'Est permettent de réduire les profondeurs des fossés aux valeurs suivantes avec un contraste de densité écorce-manteau de $-0,5$:

- pour une densité sédimentaire de 2,4 : 2 000 et 4 500 m pour le fossé Ouest, 3 500 m pour le fossé Est ;
- pour une densité des sédiments de 2,2 : 800 et 2 500 m pour le fossé Ouest, 3 000 m pour le fossé Est.

Les épaisseurs de sédiments ainsi obtenues paraissent plus vraisemblables et il est inutile de chercher à les réduire encore en supposant une certaine différence de densité à profondeur égale entre les blocs effondrés et les compartiments voisins restés en place. Par exemple un bloc de largeur 15 km, de hauteur 27 km (de 3 à 30 km), présentant un contraste de densité de 0,05, ce qui peut être considéré comme faible, crée une anomalie négative qui atteint un maximum de 18 mgal.

2.3. Carte isostatique

Dans la description des caractères généraux de la carte isostatique, nous avons dit que la bande d'anomalies négatives longeant en retrait la côte Est, marquait un net décalage vers l'Est à la hauteur de l'île Sainte-Marie et que cette bande d'anomalies se retrouvait, de la même façon, en retrait de la côte Nord-Est. Cela revenait à assimiler l'anomalie de la région de l'île Sainte-Marie à la bande d'anomalies négatives en retrait de la côte. Or il faut bien constater que si toutes ces anomalies apparaissent bien sur la carte isostatique, seule celle de la région de l'île Sainte-Marie se marque très nettement sur la carte de Bouguer, ainsi que, de façon toutefois moins nette, la région de la baie d'Antongil. Il semble donc qu'il y ait une différence essentielle entre ces anomalies : nous avons vu que la bande d'anomalies négatives en retrait de la côte ne provient que du calcul des corrections isostatiques à partir du schéma d'Airy qui ne convient pas pour cette côte, tandis que l'anomalie négative de la région de l'île Sainte-Marie — et de la baie d'Antongil — serait liée à des irrégularités géologiques.

On peut donc admettre que la grande fracture — ou système de fractures — de la côte Est se poursuit sans interruption tout le long de celle-ci et que ce phénomène se retrouve de la même façon le long de la côte Nord-Est comme le suggère la grande parenté existant entre le profil 14°30 (Sambava) et les autres profils de la figure 41. Ces deux directions de fractures correspondent aux lignes tectoniques majeures caractérisant Madagascar. Quant aux anomalies de la région de l'île Sainte-Marie et de la baie d'Antongil, elles seraient liées à une tectonique locale elle-même en relation avec ces directions privilégiées.

VII. Marge continentale de la côte Ouest

A la suite des résultats précédents relatifs à la marge continentale de la côte Est de Madagascar, il semble intéressant de voir comment s'effectue le passage de la croûte continentale à la croûte océanique à l'Ouest de Madagascar, au large du bassin de Morondava, où nous disposons de quelques profils gravimétriques dans le canal de Mozambique. Ces profils ont été exécutés au cours de campagnes océanographiques du Lamont dans l'océan Indien (Lamont Doherty Geological Observatory of Columbia University, croisière Vema 19, TALWANI, 1963) et deux d'entre eux aboutissent, en particulier, non loin de la côte malgache à la hauteur de Morombe sur le parallèle 21°45 S (fig. 51).

Nous prolongerons le profil en mer AA' par le profil BB' à terre déduit de la carte des anomalies de Bouguer. Il n'y a pas de mesures en mer sur une vingtaine de kilomètres au voisinage immédiat de la côte.

Nous avons calculé l'anomalie de Bouguer en mer, en réalité une Bouguer incomplète, puisque nous avons négligé les corrections de relief, à partir des valeurs de l'anomalie à l'air libre et de la bathymétrie fournies par le Lamont et dont les profils sont reportés sur la figure 52.

L'anomalie à l'air libre en mer reste voisine de zéro tout en présentant des valeurs de —20 à —40 milligals sur la plus grande partie du profil AA', ce qui permet de dire que l'équilibre est réalisé. Quant à l'anomalie de Bouguer (fig. 53) elle présente une allure régulière tout le long du profil avec un faible gradient et atteint des valeurs de +225 milligals à son extrémité Ouest.

I. MODÈLE PROPOSÉ

Nous établirons un modèle qui comporte pour l'essentiel une remontée régulière du manteau et d'importantes couches sédimentaires. A partir d'une croûte en équilibre, d'épaisseur uniforme 30 km, densité 2,8, nous introduirons les éléments suivants (fig. 53) :

Remontée régulière du manteau, densité 3,3, du kilomètre 0 (à l'aplomb de la côte) jusqu'à une centaine de kilomètres à l'Ouest où il atteint la profondeur de 18,5 km. Après avoir marqué un palier sur une cinquantaine de kilomètres, le Moho continue à remonter jusqu'à la profondeur de 16,5 km.

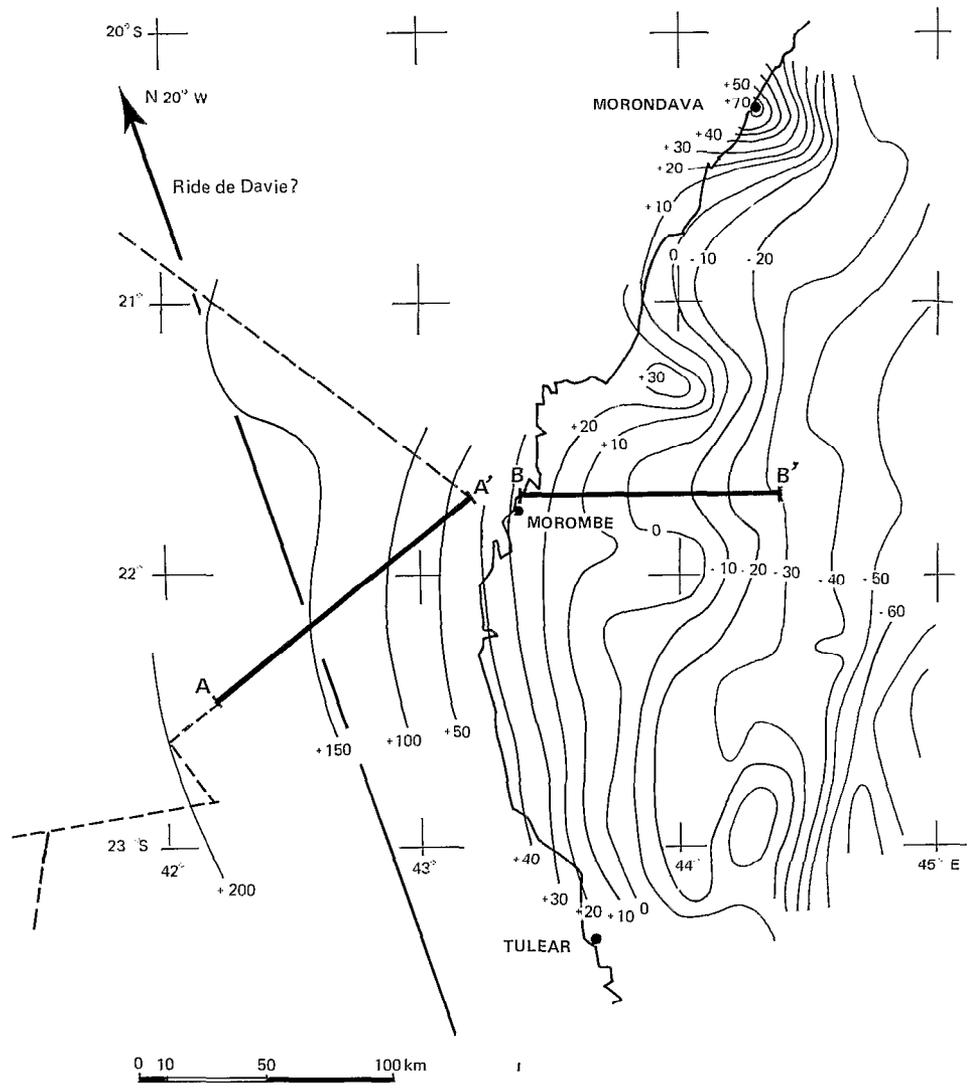


FIG. 51. — Carte des anomalies de Bouguer dans la région de Morombe au Sud-Ouest de Madagascar. Les profils en mer sont ceux obtenus au cours de la campagne « Vema 19 »

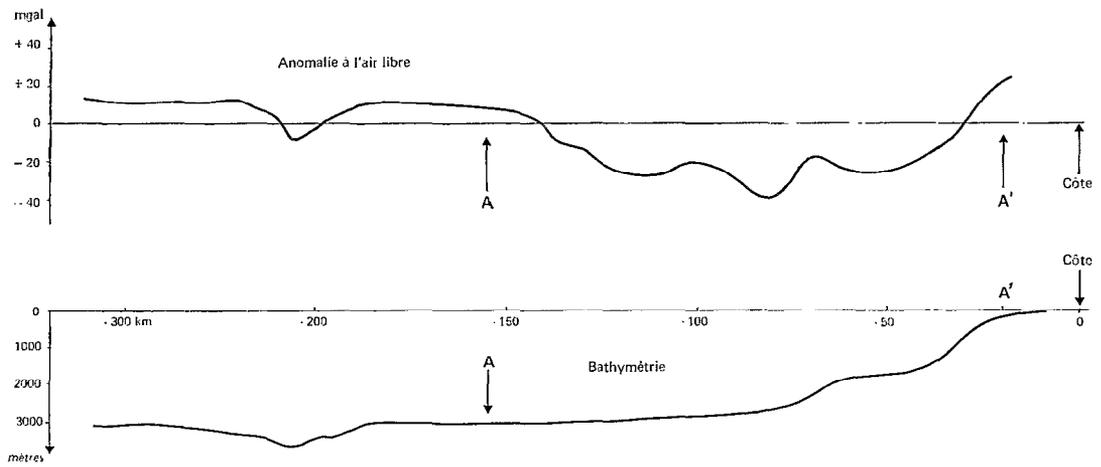


FIG. 52. — Anomalie à l'air libre et bathymétrie selon le profil AA' de « Vema 19 »

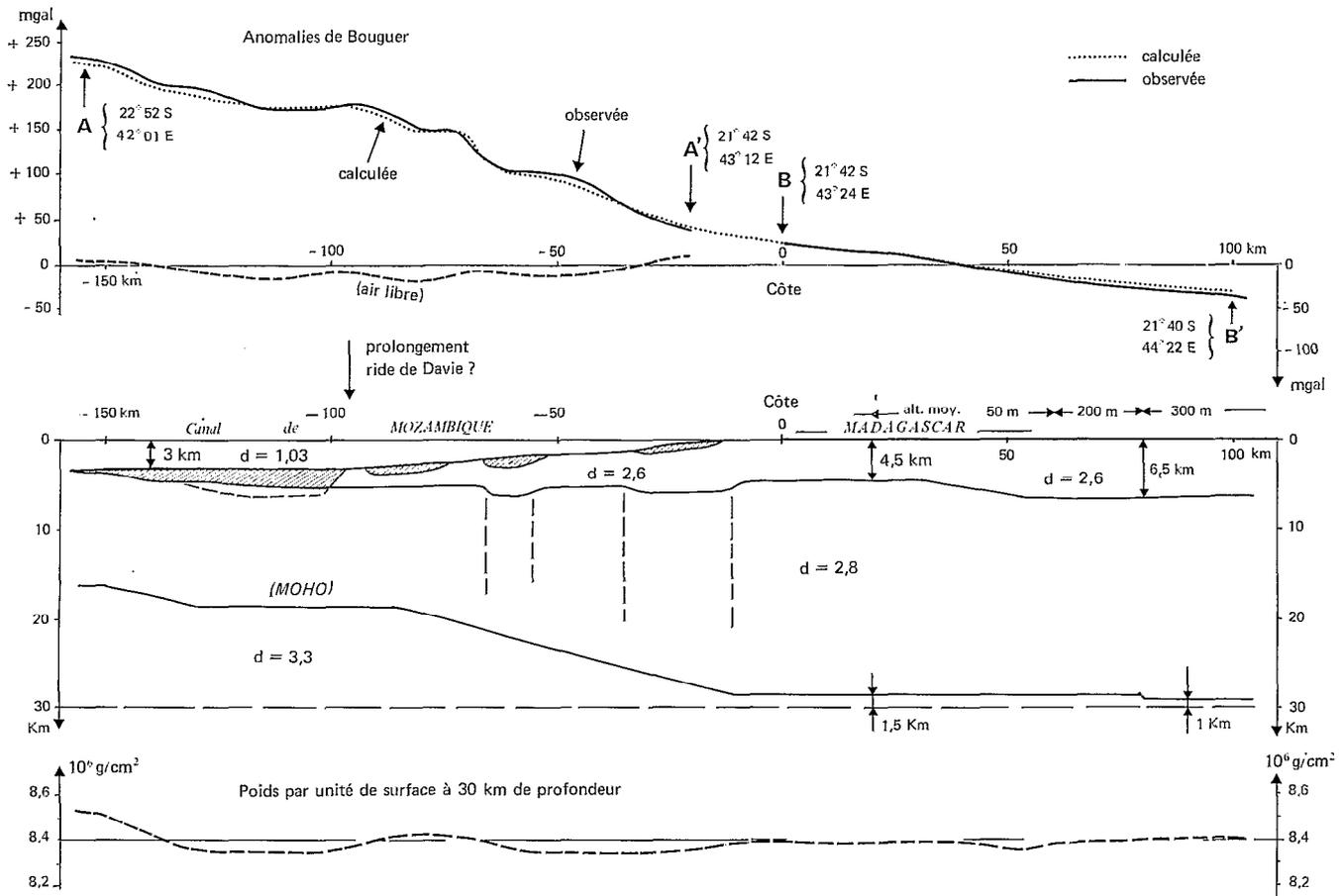


FIG. 53. — Modèle proposé pour l'interprétation du profil AA', BB'. L'anomalie de Bouguer calculée correspond à celle observée. La courbe des poids par unité de surface à 30 km de profondeur montre un équilibre des masses à peu près réalisé.

Couverture sédimentaire du bassin de Morondava, densité 2,6. Son épaisseur doit être relativement uniforme étant donné l'aspect régulier des profils gravimétriques de cette région (fig. 31, profils 21°30 S et 22°00 S). Elle passe de 6,5 km dans les régions Est à 4,5 km vers la côte. Des observations géophysiques (sismiques, magnétiques, dragages et forages), que nous verrons plus loin, nous ont incité à prolonger en mer, dans la zone du canal de Mozambique, cette couverture sédimentaire à faciès continentaux qui constituerait donc le soubassement du plateau marginal malgache. Toutefois sur notre modèle nous avons limité l'extension vers l'Ouest de cette couverture, où, à une centaine de kilomètres de la côte, elle formerait un escarpement à face Ouest bordant un important bassin sédimentaire marin. Nous avons également admis sur cette marge continentale des mouvements verticaux de compartiments de l'écorce dont nous n'avons pas tenu compte à la base mais qui intéressent l'ensemble des couches sédimentaires.

Sédiments marins, densité 2,3. Des observations géophysiques ont montré sur le flanc du talus continental une couche de sédiments marins en général d'épaisseur faible, mais qui peuvent être importants, et que nous prendrons de 600 à 800 m dans les parties affaissées du socle.

A 100 km à l'Ouest de la côte ces sédiments forment un bassin important (2 000 m) qui pourrait marquer le début du bassin océanique de Mozambique qui s'ouvre vers le Sud et qui constitue une unité structurale différente. Il n'est d'ailleurs pas impossible qu'il y ait encore, dans cette zone de transition, une petite épaisseur de sédiments Karroo sous les sédiments marins.

Océan, densité 1,03. D'après le profil bathymétrique (fig. 52) la profondeur de 3 000 m est atteinte à une centaine de kilomètres de la côte, soit avec une pente moyenne de 3 %. Rappelons ici que les anomalies de

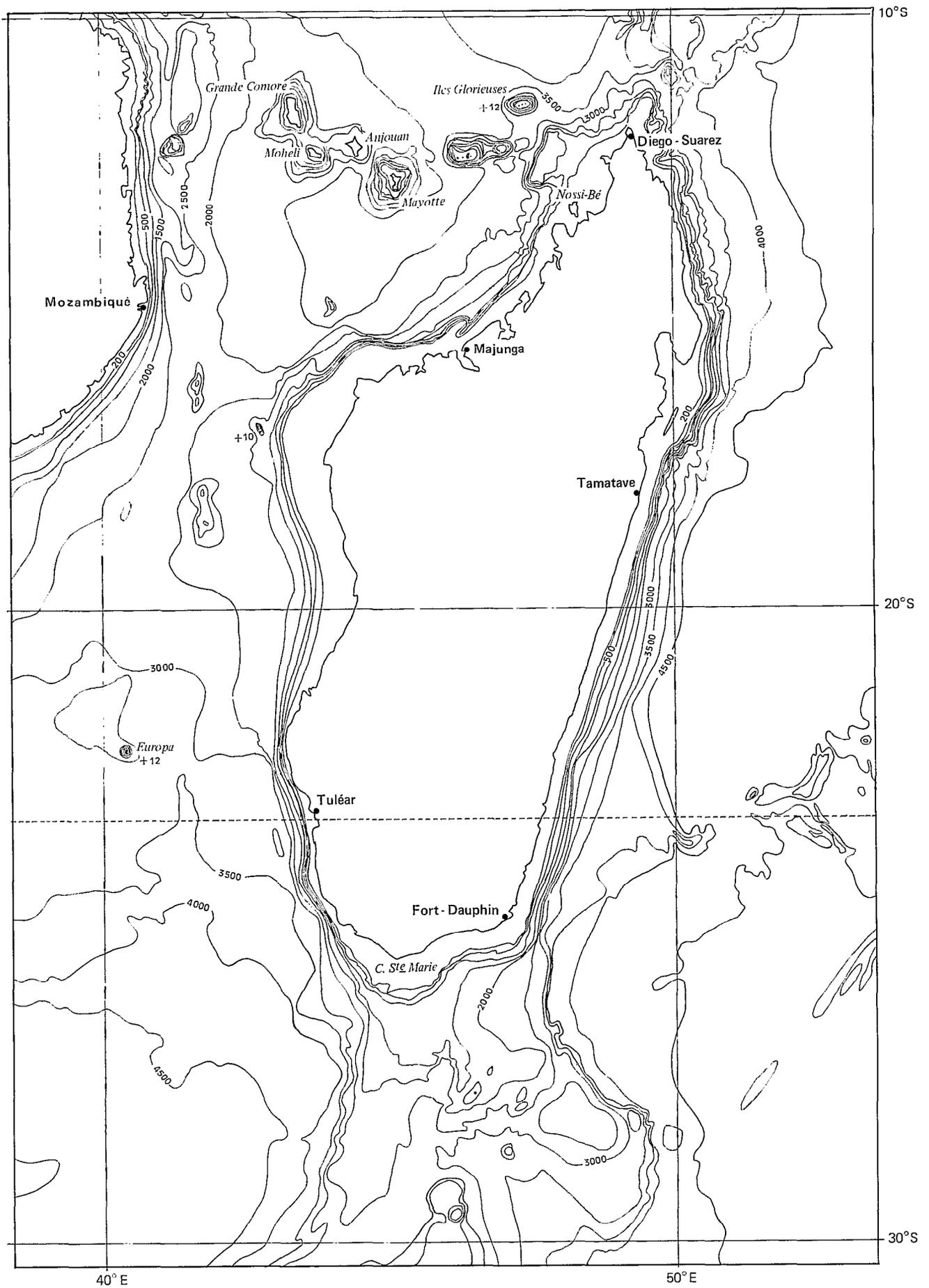


FIG. 54. — Carte bathymétrique de la région de Madagascar d'après le « Geological Geophysical Atlas of the Indian Ocean » 1975

Bouguer ont été calculées en substituant à l'eau de mer une couche de terrains à densité égale à celle du socle.

Compensations du bassin sédimentaire de Morondava et du relief: elles se traduisent par une remontée du Moho de 1 600 m sur la plus grande partie et de 1 000 m à l'extrémité Est du profil.

Croûte sous le canal de Mozambique: son épaisseur est trouvée de 13 km (densité 2,8), épaisseur double de celle d'une croûte de type océanique, ce qui lui confère un caractère semi-continental ou même continental comme l'admettent certains auteurs (DARRACOT, 1974 ; LORT *et al.*, 1979...).

La courbe des poids par unité de surface à 30 km de profondeur le long du profil reste très voisine de la valeur $8,4 \cdot 10^6 \text{ g/cm}^2$ qui est celle d'une croûte uniforme de densité 2,8 et d'épaisseur 30 km.

L'équilibre isostatique est donc régionalement bien réalisé tout le long du profil : l'anomalie à l'air libre le montrait en mer, quant à la partie continentale BB' du profil, la carte isostatique donne pour cette région des anomalies ne dépassant pas 15 milligals.

Dans ce qui suit nous allons voir plus en détail les divers éléments qui nous ont en partie guidé pour construire ce modèle.

2. CANAL DE MOZAMBIQUE ET RIDE DE DAVIE (données)

Rappelons ici quelques résultats de travaux géophysiques effectués dans la région du canal de Mozambique, en particulier par le Laboratoire de Géophysique Marine de l'Institut de Physique du Globe de Paris (I.P.G.), seul ou en collaboration avec d'autres laboratoires comme le Comité d'Études Pétrolières Marines (C.E.P.M.) ou les Terres Australes et Antarctiques Françaises (T.A.A.F.), ou avec la participation du laboratoire de Géologie du Muséum d'Histoire Naturelle. Les diverses campagnes ont eu lieu à bord des navires océanographiques « Gallieni », « Marion-Dufresne », « Suroît » auxquelles il faut ajouter les campagnes des navires étrangers, « Chain » « Vema », « Glomar Challenger » et « T.B. Davie » (cf. bibliographie *in* SCHLICH, 1975).

Le canal de Mozambique est composé de quatre unités structurales différentes : le plateau marginal malgache à l'Est, le bassin des Comores au Nord-Est et au Nord la ride de Davie qui sépare les deux domaines précédents du bassin profond du canal de Mozambique situé à l'Ouest. Mentionnons également, au Sud du canal, le bassin océanique de Mozambique qui s'ouvre vers le Sud à partir du 22°30 S et qui est bordé à l'Est et à l'Ouest respectivement par les plateaux de Madagascar et de Mozambique (carte bathymétrique, fig. 54).

Notons en faveur de la définition du bassin océanique de Mozambique comme unité structurale que la côte Sud-Ouest de Madagascar présente un fort gradient gravimétrique, à l'image, toutefois atténuée, de celui qui caractérise toute la côte Est et interprété comme la manifestation d'un changement brutal dans le substratum de la croûte. Cette côte Sud-Ouest pourrait donc être marquée également par un passage relativement brusque à une croûte de type océanique.

Si l'on examine la carte bathymétrique (Geological Geophysical Atlas of the Indian Ocean, Moscou 1975) donnée par ailleurs dans différents ouvrages (SCHLICH *et al.*, 1974, SCHLICH, 1975, J. M. LORT *et al.*, 1979, SEGOUFIN *et al.*, 1977...) on remarque une série d'accidents orientés sensiblement N 15° W depuis la côte Sud-Ouest de Madagascar jusqu'à la côte Nord-Est du Mozambique, structure appelée « Ride de Davie ». Sa topographie est extrêmement variée mais se traduit la plupart du temps par un escarpement vers l'Ouest et l'absence d'anomalies magnétiques significatives. Les profils sismiques montrent une différence d'épaisseur sédimentaire de part et d'autre de la ride : 1 s TD (1 seconde Temps Double) à l'Est et plus de 2 s TD à l'Ouest, ce qui met en évidence le rôle de barrière joué par cette structure. Dans sa partie Sud, c'est-à-dire au Sud de la latitude 21°, le profil AA' étudié se situe dans cette zone, on suit difficilement sa trace. Peut-être correspond-elle, d'après SEGOUFIN (SEGOUFIN *et al.*, 1978), à des accidents du socle acoustique visibles sur quatre profils sur la marge malgache. Son prolongement viendrait se confondre avec la pente continentale du Sud-Ouest de Madagascar très abrupte à ce niveau. Il est à remarquer que la direction de la côte Sud-Ouest ainsi que le système de failles de cette région (faille de Tuléar) ont la même orientation que celle de la ride de Davie et plus généralement celle de la ligne tectonique principale « Bongolava ».

Le forage 242 du « Glomar Challenger », LEG 25 (15°50,7 S, 41°49,2 E), soit bien au Nord du profil gravimétrique étudié, a été effectué sur le flanc Est de la ride de Davie où le socle acoustique était situé approximativement à 640 m de profondeur sous 2 275 m d'eau, niveau atteint par le forage dont les résultats ont montré qu'il correspondait à une plus grande compaction des sédiments. Des profils de sismique « Flexotir » réalisés depuis, ont montré l'existence de réflecteurs plus profonds qui n'ont pas été atteints par le forage (SCHLICH, 1975). Au cours de la campagne SU 2, avril 1977, 31 stations de carottage ont été effectuées entre les latitudes 13°46 S et 18°30 S (soit toujours bien au Nord du profil gravimétrique). Les résultats obtenus ont montré que

sous une cuirasse polymétallique d'âge indéterminé se trouvait une couverture de sédiments pélagiques allant du Crétacé au Pliocène. Sous cette couverture on trouve une formation plus ancienne constituée d'argilites grises et de grès verts, certains grès étant silicifiés. Ces grès arkosiques d'origine continentale ou de marge continentale semblent constituer l'ossature de la ride de Davie et présentent des affinités certaines avec le faciès Karroo (SEGOUFIN *et al.*, 1977). D'autre part des changements de faciès observés au sein des dépôts pélagiques laissent supposer d'importants mouvements verticaux ayant affecté cette structure selon une tectonique de horst et de graben depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Actuel.

Ces données montreraient que la ride de Davie constituée de roches tectonisées pourrait être considérée comme un témoin surélevé, tectonisé du socle africain ou malgache.

Notons par ailleurs, d'après des données sismiques recueillies au cours de campagnes dans le canal de Mozambique entre 1971 et 1973 (J. M. LORT, W. Q. LIMOND, J. SEGOUFIN, Ph. PATRIAT, J. R. DELTEIL et B. LAMOTTE, 1979), que la croûte, dans la plus grande partie du canal, est probablement d'âge pré-crétacé et de nature en grande partie continentale. Cette hypothèse s'appuie sur la présence d'anomalies magnétiques très adoucies et la possibilité d'une sédimentation Karroo continue en travers du Canal, du moins dans sa partie Nord.

3. RELATIONS ENTRE CES DONNÉES ET LE MODÈLE PROPOSÉ

Dans la construction du modèle proposé nous avons essayé de tenir compte au mieux des différentes données géophysiques recueillies sur le canal de Mozambique et exposées ci-dessus.

Ainsi, nous avons considéré comme négligeable la couverture de sédiments marins sur le plateau marginal malgache si ce n'est toutefois dans des poches formées par les affaissements de compartiments du socle. L'accident tectonique, figurant sur le modèle à une centaine de kilomètres de la côte, marquerait le prolongement de la structure tectonique de la ride de Davie. A l'Ouest de cette structure nous avons fait figurer un important bassin sédimentaire qui pourrait correspondre au début du bassin océanique de Mozambique qui s'ouvre vers le Sud à la hauteur du profil étudié et qui comporte une importante couche de sédiments pélagiques.

Rappelons que des profils sismiques indiquent bien un changement dans la nature du socle à cette latitude (22°30 S), changement qui marquerait le passage, en direction du Sud, vers le domaine océanique du bassin de Mozambique.

En ce qui concerne la partie océanique du modèle proposé, nous avons admis une croûte relativement épaisse (12 à 13 km) ce qui lui confère effectivement un caractère semi-continental si ce n'est même franchement continental.

D'autre part, d'importants mouvements verticaux affectent la partie du socle relatif à la marge continentale et qui sont à l'origine des poches sédimentaires qui figurent sur le modèle. L'étude de la tectonique du bassin de Morondava met bien en évidence de tels mouvements structuraux ayant pour origine des phénomènes d'extension.

VIII. Madagascar et sa place dans le Sud-Ouest de l'océan Indien

Les interprétations des anomalies de la pesanteur de la côte Est et de la côte Ouest font appel à des phénomènes tectoniques qui se rapportent au passé de Madagascar et à l'évolution de l'océan Indien liés à l'histoire du Gondwana.

Rappelons, comme l'ont fait J. SEGOUFIN, L. LECLAIRE et M. CLOCCHIATTI, 1978, les dernières hypothèses émises pour la reconstruction du Gondwana. A la fin du Paléozoïque elles placent Madagascar, selon les auteurs, en trois positions différentes par rapport à l'Afrique :

Au Nord, adjacent à la côte Est du Kenya et de Tanzanie, avec un mouvement ultérieur vers le Sud et l'Est (bibliographie *in* J. SEGOUFIN *et al.* 1978 ; R. SCHLICH 1975). Les dernières études paléomagnétiques effectuées sur des roches de Madagascar sont en faveur de cette hypothèse (RAZAFINDRAZAKA-RAMOROSON, 1975 ; EMBLETON et Mc ELHINNY, 1975 ; Mc ELHINNY et EMBLETON, 1976).

Au Sud, adjacent à la marge continentale du Mozambique ou du Natal avec une dérive ultérieure vers l'Est et le Nord (bibliographie *in* J. SEGOUFIN *et al.* 1978 ; R. SCHLICH 1975). Là encore, il existe des arguments paléomagnétiques en faveur de cette hypothèse (ANDRIAMIRADO, 1971).

La troisième solution consiste à laisser Madagascar dans sa position relative actuelle ; le canal de Mozambique serait alors un graben d'effondrement (bibliographie in J. SEGOUFIN *et al.* 1978 ; R. SCHLICH 1975).

Si, comme l'indiquent certains auteurs (J. SEGOUFIN, L. LECLAIRE et M. CLOCCHIATTI, 1978 ; J. M. LORT *et al.*, 1979), on peut admettre la présence d'une couverture sédimentaire pélagique de type Karroo sur toute la traversée du canal de Mozambique, ou du moins dans sa partie Nord, un effondrement pourrait très bien être à l'origine de ce canal. Cela reviendrait à envisager la troisième solution qui admet l'immobilisme de Madagascar.

Toutefois l'hypothèse d'un effondrement à l'origine du canal de Mozambique dans sa partie Nord n'est pas incompatible avec une dérive de Madagascar, qu'elle ait eu lieu vers le Nord ou vers le Sud, mais avant ou pendant les dépôts Karroo.

Il faut noter que les faibles valeurs de l'anomalie à l'air libre, observées au large du bassin de Morondava (fig. 52 et 53), ne sont pas non plus en contradiction avec l'hypothèse d'un affaissement à l'origine du canal de Mozambique. Habituellement l'effondrement d'un compartiment de l'écorce entraîne des anomalies négatives par suite des déficits de masse engendrés par la partie du compartiment enfoncée dans les couches plus denses situées à la base de la croûte. Dans le canal de Mozambique, l'affaissement de la croûte est compensé par l'amincissement de celle-ci, comme on l'a vu dans l'interprétation du profil gravimétrique de la marge continentale de la côte Ouest (fig. 53) et il en résulte qu'on observe un certain équilibre. Cet affaissement à l'origine du canal de Mozambique serait à rattacher à la tectonique de l'ensemble de cette région caractérisée par des mouvements verticaux et des phénomènes d'extension.

L'histoire de la tectonique du Karroo dans le Sud du bassin de Morondava (J. P. CLIQUET, 1957) montre que ce Karroo, qui constitue le volume principal sédimentaire de ce bassin, présente une phase tectonique cassante port-Sakoa de direction Bongolava et une phase cassante post-Sakamena de direction côte Est. Rappelons que des considérations géologiques ont amené J. P. CLIQUET à considérer, du moins pour les premières phases actives des deux systèmes majeurs de fracturation, celles de direction « côte Est » comme postérieures à celles de direction « Bongolava » et à admettre la séquence suivante pour la formation du bassin de Morondava :

- dépôt de la Sakoa ;
- phase cassante post-Sakoa de direction Bongolava ;
- érosion et formation de paléoreliefs d'origine tectonique (type haut-fond du Vohidolo) ;
- dépôt de la Sakamena et rejeu contemporain des failles bordières orientales ;
- phase cassante post-Sakamena, direction côte Est (type haut-fond de Manera) ;
- érosion et formation d'une côte tectonique à la faille de l'Ilova ;
- dépôt de l'Isalo, cônes torrentiels à l'Est de la faille de l'Ilova, sédimentation marine à l'Ouest.

En s'appuyant sur ces données géologiques et sur les résultats des campagnes géophysiques en mer, on pourrait proposer l'évolution géodynamique suivante pour le Sud-Ouest de l'océan Indien :

Dérive de Madagascar vers le Sud-Est à la fin du Paléozoïque après les premiers dépôts sédimentaires gondwaniens (Sakoa). La ride de Davie, que HEIRTZLER et BURROUGHS (1971) assimilent à une ancienne faille transformante, matérialiserait la direction de ce mouvement, direction « Bongolava » ;

Dislocation post-Sakamena du Gondwana avec décrochement de la partie orientale vers le Nord par une faille de coulissement déterminant la grande fracture de la côte Est, de direction « côte Est ». Au cours de cette dérive vers le Nord du bloc indien, un fragment de ce bloc serait resté en arrière pour former le banc des Seychelles, constitué de granites précambriens (BAKER, 1963) datés par BAKER et MILLER (1963) à 650 M.a. La structure continentale du plateau des Seychelles ne fait d'ailleurs plus aucun doute et a été clairement démontrée par les travaux de SHOR et POLLARD (1963), DAVIES et FRANCIS (1964), FRANCIS et SHOR (1966), MATTHEW et DAVIES (1966), FRANCIS, DAVIES et HILL (1966) qui situent la discontinuité de Mohorovicic à une profondeur d'environ 33 km.

Notons également que la « Ninetyeast-ridge » est assimilée par Mac KENZIE et SCLATER (1971) à une ancienne faille transformante qui aurait joué lors du mouvement rapide de l'Inde vers le Nord. De même la ride de Chagos-Laccadive qui, pour FISHER *et al.* (1971), Mac KENZIE et SCLATER (1971), matérialise la direction de ce déplacement après la rupture du continent de Gondwana.

Nous avons vu que la tectonique à Madagascar était caractérisée par une structure en touches de piano, c'est-à-dire par une succession de blocs crustaux plus ou moins affaissés ou surélevés. Or ce style tectonique semble se retrouver dans toute la zone du Sud-Ouest de l'océan Indien. En effet, les données géophysiques et géologiques recueillies au cours des campagnes effectuées en mer dans les régions voisines de Madagascar, en particulier au Sud sur le plateau malgache (forages profonds 246-247 du « Glomar Challenger », SCHLICH, 1975) établissent l'existence de mouvements verticaux complexes pouvant atteindre 1 000 m d'amplitude, la période

miocène-pléistocène correspondant à une subsidence importante. De même le plateau des Mascareignes montre une structure très cassée des réflecteurs sédimentaires. Par ailleurs, des changements de faciès observés dans les dépôts pélagiques du canal de Mozambique laissent supposer d'importants mouvements verticaux.

En conclusion, les interprétations des mesures gravimétriques effectuées à Madagascar rejoignent les résultats, que nous retiendrons ici, des campagnes géophysiques réalisées en mer dans la région du Sud-Ouest de l'océan Indien : on retrouve ainsi les mêmes directions tectoniques principales, Bongolava et côte Est, et un même style tectonique caractérisé par des mouvements verticaux importants.

L'histoire de Madagascar s'inscrit intimement dans celle du Sud-Ouest de l'océan Indien et on peut espérer que des mesures gravimétriques plus nombreuses, notamment des profils perpendiculaires aux côtes, en particulier à la côte Est, seront bientôt disponibles. Une carte gravimétrique étendue aux abords de la Grande Ile conduirait certainement à une meilleure compréhension de la tectonique de Madagascar et de son passé.

ANNEXE

Description sommaire du programme QURESHI

LECTURE DES PARAMÈTRES DU CALCUL

- KTOT : nombre des points du profil où l'anomalie est calculée.
MEG : nombre des points du profil où l'anomalie est mesurée.
XZERO : origine des abscisses.
DELX : pas en abscisse.
GP(I) : valeur de l'anomalie mesurée au point d'abscisse XP (I), (I = 1, 2, ... MES).
GMES(K) : valeur de l'anomalie mesurée au point d'abscisse X (K), (K = 1, 2 ..., KTOT).
ICOT : nombre de sommets du polygone.
ZM(J) : profondeur comptée positivement vers le bas du sommet d'abscisse XM(J), (J = 1, 2, ... ICOT).
IND(J) : indice affecté au sommet J pouvant prendre les valeurs :
0 si le sommet appartient au toit ;
2 si le sommet appartient à la base ;
1 si la profondeur est fixée définitivement.
RMSO : écart quadratique moyen calculé au cours de l'itération précédente.
RMSI : écart quadratique moyen minimum obtenu au cours d'une des itérations précédentes.
On adoptera initialement pour RMSO et RMSI une valeur élevée arbitraire.
SEUIL : valeur de l'écart quadratique moyen au-dessous de laquelle l'optimisation du modèle n'est pas poursuivie.

OPTIMISATION DU MODÈLE

- Calcul de l'anomalie GCAL(K) créée par le modèle au point d'abscisse X(K) du profil (K = 1, 2, ..., KTOT).
Calcul de l'anomalie résiduelle DGCM(K) = GCAL(K) — GMES(K).
Calcul de la correction de profondeur COR(J) de chaque sommet du modèle.
Si la profondeur est fixée ou si la profondeur corrigée devient négative, la correction n'est pas appliquée (COR(J) = 0).
Si le sommet appartient à la base, la correction change de sens.
Calcul des profondeurs corrigées.
Calcul de l'écart quadratique moyen RMS.
Impression de l'anomalie calculée, de l'anomalie résiduelle et des profondeurs corrigées.
Si RMS supérieur à RMSO, le processus est divergent et le calcul est arrêté après 4 divergences consécutives, on va en 2.
Si RMS inférieur à RMSI, la dernière itération est meilleure, on adopte RMS comme nouvel écart minimum et le modèle correspondant est conservé.
Si RMS inférieur au seuil, le calcul s'arrête, on va en 2. Retour en 1.
- Impression des profondeurs du modèle correspondant à l'écart minimum.
- Visualisation éventuelle sur table traçante des anomalies mesurées, calculées et du modèle qui peut être lissé ou non.

SUMMARY

GRAVIMETRY OF MADAGASCAR. INTERPRETATION AND RELATIONS TO GEOLOGY

This study refers to the gravimetry of Madagascar, its interpretation and relations to geology.

It is founded on the gravimetric data, obtained on the one hand from the O.R.S.T.O.M. field research, about 6,000 stations, made from 1966 to 1974, mainly on the crystalline ancient massif covering 2/3 of the island, and on the other hand from the survey of the Société des Pétroles de Madagascar bounded to the sedimentary field.

The 1/1,000,000 and 1/2,000,000 maps of Bouguer anomalies and 1/2,000,000 isostatic maps have been established and published with explanations added to this report.

After a summary of some general characteristics of Madagascar, a first part presents the history of the measurements, the classical methods for calculating the anomalies and the accuracy of the results. A second part presents a general survey of gravity to the scale of Madagascar and of gravimetric maps. The third part deals with the regional interpretations of anomalies and their relations to geology and tectonics.

*
* *

General knowledge on the morphology, geology, tectonics and seismicity of Madagascar make up the frame of our survey.

Madagascar is one of the largest islands on the Globe, with 590,000 km². All along its axis, the precambrian massif is important. Sedimentary basins are to be found mainly in the W. (Morondava basin) and N.W. (Majunga basin) and may be rather thick, more than 6,000 m. Volcanism has been active and is characterized by a cretaceous phase and a plio-quadernary phase. Tectonics is marked principally by the two main directions: "Bongolava" N 15° W and "East Coast" N 20° E, which form up the very shape of the island. Seismicity is low.

Measurements, calculations of anomalies and accuracy of results

Let us remember that the gravimetric network corresponds to an exploratory survey, that is to say to the density of points about 150 by square degree. The co-ordinates of the stations have been read on the 1/100,000 topographic maps of I.G.N. and the elevations determined from barometric measurements. The reduction of measurements of gravity are linked with the O.R.S.T.O.M. network (Potsdam system) and Bouguer anomalies have been calculated for a density of 2.67 using the international 1930 formula. The means of transposition into the I.G.S.N. 71 network is given.

An important part of this chapter is devoted to the critical study of the accuracy of results. The various causes of error are successively examined: change in time of the calibration coefficient of the gravimeter used, accuracy of the network of the stations, Bouguer corrections, terrain corrections which have not been calculated but are ranging within 3.5 mgal, and use of the barometric measurements in order to determine elevations. It is however observed that most of the total error comes from the barometric measurements. Our critical study deals mainly with the accuracy of the method. It has been possible to establish that the importance of the error, experimentally determined by comparison with the elevations of the Nivellement Général de Précision is less than 5 m between two neighbouring points, but it may be about 10 m in a group of several points.

The final accuracy on Bouguer anomaly is better than 3 milligals between two neighbouring points, but the error may reach 5 milligals in absolute value in one point.

Isostatic anomalies have been calculated in the Airy hypothesis, with a depth of compensation of 30 km.

The first measurements of the vertical component of the earth's magnetic field made in the crystalline parts were incoherent and consequently they were given up.

General survey on gravity and gravimetric maps

In this chapter the relations between anomalies and elevations are studied in their various forms : average values, calculations of the correlation coefficient and the regression lines..., values point after point along an itinerary. Bouguer anomalies are observed to be quite uncorrelated with the elevation on a local basis but closely correlated on a regional basis, which shows that there is an isostatic compensation of the relief and that Madagascar is like a continent. As for the isostatic anomalies they are as a whole much weaker than Bouguer anomalies and their average is nearly null.

Then gravimetric maps are examined as a whole. Bouguer's map shows that isanoms follow the general shape of the island and reveals the relations between anomalies and the regional relief. It also shows negative anomalies in sedimentary basins and local positive anomalies due to heavy intrusions which outcrop or do not outcrop. However as this distinct influence of the regional elevation on Bouguer anomaly may more or less conceal some anomalies, the map of isostatic anomalies (Airy, 30 km) has been drawn and used. The study of that map shows west of the stripe definitely positive anomalies that nothing in the surface geology can account for. It can be interpreted by considering that the Airy concept does not fit those parts and that the local variation of the compensation is faster than the variation of topography. The passage from the continental compensation to the oceanic compensation would be nearly instantaneous as it could be through a landslide fault which would cause an oceanic crust to come abruptly into contact with a continental crust, that is to say there would be a margin by slipfault without any transition. That important point is explained in the next chapter.

Study of regional anomalies

In this third part the most notable anomalies and their relations to geology are studied on a regional basis. The south is characterized by a strong positive anomaly linked with the presence of the volcanic massif of Androy. Its interpretation leads to the supposed presence of a deep heavy mass rather than an accumulation of alternate outflows of rhyolites and basalts. The negative anomalies of the western and north-western regions correspond to the sedimentary basins of Morondava and Majunga separated by the anticlinal area of cape Saint-André to which is attached a positive anomaly. Geographical and geological studies of the S.P.M. have made it possible to reach a good knowledge of those basins. However thanks to further data given by the isostatic map those studies have been resumed from a more general point of view than that proper to oil prospecting. Thus, it is possible to account for the anomalies of a cross profile of the Morondava basin through the influence of the geological irregularities at the bottom of the crust in addition to that of the sedimentary basin.

The positive anomalies along the western coast are interpreted as a result of basic intrusions in the sedimentary cover. Let us say that anomalies of the same type exist round the Senegal basin.

From those studies, the eastern coast is the point that appears to be the most interesting. In order to interpret the strong anomaly which is noticeable all along the eastern and north-eastern coast and is interrupted opposite Sainte-Marie island by an important negative anomaly, the model proposed is based on a sharp passage from a continental crust to an oceanic crust without any transition through a nearly vertical fault which is a landslide fault, thus bringing a more southern oceanic crust into contact with the continental crust while the extension of the latter could be found more northward toward the Seychelles islands about whose continental structure there is no doubt. The tectonics of that coast is therefore linked with the history of the dislocation of Gondwanaland and the northward drift of India.

The negative anomaly about Sainte-Marie island might be due to the presence of a narrow graben situated between Madagascar and Sainte-Marie island.

Gravimetric profiles in the ocean (TALWANI, 1963) in the Mozambique channel have made it possible to extend that study to the continental margin of the western coast. In the model proposed as an interpretation, the crust under the Mozambique channel would be 13 km thick and may be largely continental in nature. The origin of the channel could be a subsidence resulting from a thinner crust due to stretching phenomena whose manifestations can be seen all over the region. The small value of the Free-Air anomaly can be due to the lift of the mantle and the corresponding compensation.

As a conclusion, an approach is made to the problems related to Madagascar and its position in the South-West of the Indian Ocean. Let us suggest a geodynamic evolution i.e. a drift of Madagascar toward the South-East at the end of the Paleozoic materialized by the Davie Ridge, then a post-Sakamena dislocation of Gondwanaland with a northward breaking of the Eastern part caused by a landslide fault originating the great fracture of the Eastern coast.

BIBLIOGRAPHIE

- A.I.G., 1974. — The International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN 71), préparé par le prof. C. MORELLI, *Bur. Centr. Assoc. Géod. UGGI, Publication spéciale* n° 4, Paris.
- ANDRIAMIRADO (R.), 1971. — Recherches paléomagnétiques sur Madagascar. Résultats et interprétations dans le cadre de la dislocation de la partie occidentale du Gondwana. Thèse, Université de Strasbourg.
- AUROUZE (J.), 1952. — Sur la constitution géologique de l'île Sainte-Marie de Madagascar. *C.R. Sc. Soc. Géol. Fr.*, 8 : 137-138.
- AUROUZE (J.), 1959. — Hydrogéologie du Sud de Madagascar. Thèse, Paris et Mém. hors sér., Serv. Géol., Madagascar.
- BAKER (B. H.) et MILLER (J. A.), 1963. — Geology and geochronology of the Seychelles Islands and structure of the floor of the Arabian Sea. *Nature*, V, 199 : 346-348.
- BAKER (B. H.), 1963. — Geology and mineral resources of the Seychelles Archipelago. *Geol. Surv. Kenya, Mem.* n° 3.
- BATTISTINI (R.), 1959. — La structure du massif volcanique de l'Androy (Madagascar). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e série, 1 : 187-191.
- BATTISTINI (R.), 1964. — Étude géomorphologique de l'extrême Sud de Madagascar. Thèse, Éd. Cujas, Paris.
- BAUER (J.), 1963. — Visage géologique du cap Saint-André à Madagascar. *Ann. Serv. Géol., Madagascar*, XXXIII : 33-43.
- BERTUGAT (M.), COUBAUX (J.), DOMIOT (M.), FOISSY (B.), FOURNIE (L.), HEURTERISE (G.), JOURDE (G.). — 1963, 1964, 1965. Notes sur le socle, in *C.R. de la Sem. Géol.* des années 1963, 1964, 1965, Tananarive.
- BERTUGAT (M.), JOURDE (G.), 1966. — Considérations sur la stratigraphie du Socle malgache. *C.R. Sem. Géol., Madagascar* : 107-116.
- BÉSAIRIE (H.), 1952. — Le Précambrien de Madagascar. *C.R. XIX^e Cong. Géol. Int.* Alger, fasc. XX.
- BÉSAIRIE (H.), 1953. — Géologie de Madagascar. Le Sud du bassin de Morondava. *Trav. Bur. Géol., Madagascar*, n° 44.
- BÉSAIRIE (H.) et COLLIGNON (M.), 1956. — Lexique stratigraphique de Madagascar. *Trav. Bur. Géol., Tananarive*, n° 73, 82 p.
- BÉSAIRIE (H.), 1957. — Le massif volcanique de l'Androy. *Trav. Bur. Géol., Tananarive*, n° 83 : 117-126.
- BÉSAIRIE (H.), 1960. — Lexique stratigraphique international, Afrique, Fasc. XI, Madagascar, vol. 4, supp. C.N.R.S.
- BÉSAIRIE (H.), 1961. — Carte tectonique de Madagascar à 1/3 000 000 d'après les travaux du Service Géologique et de la Société des Pétroles de Madagascar. *Service Géologique, Tananarive*.
- BÉSAIRIE (H.), 1963. — La géochronologie à Madagascar en 1962. *Ann. Géol., Madagascar*, XXXIII : 11-16.
- BÉSAIRIE (H.), 1964. — Madagascar. Carte géologique à 1/1 000 000, couleurs, en 3 coupures. Mise à jour au 1^{er} janvier 1964. *Service géologique, Tananarive*.
- BÉSAIRIE (H.), 1966. — La géologie du bassin de Majunga à Madagascar. *Doc. Bur. Géol.*, n° 172, Service Géologique, Tananarive.
- BÉSAIRIE (H.), 1967. — La géologie du bassin de Morondava à Madagascar. *Doc. Bur. Géol.* n° 175, Service Géologique, Tananarive (2 vol.).
- BÉSAIRIE (H.), 1969. — Description géologique du massif ancien de Madagascar. *Doc. Bur. Géol.* n° 177, 3 vol., Service Géologique, Tananarive.
- BÉSAIRIE (H.), 1971. — Notice explicative de la carte géologique à 1/2 000 000 de Madagascar. *Doc. Bur. Géol., Madagascar*, n° 184, Tananarive.
- B.G.I., 1976. — Transposition dans le système IGSN 71 du réseau O.R.S.T.O.M. 1952. *Bureau Gravimétrie Internationale*.
- BIRCH (F.), 1970. — Interpretations for the low-velocity zone. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 3 : 178-181.
- BULLARD (E.), 1936. — Gravity measurements in East Africa. *Roy. Soc. London Phil. Trans.* A, V, 235, p. 487.
- CATTALA (L., Rév. P.), 1954. — Étude de la Gravité à Madagascar. *Mém. Inst. Sc. Madagascar*, Sér. D, tome VI.
- CATTALA (L., Rév. P.), 1954. — Interprétation tectonique de la gravimétrie à Madagascar. *Mém. Inst. Sc., Madagascar*, Sér. D, tome VI.
- Centre de Géophysique de M'BOUR, 1962. — Mesures gravimétriques et magnétiques en Afrique occidentale de 1956 à 1958. Interprétations géologiques. *Cah. O.R.S.T.O.M., série Géophys.* n° 3, Paris.
- CLIQUET (P. L.), 1957. — La tectonique profonde du bassin de Morondava, C.C.T.A., 2^e réunion géologique, Tananarive : 198-217, Londres, 1958.
- CORON (S.) et KOTLARZ (D.), 1963. — Anomalies moyennes à l'air libre et anomalies moyennes de Bouguer. *Bull. Géod.* n° 69 : 239-247.
- CRENN (Y.), 1956. — Limites des possibilités de compensation isostatique locale sur le socle stable de l'AOF. *Ann. Géophys. Fr.* 12 : 209-224.
- CRENN (Y.), 1957. — Mesures gravimétriques et magnétiques dans la partie centrale de l'AOF. O.R.S.T.O.M., Paris.
- CRENN (Y.) et RECHENMANN (J.), 1966. — Mesures gravimétriques et magnétiques au Sénégal et en Mauritanie occidentale de 1959 à 1962. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géophys.* n° 6, Paris.

- DARRACOTT (B. W.), 1974. — On the crustal structure and evolution of southeastern Africa and the adjacent Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24 : 282-290.
- DAVIES (D.) and FRANCIS (T. J. G.), 1964. — The crustal structure of the Seychelles Bank. *Deep Sea Res.*, vol. 11 : 921-927.
- DE SAINT-OURS (J.), 1960. — Études géologiques dans l'extrême Nord de Madagascar et l'archipel des Comores. *Service Géologique Madagascar*, Tananarive.
- DIETZ (R. S.) and HOLDEN (J. C.), 1970. — Reconstruction of Pangea : Break up and dispersion of continents, Permian to present. *J. Geophys. Res.*, 75 : 4939-4950.
- DIXEY (F.), 1960. — The geology and geomorphology of Madagascar and a comparison with eastern Africa. *Q. J. Geol. Soc.*, London, 116 : 255-268.
- Documents du Bureau Géologique de Madagascar (Doc. Bur. Géol.) : concerne les publications et travaux divers du Service Géologique de Madagascar.
- DUCLAUX (F.), MARTIN (J.), BLOT (C.), REMIOT (R.), 1954. — Établissement d'un réseau général de stations gravimétriques en Afrique, à Madagascar, à la Réunion et à l'île Maurice. O.R.S.T.O.M., Paris, *multigr.*
- DU TOIT (A. L.), 1937. — Our wandering continents. Oliver and Boyds, Edimburg.
- EMBLETON (B. J. J.) and McELHINNY (M. W.), 1975. — The paleoposition of Madagascar : Paleomagnetic evidence for the Isalo group. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 27 : 329-341.
- FISHER (R. L.), ENGEL (C. G.) and HILDE (T. W. C.), 1960. — Basalts dredged from the Amirante Ridge, Western Indian Ocean. *Deep Sea Res.* 15 : 521-534.
- FISHER (R. L.), SCLATER (J. G.) and Mc KENZIE (D. P.), 1971. — Evolution of the Central Indian Ridge, western Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82 : 553-562.
- FLORES (C.), 1970. — Suggested origin of the Mozambique Channel. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 73 : 1-16.
- FORSTER (R.), 1975. — The geological history of the sedimentary basin of southern Mozambique and some aspects of the origin of the Mozambique Channel. *Palaeogeog., Palaeochim., Palaeoecol.* 17 : 267-287.
- FRANCIS (T. J. G.), DAVIES (D.) and HILL (M. N.), 1966. — Crustal structure between Kenya and the Seychelles. *Roy. Soc. London Phil., Trans.*, A, V. 259 : 240-261.
- GOGUEL (J.), 1957. — Gravimétrie et Fossé Rhénan. *Verh. K.Kl. Nederl. Geol. Geol., Serv., Deel XVIII, Gedenkboek F. A. Vening Meinesz* : 125-147.
- GOGUEL (J.), 1958. — L'influence des failles et des autres irrégularités de l'écorce sur la compensation isostatique dans l'hypothèse de la régionalité. *Ann. Geophys. Fr.*, 14 : 1-30.
- GREEN (A. G.), 1972. — Seafloor spreading in the Mozambique Channel. *Nature* 236 : 19-21.
- HEITZLER (J. R.) and BURROUGHS (R. H.), 1971. — Madagascar paleoposition : new data from the Mozambique Channel. *Sciences*, 174 : 488-490.
- HOTTIN (G.), 1969. — Les terrains cristallins du Centre-Nord et du Nord-Est de Madagascar. Pétrographie, Structure, Stratigraphie, Thèse Clermont-Ferrand. *Doc. Bur. Géol.*, Madagascar, n° 178.
- HOTTIN (G.), 1970. — Géochronologie et stratigraphie malgaches. Essai d'interprétation. *Doc. Bur. Géol.*, Madagascar, n° 182, Tananarive.
- HOTTIN (G.), 1972. — Représentation schématique du volcanisme, de la tectonique cassante et des formations précambriennes. Carte à 1/2 000 000. *Bur. Rech. Géol. et Min.*, Paris, 1974.
- HOTTIN (G.), 1976. — Géologie et ressources minérales de Madagascar. Synthèse critique au 1^{er} mars 73. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris.
- HUBAULT (Ch.), 1963. — Idées actuelles sur la structure profonde du bassin de Majunga à Madagascar. *Ann. Service Géol.*, Madagascar XXXIII.
- JOURDE (G.), 1971. — Essai de synthèse structurale et stratigraphique du Précambrien malgache. *C.R. Sem. Géol.*, Madagascar : 59-70.
- KUTINA, 1972. — La tectonique de Madagascar et son rôle dans la métallogénie et l'exploration minérale. *Service Géologique, Madagascar*.
- LA PORTE (M.), 1963. — Calcul de la forme d'une structure homogène à partir de son champ gravimétrique. *Geophys. Prospect.*, vol. XI, 3 : 276-291.
- LAUGHTON (A. S.), MATTHEWS (D. H.) and FISHER (R. L.), 1970. — The structure of the Indian Ocean. In Maxwell A.E. (ed.) *The Sea*, 4 : 543-586.
- LEJAY (P., Rév. P.), 1947. — Développements modernes de la Gravimétrie : nouvelles méthodes de mesure de la Pesanteur. La forme de la Terre et la structure de son écorce. Gauthier-Villars, Paris.
- LORT (J. M.), LIMOND (W. Q.), SEGOUFIN (J.), PATRIAT (Ph.), DELTEIL (J. R.) and DAMOTTE (B.), 1979. — New seismic data in the Mozambique Channel. *Mar. Geophys. Res.*, 4 : 71-89.
- LOUIS (P.), 1970. — Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du Tchad. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, n° 42, Paris.
- Mc ELHINNY (M. W.), 1970. — Formation of the Indian Ocean. *Nature*, vol. 228 : 977-979.
- Mc ELHINNY (M. W.) and EMBLETON (B. J. J.), 1976. — The paleoposition of Madagascar : remanence and magnetic properties of late Palaeozoic sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31 : 101-112.
- Mc KENZIE (D. P.) and SCLATER (J. G.), 1971. — The evolution of the Indian Ocean since the late Cretaceous. *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, vol. 25 : 437-528.
- MATTHEWS (D. H.) and DAVIES (D.), 1966. — Geophysical studies of the Seychelles Bank. *Roy. Soc. London Phil. Trans.*, A, vol. 259 : 172-186.
- NOIZET (G.), 1968. — Structure du socle malgache au Sud de Tananarive. *C.R. Sem. Géol.*, Madagascar : 59-66.

- NOIZET (G.), 1969. — Contribution à l'étude géochimique des formations métamorphiques du faciès granulitique dans le sud de Madagascar. Thèse Nancy.
- QURESHI (I. R.) and MULA (H. G.), 1971. — Two dimensional mass distributions from gravity anomalies : a computer method. *Geophys. Prospect.*, 19 : 180-191.
- RADELLI (L.), 1969. — Notice explicative de la carte tectonique du socle de Madagascar à 1/1 000 000. PNUD, Tananarive.
- RAKOTONDRAINIBE (M.), 1977. — Contribution à l'étude de la sismicité de Madagascar. Thèse, Université de Madagascar, Tananarive.
- RAZAFINDRAZAKA-RAMOROSON (G.), 1975. — Paléomagnétisme des formations sédimentaires permienes de Madagascar : conséquences pour la reconstitution du Gondwana oriental. Thèse, Université du Languedoc, Montpellier.
- RAZAFINPARANY (1978). — Métallogénie de Madagascar. Carte à 1/2 000 000. Service Géologique, Tananarive.
- RECHENMANN (J.), 1965. — Mesures gravimétriques et magnétiques en Côte d'Ivoire, Haute-Volta et Mali méridional en 1958, 1959, 1962. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géophys.* n° 5, Paris.
- RECHENMANN (J.), 1966. — Catalogue des stations gravimétriques réoccupables en Afrique occidentale. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géophys.* n° 7, Paris.
- RECHENMANN (J.), 1969. — Cartes gravimétriques du Niger. *Notice explicative* n° 36, O.R.S.T.O.M., Paris (5 cartes à 1/1 000 000).
- RECHENMANN (J.), 1971. — Cartes gravimétrique et magnétique du Nord Mauritanie. *Notice explicative* n° 46, O.R.S.T.O.M., Paris (2 cartes à 1/1 000 000).
- RECHENMANN (J.), 1972. — Étude d'une anomalie gravimétrique et magnétique dans le Nord-Est de la Mauritanie. *Ann. Géophys. Fr.*, t. 28 : 871-877.
- RECHENMANN (J.), 1973. — Mesures gravimétriques dans le Tanezrouft oriental (Algérie). *Sér. géologie*, n° 17, C.N.R.S., Paris.
- RECHENMANN (J.), 1978. — Cartes gravimétriques de Madagascar. *Notice explicative* n° 79, O.R.S.T.O.M., Paris (3 cartes à 1/1 000 000 et 2 cartes à 1/2 000 000).
- REMIOT (R.), 1968. — Étude comparative des aimantations naturelles rémanente et induite de quelques échantillons de la cuirasse ferrugineuse d'Ambatovy. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géophys.* n° 9, Paris : 17 à 26.
- REMIOT (R.) et ANDRIAMIRADO (R.), 1968. — Sur le magnétisme d'une cuirasse bauxitique du tampoketsa d'Ankazobe. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géophys.* n° 9, Paris : 27-57.
- SAVINSKII (I. D.), 1965. — Probability tables for locating elliptical underground Masses with a rectangular Grid. Trad. du russe par le « Consultants Bureau » Enterprises, New York.
- SCHLICH (R.) *et al.* — Rapports divers. Références dans la bibliographie de l'ouvrage « SCHLICH (R.), 1975 ».
- SCHLICH (R.), 1975. — Structure et âge de l'océan Indien occidental. *Mém. hors sér. Soc. Géol. Fr.* n° 6, 102 p.
- SCLATER (J. G.) and FISHER (R. L.), 1974. — The evolution of the east central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge. *Geol. Am.*, vol. 85 : 683-702.
- SEGOUFIN (J.), LECLAIRE (L.) et CLOCCHIATTI (M.), 1978. — Les structures du canal de Mozambique. Le problème de la ride de Davie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVII : 309-314.
- SEGOUFIN (J.), 1978. — Anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin de Mozambique. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 287, D : 109-112.
- SHOR (G. G.) and POLLARD (D. D.), 1963. — Seismic investigations of Seychelles and Saya de Malha banks, northwest Indian Ocean. *Sciences*, v. 142 : 48-49.
- SOWERBUTTS (W. T. C.), 1972. — Rifting in Eastern Africa and the fragmentation of Gondwanaland. *Nature*, 235 : 435-437.
- TALWANI (M.) and KAHLE (H. G.), 1975. — Free Air anomaly maps of the Indian Ocean. In the « Geological Geophysical atlas of the Indian Ocean » (Udintsev G.B., chief ed.) Moscou.
- Trav. Bur. Géol. Madagascar : Dénomination des divers travaux du Service Géologique précédant celle de Doc. Bur. Géol.
- WOOLLARD (G. P.) and ROSE (J. C.), 1963. — International Gravity Measurements. *Geophys. and Polar Research. Center US.* Univ. Wisconsin, Tulsa.

TABLE DES FIGURES

Carte de situation.....	4
1. — Carte hypsométrique de Madagascar.....	6
2. — Esquisse géologique de Madagascar <i>d'après</i> H. BÉSAIRIE, 1960.....	8
3. — Principales directions tectoniques à Madagascar.....	10
4. — Variation du coefficient d'étalonnage du gravimètre NA 73 en fonction du temps.....	22
5. — Itinéraires du Nivellement Général de Précision doublés par le nivellement barométrique dans le Sud et sur les Hauts-Plateaux et la côte Est de Madagascar.....	24
6. — Écarts entre altitudes barométriques et celles du Nivellement Général de Précision et profil topographique correspondant à l'itinéraire suivi. L'erreur, figurée en grisé, est la différence entre le point qui représente l'écart et le point de la « dérive » de même abscisse. M : station météorologique du Service Météorologique National ; m : station météorologique implantée provisoirement.....	26-27
7. — A : histogramme des stations ayant le même écart (x) mètres entre les altitudes par nivellement barométrique et celles du Nivellement Général de Précision, en nombre et en pourcentage sur un total de 327 stations. B : fréquences cumulées du nombre de stations ayant un écart inférieur ou égal à (x) mètres.....	28
8. — Anomalies de Bouguer calculées pour différentes densités pour des itinéraires comportant de fortes dénivelées et profil topographique correspondant.....	30-31
9. — Cartes des corrections isostatiques calculées dans l'hypothèse d'Airy pour des profondeurs de compensation de 20, 30 et 60 km.....	36-37
10. — Exemples de l'incohérence des mesures magnétiques le long d'itinéraires effectués dans des régions à couverture cristalline. Profils gravimétrique et topographique correspondants.....	38
11. — Moyennes des altitudes par quart de degré carré.....	40
12. — Moyennes des anomalies de Bouguer par quart de degré carré.....	40
13. — Moyennes des anomalies à l'air libre par quart de degré carré.....	40
14. — Moyennes des anomalies isostatiques par quart de degré carré.....	40
15. — Anomalies de Bouguer en fonction de l'altitude (valeurs prises par quart de degré carré) et droite moyenne.....	43
16. — Anomalies de Bouguer en fonction de l'altitude et droite moyenne pour chaque famille de points en dessous et au-dessus de 700 m.....	43
17. — Anomalies de Bouguer en fonction de l'altitude par tranche d'altitude de 100 m.....	44
18. — Anomalies isostatiques en fonction de l'altitude (valeurs prises par quart de degré) et droite moyenne.....	45
19. — Anomalies isostatiques en fonction de l'altitude et droite moyenne pour chaque famille de points en dessous et au-dessus de 700 m.....	45
20. — Profils gravimétriques (air libre, Bouguer, isostatique), topographique, magnétique le long de l'itinéraire transversal Tuléar-Farafangana.....	46-47
21. — Anomalie de Bouguer en fonction de l'altitude aux stations en suivant point par point l'itinéraire Tuléar-Farafangana.....	47
22. — Anomalie de Bouguer en fonction de l'altitude en chaque station de l'itinéraire Tuléar-Farafangana dans la région d'Ihoso ; profils de l'anomalie de Bouguer et topographique correspondants.....	47
23. — Carte des anomalies de Bouguer ($d = 2,67$). Isanomales de 10 en 10 mgal.....	49
24. — Carte isostatique simplifiée (Airy, 30 km).....	53
25. — Gravimétrie (Anomalies de Bouguer) et géologie dans l'extrême Sud de Madagascar, région de l'Androy.....	58
26. — Profils topographique, gravimétrique (Bouguer), magnétique (composante verticale) le long de l'itinéraire Ampotaka-Fort Dauphin.....	61
27. — Coupe et interprétation de l'anomalie positive de l'Androy.....	62
28. — Schéma structural de l'extrême Sud de Madagascar, <i>d'après</i> H. BÉSAIRIE, 1967.....	64
29. — Anomalies de Bouguer (courbe A) et résiduelle (courbe B) d'un profil dans le Sud-Ouest de Madagascar, profil orienté NW et passant par Ejeda. Anomalies respectives dues aux parties profonde et superficielle du modèle proposé. Coupe géologique <i>d'après</i> H. BÉSAIRIE, 1961.....	66
30. — Anomalies de Bouguer et résiduelle (ou isostatique) d'un profil le long du parallèle 22°54 S dans le sud du bassin de Morondava. Anomalies partielles dues respectivement aux parties profonde et superficielle du modèle proposé. Coupe géologique <i>d'après</i> H. BÉSAIRIE, 1961.....	70

31. — Série de profils parallèles EW de l'anomalie de Bouguer dans le bassin de Morondava du 22°00 S au 17°30 S, profils espacés d'un demi-degré.....	72
32. — Blocs diagrammes représentant : 1 — la surface gravimétrique des anomalies de Bouguer ; 2 — l'allure du toit de l'intrusion basique dans le sédimentaire.....	76
33. — Schéma structural du bassin de Majunga, d'après H. BÉSAIRIE, 1966.....	78
34. — Série de profils gravimétriques (anomalie de Bouguer) parallèles NW-SE du Sud-Ouest au Nord-Est du bassin de Majunga.....	80
35. — Profils gravimétriques. A : NNW-SSE passant par Ambanja et le bassin lacustre de Sambirano, Bouguer et isostatique ou résiduelle ; B : N-S dans l'extrême Nord de Madagascar.....	83
36. — Profils gravimétriques au Nord et au Sud et en travers de la dépression du lac Alaotra.....	87
37. — Profils gravimétriques — Bouguer et air libre — et topographique le long de l'itinéraire WE de Tananarive à la côte Est.....	88
38. — Anomalies de Bouguer et résiduelle — ou isostatique — entre Moramanga et la côte Est (profil Tananarive-côte Est) et interprétation.....	89
39. — Anomalie de Bouguer en fonction de l'altitude point par point de l'itinéraire Tananarive-côte Est.....	91
40. — Anomalie négative du centre de Madagascar (massif volcanique de l'Ankaratra) et interprétation.....	91
41. — Série de profils gravimétriques perpendiculaires à la côte Est.....	94
42. — Profils de la figure 41, groupés et calés par rapport à la côte Est, et courbe moyenne.....	95
43. — Modèle proposé pour représenter le passage brutal par faille verticale de la croûte continentale à la croûte océanique. Anomalie de Bouguer calculée à partir de ce modèle et anomalies partielles dues à la remontée du manteau (1), à la compensation du relief (2) et aux sédiments (3). Courbe de l'équilibre des masses à 30 km de profondeur.....	96
44. — Schéma des directions tectoniques de la région de l'île Sainte-Marie.....	98
45. — Anomalie de Bouguer selon le profil A et « régionales » envisagées.....	98
46. — Carte des anomalies de Bouguer de la région de l'île Sainte-Marie, isanomales de 10 en 10 milligals, et anomalie régionale (en tirets).....	100
47. — Anomalie de Bouguer résiduelle définie à partir de la figure 46.....	102
48. — Tracé modifié de l'anomalie de Bouguer de la région de l'île Sainte-Marie (tracé plus allongé que le tracé primitif) ; en pointillés, les stations de mesure.....	103
49. — Anomalie de Bouguer selon le profil A de la figure 48. Modèle proposé pour l'interprétation. Anomalie calculée à partir des anomalies dues aux différents éléments entrant dans la constitution du modèle. Profil de l'équilibre des masses.....	104
50. — Même modèle que celui de la figure 49 mais comportant en plus des blocs de socle enfoncés dans le manteau, d'où des fossés a et b moins profonds.....	106
51. — Carte des anomalies de Bouguer dans la région de Morombe au Sud-Ouest de Madagascar. Les profils en mer sont ceux obtenus au cours de la campagne « Vema 19 ».....	108
52. — Anomalie à l'air libre et bathymétrie selon le profil AA' de « Vema 19 ».....	108
53. — Modèle proposé pour l'interprétation du profil AA', BB'. L'anomalie de Bouguer calculée correspond à celle observée. La courbe des poids par unité de surface à 30 km de profondeur montre un équilibre des masses à peu près réalisé.....	109
54. — Carte bathymétrique de la région de Madagascar d'après le « Geological Geophysical Atlas of the Indian Ocean », 1975..	110

TABLE DES MATIÈRES

PRÉSENTATION.....	3
GÉNÉRALITÉS	
I. HISTORIQUE.....	5
II. CADRE GÉOGRAPHIQUE.....	5
III. TRAITS GÉNÉRAUX.....	7
1. Madagascar.....	7
2. Autres îles.....	7
IV. GÉOLOGIE.....	7
1. Le socle malgache.....	9
2. Les terrains sédimentaires.....	9
3. Les formations volcaniques.....	11
V. TECTONIQUE.....	11
VI. ACTIVITÉ SÉISMIQUE À MADAGASCAR.....	12
MESURES, CALCUL DES ANOMALIES ET PRÉCISION DES RÉSULTATS	
I. ANOMALIE DE BOUGUER.....	15
1. Définition.....	15
1.1. Correction à l'air libre : C_{al}	15
1.2. Correction de plateau : C_p	16
1.3. Correction de relief.....	16
1.4. Anomalies de Bouguer et anomalies à l'air libre.....	16
2. Mesure de la pesanteur et précision.....	17
2.1. Station de référence.....	17
<i>Stations du réseau O.R.S.T.O.M. [18]. Stations du réseau complémentaire [19].</i>	
2.2. Étalonnage des gravimètres.....	20
<i>Base d'étalonnage principal [20]. Base d'étalonnage secondaire [20].</i>	
2.3. Précision sur le réseau de bases.....	20
2.4. Erreur sur le coefficient d'étalonnage.....	21
<i>Variation du coefficient d'étalonnage du gravimètre NA 73 [21].</i>	
2.5. Précision sur les mesures de la pesanteur.....	22
3. Pesanteur théorique et sa précision.....	23
4. Correction de Bouguer et sa précision.....	23
4.1. Détermination des altitudes.....	23
<i>Itinéraires du Nivellement Général de Précision [23]. Itinéraires nivelés barométriquement [24]. Appareils utilisés [25].</i>	
<i>Détermination expérimentale de l'erreur [25]. Conclusions [29].</i>	
4.2. Influence des facteurs autres que l'altitude.....	29
<i>Coefficient constant pour le calcul du terme de plateau [29]. Choix de la densité [29]. Corrections de relief [32].</i>	
5. Précision finale sur l'anomalie de Bouguer.....	34
 O.R.S.T.O.M., <i>Géophys.</i> , n° 18, 1982: 3-128.	 125

II. ANOMALIES ISOSTATIQUES.....	34
1. Choix d'une hypothèse.....	34
2. Calcul du terme isostatique.....	35
3. Erreur sur l'anomalie isostatique.....	35
III. MESURES MAGNÉTIQUES.....	35
CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES	
I. LES VALEURS DE LA PESANTEUR À MADAGASCAR.....	39
1. Valeurs moyennes de la pesanteur.....	39
1.1. Établissement des valeurs moyennes.....	39
<i>Altitudes</i> [39]. <i>Anomalies de Bouguer</i> [41]. <i>Anomalies à l'air libre</i> [41]. <i>Anomalies isostatiques</i> [41].	
1.2. Moyennes générales.....	41
2. Relations entre les anomalies gravimétriques et les altitudes.....	42
2.1. Anomalies de Bouguer.....	42
2.2. Anomalies isostatiques.....	45
3. Étude d'une coupe transversale de Madagascar.....	46
<i>Altimétrie</i> [46]. <i>Anomalie à l'air libre</i> [46]. <i>Anomalie de Bouguer</i> [46]. <i>Anomalie isostatique</i> [46]. <i>Anomalies magnétiques</i> [47].	
4. Relation régionale anomalie de Bouguer — altitude.....	47
II. LES CARTES GRAVIMÉTRIQUES.....	48
1. Carte des anomalies de Bouguer.....	48
1.1. Relations entre anomalies et altitudes.....	50
1.2. Concordance entre l'allure des anomalies et la forme générale de l'île.....	50
1.3. Différence entre les anomalies de la côte Est et de la côte Ouest.....	50
1.4. Anomalies positives le long des côtes.....	50
1.5. Anomalies négatives liées aux bassins sédimentaires.....	51
1.6. Aire anticlinale du cap Saint-André.....	51
1.7. Anomalies positives localisées.....	51
1.8. Absence d'anomalies notables liées à certains épanchements volcaniques.....	52
2. Carte des anomalies isostatiques.....	52
2.1. Bande médiane d'anomalies positives.....	52
2.2. Bande d'anomalies négatives de la Côte Est.....	53
2.3. Alternance des bandes d'anomalies.....	54
2.4. Étude d'ensemble.....	54
3. Écarts régionaux à l'isostasie : évaluation de quelques masses.....	54
4. Considérations sur les caractéristiques et le tracé des cartes gravimétriques.....	56
ÉTUDE RÉGIONALE DES ANOMALIES	
I. SUD DE MADAGASCAR.....	59
1. Massif volcanique de l'Androy.....	59
1.1. Aperçu géologique.....	59
1.2. Anomalie gravimétrique.....	60
1.3. Interprétation.....	60
1.4. Profil magnétique.....	63
2. Région du cap Sainte-Marie à Tuléar.....	63
2.1. Aperçu géologique et structural.....	63
2.2. Région du cap Sainte-Marie.....	63
2.3. Zone côtière et région d'Ejeda.....	65

II. OUEST DE MADAGASCAR : BASSIN DE MORONDAVA ET AIRE ANTICLINALE DU CAP SAINT-ANDRÉ.....	67
1. Géologie et Tectonique du bassin de Morondava à la hauteur du 23° parallèle.....	68
1.1. Le fossé du Karroo.....	68
1.2. La zone côtière.....	68
1.3. Région centrale.....	68
2. Étude du profil gravimétrique 22°54 Sud.....	69
3. Relations entre la gravimétrie et les grands traits du bassin de Morondava.....	73
4. Aire anticlinale du cap Saint-André.....	74
5. Caractéristiques principales de la tectonique du bassin de Morondava.....	74
6. Anomalies positives localisées de l'Ouest de Madagascar.....	74
6.1. Interprétation de l'anomalie au Nord de Maintirano.....	75
6.2. Relations entre la présence de ces anomalies et la côte.....	77
6.3. Anomalies du même type dans d'autres régions du globe.....	77
III. NORD-OUEST DE MADAGASCAR : BASSIN DE MAJUNGA.....	77
1. Traits physiques généraux.....	78
2. Tectonique.....	78
2.1. Flexures interne et côtière.....	79
2.2. Faille de l'Ihopy et bassin de Mitsinjo.....	79
3. Résultats d'ensemble.....	81
IV. EXTRÊME NORD DE MADAGASCAR.....	81
1. Géologie et gravimétrie.....	82
2. Presqu'île d'Ampasindava.....	82
3. Graben de Sambirano.....	83
4. Le volcanisme.....	83
5. Considérations d'ensemble.....	84
V. RÉGIONS CENTRALES DE MADAGASCAR.....	84
1. Carte des anomalies de Bouguer.....	85
1.1. Région de Tsaratanana, Andriamena et Mandritsara.....	85
1.2. Région de Tsiroanomandidy et Miandrivazo.....	85
1.3. Région du lac Alaotra.....	86
1.4. Rebord oriental du massif de Madagascar.....	86
<i>Traits physiques généraux</i> [86]. <i>Gravimétrie</i> [87].	
2. Carte des anomalies isostatiques.....	90
2.1. Anomalies positives.....	90
2.2. Anomalie négative du Centre de Madagascar.....	90
VI. RÉGIONS DE LA CÔTE ORIENTALE.....	91
1. Côte Est.....	91
1.1. Morphologie de la côte Est.....	92
1.2. Géologie.....	92
1.3. Données sismologiques.....	93
1.4. Gravimétrie.....	93
1.5. Étude d'un profil moyen de la côte Est.....	94
1.6. Modèle proposé.....	95
1.7. Conclusion.....	97

2. Région de l'île Sainte-Marie.....	99
2.1. Gravimétrie.....	99
2.2. Modèles proposés.....	105
2.3. Carte isostatique.....	107
VII. MARGE CONTINENTALE DE LA CÔTE OUEST.....	107
1. Modèle proposé.....	107
2. Canal de Mozambique et Ride de Davie (données).....	111
3. Relations entre ces données et le modèle proposé.....	112
VIII. MADAGASCAR ET SA PLACE DANS LE SUD-OUEST DE L'OGÉAN INDIEN.....	112
ANNEXE : DESCRIPTION SOMMAIRE DU PROGRAMME QURESHI.....	115
SUMMARY.....	117
BIBLIOGRAPHIE.....	119
TABLE DES FIGURES.....	123
TABLE DES MATIÈRES.....	125

Fabrication - Coordination
Martine LACOMME
