



HAL
open science

Géomorphologie et géomorphogenèse comparées des bourrelets marginaux brésiliens et angolais

Patrick Pigeon

► **To cite this version:**

Patrick Pigeon. Géomorphologie et géomorphogenèse comparées des bourrelets marginaux brésiliens et angolais. Sciences de l'environnement. Université Paris-Sorbonne - Paris IV, 1984. Français. NNT : . tel-00691634

HAL Id: tel-00691634

<https://theses.hal.science/tel-00691634>

Submitted on 26 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

3ÈME CYCLE
D'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR

T H E S E
PRÉSENTÉE

A L'UNIVERSITE DE PARIS IV
POUR L'OBTENTION DU TITRE DE
DOCTEUR

PAR

PATRICK PIGEON

GÉOMORPHOLOGIE ET GÉOMORPHOGENÈSE COMPAREES DES BOURRELETS
MARGINAUX BRÉSILIENS ET ANGOLAIS

SOUTENUE LE 19 DÉCEMBRE 1984, DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN
COMPOSÉE DE :

MM. J.J. DUFAURE
M. RECQ
A. GODARD
J.R. VANNEY

PRÉSIDENT

} EXAMINATEURS

RAPPORTEUR

3ÈME CYCLE
D'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR

T H E S E
PRÉSENTÉE

A L'UNIVERSITE DE PARIS IV
POUR L'OBTENTION DU TITRE DE
DOCTEUR

PAR

PATRICK PIGEON

SOUTENUE LE 19 DÉCEMBRE 1984, DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN
COMPOSÉE DE :

MM. J.J. DUFAURE
M. RECQ
A. GODARD
J.R. VANNEY

PRÉSIDENT

EXAMINATEURS

RAPPORTEUR

"Nichts , gibt dem Antlitz der Erde so sehr das Gepräge wie das Nebeneinander der Meere und der Kontinente".

Jessen, O. 1943. "Die Randschwellen der Kontinente" p. 1.

"Un "bon" modèle, basé sur le rééquilibrage de la compensation isostatique, doit rendre compte du caractère saccadé du soulèvement impliqué par l'existence de surfaces d'aplanissement étagées".

Biro, P. 1983. "Mécanismes thermiques du soulèvement des bourrelets marginaux des vieux socles".

Physio. Géol., 7, p. 97.

GEOMORPHOLOGIE ET GEOMORPHOGENESE COMPAREES DES BOURRELETS MARGINAUX BRESILIENS ET ANGOLAIS.

AVANT-PROPOS

Ce travail a bénéficié d'aides multiples sans lesquelles il eût été difficilement mené à terme. Ma dette est grande vis-à-vis des bibliothécaires qui ont eu à supporter mes demandes précises et fréquentes, et qui m'ont souvent guidé vers le document le plus utile. Mes pensées s'adressent tout particulièrement à l'équipe de la bibliothèque Géologie-recherche (Jussieu), celle de la cartotheque du B.R.G.M. à Orléans, et n'omettent en aucun cas l'accueil toujours chaleureux et fructueux de la Société Géologique de France.

Sur le fond du travail, les critiques et les conseils de l'équipe du laboratoire de géographie physique (L.A. 141 CNRS), d'A. GODARD et de M. PETIT, ont contribué à sa réalisation. M. RECQ par ailleurs accepté de relire le manuscrit et d'en critiquer la partie géophysique témoignant ainsi son intérêt pour cette recherche et l'encourageant.

La dactylographie de la thèse a été menée à bien par L. HOINARD (Paris VI) et par S. MORENO (E.N.S. St Cloud) : qu'elles trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

+ +

+

Le présent travail apporte des éléments d'explication à la genèse, l'évolution des reliefs bordiers de l'Atlantique sud central, en Angola et au Brésil. Dans ce but, il retrouve les étapes majeures de l'évolution morphologique pour les trois grands ensembles, en dresse un tableau synoptique, ce qui permet de formuler les conclusions suivantes :

1 - Les reliefs ont évolué à terre et en mer de façon totalement synchrone au cours du Crétacé, partiellement au cours du Tertiaire, où seuls les deux bourrelets connaissent les mêmes temps forts.

2 - Les bourrelets marginaux ont été soulevés rythmiquement, au Néocomien-Aptien, Turono-Sénonien, Oligocène, Pleistocène-Holocène. Les soulèvements furent inégaux, créant des ensellements et des surélévations.

3 - L'étagement de surfaces d'aplanissement, réalisé partout bien que de manière inégale, résulte tant de ce soulèvement rythmique que d'une évolution des formes sous climat à tendance fondamentale semi-aride, façonnant des plaines. Les évolutions morphologiques sont, de fait, interprétables en terme de bilan.

4 - Les bourrelets sont restés marqués dans le relief depuis le Crétacé inférieur avec certitude, soit, depuis l'ouverture certaine de l'Atlantique sud central.

La permanence topographique, le synchronisme d'évolution appellent des éléments d'explication à valeur générale ; les ensellements et surélévations, la diversification morphologique exigent des éclaircissements d'ordre local, régional.

- La permanence topographique résulte : d'héritages thermiques, de la juxtaposition de lithosphère océanique et continentale.

* L'héritage thermique est double : celui de l'événement tectono-thermique fini-précambrien, celui lié à la fission du continent gondwanien, crétacé inférieur. La lithosphère continentale formant les bourrelets fut thermiquement déstabilisée, échauffée, contrairement à celle de l'intérieur des continents, plus dense.

* Les bourrelets localisent le contact entre lithosphères océanique et continentale . Or, la première se refroidit et fait subsidence, tandis que l'on parle d'inertie thermique pour la seconde. Il en résulte une distorsion marquée par une forte flexuration.

- Le synchronisme d'évolution fait intervenir les mécanismes compensatoires liés aux différences de pression lithostatique, et les héritages thermiques.

- * Les différences sont provoquées sur le bourrelet même par juxtaposition des deux types de lithosphère, d'où compensation par reptation de matière partiellement fondue de l'océan vers le continent au-delà d'une profondeur minima estimée à 40 km. Les failles en extension, résultant de différences de pression à profondeur moindre facilitent la montée du matériel et expliquent l'abondance des dykes échauffant la croûte continentale, l'allégeant, provoquant un soulèvement isostatique.
- * Les poussées de dorsale créées par la différence de relief entre une dorsale et des bassins océaniques, variable en fonction des rythmes d'accrétion, accentuent la reptation de matière sous la marge continentale en ajoutant une composante horizontale supplémentaire non constante au bilan des contraintes. De fait, les périodes de mise en place des dykes au Crétacé sont aussi celles des modifications dans les rythmes d'expansion.
- * Au Tertiaire cependant, le soulèvement synchrone pourrait être expliqué par le décalage entre l'échauffement à la base de la croûte lors des événements crétacés, et le transfert de l'énergie thermique par conduction.

- Les ensellements et surélévations sont redevables aux accidents transmarges et tout particulièrement au passage des plaques lithosphériques sur des points chauds. La répartition des traces laissées explique leur alternance très nette en Afrique, alors qu'elle se dégage plus mal au Brésil. Les serras sudestaines doivent leur soulèvement exceptionnel au passage de la plaque sur plusieurs points chauds, lesquels rendent compte d'un relief sous-marin bien plus varié au Brésil qu'en Angola.

- La diversification morphologique des bourrelets résulte également d'une composition lithologique variable du socle précambrien : les cratons, non affectés par le dernier événement précambrien, se marquent par des formes moins ordonnées en rapport avec une forte hétérogénéité lithologique.

De fait, les bourrelets marginaux étudiés apparaissent avant tout comme des reliefs pour lesquels la notion d'héritage thermique est essentielle. Elle se trouve dans les deux éléments fondamentaux qui en rendent compte : juxtaposition des lithosphères, effets des points chauds.

Die vorliegende Arbeit bringt Erklärungsteile zur Entstehung und Entwicklung der Schwellen, die den Südmittelatlantik umrahmen, vor. Zu diesem Zweck findet sie die bedeutsamsten Stufen der morphologischen Entwicklung für die drei grossen Einheiten wieder, entwirft sie ein synoptisches Verzeichnis davon. Daraus kommen die folgenden Schlüsse her :

1 - Die Reliefs haben sich ganz synchronischerweise durch die Kreide zu Wasser und zu Lande verwandelt, teils aber durch das Tertiär, wenn nur die beiden Schwellen von dieselben Hebungen betroffen wurden.

2 - Die Randschwellen wurden rhythmisch im Neokom-Apt, Turon-Senon, Oligozän, Pleistozän-Holozän aufgehoben.

3 - Die Übereinanderstufung der Abstragungsflächen, überall vorhanden, obwohl ungleicherweise, geht so sehr aus der rhythmischen Hebung wie aus einer Entwicklung der Formen durch einen Pediplänen gestaltenden gründlich halb-dürren Klima hervor. Folgend kann man die morphologischen Entwicklungen als Bilanzen auslegen.

4 - Die Schwellen sind gewiss seit der Unterkreide als Hauptreliefs vorhanden, d.h., seit der sicheren Eröffnung des Südmittelatlantiks. Die topographische Beständigkeit, der Synchronismus der Entwicklung rufen gemeinsamwertige Erklärungsteile hervor. Die über- und untergehobenen Teile, die morphologische Vielfältigkeit fordern örtliche, regionale Erleuchtungen.

Die topographische Beständigkeit geht : aus thermischen Erben, aus dem Nebeneinanderstellen der ozeanischen und kontinentalen Lithosphären hervor.

* Das thermische Erbe ist zweifach : das erste, eine Wirkung des jung-präkambri-schen tectono-thermischen Geschehens, das zweite, unterkreidiges, mit der Trennung des gondwanischen Kontinentes verbunden. Die die Schwellen bildende kontinentale Lithosphäre wurde thermisch unausgeglichen, erwärmt, dieser des inneren Teils der Kontinente, die schwerere ist, zuwider.

* Die Schwellen lokalisieren die Berührung zwischen den ozeanischen und den kontinentalen Lithosphären. Nun kühlt sich die erste ab, und senkt sich. Es wird aber von thermischem Beharrungsvermögen der zweite gesprochen. Daraus geht es eine Distorsion, durch eine strenge Verbiegung unterstrichen, hervor.

* Der Entwicklungssynchronismus lässt die ausgleichenden Vorgänge, die mit den Unterschieden der lithostatischen Drucke verbunden sind, und die thermischen Erbe, spielen.

- * Die Unterschiede sind durch das Nebeneinanderstellen der zwei lithosphärischen Typen auf der Stelle des Schwellen selbst, herbeigeführt. Daraus folgt einer Kompensation durch Kriechen des teils geschmolzenen Stoffes vom Ozean zum Kontinent jenseits einer Tiefe etwa 40 km. Die aus den Unterschieden der lithostatischen Drucke folgenden Ausdehnungspalten fördern das Ansteigen des Stoffes, und erklären die Überfülle der Dikes, die die kontinentale Erdrinde erwärmen und erleichtern, eine isostatische Hebung danach verursachen.
- * Die Kettenschübe ("ridge pushes"), die von den mit den Rhythmen der Expansion wechselnden Reliefunterschieden zwischen Ketten und ozeanischen Becken verursacht sind, vermehren das Kriechen unter dem Randschwellen : sie fügen dem Gewaltbilanz eine un stetige horizontale Komponente hinzu. Die Eindringen der Dikes und die Änderungen der Expansionrhythmen geschahen in der Tat gleichzeitig.
- * Im Tertiär könnte man doch die synchronen Hebungen durch die Verschiebung zwischen der Erhitzung am Erdrindefuss während der kreidigen Geschehen und der Übertragung der thermischen Kraft durch Leitung erklären.

Die über- und untergehobenen Teile der Randschwellen sind im Verhältnis mit dem Übergang der lithosphärischen Platten auf warme Punkte ("hot spots"). Die Verteilung der hintergelassenen Spuren erklärt eine sehr deutliche Wechselfolge im Afrika. Andererseits kommt sie schlechter im Brasilien hervor, aus demselben Grund.

Die morphologische Vielfältigkeit der Randschwellen geht auch aus einer wechselnden lithologischen Zusammenstellung des präkambrianischen Sockels hervor. Die Kratons, die nicht durch das letzte präkambrianische Geschehen aufgenommen wurden, sind durch schlechter eingerichtete Formelementen in Verbindung mit einer starken Ungleichartigkeit des Sockels deutlich Bezeichnet.

Also erscheinen die Randschwellen hauptsächlich als thermisch geerbnete Reliefs. Diesen Begriff findet man ja in den zwei Grundelementen der hier vorgeschlagenen Erklärung : Nebeneinanderstellen der Lithosphären, Wirkungen der warmen Punkte.

Abstract

This work tries to bring explanations to genesis and evolution of the reliefs bordering the South central Atlantic, in Angola and Brazil. According to this purpose, it finds back the major stages of the morphologic evolution for the three great unities and draws up a synoptic list of them, which allow the following conclusions :

1 - The Relief modifications on land and at sea have been absolutely synchronous during the Cretaceous, partially during the Tertiary, when both "swells" are only affected by the same strong beats.

2 - Marginal swells have been rhythmically heaved in Neocomian-Aptian, Turono-Senonian, Oligocene, Pleistocene-Holocene. The upheavals were unequal leading to under and over-raised parts.

3 - The terracing of erosion surfaces, present everywhere although unequally, arises from this rhythmic upheaval as well as from the evolution of forms under a climate whose basic trend was to the semi-arid, shaping pediplains. The morphologic evolutions are thus liable to be interpreted as balance-sheets.

4 - Swells have been strongly standing out as major reliefs since the lower Cretaceous with certainty, that is to say, since the unquestionable opening of the South Central Atlantic.

Topographic permanence, synchronism of evolution require explanations whose value is global. Under and over-raised parts of swells, morphologic diversification demand elucidations of local, regional scope.

- The topographic permanence arises from : thermal heritages, juxtaposition of oceanic and continental lithosphere.

* The thermal heritage is twofold, resulting from the tectono-thermal event (late Precambrian) and from the splitting of the gondwanian continent (lower Cretaceous). The continental lithosphere building the swells was thermically outbalanced, heated ; such is not the case with the one which is to be found inland, denser.

* The swells locate the contact between oceanic and continental lithosphere. The first one cools and subsides, whereas one speaks of thermal inertia for the second one. A distorsion arises from this difference, well marked by a strong flexuration.

- The synchronism of evolution calls out compensating mechanisms in relation with the differences between lithostatic pressures, and thermal heritages.

- * The differences are brought about on the very swell by the juxtaposition of both lithospheric types, whence compensation by creep of partially molten material from ocean to continent under a minimal depth of about 40 km. The extensional faults result of pressure differences at lesser depth, make easier the rising of material and explain the wealth of dykes, heating and lightening the continental crust, provoking isostatic upheaval.
- * The mid-atlantic ridge pushes, resulting from the relief differences between a ridge and oceanic basins, which varies according to the rhythms of expansion, increase the creep of material under the swell, adding to the balance of constraints an horizontal component, unsteady. Indeed, periods of dyke intrusions and periods during which the rhythms of expansion vary, are firmly synchronous.
- * In the Tertiary, however, the synchronous upheaval could be explained by the delay required between heating of the lower part of the crust during the cretaceous events, and conveyance of thermal energy by conduction.
- Under and over-raised parts of swells are primarily owed to the passing of lithospheric plates over hot spots. Distribution of marks let back explains a very clear alternation of parts in Africa, whereas the brazilian situation appears quite unlike.
- The morphologic diversification of swells arises from a varying lithologic composition of the precambrian basement, too. The cratons, not concerned by the last precambrian event, contribute with their strong lithologic heterogeneity to the shaping of disordered forms.

Thus, the marginal swells stand out first as thermically inherited reliefs. This notion of heritage is easily to be deduced from the two basic elements which explain them : lithospheric juxtaposition and effects of hot spots.

INTRODUCTION

Les bourrelets marginaux, situés comme leur nom l'indique en marge des continents et des océans, sont parmi les ensembles de relief majeur de la planète ceux qui suscitent à l'heure actuelle le plus de questions, parfois quant à leur évolution, toujours quant à leur genèse. De surcroît, leur définition varie souvent. Il convient de distinguer, comme nous l'avons fait dans un lexique in fine regroupant les termes prêtant à ambiguïté, la marge continentale, couvrant plate-forme, pente, glacis continentaux, des bourrelets marginaux. Leur définition étroite les limite à la partie exondée. La définition large, par contre, inclut la marge continentale, et c'est celle que nous choisirons ici. Ce choix se légitime tant par la morphologie, la géologie, que la géophysique d'ailleurs : la dissymétrie fondamentale des bourrelets n'en apparaît que mieux, l'on ne dissocie pas l'étude des bassins marginaux et celle des bourrelets au sens étroit, enfin la limite lithosphère continentale-lithosphère océanique, dont on verra toute l'importance pour notre propos, passe sous la marge continentale.

La définition étroite permet de comprendre que jusqu'à ces dernières années, les chercheurs ne pouvaient guère dépasser la simple constatation des problèmes. Même lorsqu'ils se lançaient dans les synthèses les plus vastes, tel JESSEN dès 1943, ils se trouvaient systématiquement gênés dans leur progression par une connaissance très superficielle des séries sédimentaires emplissant les bassins marginaux, voire même intracratoniques. A terre, les travaux sur le terrain, lors d'expéditions, s'efforçaient de pallier le manque de cartes géologiques ou même de cartes topographiques, en mer la bathymétrie de la marge continentale en était au stade de l'exploration. Ainsi l'analyse des paysages était-elle la préoccupation principale qui se reflète d'ailleurs dans les titres des ouvrages, tel celui de KING (1951). En quarante ans, des progrès considérables ont été accomplis dans tous les domaines, bien que notre terrain d'étude concerne l'Angola et le Brésil, où les travaux synthétiques sont moins nombreux (TROMPETTE et al., 1982) que ceux portant sur certains bourrelets bordiers de l'Atlantique nord, comme le norvégien. La bathymétrie de l'Atlantique sud est maintenant bien connue à petite échelle, et sur la carte GEMCO (HEEZEN et THARP, 1978) apparaît une symétrie dans l'organisation des reliefs majeurs qui prolonge, en mer, celle des deux bourrelets angolais

et brésilien, ou celle des deux traits de côte mentionnée par MESERVEY (1971): cette constatation est à la base de notre travail. La connaissance stratigraphique des séries sédimentaires formant les bassins abyssaux ou marginaux s'est beaucoup améliorée grâce aux sondages, que ce soit ceux du Deep Sea Drilling Project dont les legs 3,39,40,74 concernent notre terrain d'étude, ou ceux des recherches pétrolières, la PETROBRAS ayant publié les résultats du Projeto Remac en une somme de neuf volumes. Ces données sont autant d'archives où se trouve inscrite l'histoire des deux bourrelets marginaux en prenant garde aux témoignages apocryphes, les courants marins, les régressions et transgressions ayant pu y laisser leur marque. Le Brésil dispose d'un levé géologique partiellement achevé au 1/1.000.000, récent, tandis que les cartes angolaises au 1/100.000 plus précises et d'âge semblable sont plus ponctuelles. Enfin, il faut souligner l'énorme effort fourni par les géophysiciens qui ont tenté dans ces dernières années d'expliquer un certain nombre de phénomènes, affectant en particulier les bourrelets, tels la subsidence des bassins marginaux ou les soulèvements épirogéniques. A la lumière de leurs conclusions, l'on commence à comprendre un peu mieux comment les bourrelets se sont formés et ont évolué, ainsi qu'en témoignent les derniers articles synthétiques du Professeur BIROT dont la disparition récente nous a privés d'une aide précieuse, nourrie par une réflexion approfondie sur ce genre de problème.

Ce travail, qui en 1975 encore aurait été difficilement possible, bien que bénéficiant de tous les progrès accomplis, peut paraître ambitieux. Par le terrain d'étude d'abord, qui couvre outre les bourrelets marginaux angolais et brésilien, l'océan Atlantique sud-central de la zone de fracture Ascension aux chaînes asismiques Walvis, Rio Grande. Par l'objet de la recherche ensuite, puisqu'il s'agit de voir si la symétrie d'organisation des reliefs relevée sur une carte à petite échelle s'explique par une genèse, une évolution commune, synchrone, de comprendre les phénomènes constatés. La résolution de ces problèmes passe par la réalisation de trois synthèses aboutissant à une reconstitution des évolutions géomorphologiques en Angola, au Brésil, en Atlantique sud-central, par leur intégration dans un tableau synoptique qui doit en souligner les temps forts, synchrones ou asynchrones. Les résultats obtenus auront valeur de constatation, et donneront des indications sur la genèse des bourrelets. Mais pour expliquer cette genèse ou les caractéristiques de l'évolution, il faudra nécessairement faire appel aux processus en jeu, dresser des bilans des contraintes s'exerçant sur les marges, soit, prendre en compte les

résultats récents obtenus par les géophysiciens sur ces problèmes, ce que nous ferons dans la quatrième partie. Il s'agira de voir en quoi ces résultats théoriques, généraux, fruits de modélisations, peuvent aider à comprendre les problèmes particuliers posés par la genèse, l'évolution des bourrelets angolais, brésilien.

Cependant, nous verrons qu'à cette problématique générale viennent s'ajouter des questions touchant l'interprétation des formes à moyenne échelle. En effet, les progrès cartographiques récents, surtout ceux des géologues, forcent à remettre en question les hypothèses formulées par les chercheurs antérieurs qui ne disposaient pas d'instruments aussi précis, ni surtout synthétiques, pour asseoir leurs conclusions. Bien que les travaux n'en soient qu'à leurs débuts au Brésil et qu'ils aient été interrompus en Angola dès 1974, il semblerait que les conclusions de JESSEN (1943) ou de KING (1957), déjà modifiées, doivent être fortement revues. En dépit du manque de cartes géologiques plus précises que le millionième au Brésil, il est certain que les prochaines années verront se modifier notre compréhension des formes à moyenne échelle, surfaces ou éléments de surfaces étagés dans les bourrelets angolais et brésilien. De ce fait, nous avons appuyé notre synthèse chronologique sur des indicateurs multiples, stratigraphiques, sédimentologiques, structuraux et non sur les seuls indices morphologiques qui prêtent matière à discussion, plus que tous les autres.

PREMIERE PARTIE - L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU BOURRELET MARGINAL BRESILIEN

Dans cette partie, l'on s'efforcera de retracer les étapes majeures de la morphogénèse pour cette bande de reliefs sur la façade atlantique brésilienne, que l'on devine immédiatement fort variés. Traiter ce premier élément du triptyque permet donc de voir si les reliefs bordiers, quelles que soient leurs différences d'organisation à moyenne échelle, ont évolué dans leur ensemble selon les mêmes rythmes ou non. Dans ce but, nous proposerons une division typologique en fonction de la physiographie, qui sera aussi le cadre des études morphologiques à moyenne échelle. Ces dernières fourniront les éléments nécessaires à la reconstitution d'une évolution morphologique concernant l'ensemble du bourrelet marginal.

I - PHYSIOGRAPHIE DU BOURRELET : TROIS TYPES DE BOURRELETS MARGINAUX

1. Limites et division physiographique du domaine abordé.

L'espace étudié est à l'échelle du continent brésilien : il s'étend de l'état de São Paulo au Sud à celui du Rio Grande do Norte, au Nord, soit sur près de 3000 km en longitude. Ce bourrelet est toujours présent mais il ne s'ordonne pas partout de la même manière, ce qui permet de diviser son étude en trois secteurs. Au Sud, jusqu'au Rio Doce (fig.1), le bourrelet est très nettement marqué avec la Serra do Mar au nom symbolique. Entre le Rio Doce et l'embouchure du Rio São Francisco, les points culminants de l'Espinhaço et de la Chapada Diamantina se trouvent éloignés de 300 à 500 km du littoral. Dans le Nordeste enfin, le bourrelet disparaît presque, formant un plateau soulevé avec la Borborema, bien que celui-ci se rapproche à nouveau du trait de côte. La plate-forme continentale se rétrécit beaucoup vers le Nord. L'on remarquera sur la figure 1 que, dans la partie bahianaise, elle présente des caractéristiques intermédiaires entre les types nordestain et sudestain. Bien que faisant partie du bourrelet marginal, l'étude des plateaux marginaux a été reportée par souci d'équilibre à la deuxième partie.

2. Le bourrelet marginal sud.

Son relief est très vigoureux et revêt souvent des allures montagnardes par la raideur des pentes : les altitudes dépassent d'ailleurs 2700 m au

Pico da Bandeira et à l'Itatiaia. Il longe étroitement le trait de côte, laissant une place très réduite aux plaines littorales, parfois remplacées par des falaises (CRUZ, 1975). L'ensemble donne souvent une impression de gradins, comme l'a souligné DE MARTONNE (1940), individualisés par les escarpements dont les sommets ont reçu le nom de Serras. Au pied des escarpements se sont localisés de petits bassins que draine le Rio Paraíba, celui de Taubaté par exemple (fig.2). Vers l'Ouest, le relief de ces hautes terres s'estompe assez rapidement comme nous pouvons le voir sur la figure 2, et passe à un ensemble de plateaux assez disséqués, limités par un talus majeur regardant vers l'Est : dans la partie la plus étroite du bourrelet, à peine 100 km séparent le bassin du Parana du trait de côte (fig.2).

Même si les étagements des surfaces sont souvent peu nets, il est clair que ce problème classique doit être posé, de même que celui lié à la nature des escarpements qui les séparent. C'est ce qui ressort d'une série de coupes transversales synthétisées sur la figure 3. Cependant, notre intérêt doit être attiré tout particulièrement par l'énergie peu ordinaire du relief exondé, qui contraste avec l'épanouissement de la plate-forme continentale, même si sa largeur varie, de 90 km au large du Cabo Frio à plus de 180 km au large de São Paulo (DA ROCHA et al., 1975), et même si son relief reste assez chaotique à grande échelle (ZEMBRUSCKI, 1979).

3. Le bourrelet bahianais (Espinhaço-Diamantina).

Il se caractérise par des reliefs nettement moins vigoureux, moins élevés. Le point culminant de l'Espinhaço ne dépasse qu'à peine 2000 m et, en dépit du terme de Serras, les formes sont assez lourdes, évoquant bien plutôt un plateau disséqué, comme le montre la figure 4 avec la Serra do Cabral. Plus au Nord, dans la Chapada Diamantina, les reliefs s'abaissent encore en moyenne et l'on a parfois l'impression qu'ils résultent de la dissection d'un même plateau soulevé et basculé. Ce sentiment est sollicité par l'analyse de trois coupes dans le bourrelet, surtout celle des deux les plus septentrionales (fig.5a,b). Localement, les formes sont plus hardies et évoquent cette fois bien plus des Serras que des Chapadas (fig.4). La grande diversité des formes reflète une organisation générale du bourrelet plus complexe : son versant oriental s'étend parfois sur 500 km, tandis que l'occidental se dessine mal. En effet, si les pentes ouest de l'Espinhaço et de la Chapada Diamantina sont vigoureuses, bien plus que les pentes orientales, ce qui est en désaccord avec la dissymétrie normale des bourrelets, la vallée du

Rio São Francisco ne marque pas la fin des reliefs bordiers. Ils doivent inclure la Chapada Urucuia (800 à 900 m) et un ensemble de Serras allongées selon une direction générale NNE-SSW puis NE-SW, soit parallèle à celle des reliefs principaux. Le bourrelet marginal n'apparaît donc que comme le bord soulevé du plateau brésilien, au total.

Le manque d'ordonnement régulier des reliefs reste ici le problème majeur. Les éléments de surface, de même que les talus qui les séparent, sont extrêmement discontinus : à cet égard, la comparaison des figures 5a et 5b est très révélatrice. La figure 4 montre bien la discontinuité fondamentale des ensembles de relief, qui empêche d'y lire un étagement clair, bien marqué. La plate-forme continentale est elle-même très irrégulière, sa largeur variant beaucoup, de 200 km sur le banc Royal Charlotte à quelques dizaines de km, son accore se situant à des profondeurs comprises entre 60 et 200 m. La bathymétrie y est accidentée de chenaux, lagons fossiles, de constructions coralliennes peu étendues (DEMELO et al., 1975). Des monts sous-marins nombreux interrompent la pente continentale des bancs, tandis qu'au Nord d'Ilheus son profil est plus régulier, encore qu'entaillé par de nombreux canyons sous-marins.

4. Le bourrelet nordestain (Borborema-Araripe).

Au Nord du Rio São Francisco, le bourrelet marginal tend à s'estomper, bien que le relief se rapproche à nouveau du trait de côte, donnant un arrière-pays montagneux. Les altitudes s'abaissent et ne dépassent que localement les 1000 m, les formes sont cette fois sans nul doute celles d'un plateau lourd soulevé et entaillé, nommé Planalto da Borborema et visible sur la figure 6a et b. A l'Ouest, nous retrouvons une seconde ligne de crête avec la Serra do Araripe, qui n'est autre, là encore, qu'un plateau disséqué aux versants très raides (fig.8a,b). Il est parfois difficile, comme l'a noté BIROT (1957) de trouver un escarpement séparant le plateau de la plaine littorale d'une manière tranchée : cette double situation est réalisée sur la figure 6.

Le trait général de l'ensemble est l'extension des surfaces emboîtées (DRESCH, 1957 et fig.6a), et c'est l'un de ces emboîtements qui met en valeur la Serra da Borborema sur le rebord nord-occidental du plateau homonyme (ANDRITSKY et BUSCH, 1975). Le relief se dispose donc de manière bien plus régulière que dans les deux cas précédents. La plate-forme continentale reste très étroite et, pour l'essentiel, sa profondeur n'excède pas 40 m. Sa bathy-

métrie est assez ordonnée par les rubans parallèles des arrecifes formés par des bancs de grès mis en relief lors de la dernière transgression marine (OTTMANN, 1960). Par contre, la pente continentale est beaucoup plus irrégulière, interrompue par de nombreux monts sous-marins dont certains sont visibles sur la figure 9a,b et, surtout, au large de Recife, par le plateau marginal Pernambuco. L'on remarquera ainsi l'opposition très nette avec le profil de la pente entre Ilheus et l'embouchure du Rio São Francisco (fig.9c).

5. L'originalité des cas brésiliens.

Il apparaît immédiatement, à la simple lecture d'un atlas, que le bourrelet marginal brésilien est plus varié topographiquement et bien plus large que son homologue africain. Le relief s'y organise en trois types bien marqués, mais l'individualisation des surfaces et des escarpements à l'intérieur de chaque type ne va pas sans poser de problèmes, surtout pour le cas bahianais. La disposition générale d'un bourrelet marginal opposant un versant raide, accidenté, tourné vers l'Atlantique, et un versant doux s'abaissant vers un bassin intérieur ne vaut ici, en fait, que pour l'association Serra do Mar-Mantiqueira et bassin de Parana. On pourrait être tenté, certes, de voir dans le cas bahianais l'expression d'un ensellement topographique séparant deux régions de soulèvement majeur, comme cela est le cas en Afrique avec le bourrelet gabonais-nord angolais. Mais il serait extrêmement mal réalisé, contrairement à ce dernier. Plus même, peut-on mettre sur le même plan le Planalto da Borborema avec l'Adamaoua, même si dans les deux cas la déformation en plateau domine, même si les altitudes camerounaises sont exagérées par les reliefs volcaniques actuels? Pourtant, en dépit d'altitudes plus faibles, les points hauts du bourrelet nordestain sont plus proches du littoral et le versant oriental est plus marqué que dans le cas bahianais, comme si l'ensemble représentait effectivement une surélévation du bourrelet marginal. Mais le rapprochement entre les deux façades atlantiques se complique à la lecture d'une carte bathymétrique : au Sud surtout, la large plate-forme continentale du Sudeste n'a pas d'équivalent angolais.

Cette première comparaison nous permet de mieux souligner les problèmes majeurs, auxquels nous devons apporter des éléments de réponse :

- Pourquoi le bourrelet marginal brésilien est-il organisé en trois types aisément définissables?
- Comment se fait-il que les ensellements et surélévations ne soient qu'esquissés, pour le Nord du Brésil tout particulièrement?
- Pourquoi les bourrelets méridionaux et septentrionaux ont-ils une bathymétrie si différente, pour leur partie sous-marine?

II - L'EVOLUTION GEOLOGIQUE GENERALE DU BOUCLIER BRÉSILIEU ET DES BASSINS ASSOCIES : DES CLES POUR LA COMPREHENSION DU RELIEF

1. Les informations fournies par le Précambrien.

Le bouclier brésilien a été affecté par quatre orogénèses majeures au cours du Précambrien (CORDANI et al., 1973), ce qui a des conséquences lithologiques et structurales d'autant plus importantes que le bourrelet marginal correspond, dans sa partie exondée, pour l'essentiel à l'affleurement de roches de cette ère (fig.1).

Lithologiquement, les roches précambriennes sont très variées, et divisées aujourd'hui en quatre unités en fonction de leur âge. Dans l'état de Bahia, nous trouvons le Précambrien D, antérieur à 2200 Ma avec gneiss et granulites pour l'essentiel, le Précambrien C, de 1700 à 2200 Ma comprenant des séries métasédimentaires surtout sablo-quartzitiques, et le A (1000-570 Ma) aux séries également métasédimentaires incluant des calcaires dolomitiques, des grès, des conglomérats (LEAL BRUNI, 1976). Nous retrouvons ces diverses formations sur les figures 5 et 6. Il apparaît immédiatement que cette grande variété lithologique exerce ou a exercé un contrôle sur la morphologie. Ce sont surtout les grès précambriens qui arment serras et chapadas, ceux du Précambrien C pour la Serra da Jacobina, du Précambrien B pour la Chapada Diamantina par exemple (fig.5a,b). La chaîne de l'Espinhaço a d'ailleurs donné son nom au supergroupe Espinhaço, grès et conglomérats d'une épaisseur pouvant dépasser localement 2000 m (BEURLEN, 1970). A l'intérieur d'une même série, les variations de faciès peuvent avoir des conséquences morphologiques. Ainsi, dans la vallée supérieure du Rio São Francisco, la Serra do Iuiu (fig. 4) apparaît nettement sur les images satellites ERTS-Landsat 1. Elle correspond à des calcaires microcristallins bien stratifiés passant latéralement aux marno-calcaires du groupe Bambui (Précambrien A).

Les héritages du Précambrien ne sont pas seulement lithologiques mais structuraux. En effet, toutes les roches du Précambrien ne furent pas reprises lors de la dernière orogénèse, celle du cycle brésilien, et les structures du bouclier varient régionalement. ALMEIDA (1977), LESQUER et al. (1981) distinguent ainsi le craton de São Francisco et les "ceintures mobiles" qui l'entourent. Les roches de ces dernières ont été affectées par l'événement tectonothermique brésilien (700-500 Ma) tandis que celles du craton São Francisco l'étaient fort peu. Bien que les limites du craton soient difficiles à déterminer avec exactitude (ALMEIDA, 1977), il est certain qu'il s'étend jusqu'à

L'océan Atlantique entre 16° et 12° Lat. sud, incluant de ce fait la partie septentrionale du bourrelet marginal bahianais, au moins. L'on notera que les roches précambriennes du Sudeste et du Nordeste sont affectées de failles, de plis, selon des directions différentes. Au Sudeste, la direction NE-SW domine nettement, tandis que s'ajoute une forte composante E-W au Nordeste, très visible d'ailleurs sur la carte tectonique du Brésil au 1/5.000.000. Ces directions se retrouvent précisément dans les formes du bourrelet. L'on sait que les serras du Sud sont orientées NE-SW, de même que la vallée du Paraíba et le Baixada Fluminense. Dans le Nordeste, la Chapada do Araripe est orientée E-W et des décrochements majeurs de cette direction peuvent, grâce aux mylonites qui leur sont liées, être associés à des formes, comme la Serra da Boquerão sur la feuille Oros de la D.N.P.M. au 1/250.000 par exemple (fig.7). Les événements tectoniques du Précambrien ont créé des lignes de faiblesse, failles, fractures, décrochements, dont l'influence sur la morphogenèse est capitale.

2. Les bassins sédimentaires intra-cratoniques.

Ce sont, pour l'essentiel, les bassins du Parana, de São Francisco et de Maranhão avec son annexe de l'Araripe. Leur stratigraphie a donné lieu à d'importantes publications, surtout dans le cas du bassin du Parana (BRITO, 1981; BRITO et BERTINI, 1982; FULFARO, 1975; passim), les autres bassins attirant moins les études (BRITO, 1981, pour le bassin de Maranhão; BARCELOS et SUGUIO, 1980, 1981 pour celui du São Francisco). Néanmoins, les notices des cartes géologiques au 1/1.000.000 permettent de pallier ces lacunes. Un travail de synthèse stratigraphique mené par SOARES et LANDIM (1976), SOARES et al. (1978) a conclu au synchronisme de l'évolution sur l'ensemble du bouclier brésilien. Ces auteurs distinguent, ainsi que DA COSTA ALVES (1981), six séquences tectono-sédimentaires jusqu'au Crétacé, représentées dans le bassin du Parana et séparées par des discordances angulaires. Elles indiquent une stabilisation générale du bouclier brésilien depuis le dernier événement tectonique, mais surtout nous donnent des indications d'ordre paléogéographique.

Ainsi, au Dévonien, une transgression marine se produisit, une mer épicontinentale recouvrit le Nordeste et nous retrouvons les couches du Dévonien à la base du bassin Araripe avec la formation Serra Grande (FERREIRA, 1971 et fig.8). Cependant, au Sud, la partie du bouclier brésilien où se trouvent aujourd'hui les hautes terres du bourrelet ne fut vraisemblablement pas

submergée (BEURLIN, 1970). Au Carbonifère et au Permien, une nouvelle mer épicontinentale envahit le bassin du Parana. Mais les reconstitutions paléogéographiques menées par OELOFSEN et ARAUJO (1983) montrent que l'emplacement actuel de la Serra do Mar fut épargné. D'ailleurs à l'Ordovicien et au Silurien, un dôme existait probablement déjà sur le futur emplacement des serras sud-estaines (BIGARELLA, 1970). Par contre, l'on a retrouvé dans le bassin Araripe des évaporites aptiennes (formation Santana, fig.8) qui pourraient signifier l'existence d'un bras de mer peu profond à cette époque, reliant le bassin Maranhão à ceux du proto-Atlantique où se formaient des roches semblables. Ces trois épisodes marins tendent à prouver une remarquable permanence dans la distribution des reliefs depuis l'ère Primaire : à chaque transgression, le Nordeste futur apparaît comme un ensemble de terres basses, tandis que le Sudeste reste exondé, élevé.

Cependant, comme le soulignent CAMPOS et al. (1974), les sédiments continentaux, tantôt fluviaux, tantôt éoliens, dominent très largement dans tous les bassins intracratoniques. La figure 10 représentant la stratigraphie post-permienne du bassin du Parana en est l'illustration parfaite, avec les célèbres grès Bauru et Botucatu. On notera les discordances infra-triasique, infra-aptienne et Crétacé supérieur, les deux dernières étant d'ailleurs soulignées par des montées volcaniques : trapps basaltiques de la Serra Geral au Crétacé inférieur, intrusions alcalines du Sénonien-Maestrichtien. La subsidence du bassin a été définitivement arrêtée au Crétacé supérieur et durant tout le Tertiaire se déposèrent seuls des sédiments non consolidés, très peu épais, détritiques. Dans le cas du bassin São Francisco, les grès de la formation Areado (Aptien) avec conglomérat basal, reposant en discordance sur le Précambrien, et les grès rouges Urucua (post-Albien, Crétacé supérieur) ont été conservés uniquement (LEAL BRUNI et FILHO, 1976) : la sédimentation a cessé très probablement dès la fin du Crétacé supérieur.

Les données de la stratigraphie dans les bassins intracratoniques aboutissent donc à formuler les conclusions suivantes :

- Les hautes terres du Brésil sud-est sont restées telles peut-être depuis la fin de l'ère primaire.
- Le bouclier brésilien a été soulevé en bloc vraisemblablement à la fin du Crétacé supérieur, interrompant ainsi sédimentation et subsidence. L'évolution postérieure a provoqué parfois de stupéfiantes inversions de relief, avec la Chapada do Araripe, par exemple.
- Les discordances angulaires majeures dans les séries sont infra-triasique, infra-aptienne, Crétacé supérieur.
- Les analyses sédimentologiques montrent des variations fréquentes de climat, de l'aride à l'humide (PIRES, 1982, pour la formation Bauru; BARCELOS et SUGUIO, 1980, pour la formation Areado du Crétacé inférieur).

3. Les bassins sédimentaires marginaux.

Ils se sont formés postérieurement aux premiers, sur le versant atlantique du bourrelet marginal. Les recherches de la Petrobras, publiées dans les volumes du Projeto Remac, ont, en une dizaine d'années, apporté des renseignements fondamentaux sur leur stratigraphie et leur structure. Les sédiments y sont, en fonction de leur faciès, regroupés en plusieurs séquences correspondant à des stades d'évolution : continentale clastique au stade proto-rift, laguno-lacustre et roches marines carbonatées au stade d'ouverture, marine clastique au stade océanique franc (ASMUS, 1975; ASMUS et PORTO, 1972; ASMUS et PONTE, 1973). Cette succession trahit immédiatement le lien qui unit ces bassins marginaux à la formation de l'océan Atlantique sud et, donc, à celle du bourrelet marginal brésilien. La synthèse des données stratigraphiques et lithologiques a été revue récemment par OJEDA Y OJEDA (1981, 1983) et nous l'avons reprise dans la figure 10 pour six bassins marginaux. Elle appelle plusieurs remarques. D'abord, la similitude stratigraphique et lithologique des bassins méridionaux, Espirito Santo, Campos et Santos : cet ensemble paraît avoir évolué en fonction des mêmes temps forts, au Néocomien, à l'Aptien, au Tertiaire moyen et au Quaternaire principalement, si l'on excepte la lacune turono-sénonienne d'Espirito Santo. Il n'en va pas ainsi des bassins nord-estains, où les discordances et les lacunes sont plus nombreuses : la tendance au soulèvement a dû être plus fréquente, plus marquée, et l'absence d'évaporites au Nord du bassin de Sergipe pourrait en témoigner. Si deux de ces bassins, Sergipe et Reconcavo, ont été formés bien avant les autres puisqu'ils contiennent des sédiments du Permien, absents des bassins plus septentrionaux (Pernambuco) et méridionaux (Santos, Espirito Santo), les cartes d'isopaques indiquant l'épaisseur sédimentaire des bassins, dressées grâce aux recherches de la Petrobras (DE CARVALHO et FRANCISCONI, 1981) prouvent d'une manière éloquentes leur maigreur liée à des interruptions fréquentes de sédimentation. La comparaison des figures 2, 4 et 7, où nous avons reporté une partie de ces données, montre une épaisseur locale de 7000 m dans le bassin de Santos, alors qu'elle est de l'ordre de 2500 m pour le bassin de Pernambuco.

Pourtant, il est possible de retrouver pour l'ensemble de ces bassins les temps forts d'une évolution commune. Au Néocomien, les bassins septentrionaux du Nordeste et ceux du Sudeste s'ouvrent. L'événement s'accompagne d'épanchements basaltiques représentés sur les figures 20 et 11, pour les bassins Santos et Espirito Santo. Il correspond à ce qu'ALMEIDA (1972, 1976) a nommé

"réactivation tectono-magmatique" de la plate-forme brésilienne. A l'Aptien, d'épaisses couches d'évaporites se déposent au Sud du bassin Reconcavo (LEYDEN et NUNES, 1972; LEYDEN, 1976), tandis que ce dernier était soulevé, celui de Sergipe basculé et arasé (ASMUS et GUAZELLI, 1981) : il en résulta la discordance visible sur la figure 12. Entre le Turonien et le Sénonien, plusieurs événements affectèrent les bassins : volcanisme du bassin Espirito Santo (GUAZELLI et DE CARVALHO, 1981) et Santos, lacunes et discordances liées à des soulèvements pour Espirito Santo, Reconcavo et Pernambuco. L'on remarquera la fréquence des discordances au cours du Tertiaire, surtout dans les bassins du Nordeste. Les séries des bassins méridionaux n'en sont pas dépourvues comme l'ont montré les études de BUTLER (1970), KOWSMANN et al. (1977). La figure 13 extraite de MILLIMAN (1978) révèle l'existence dans les séries progradantes du bassin Santos de deux discordances angulaires, Eocène et infra-Miocène probablement. Si elles n'ont pas de valeur générale, elles prouvent une instabilité fréquente de la marge. Enfin, un événement majeur eut lieu entre le Pléistocène et l'Holocène, souligné par une discordance générale au sommet de la formation Barreiras (fig.10).

Lithologiquement, l'on notera l'importante représentation des grès et des conglomérats. Durant le Crétacé supérieur et le Tertiaire, les dépôts sédimentaires ont été fortement influencés par les déplacements de la ligne de rivage, faisant se succéder des faciès néritiques, littoraux puis continentaux, d'Est en Ouest (fig.10). Les transgressions marines n'ont pas dû pénétrer beaucoup dans l'intérieur des terres, bien qu'il faille nuancer ce jugement dans le cas du Nordeste. La comparaison des figures 11 et 12 montre par l'amincissement des strates vers l'Ouest que le bassin Espirito Santo a effectivement localisé les limites des transgressions. Cette situation est moins bien réalisée sur la coupe du bassin Sergipe où les couches, tranchées par la surface d'aplanissement de la plaine littorale et de la plate-forme continentale, conservent à peu près la même épaisseur.

La structure des bassins est caractérisée par l'existence de deux types d'accidents. Des failles normales, d'un rejet parfois supérieur au millier de mètres, déterminent un compartimentage en horst et graben visible sur les figures 11 et 12. Ces failles affectent les couches du Jurassique et du Néocomien; par contre, elles paraissent n'avoir que faiblement rejoué postérieurement à l'Aptien : la discordance généralisée de cet âge a tranché les reliefs nés des mouvements tectoniques anté-aptiens. Par la suite, les sédiments ont été flexurés, affectés d'un pendage général vers l'Est.

Nous pouvons tirer quelques conclusions majeures de cette brève étude :

- Les bassins marginaux se sont définitivement formés au Néocomien, et, avec eux, le bourrelet marginal.
- Leur évolution connaît à la fois des temps forts généralisés, au Néocomien, à l'Aptien, au Turono-Sénonien, au Quaternaire, et des événements à valeur régionale, surtout au Tertiaire.
- Ils ont localisé pendant de longues périodes les lignes de riva-ge : les transgressions marines n'ont pas franchi un bourrelet marginal qui existait déjà au Crétacé inférieur, sauf peut-être au Nordeste, où la situa-tion est beaucoup moins nette à l'Aptien.

4. Les formations superficielles tertiaires et quaternaires.

Elles sont d'une importance capitale pour notre propos puisqu'elles constituent les seuls sédiments corrélatifs des aplanissements entaillant les bourrelets brésiliens et apportent des indications surtout sur la genèse de ces surfaces. En effet, si on les trouve sur toutes les surfaces (BEURLÉN, 1970), leur caractère azoïque ne résout pas le problème des datations. De plus, les recherches actuelles amènent à reconnaître dans les dépôts des suc-cessions stratigraphiques de plus en plus fines à valeur parfois locale, avec des faciès localement très variés*. On citera l'exemple de la formation Serra da Tabatinga, pouvant atteindre 30 m de sables latéritiques, recouvrant la Chapada du même nom sur la carte Brasília (LEAL BRUNI et al., 1974), sorte d'hapax dans le registre des formations superficielles brésiliennes. L'on s'attachera ici à l'étude des formations les plus répandues : Capim Grosso et Serra do Martins, Barreiras, ainsi que du remplissage sédimentaire des micro-graben Rezende et Taubaté.

Les formations Capim Grosso et Serra do Martins sont distinguées des dépôts détritiques-latéritiques généraux essentiellement par leur épaisseur ainsi qu'une ébauche de stratification. Elles ont vraisemblablement le même âge, la première se trouvant sur les surfaces du bourrelet bahianais, la se-conde sur celles du Nordeste. L'on a représenté, sur les figures 4 et 5, quel-ques éléments de la formation Capim Grosso, comportant un conglomérat basal discontinu et pouvant atteindre 34 m de sédiments clastiques non consolidés (PEDREIRA, 1976). Comme on le voit, elle repose sur des roches lithologique-ment variées, encore que les gneiss soient préférentiellement recouverts, et à des altitudes variables. La mise en place serait liée à un régime "torren-tiel" d'âge néo-tertiaire ou éo-quaternaire (LEAL BRUNI, 1976), en milieu

* Cette variété se traduit par le nombre des termes brésiliens qui dési-gnent en partie leur aspect superficiel : Canga, Massapi, Piçarra.

semi-aride. Les surfaces recouvertes seraient donc essentiellement des pédiplaines (MABESOONE et al., 1977). La formation Serra do Martins a beaucoup plus attiré les études grâce à son importance capitale pour la compréhension de l'évolution morphologique nordestaine. Comme l'avait signalé, dès 1953, AB'SABER, la datation de la formation est aussi, probablement, celle de la surface sommitale et principale de la Borborema, une remarque qui vaut également pour presque tous les points hauts du Nordeste, ce que montrent les figures 6 et 7. Il s'agit de sables latéritiques, conséquence d'une rupture d'équilibre soit climatique, soit tectonique. Cette hypothèse est renforcée par la présence locale, comme au pied de la Serra da Borborema, de conglomérats basaux (ANDRITSKY et BUSCH, 1975). Son âge n'est pas connu avec précision : MEUNIER (1961) la rapportait au Crétacé supérieur, aujourd'hui, elle est considérée comme Tertiaire (DANTAS, 1974). Généralement, elle recouvre un socle profondément kaolinisé, altéré in situ, et elle se trouve cuirassée dans la partie supérieure.

Les couches Barreiras ourlent le littoral brésilien d'une manière quasi continue, formant des plateaux gauchis et disséqués, les tabuleiros (fig.7) réduits parfois à un modelé de collines, ou entaillés par des falaises (TRICART, 1959). Elles sont constituées de sables grossiers à stratification entrecroisée, de grès conglomératiques, mal consolidés avec matrice de kaolinite, l'épaisseur ne dépassant généralement pas 60 m. BEURLEN (1970) signale la possibilité de distinguer deux sous-formations séparées par une discordance : les couches barreiras seraient corrélatives de plusieurs phases tectoniques, ou de plusieurs variations climatiques, ce qu'atteste d'ailleurs la variété de leur composition lithologique. L'âge avancé est Miocène supérieur-Pliocène.

Nous retrouvons des dépôts continentaux rapportés au groupe Barreiras dans les petits bassins d'effondrement du Sudeste brésilien, Rézende, Taubaté et São Paulo. AMADOR (1980), AMADOR et ZALAN (1980) distinguent deux formations dans le remplissage sédimentaire : Macacu (Mio-Pliocène) et Caceribu (Pléistocène), séparées par une discordance. La première s'est déposée sous climat semi-aride, avec humidification progressive, la seconde sous climat soit humide, soit semi-aride. Les apports torrentiels semblent dominer les processus de dépôt.

Au total, l'analyse rapide de ces principales formations superficielles aboutit à souligner l'importance des variations climatiques sur la morpho-

genèse durant tout le Tertiaire, puisque les apports torrentiels, conglomérats, grès grossiers, y voisinent avec des argiles témoignant d'altérations, surtout des kaolinites. Les processus morphogénétiques les plus actifs, de ce fait, furent de toute évidence ceux de la pédiplanation.

5. Synthèse des apports géologiques.

Les différents éléments stratigraphiques, lithologiques et structuraux abordés permettent d'énoncer les conclusions suivantes :

- Le bourrelet marginal brésilien se situe sur une partie du socle précambrien qui connut une tendance constante au soulèvement depuis peut-être le Dévonien ou le Permien (BEURLEN, 1966, 1970), surtout à l'emplacement du futur Sudeste. Cette tendance resta beaucoup plus timide au Nordeste.

- La formation définitive du bourrelet ne se produisit cependant qu'au Néocomien, liée à la phase dite de rifting précédant l'ouverture de l'Atlantique sud-central. S'il a formé un relief constant dans la partie sud depuis cette période, ce ne fut cependant pas le cas au Nordeste où le soulèvement décisif créant ou ébauchant le relief actuel peut être daté post-Crétacé inférieur.

- Le bourrelet marginal a donc été soulevé tectoniquement à plusieurs reprises, ce qui peut seul expliquer son maintien topographique depuis le Néocomien au Sud. Les époques de soulèvement majeur sont : Néocomien, Aptien, Turono-Sénonien, Tertiaire moyen, Quaternaire.

- Les études sédimentologiques des formations crétacées et tertiaires soulignent l'importance des variations climatiques sur leur mise en place et, de ce fait, sur la morphogénèse. Elles se sont faites toujours de l'aride à l'humide depuis la fin de l'ère Primaire, ce qui fait alterner périodes de pédiplanation et périodes d'altération, de dissection. Néanmoins, la tendance dominante des climats fut toujours semi-aride.

III - LES INTERPRETATIONS MORPHOLOGIQUES DU BOURRELET MARGINAL BRÉSILIEN

1. Méthodes et problèmes.

Dans cet ensemble de hautes terres, l'intérêt des chercheurs a été principalement attiré par l'explication de l'étagement des surfaces d'aplanis-

sement qui les recourent et surtout par leur datation. Le problème est très vif par exemple dans l'état du Minas Gerais, où même la corrélation altitudinale avec les formes datées, toujours risquée, douteuse, par ailleurs, est impossible (BARBOSA, 1980). Nous avons vu précédemment que si les formations superficielles tertiaires apportaient des éléments quant à la genèse des aplanissements, leur caractère azoïque les rendait inutilisables pour une datation fine. Aussi les formes ont-elles été datées en ayant recours aux discordances angulaires séparant les séries des bassins sédimentaires, partout où leur prolongement correspond à un aplanissement dans le socle précambrien, méthode employée par DE MARTONNE (1940) ou par BIGARELLA et AB'SABER (1964). BUTLER (1970) corrèle les phases d'aplanissement à des séries sédimentaires progradantes dans le bassin marginal de Santos. BEURLEN (1970) propose de distinguer des surfaces d'âge différent en fonction de la nature des dépôts corrélatifs : la bauxite caractériserait les surfaces d'âge Tertiaire inférieur ou Crétacé. Même si les processus de réalisation des surfaces varient selon les auteurs, l'idée générale est que plus une surface est topographiquement élevée, plus son âge est ancien. C'est également le point commun des interprétations morphologiques dans les trois types de bourrelets analysés.

2. La part de la tectonique et des variations climatiques dans l'évolution du bourrelet sudésain.

Le problème se pose tout particulièrement ici dans la mesure où l'on connaît déjà la vigueur des soulèvements tectoniques au Tertiaire, prouvée par une tectonique cassante peu commune pour un bourrelet marginal. Pourtant, si les auteurs ont pu distinguer plusieurs surfaces d'aplanissement étagées, celles-ci n'apparaissent pas de manière nette sur les cartes car mal emboîtées, ce en dépit ou à cause de la vigueur du relief littoral, comme on le voit sur la figure 3. BIGARELLA et AB'SABER (1964) distinguent quatre surfaces Pd4 à Pd1, notées de D à A sur cette figure qui ne représente pas les pédiments développés après la réalisation du dernier aplanissement. Une surface possible infra-dévonienne (E), post-précambrienne, ne joue aucun rôle dans le relief mais montre la vigueur du soulèvement côtier depuis le Dévonien. La surface Pd4 tranche les sommets des serras et est très peu représentée sur les revers. Elle correspond à la "surface des Campos" de DE MARTONNE (1940) et, bien qu'on rattache sa formation aux dernières phases de la "sédimentation Gondwana" (Trias-Jurassique supérieur) comme dans AB'SABER (1955), cette corrélation ne repose sur aucune preuve certaine. La pédiplaine Pd3 ou surface des crêtes

moyennes vers 1200-1300 m est rapportée à la sédimentation des grès Bauru du Crétacé supérieur. Les surfaces Pd2 et Pd1 enfin sont dites tertiaires, la première paléogène (900 m) et la seconde néogène (700 m). Leur réalisation pourrait être contemporaine des fronts progradants du bassin de Santos que l'on voit sur la figure 13. Après la pédiplaine Pd1, les alternances répétées de climat à la fin du Tertiaire et au Quaternaire ont favorisé la formation de trois pédiments. L'analyse sédimentologique des dépôts du bassin de Rezende, de même que le système des vents et des courants lors des glaciaires et interglaciaires, reconstitué par DAMUTH et FAIRBRIDGE (1970)* corroborent cette hypothèse exposée dans BIGARELLA et DE ANDRADE (1965). Dès 1961 d'ailleurs, AB'SABER et BIGARELLA avaient noté l'existence de grandes alvéoles entre les crêtes de la Serra do Mar, qu'ils interprétaient comme des pédiments liés à trois époques semi-arides au Quaternaire. De fait, l'interprétation du relief sudestain se fit paradoxalement plus en fonction des variations climatiques qu'en fonction des mouvements tectoniques, soulèvements des serras côtières. D'après les auteurs précités, les pédiplaines Pd4 à Pd1 se formèrent sous climat semi-aride et furent disséqués sous climat plus humide, parfois correspondant à une période de soulèvement comme à l'éo-Oligocène entre les surfaces Pd2 et Pd1.

Pourtant, il est clair que les escarpements représentés sur la figure 2 ne peuvent pas être attribués à ces seules variations climatiques. Sur la carte tectonique du Brésil, des failles de direction SW-NE se trouvent longer les escarpements des serras et l'on est tenté de voir en ces derniers des escarpements de faille liés au rejeu de certains accidents précambriens depuis le Néocomien, suivant en cela FULFARO et SUGUIO (1977). Mais des indices incitent à la prudence, car la raideur des pentes actuelles est le seul argument d'un rejeu très récent des failles. Ainsi, l'étude des variations du niveau marin au Quaternaire (SUGUIO et al., 1976, 1977) montre un littoral ayant une tendance à la submersion au Nord et à l'émergence au Sud de l'état São Paulo, avec passage progressif entre les deux secteurs, lié plutôt au déplacement d'un axe de flexure qu'au jeu de failles (SUGUIO et MARTIN, 1976). Cette conclusion est renforcée par l'étude générale de BERNAT et al. (1983) indiquant l'absence de mouvement vertical sur le littoral brésilien depuis 120.000 ans. Plus même, d'après AMADOR (1980), les sédiments fluvio-marins du Pléistocène supérieur se disposent sur des distances dépassant la dizaine de kilomètres vers l'intérieur en une surface doucement inclinée, non affectée par faillage. L'apport de sédiments détritiques actuel est d'ailleurs très faible, ce en dépit du relief (SUMMERHAYES et al., 1979).

* Cette reconstitution est présentée par la figure 14.

Aussi est-on obligé d'admettre que ces escarpements proviennent d'un jeu de failles anté-quaternaire, sans doute oligocène, puisqu'il n'y a pas dans les bassins de Rezendé et de Taubaté de sédiments antérieurs à l'Oligo-Miocène et que les grabens sont nécessairement synchrones ou antérieurs à la formation la plus ancienne qu'ils contiennent. Les serras ont dû être exhausées par flexuration postérieurement. La combinaison de ces deux types de déformation, par faillage et pas flexuration, peut expliquer la vigueur du relief et surtout l'absence de surfaces d'aplanissement nettement étagées. Les escarpements eux-mêmes ne peuvent pas recevoir de définition simple, ayant été exhausés à plusieurs reprises. Ils ont localement reculé, laissant comme témoins des inselbergs, tel le célèbre Pain de Sucre.

Au total, l'évolution morphologique des serras sudestaines ne peut se retracer avec crédibilité qu'à partir du Crétacé supérieur et de la surface Pd3 entaillant un relief, probablement à la faveur d'un climat semi-aride, soulevé à nouveau au Crétacé inférieur. Avant le Crétacé inférieur, les témoins paléogéographiques se clairsèment, indications sur les paléoclimats fournies par les grès Botucatu, indices d'un vaste désert dans le Sud du Brésil au Trias (BIGARELLA et SALAMUNI, 1961), ou par les sédiments glaciaires perméocarbonifères (GRAVENOR et ROCHAS-CAMPOS, 1983). Le soulèvement fini-crétacé interrompt la sédimentation dans le bassin du Parana qu'il affecte tandis que se mettent en place des couches progradantes dans le bassin de Santos, témoins d'une ébauche de pédiplaine Pd2 réalisée probablement au Paléocène-Eocène. Un nouveau soulèvement intervient à l'Oligocène où se forment les grabens Rezendé et Taubaté, tandis que se déposent la partie inférieure des Barreiras et une seconde série sédimentaire dans le bassin de Santos, visible sur la figure 13, où elle forme l'accroche d'une plate-forme continentale fossile. La surface Pd1 se réalise alors progressivement, toujours comme une pédiplaine dans une ambiance morpho-climatique semi-aride. Enfin, un dernier événement fini tertiaire-quaternaire expliquerait la fraîcheur de certaines formes notée par CRUZ (1975) pour la Serra do Mar, mais le soulèvement par flexuration l'emporterait alors sur l'exhaussement par faillage. Il serait accompagné de variations climatiques plus fréquentes n'ayant abouti qu'à la réalisation de trois pédiments tandis que les surfaces précédentes étaient entaillées à la faveur des épisodes plus humides. La plate-forme continentale actuelle se met en place et sa largeur peu usuelle est liée à la proximité immédiate du front des serras, aux apports terrigènes qui proviennent tant de leurs soulèvements successifs que des variations climatiques rapides au Quaternaire. L'épaisseur sédimentaire
du bassin

de Santos pourrait dépasser localement 8000 m et les couches ont été affectées par des plis diapirs liés à la présence en profondeur d'évaporites aptiennes (LEYDEN et NUNES, 1972; LEYDEN et al., 1979). Ce sont ces plis diapirs qui ont créé la bathymétrie mouvementée de la plate-forme continentale comme de la pente continentale. Actuellement, le faible apport de matières terrigènes sur la plate-forme (ZEMBRUSCKI et al., 1979) souligne le fait que les formes y sont héritées, bien que KOWSMANN et DE ATAIDE COSTA (1974), en se basant sur l'étude des anciennes lignes de rivage laissées par les régressions marines, aient conclu à une subsidence minimum de 40 m de la plate-forme durant les derniers 18.000 ans. La permanence de l'humidité climatique littorale depuis les 5000 dernières années (BOAS et NASCIMENTO, 1979) explique la faible activité morphogénétique, le couvert végétal restant dense.

3. La diversité morphologique du bourrelet bahianais.

La complexité d'ordonnement du relief, telle qu'elle apparaît sur les figures 4 et 5 explique peut-être que les chercheurs, si l'on excepte le cas de KING (1957), ne s'y soient pas tôt intéressés. Ce dernier reconnaît dans le bourrelet les traces de cinq surfaces : Gondwana (Jurassique), la plus haute, sur quelques sommets de la Chapada Diamantina, Post-Gondwana (Crétacé supérieur) vers 1400 m, représentée par les plateaux de l'Espinhaço, des Chapadas Urucua et Diamantina, sud-américaine (Tertiaire inférieur), considérée comme fondamentale, affectant les plateaux les plus étendus entre 900 et 1100 m, gauchie, détruite partiellement par les "cycles d'érosion" postérieurs, Velhas (Tertiaire supérieur) et Paraguaçu (Pléistocène), comprenant deux phases. Pour cet auteur, la morphologie brésilienne est l'expression de cycles d'érosions qui se sont succédé à partir du niveau de base constitué par l'Atlantique, chaque cycle étant suscité par un soulèvement du bourrelet marginal. Il est certain que l'on peut trouver des preuves de cette succession de surfaces avec les discordances majeures séparant les séries sédimentaires des bassins marginaux ou intra-cratoniques. Au cycle Gondwana pourrait correspondre la discordance post-Botucatu, infra-Crétacé inférieur, au post-Gondwana la discordance infra-Crétacé supérieur, au sud-américain la discordance post-Bauru, voire infra-Serra do Martins (BIGARELLA et AB'SABER, 1965); le cycle Velhas aurait formé une surface infra-Barreiras, et le Paraguaçu, Post-Barreiras.

Cependant, ce schéma théorique, si clair sur les coupes schématiques de KING (1957), devient d'application beaucoup plus malaisée lorsqu'on tente d'interpréter par la grille de lecture qu'il fournit les coupes de la figure 5, réalisées à partir des cartes internationales du Monde et des cartes géologiques brésiliennes très récentes au 1/1.000.000. Sur ces coupes, qui ne représentent que le versant oriental du bourrelet, l'on remarque bien un étagement de surfaces et, surtout, sur les deux plus méridionales, l'on peut joindre par une ligne hypothétique les points culminants des reliefs jusqu'à l'Atlantique, représentant ainsi comme KING la surface sud-américaine présumée, basculée. On remarquera d'ailleurs sur la figure 5 que, si les reliefs dérivent bien de la dissection d'une ancienne surface gauchie, celle-ci devait être post-Crétacé inférieur, car elle affectait les sédiments du bassin Tucano, post-albiens, et antérieure aux dépôts Barreiras, situés sur la surface inférieure actuelle, ce qui lui donne effectivement un âge Paléogène possible.

L'on remarquera néanmoins que les cycles présumés post-paléogènes n'ont pas abouti à la réalisation de formes disposées régulièrement et, surtout, que les reliefs actuels sont formés quasiment toujours dans les grès et les calcaires, les gneiss et les granites localisant des aires basses, des alvéoles, sur lesquelles reposent des formations superficielles. Elles attestent une forte altération du socle précambrien et, comme on les trouve aussi bien sur les plateaux (fig.4), elles font souligner l'importance capitale de l'évolution acyclique, polygénique, pour la compréhension des reliefs. C'est à cette conclusion que sont parvenus les géomorphologues du projet Radambrasil (NUNES et al., 1981) pour le Nord du bourrelet bahianais, une hypothèse qu'auraient dû formuler également LEAL BRUNI et FILHO en 1976 lorsqu'ils notèrent sur la surface de la Chapada Veadeiros, à 1600 m, considérée selon la classification KING d'âge Gondwana, une couverture de sédiments superficiels détritiques du Tertiaire.

Quant aux escarpements censés séparer ces surfaces, et que nous avons tenté de représenter le plus fidèlement possible sur la figure 4, ils se caractérisent par une grande discontinuité, un commandement très variable. Leur origine l'est tout autant, même si l'orientation générale des reliefs du S-N au SW-NE fait suspecter le rôle des héritages précambriens, les plis du supergroupe Espinhaço (Précambrien B) étant orientés de même. Certaines serras, comme la Serra da Capuaia, seraient l'équivalent, dans un socle métasédimentaire précambrien, d'une pincée jurassienne, avec inversion de relief (fig.5b).

Des escarpements ont été dégagés par l'altération différentielle au contact gneiss-grès précambriens, comme dans le cas de la Serra da Jacobina (fig.5 a). D'autres peuvent être définis en première approche comme des escarpements de ligne de faille inverses, tel l'escarpement occidental de la Serra do Rio Preto (fig.5c), soulignant encore le contact grès-gneiss. La variété des situations apparaît sur la carte dressée en 1981 par NUNES et al. : elle la rend presque illisible et montre combien l'interprétation de KING (1957) était simplificatrice.

L'extension très variable de la plate-forme continentale correspondant à la marge bahianaise s'explique avant tout par des épanchements basaltiques locaux s'effectuant dans le prolongement de certaines zones de fracture océaniques. Ainsi, sur la figure 4, le banc Abrolhos peut être mis en rapport avec les zones de fracture Caravelas et Canavieiras; celle d'Oliveira, plus au Nord, limiterait le banc Royal-Charlotte. Deux phases volcaniques, selon GUAZELLI et CARVALHO (1978) se seraient produites vers 127 Ma et entre 83-81 Ma (Néocomien et Sénonien-Eocène). Les îles Abrolhos ont fourni des basaltes datés par CORDANI (1970) entre 52 et 42 Ma. C'est à la faveur des reliefs formés par ces épanchements que s'accumulèrent, piégés, les sédiments provenant du bourrelet émergé et érodé, comme le montre la figure 11 dans le cas du bassin Espirito Santo (FAINSTAIN et SUMMERHAYES, 1982). La pente continentale doit d'ailleurs l'irrégularité de son profil aux monts sous-marins résultant également de cette activité. Plus au Nord, la marge n'a pas connu d'événement volcanique semblable et les sédiments ont pu être évacués vers les plaines abyssales du bassin brésilien par l'intermédiaire de nombreux canyons. La plate-forme continentale est donc très peu développée, la pente très raide et plus régulière, ce que montre la coupe au large de Salvador (fig.9c).

L'évolution géomorphologique de l'ensemble peut être retracée à partir du Jurassique. Des roches de cet âge sont localement présentes dans le bassin Tucano, prouvant qu'une dépression existait à cet endroit dès le Jurassique supérieur, au moins. Mais le bourrelet marginal ne se forme réellement qu'à partir du Néocomien, de l'ouverture atlantique, lors de la phase taphrogénique : c'est alors que se créent les bassins marginaux, par subsidence. A l'Ap-tien, cependant, le bassin Tucano est soulevé : il n'y a pas d'évaporites sous la formation Marizal de l'Albien (OJEDA Y OJEDA, 1983). Un relief existe donc probablement dès l'Albien et le bassin São Francisco n'a d'ailleurs pas été atteint par les transgressions marines de l'Albien, du Crétacé supérieur,

au Turonien et au Maestrichtien, retrouvées par REYMENT et al. (1976). Ce relief, pourtant, si l'on en croit les analyses de KING (1957) aurait été tranché par la surface sud-américaine en grande partie, qui aurait laissé des monadnocks formant les Serras de l'Espinhaço et les plateaux de la Chapada Diamantina, témoins de surfaces antérieures, une situation schématiquement représentée sur la figure 15. Nous avons vu que cette surface est anté-Barreiras et post-Albien, ce qui lui donne un âge Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur. Il n'est guère pensable, en effet, que cette surface puisse correspondre à la discordance majeure infra-aptienne, visible sur la coupe du bassin de Sergipe Alagoas (fig.12), étant affectée, dénivelée par de nombreuses failles, fortement flexurée, et n'ayant de toute évidence aucun prolongement topographique. Aussi les géographes du projet Radambrasil définissent-ils également la surface la plus représentée sur les plateaux sommitaux comme une pédiplaine polygénique, d'âge paléogène. Elle fut par la suite gauchie, probablement à l'Oligocène et réduite à des lambeaux de plateaux, par le développement de surfaces en contrebas, résultant le plus souvent de l'altération différentielle dans un socle précambrien lithologiquement contrasté, comme nous l'avons vu. Un exemple frappant en est fourni par la surface à inselbergs développée dans les gneiss vers 450 m, bordée par la Serra da Jacobina à l'Ouest et l'escarpement limitant le bassin soulevé de Tucano à l'Est (fig.5a). Ces éléments de surfaces dans lesquels KING (1957) a vu les traces cycliques Velhas et Paraguaçu, sont réinterprétés comme résultant de la morphogenèse sous climat semi-aride au Pliocène, succédant à une phase humide au Miocène, au cours de laquelle se seraient formés les bassins hydrographiques Paraguaçu, Contas et Jequitinhonha (NUNES et al., 1981). Nous connaissons déjà les sédiments corrélatifs de cette phase, ceux, en partie, des formations Barreiras.

Au Pléistocène, les variations climatiques et les mouvements tectoniques, de même que les oscillations du niveau marin, aboutissent à la dissection des formations Barreiras et à l'élaboration de nouveaux pédiments. De nos jours, comme au Sud, les formes sont en général considérées comme héritées, bien que localement, comme sur le littoral au Sud d'Aracaju par exemple (CUNHA, 1980), l'érosion marine soit intense. L'apport terrigène actuel aux bassins marginaux est d'ailleurs très faible, ponctuel (DAMUTH et HAYES, 1977).

4. La faible individualisation du bourrelet nordestain.

Elle apparaît clairement par l'existence du Planalto Borborema et de la Chapada Araripe représentés sur la figure 7. Plus que d'un bourrelet marginal, il s'agit ici avant tout d'un relief qui paraît dériver d'une surface soulevée et disséquée, une impression que renforcent très nettement les coupes de la figure 6 réalisées grâce aux cartes géologiques du Brésil disponibles au 1/1.000.000. Il en résulte un emboîtement de surfaces qui donne, selon DEMANGEOT (1960) l'originalité du relief. Cet auteur distingue cinq aplanissements cycliques : la pénéplaine pré-crétacée localement jusqu'à 1100 m, la surface de Texeira qui tranche presque tous les hauts de terrain (fin Crétacé-Eocène), celle des Cariris, ou inférieure de la Borborema (mi-Tertiaire), celle de Patos qui s'étage à de divers niveaux (Pliocène), enfin des traces cycliques pléistocènes. MEUNIER (1961) ne distingue toutefois que trois surfaces à l'intérieur des terres : 800-650 m (Chapadas), 600-550 m (Soledade), 300-250 m (Patos), tout en soulignant les difficultés de datations. Dans un travail plus récent, MABESOONE et al. (1977) limitent le nombre des surfaces fondamentales à deux, la sud-américaine et celle de Sertaneja-Tabuleiros, deux ou trois pédiments pouvant les entailler. Quant à DRESCH (1957) et BIROT (1957), ils remarquent le caractère peu marqué de l'escarpement oriental qu'ils expliquent par le jeu d'une flexure bordière, également mis en évidence par TRICART (1959) dans son étude du littoral oriental brésilien.

Nous retrouvons ainsi les problèmes de l'étagement : bien que les reliefs soient ici nettement moins individualisés, vigoureux, que dans le cas sudestain, l'emboîtement des surfaces, paradoxalement, y est plus net. La figure 6 a,b montre que la clé du problème posé par la reconstitution de l'évolution géomorphologique doit être fournie par la formation Serra do Martins qui recouvre, à des altitudes subégales, les principaux plateaux de la région : elle pourrait dater à la fois cette surface supérieure et l'élaboration des surfaces inférieures dont l'initiation fut postérieure. Mais, comme nous l'avons vu, l'on ne peut pas proposer actuellement d'âge plus précis que le Tertiaire. MABESOONE et al. (1977) y voient les dépôts corrélatifs de la surface sud-américaine sans qu'ils puissent d'ailleurs prouver ce choix d'une manière irréfutable. La surface sommitale de la Chapada Araripe que l'on voit sur la figure 8 apporte un autre élément de datation : elle est nécessairement postérieure à la dernière formation qu'elle entaille, datée ici de l'Albien.

Ces renseignements, aussi imprécis qu'épars, expliquent le caractère encore hypothétique de l'évolution géomorphologique. Cependant, contrairement aux deux autres types de bourrelets marginaux, il est presque certain que ce dernier n'a pas eu d'expression topographique, ou une expression faible, avant l'Aptien. En effet, l'on retrouve les évaporites de cet âge dans les sédiments du bassin Araripe et il est presque certain qu'elles trahissent une extension orientale du bassin Maranhão par une sorte de golfe, voire un bras de mer ayant pu, très temporairement, communiquer avec les bassins marginaux de la façade atlantique. Le soulèvement post-Albien est donc de l'ordre de 500 à 600 m pour la Chapada Araripe. Aussi MABESOONE et al. (1977) supposent-ils le développement de la surface sud-américaine sur un bombement lent, épirogénique, du Crétacé moyen au Miocène. A la fin de l'Oligocène, un soulèvement plus fort provoquerait une rupture d'équilibre : la formation Serra do Martins se déposerait. Sur cette formation se développerait un sol latéritique durant le Pliocène. Enfin, à la fin du Pliocène, des oscillations climatiques aboutiraient à des ruptures d'équilibre : la surface sud-américaine est alors profondément disséquée et la surface Sertaneja se développe sur le socle. Il est probable que des soulèvements sont intervenus également à cette époque :

sur les cartes dressées par MORAES et al. (1963a,b, 1964), les dépôts lacustres d'âge Tertiaire, les Cacimbas, sont disséqués et perchés sur le flanc des vallées.

L'on notera qu'il est possible de lire dans la stratigraphie du bassin Pernambuco les conséquences de ces temps forts d'évolution avec des lacunes pouvant correspondre aux soulèvements du Crétacé supérieur (Turonien-Coniacien) et de l'Eocène-Oligocène (fig.10). Quelques intrusions volcaniques se produisent d'ailleurs dans le socle nordestain à l'Eocène et à l'Oligocène, tandis que le bassin Sergipe-Alagoas est basculé vers l'Est au Turonien (ASMUS et CARVALHO, 1978). Du reste, cette activité volcanique rend compte des nombreux monts sous-marins qui accidentent la pente continentale sur la marge nordestaine, contrastant fortement avec la pente plus régulière du bourrelet nord-bahianais (fig.9). Ces monts sous-marins sont d'ailleurs alignés selon les directions des zones de fracture océaniques comme on le voit sur la figure 7.

Comme pour les autres marges, l'accumulation sédimentaire est très faible à l'heure actuelle (DAMUTH, 1976), confinée au delta du Rio São Francisco (SUMMERHAYES et al., 1976). Les formes de la plate-forme continentale

sont héritées de la succession des trois régressions et transgressions depuis la fin du Pléistocène (BITTENCOURT et al., 1983), comme en témoignent en particulier les arrécifes (OTTMANN, 1960).

CONCLUSIONS : L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DES BOURRELETS BRESILIENS

Cette analyse extrêmement rapide et superficielle des formes majeures du bourrelet brésilien amène à formuler néanmoins un certain nombre de constatations et de conclusions.

La difficulté de l'étude, tout d'abord, doit être soulignée : il apparaît aujourd'hui certain que l'interprétation des surfaces étagées en terme de cycles d'érosion simplifie et déforme considérablement la réalité des processus morphogénétiques, dépendant avant tout des variations climatiques, avec des tendances vers l'humide et l'aride, et non seulement des seuls mouvements tectoniques. DRESCH (1957) et TRICART (1957) l'avaient déjà souligné, et les données récentes des cartes géologiques permettent de prouver clairement, comme on a pu le voir, l'importance capitale, pour la formation des surfaces d'aplanissement, des paléoclimats et du comportement différentiel des roches aux processus morphogénétiques qui leur sont liés. Le problème est ici d'autant plus aigu que les bourrelets marginaux sont tectoniquement instables et périodiquement soulevés. La fin du Tertiaire et le Quaternaire combinant phases de fort soulèvement et rapidité des variations climatiques (DRESCH, 1966), il ne faut logiquement pas s'attendre à trouver des formes héritées, telle la surface Gondwana, Jurassique, de KING (1957). Ainsi DAVINO (1983) étudiant la topographie fossile de la surface pré-Uberaba (Crétacé supérieur) constate-t-il un relief actuel beaucoup plus mouvementé, disséqué.

En dépit des trois types distingués, les bourrelets marginaux ont évolué selon des temps forts semblables, des temps forts de soulèvement se produisant au Néocomien-Aptien, au Crétacé supérieur, à l'Oligocène, au Pléistocène-Holocène. De ce fait, la surface paléogène, dite sud-américaine, est présente dans les trois cas, même si elle porte des noms différents localement, de même que les surfaces éogènes. Et nous retrouvons partout les pédiments plus récents entaillant ces surfaces. Cette constatation souligne un paradoxe et amène deux séries de questions, de problèmes : à quoi attribuer ces temps forts synchrones? Comment expliquer la diversité morphologique qui, pourtant,

nous a amené à distinguer trois types? Pour cette seconde question, nous pouvons fournir des réponses à valeur locale : différences d'intensité dans le soulèvement régional, composition lithologique du socle précambrien soulevé, événements locaux liés à l'ouverture de l'Atlantique sud.

- La première raison avancée s'impose d'évidence : le socle précambrien formant les serras méridionales a été, comme nous l'avons vu, systématiquement soulevé, ce depuis le Dévonien. Celui du Nordeste, par contre, n'est exhaussé définitivement qu'après l'Albien. Les mouvements oligocènes ont abouti à la formation de demi-grabens dans le Sudeste, tandis qu'ils accentuèrent simplement la flexuration du bombement oriental de la Borborema nordestaine. Au Sud, les failles NE-SW sont des accidents précambriens majeurs ayant rejoué à plusieurs reprises, et longeant le pied des serras. Au Nord, l'on trouve des décrochements E-W aux conséquences locales sur le relief et n'ayant pas rejoué depuis le Turonien.

- Le second argument fait intervenir la diversité variable des roches sur lesquelles s'exerce l'érosion. Ainsi, les socles précambriens du Sudeste et du Nordeste sont essentiellement composés de granites et de roches métamorphiques, de gneiss principalement, tandis que celui du bourrelet bahianais inclut une proportion nettement supérieure de roches métasédimentaires, tout spécialement des grès. Il suffit de comparer les figures 5 et 6 pour s'en apercevoir. Cette différence s'explique par le fait que la partie bahianaise du bourrelet correspond pour l'essentiel au craton São Francisco et ne fut donc pas, ou modérément, affectée par l'événement tectono-thermique brésilien (700-500 Ma), ce qui permit la conservation privilégiée des séries gréseuses très épaisses du Précambrien, tandis qu'elles étaient érodées ou métamorphosées dans les "zones mobiles" nordestaine et sudestaine. A l'hétérogénéité lithologique plus marquée d'un socle précambrien correspond ici un bourrelet marginal aux formes mal ordonnancées.

- Enfin, l'ouverture de l'Atlantique a dû s'effectuer par étapes : les lieux de résistance à la fission, au rifting, correspondant précisément au Sudeste et au Nordeste, tandis que le socle bahianais n'offrit aucun obstacle à la séparation. Dans les deux premiers cas, une déformation en dôme se produisit, de même qu'une activité volcanique dont nous avons vu les conséquences sur les profils des pentes continentales, bien plus fortes néanmoins au Sudeste qu'au Nordeste.

Ce dernier point, de même que la nécessité de trouver une réponse à la question concernant les temps forts synchrones d'évolution, nous amènent à suspecter une liaison entre la genèse du bourrelet marginal brésilien et celle de l'océan Atlantique sud-central, ce qui oriente tout naturellement notre recherche dans cette direction. Si des événements tectoniques communs furent en action, ne doit-on pas retrouver dans l'évolution des formes sous-marines majeures les mêmes temps forts que ceux constatés à terre, au Brésil?

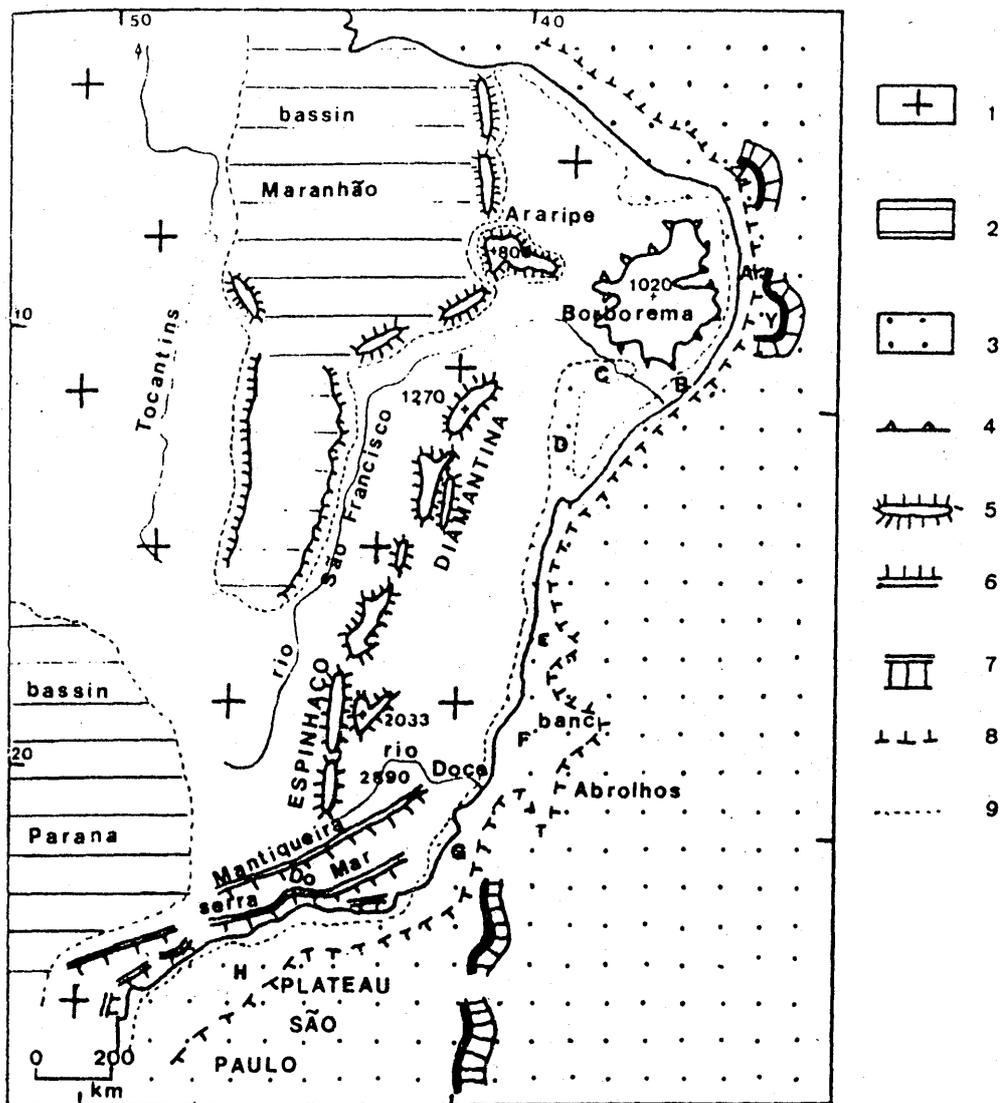


Figure 1. - Physiographie du bourrelet marginal brésilien et principaux bassins sédimentaires.

1. Socle précambrien. 2. Bassin intracratonique. 3. Bassin marginal et bassin océanique. 4. Rebord de plateau soulevé par flexuration. 5. Chapadas et serras, bourrelets nord-est-tain et bahianais. 6. Serras sudestaines. 7. Escarpement sous-marin limitant un plateau marginal. 8. Accore de plate-forme continentale. 9. Limite d'affleurement du socle précambrien.

Abréviations (Bassins marginaux) : A : Pernambuco - João Pessoa ; B. : Sergipe-Alagoas ; C : Jatoba ; D : Tucano ; E : Reconcavo ; F : Espírito Santo ; G : Campos ; H : Santos. (Plateaux marginaux) : Y. Pernambuco ; Z ; Rio Grande do Norte.

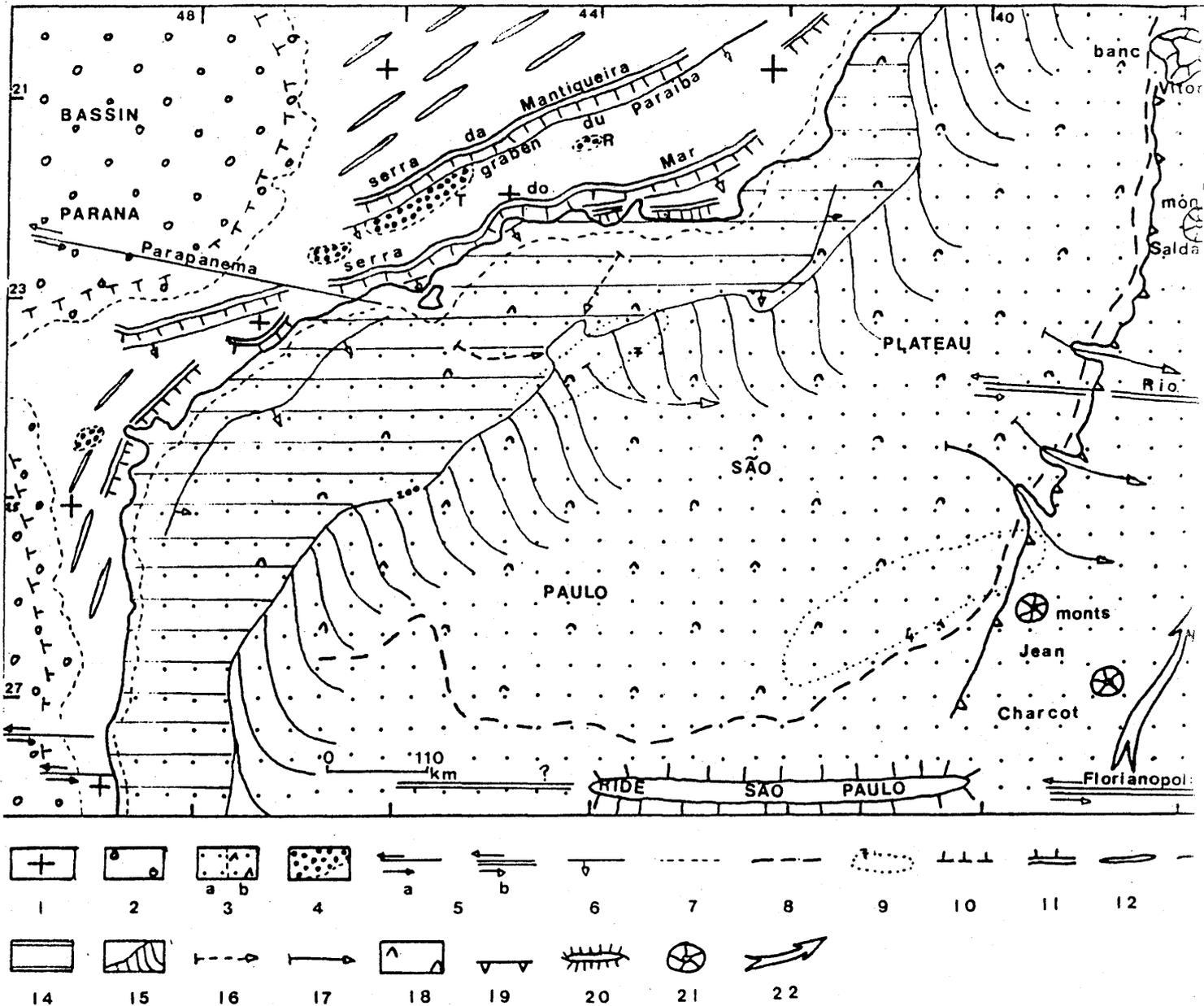


Figure 2. - Le plateau marginal São Paulo et le bourrelet sudestain : croquis de synthèse

1. Socle précambrien. 2. Bassin intracratonique. 3. Bassin marginal : (a) sans évaporites ; (b) avec évaporites. 4. Bassins sédimentaires d'âge tertiaire. 5. Décrochements : (a) linéaments ; (b) zones de fracture. 6. Faille normale avec regard. 7. Limite d'affleurement du socle précambrien. 8. Limite des couches à évaporites. 9. Isopaque des bassins marginaux (4 : 4000 m). 10. Relief monoclinal. 11. Serras. 12. Crêtes de roches résistantes, généralement appalachiennes. 13. Trait de côte. 14. Plate-forme continentale. 15. Pente continentale. 16. Vallée sous-marine majeure. 17. Canyon sous-marin. 18. Microreliefs liés aux plis diapirs. 19. Escarpement sous-marin. 20. Relief aismique majeur. 21. Mont sous-marin. 22. Courant antarctique de fond.

Abréviations (Bassins tertiaires) : R : Rezende ; T : Taubate.

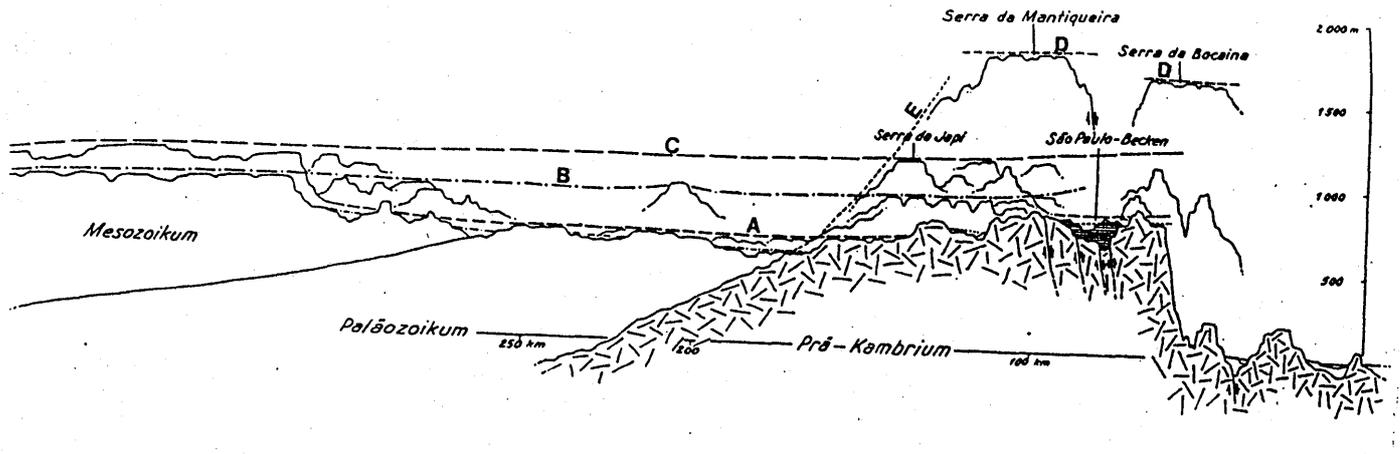


Figure 3. - L'étagement des surfaces et son interprétation sur le bourrelet sud brésilien.

In : BIGARELLA & AB'SABER (1964).

A. Surface Pd1. B. Surface Pd2. C. Surface Pd3. D. Surface Pd4. E. Surface infra-dévonienne.

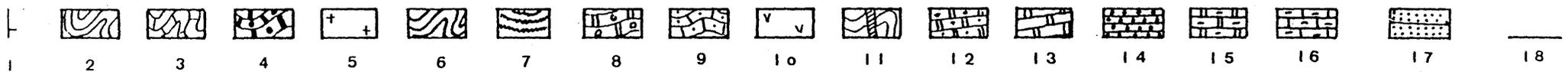
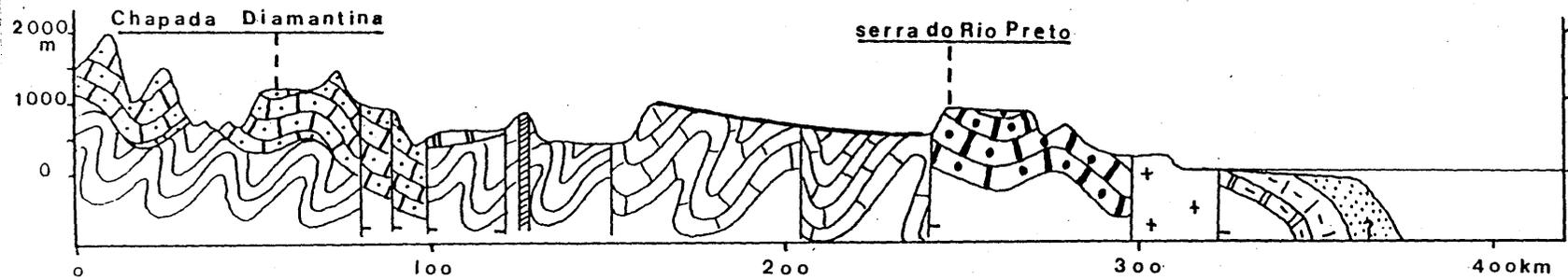
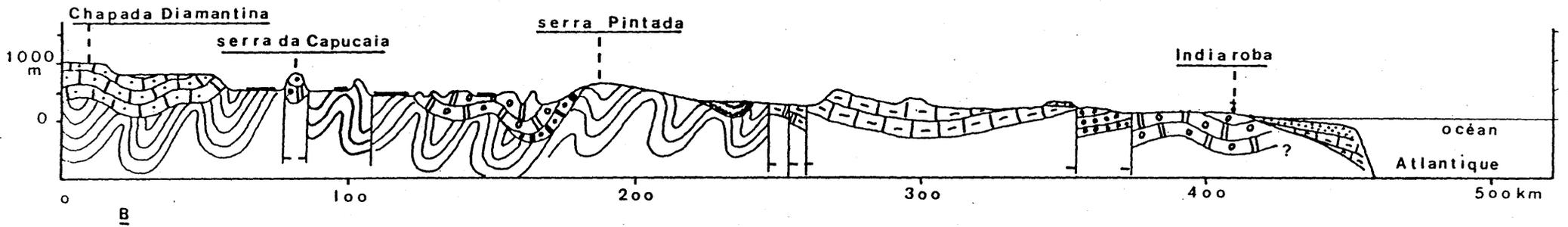
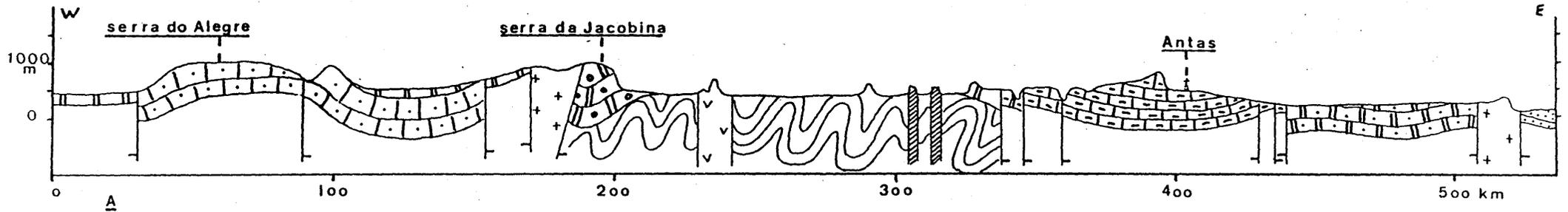


Figure 5. - Coupes latitudinales dans le bourrelet marginal bahianais.
1. Faille avec regard. 2. Socle précambrien indifférencié. 3. Gneiss, Précambrien D. 4. Charnockites, Précambrien D. 5. Granites, Précambrien C. 6. Gneiss, Précambrien C. 7. Schistes, Précambrien C. 8. Quartzites, Précambrien C. 9. Métagrès, Précambrien B. 10. Syénites. 11. Filons de quartz. 12. Grès, Précambrien A. 13. Calcaires, Précambrien A. 14. Grès, Cambrien. 15. Calcaires, grès, conglomérats, Jurassique. 16. Calcaires et grès, Crétacé inférieur. 17. Grès et sables, formation Barreiras, Tertiaire. 18. Dépôts de sédiments détritiques et latérites, formation Capim Grosso, Tertiaire.

Figure 5 A : coupe le long de Lat. 10° 25'.

Figure 5 B : coupe le long de Lat. 11° 20'.

Figure 5 C : coupe le long de Lat. 13° 15'.

Localisation sur la Figure 4.

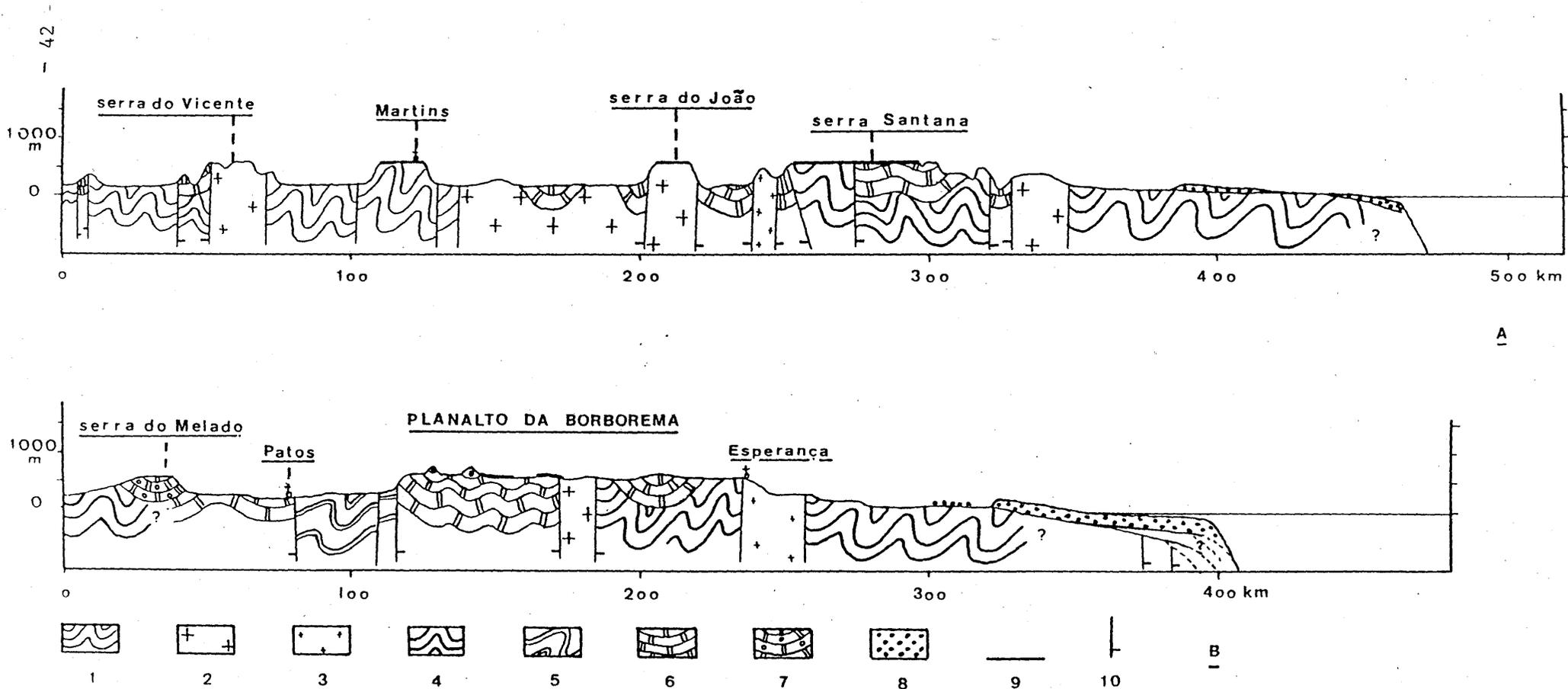


Figure 6. - Coupes latitudinales dans le bourrelet marginal nordestain.

1. Socle précambrien indifférencié. 2. Granites précambriens. 3. Granites alcalins. 4. Gneiss, Précambrien C. 5. Gneiss, Précambrien A. 6. Schistes et calcaires, Précambrien A. 7. Quartzites, Précambrien A. 8. Grès et sables, formation Barreiras, Tertiaire. 9. Dépôts de sédiments détritiques et latérites, formation Serra do Martins, Tertiaire. 10. Faille normale avec regard.

Figure 6 A : coupe le long de Lat. $6^{\circ} 05'$.

Figure 6 B : coupe le long de Lat. 7° .

Localisation sur la Figure 7.

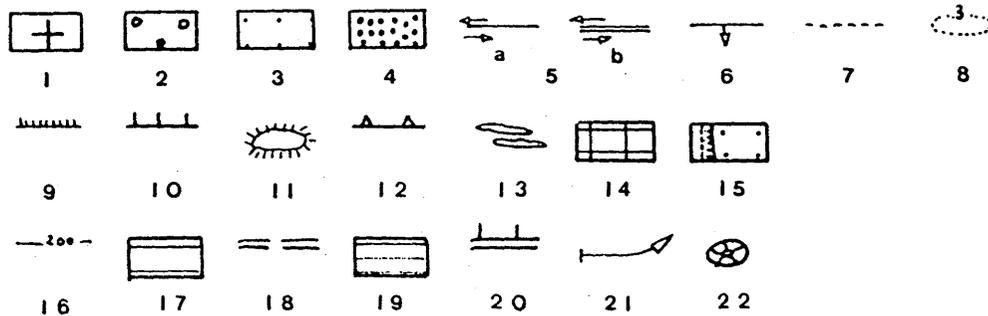
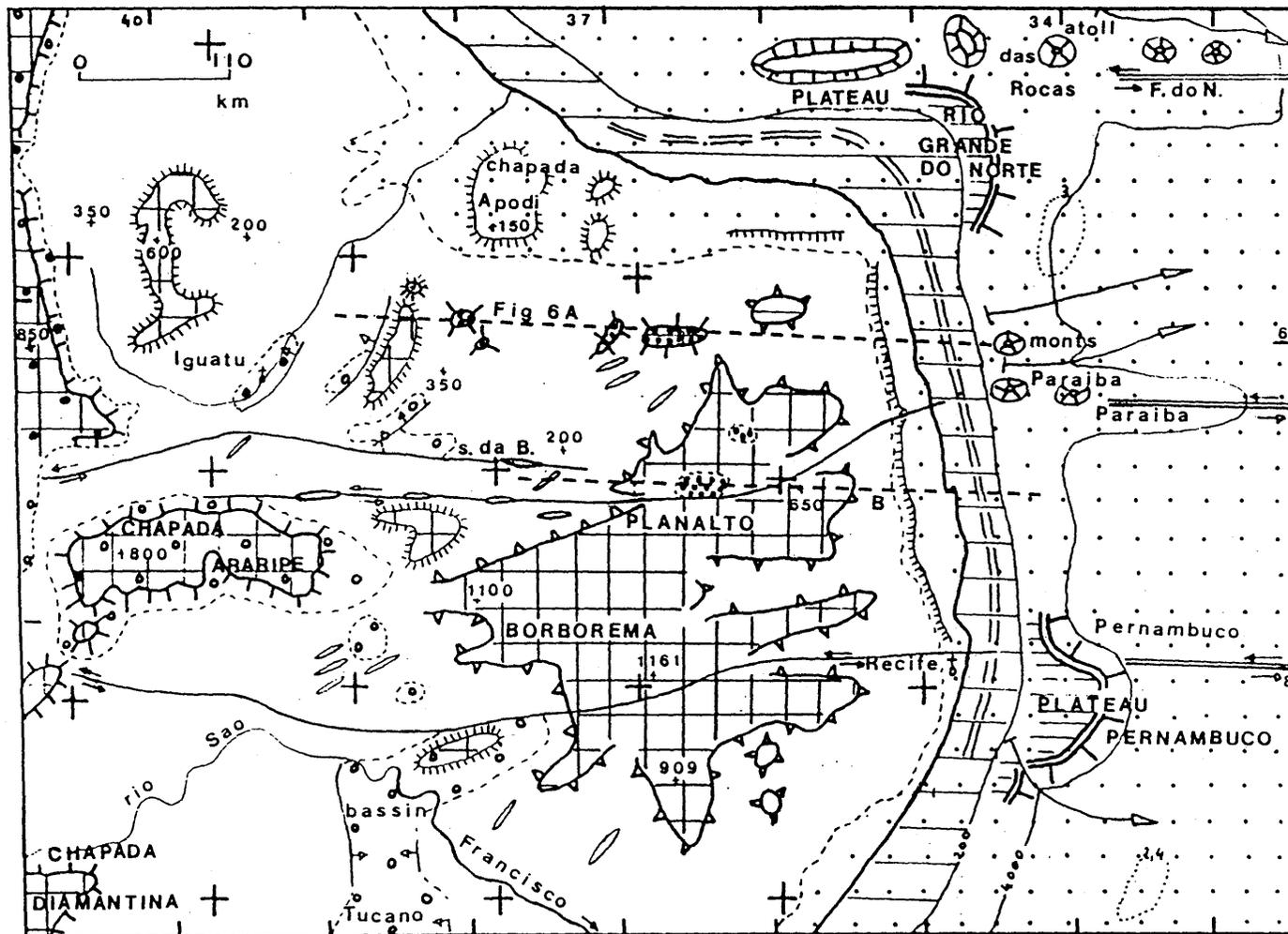


Figure 7. - Le bourrelet marginal nordestain : croquis de synthèse.

1. Socle précambrien.
2. Bassins intracratoniques.
3. Bassins marginaux.
4. Formation Serra do Martins.
5. Décrochements : (a) linéaments ; (b) zones de fracture.
6. Faille normale avec regard.
7. Limite d'affleurement du socle précambrien.
8. Isopaque des bassins marginaux (3 : 3000 m).
9. Escarpement mineur.
10. Escarpement majeur.
11. Chapada.
12. Rebord de plateau soulevé par flexuration.
13. Crêtes de roches dures (serras), en général appalachiennes.
14. Surfaces sommitales.
15. Tabuleiros.
16. Isobathe.
17. Plate-forme continentale.
18. Arrecifes.
19. Plateau marginal.
20. Escarpement sous-marin.
21. Canyon sous-marin.
22. Mont sous-marin.

Abréviations : F. do N. : Fernando do Noronha.

S. da B. : Serra da Boqueirão.

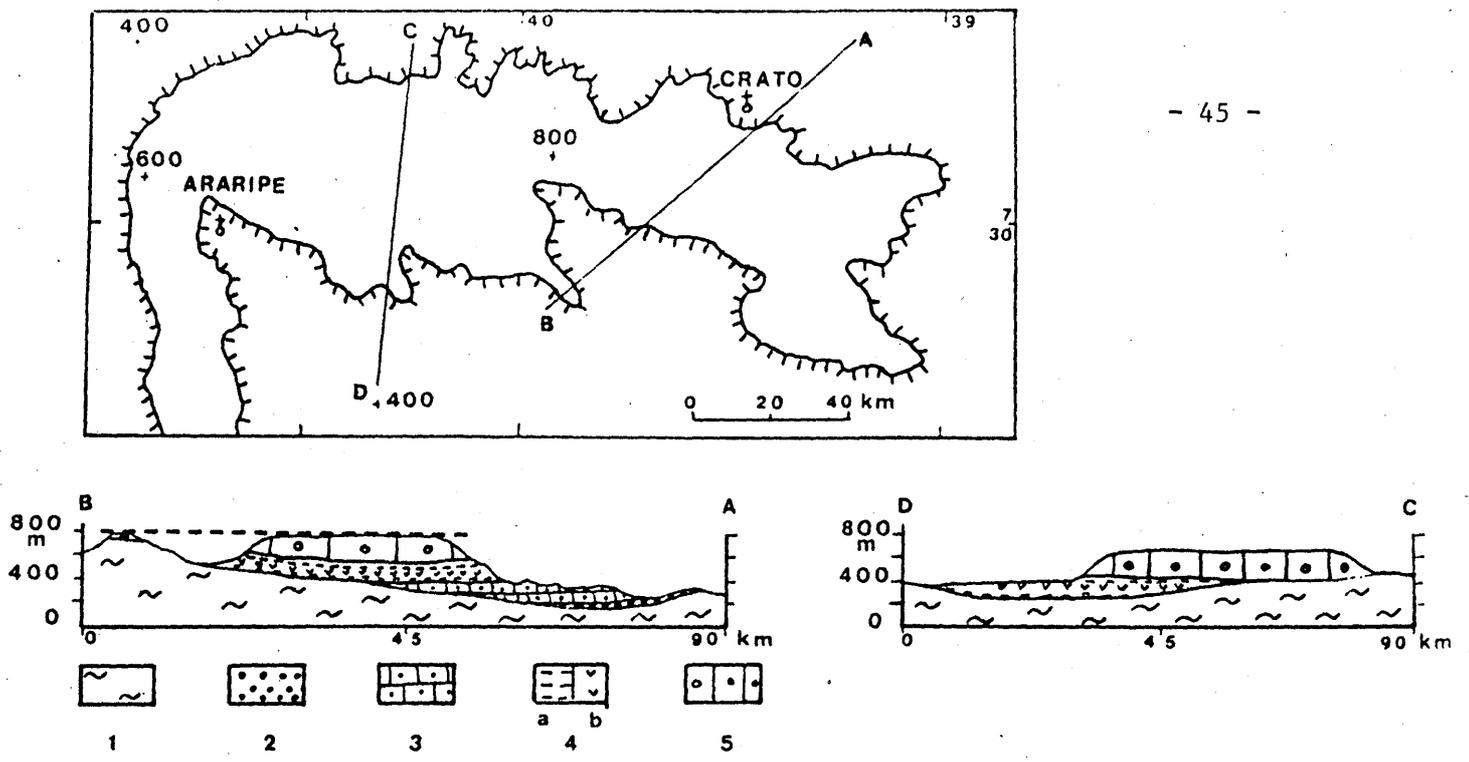


Figure 8. - Deux coupes dans la chapada do Araripe. D'après BEURLLEN (1970).
1. Socle précambrien. 2. Formation Serra Grande, Dévonien. 3. Grès, Crétacé inférieur. 4. Formation Santana, Aptien : (a) : calcaires ; (b) : évaporites.
5. Grès, Apto-Albien.

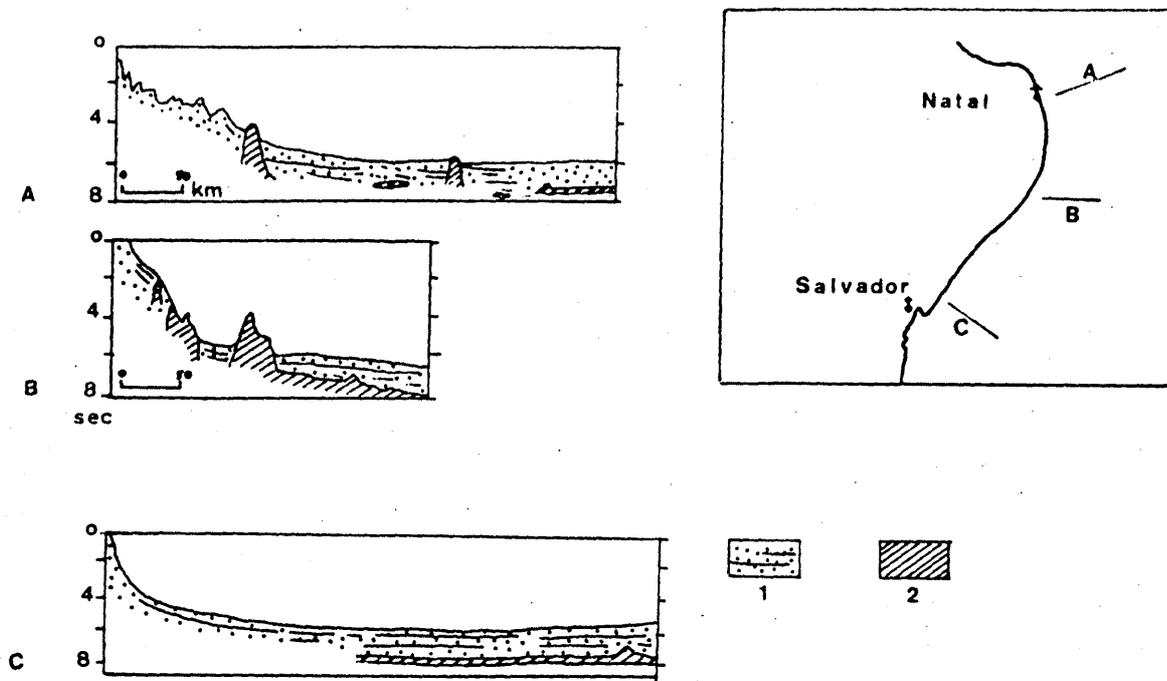
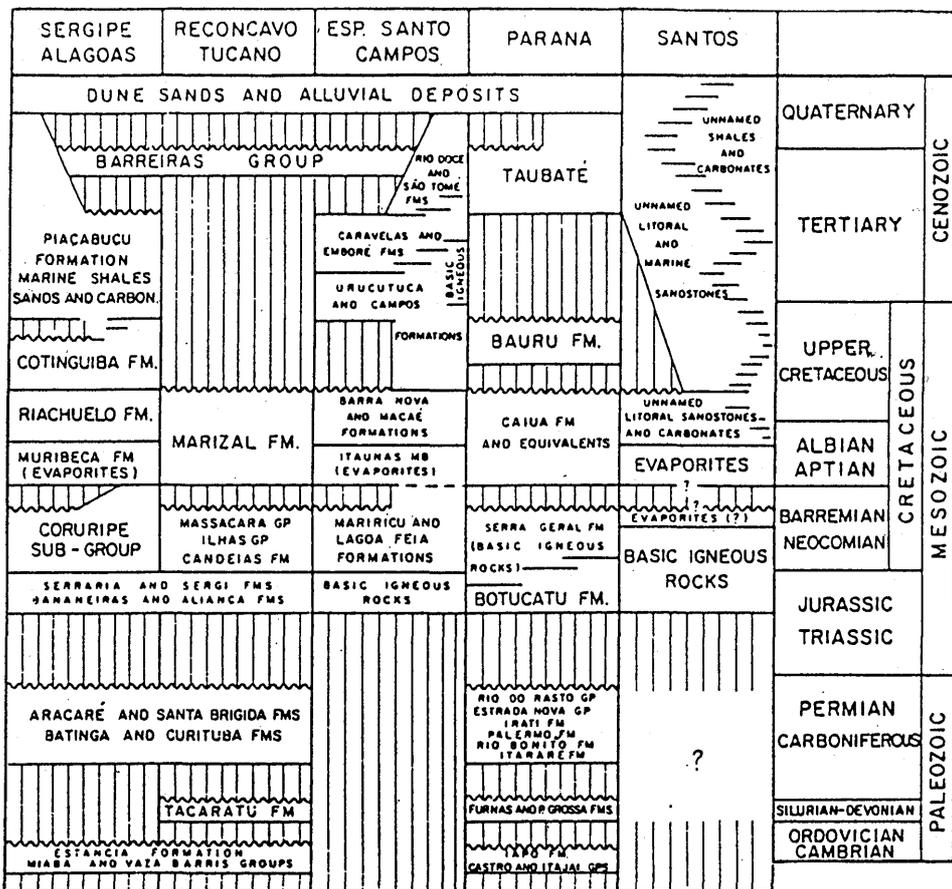
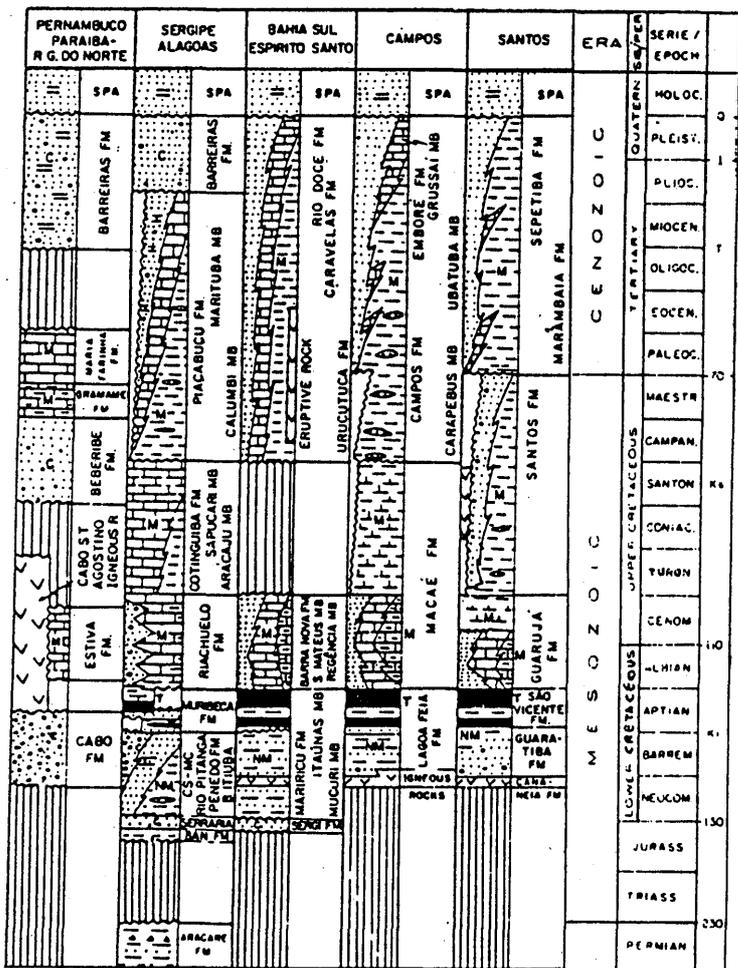


Figure 9. - Topographie du socle acoustique et morphologie de la pente continentale nordestaie. In : GUAZELLI & DE CARVALHO (1981).
1. Séries sédimentaires des bassins marginaux. 2. Couche 2, socle océanique. Les secondes sont en temps double.



A : IN : CAMPOS *et alii* (1974).



B : IN : OJEDA Y OJEDA (1983).

Figure 10. - Echelles stratigraphiques comparées des bassins sédimentaires marginaux et Parana.



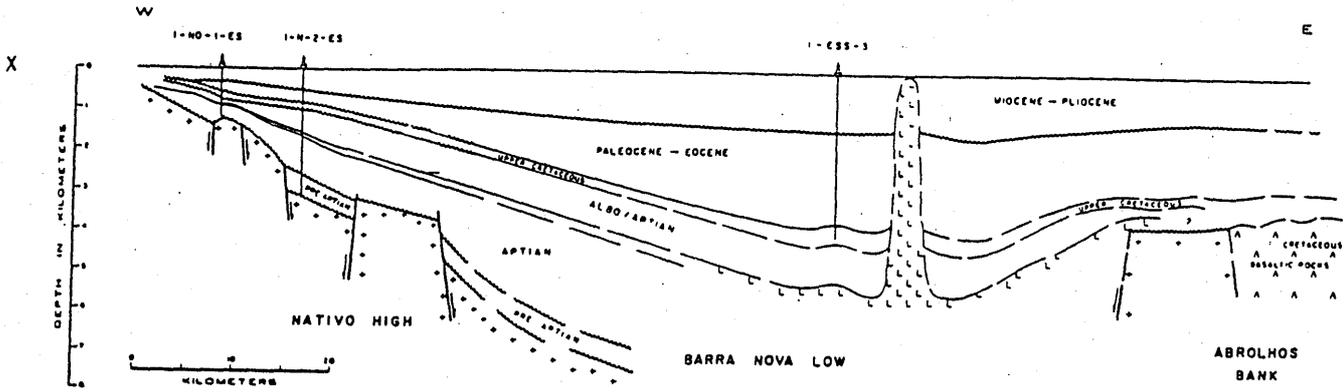


Figure 11. - Coupe dans le bassin Espirito Santo.
IN : ASMUS & PONTE (1973).

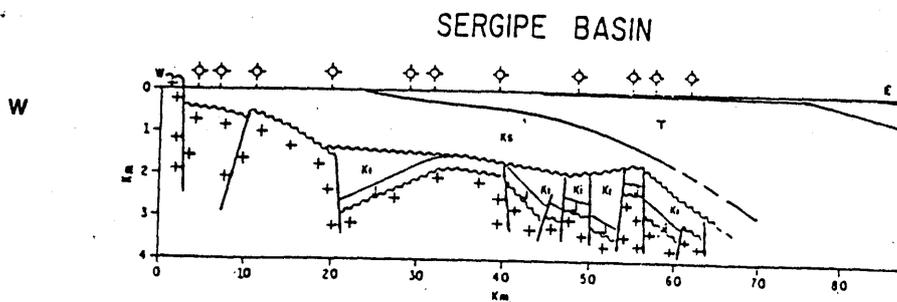


Figure 12. - Coupe dans le bassin Sergipe-Alagoas.
IN : PONTE & ASMUS (1979).

Abréviations : Ki : Crétacé inférieur. Ks : Crétacé supérieur. T : Tertiaire.

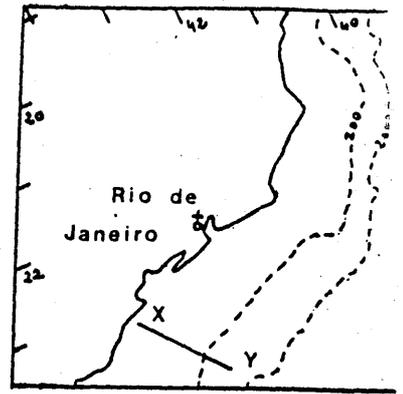
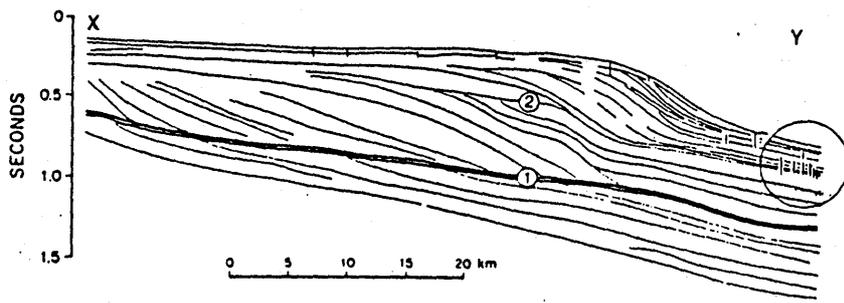


Figure 13. - Profil de sismique dans les séries sédimentaires progradantes du bassin Santos.

IN : MILLIMAN (1978).

1. Discordance angulaire, probablement Eocène. 2. Discordance moins nette séparant probablement les couches oligocènes et miocènes.

Les secondes sont en temps double.

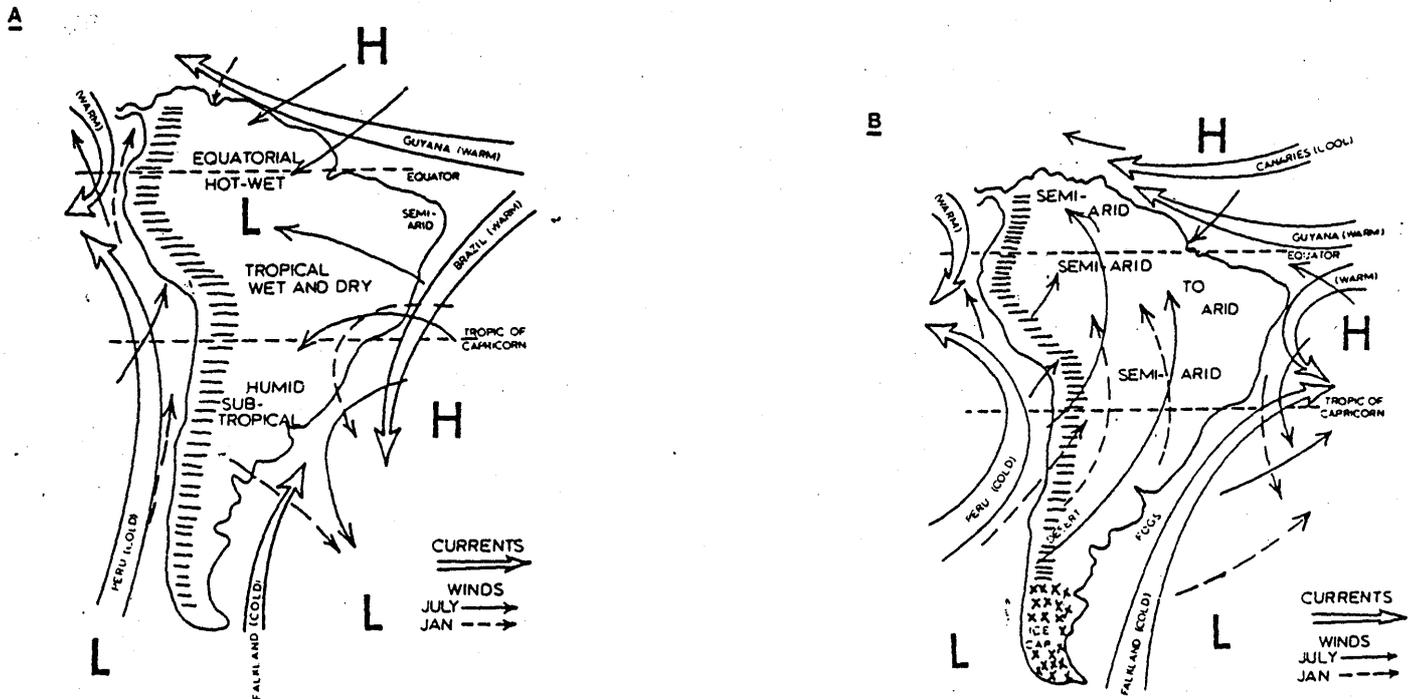


Figure 14. - Systèmes de vents et de courants quaternaires au Brésil, lors des interglaciaires (A) et des glaciaires (B).

IN : DAMUTH & FAIRBRIDGE (1970).

Abréviations : H : High (hautes pressions) ; L : LOW (Basses pressions).

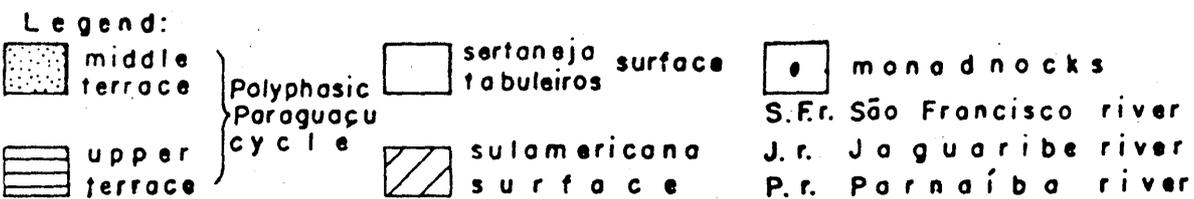
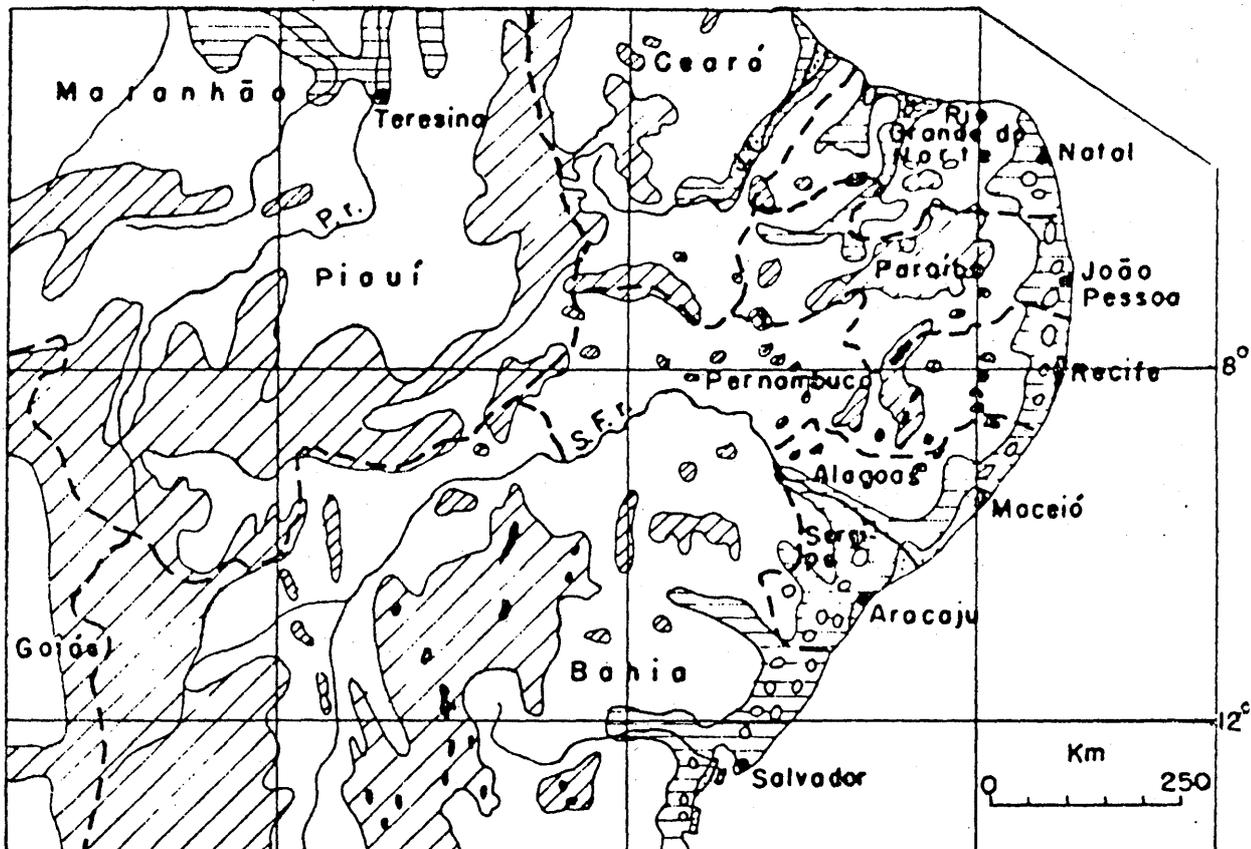


Figure 15. - Une interprétation de l'étagement des surfaces au Nordeste et dans le nord du bourrelet bahianais.

IN : MABESOONE, ROLLIM & DE CASTRO (1977).

DEUXIEME PARTIE : LES ETAPES D'OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE SUD-CENTRAL

L'intérêt de cette étude découle des problèmes soulevés par celle du bourrelet marginal brésilien. Il s'agit d'abord de vérifier si la genèse de ce relief bordier est bien synchrone du rifting atlantique. Mais dans quelle mesure l'évolution postérieure du relief fut-elle influencée par les événements tectoniques marquants de l'ouverture océanique? Pour éclaircir ce point il est nécessaire de dresser un tableau de l'évolution géomorphologique en Atlantique sud, puisque les éléments majeurs du relief sous-marin furent nécessairement affectés par cette tectonique d'ouverture océanique, et de comparer ses résultats à ceux trouvés dans le cas du bourrelet brésilien. De surcroît, les bassins abyssaux recueillent des sédiments qui fournissent des renseignements sur l'évolution des continents émergés, qu'ils soient d'ordre tectonique ou climatique. On soulignera par exemple l'intérêt considérable pour notre propos des analyses sédimentologiques, surtout celles des argiles, en rapportant cette constatation faite par CHAMLEY (1981) : "Les successions d'argiles marines sont des outils potentiels permettant de déchiffrer les événements de l'environnement ancien terrestre : changement de pédogenèse, sédimentation marginale, érosion, transport".

I - LA DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE ET LES BASSINS ABYSSAUX (Angola-Brésil).

1. L'interrelation morphogénétique des deux ensembles.

L'étude commune de ces deux ensembles majeurs de reliefs s'impose parce qu'ils sont, génétiquement, directement liés. En effet, ils sont formés de croûte océanique selon la définition de LLIBOUTRY (1982), regroupant la couche 1 ou sédimentaire, la couche 2 ou basaltique, la couche 3 ou océanique, probablement du basalte métamorphisé (métagabbro). L'on sait également que les couches 2 et 3 de la croûte océanique se forment à l'axe des dorsales par accréation, et que le matériel néoformé est repoussé de part et d'autre de cet axe (par exemple, in BOILLLOT, 1979). En s'éloignant du lieu d'accréation, le matériel se refroidit, sa densité augmente, et il fait subsidence. A cette subsidence d'origine thermique s'ajoute celle liée au poids des sédiments déposés dans les bassins océaniques. Ainsi s'explique pour l'essentiel la formation progressive des bassins océaniques à partir de la dorsale médio-atlantique.

De plus, des zones de fracture décalant l'axe de la dorsale se poursuivent parfois dans les bassins, soulignant à nouveau la parenté de formation.

2. La dorsale médio-atlantique : le relief le plus récent.

Elle forme un axe autour duquel s'ordonnent les formes majeures du relief comme on peut le voir sur les figures 16 et 17. Sur la carte générale bathymétrique des océans (GEBCO), sa largeur et son élévation varient. Si l'on prend l'isobathe -4000 comme limite, l'on observe un étrécissement de l'ensemble dans la partie médiane et vers le Nord, le relief s'étendant sur 1700 km au Sud alors qu'il n'atteint plus que 1100 km à la latitude de la zone de fracture Ascension. L'élévation est maxima autour du rift central ou à proximité immédiate de ce dernier : la profondeur y est inférieure à 3000m mais on trouve des reliefs à -2000 m, voire même émergés (île Ascension). Des îles et des monts sous-marins apparaissent toutefois très localement sur les flancs de la dorsale : surtout au Sud (archipel Tristão da Cunha) où ils sont de toute évidence liés à des zones de fracture. A cet endroit, la dorsale a d'ailleurs plus la forme d'un plateau que celle d'un dôme (EWING et al., 1966). Les zones de fracture décalent le rift central par le jeu de failles transformantes, sur des distances pouvant dépasser la centaine de kilomètres pour les plus importantes : zones de fracture Rio Grande, Ascension (VAN ANDEL et al., 1973), mais qui semblent mineures comparées à leurs homologues de l'Atlantique équatorial (GORINI, 1976). Ces failles transformantes sont en partie liées, d'après TURCOTTE (1974) à la contraction thermique de la lithosphère océanique se refroidissant. De même, les pentes observées sur les flancs de la dorsale sont bien en accord avec la loi de refroidissement/subsidence de la croûte océanique nouvellement formée que nous aborderons dans la quatrième partie (SCLATER et DETRICK, 1973; KOSTOGLODOV et al., 1981).

Toutefois, contrairement à ce que l'on pourrait escompter, l'étude de la Dorsale médio-atlantique actuelle apporte en elle-même peu d'éléments susceptibles de résoudre le problème posé. En effet, tant son bilan thermique (LANGSETH et al., 1966) que sa forme (VOGT et al., 1969) ont varié dans le passé, et la dorsale actuelle est sans nul doute très différente de celle qui existait à l'Aptien : de création très récente, elle ne porte pas de forme fossile. De plus, d'après KUMAR et al. (1977), un relief aussi élevé apparut seulement après le Crétacé et MAXWELL et al. (1970) indiquent un fort soulèvement de l'ensemble au cours du Plio-Pléistocène. Les variations de volume,

en liaison avec celles des bilans thermiques, sont expliquées par des rythmes d'accrétion eux-mêmes variables (HAYS et PITMAN, 1973). De nombreux auteurs, tels FLEMMING et ROBERTS (1973) ont corrélié les augmentations ou diminutions de volume aux transgressions et régressions qui affectèrent les marges atlantiques. Aussi faut-il chercher les indices de ces variations là où la croûte océanique a vieilli, c'est-à-dire, dans les bassins océaniques.

3. Les bassins océaniques : symétrie générale de reliefs confirmée par les isochrones du socle basalitique.

Limités par les reliefs liés aux zones de fracture équatoriales au Nord et par les chaînes asismiques Walvis, Rio Grande au Sud, leur symétrie d'organisation à l'Ouest et à l'Est de la Dorsale frappe à petite échelle. Les mêmes grands ensembles de formes s'y retrouvent avec les glacis continentaux, les plaines abyssales, celle de Pernambuco ou celle d'Angola (fig.16 et 17), ensembles d'une monotonie exaspérante sur les profils de levés bathymétriques. Mais aussi, et surtout, sur les marges de ces bassins - l'on choisira comme limite l'isobathe -4000, cette profondeur correspondant approximativement à un changement majeur dans la courbe hypsométrique reproduite in VANNEY (1977)* - apparaissent les mêmes types de formes individualisés par des alignement de monts sous-marins, voire même d'îles (Sainte-Hélène ou Trindade-Martim Vaz). Cependant, cette symétrie ne pourrait guère être poussée plus loin : les reliefs liés aux zones de fracture sont orientés E-W dans le bassin Brésil, mais WSW-ENE à SW-NE dans le bassin Angola. Il n'y a pas d'équivalent angolais à la chaîne de monts sous-marins, très marquée, dite de Vitoria Trindade, et la zone de fracture Ascension se perd dans un seuil portant les îles Annobon, São Tomé vers le Cameroun, entre -4000 et -5000 m, qui n'existe pas sur le versant brésilien de la Dorsale. Aussi l'impression est-elle d'une symétrie générale troublée par des accidents locaux, phénomène que nous devons tenter d'expliquer.

Cette symétrie est confirmée par la présence du socle océanique et de ses isochrones. On le trouve sous les sédiments dans les deux bassins en question comme nous l'avons vu. En effet, ce socle est composé de basaltes tholéitiques, lesquels ont acquis une aimantation thermorémanente correspondant au champ géomagnétique existant à l'époque de leur refroidissement. Ce champ

* Toutefois, la répartition des sites DSDP nous amènera à déborder légèrement cette limite vers la marge continentale.

s'inversant, l'on mesure en surface des anomalies magnétiques de sens alterné disposées en bandes grossièrement parallèles symétriquement par rapport à l'axe de la Dorsale. Comme les basaltes sont datables, on obtient l'âge des principales anomalies magnétiques, et sur les figures 16 et 17, l'on a indiqué les anomalies 34 (80 Ma), 31 (67 Ma), 21 (50 Ma), 13 (36 Ma), 5 (9 Ma). La reconnaissance des anomalies, même partielle, a permis d'aboutir à des conclusions fondamentales :

- Sur les parties externes des bassins océaniques, les isochrones des anomalies magnétiques n'ont pas été repérées : la couche basaltique formée durant la période antérieure à l'anomalie 34 l'a été durant un long intervalle de polarité normale, de l'Albien au Santonien, créant de ce fait la "zone calme crétacée" (MASCLE et PHILIPPS, 1972; KEATING et HELSLEY, 1978). L'anomalie magnétique M_0 (Aptien) reconnue dans le bassin du Cap a pu cependant être retrouvée au site DSDP 363 sur les limites du bassin Angola (BOLLI et al., 1978). On peut donc considérer que l'ouverture définitive de l'Atlantique central dans sa partie méridionale, comme la création de croûte océanique, ont été initiées vraisemblablement à l'Aptien.

- La datation de ces anomalies disposées symétriquement permet de calculer les vitesses d'expansion de la croûte océanique, une technique qui fut utilisée par de nombreux auteurs (DICKSON et al., 1968; HEIRTZLER et al., 1968) et d'un intérêt capital pour notre propos, puisqu'elle souligne nécessairement les temps forts principaux de l'évolution en Atlantique. Les travaux de LE PICHON (1968) et LE PICHON et HAYES (1971) distinguent : une phase rapide à partir de l'Albo-Aptien, conclusion à laquelle parviennent également LARSON et PITMAN (1972), qui dura à peu près 30 Ma, une période d'accrétion lente, voire nulle, à la fin du Crétacé supérieur, une reprise dès la fin du Crétacé et le Paléocène avec cependant une baisse de vitesse d'expansion à partir de l'Oligocène. Une nouvelle pause se serait produite au Miocène, correspondant à l'arrêt possible d'expansion entre les anomalies 5 et 7 noté en Atlantique équatorial par VAN ANDEL et MOORE (1970). Au Miocène supérieur, les taux d'expansion CRURENT à nouveau (MAXWELL et al., 1970), et cette phase rapide se serait poursuivie jusqu'à aujourd'hui. Les deux grandes périodes d'expansion lente ou nulle sont donc Crétacé supérieur (Sénonien) et Oligo-Miocène, cette dernière étant beaucoup moins nette.

- A la fin de chaque période d'expansion lente, la reprise s'est accompagnée d'une réorganisation des directions d'expansion. Si elle fut apparemment faible au Miocène supérieur (EWING et EWING, 1967), vers 80 Ma, par contre, le pôle de rotation selon lequel se faisait l'ouverture de l'Atlantique se déplaça vers le Nord (MASCLE, 1975; MASCLE et SIBUET, 1974), ce qui entraîna un réajustement des zones de fracture. Plus récemment, RABINOWITZ et LA BRECQUE (1979) ont suspecté un changement de pôle de rotation entre 107 et 111 Ma, accompagnant donc le début de l'expansion rapide à l'Aptien.

- La couche basaltique avec ses anomalies magnétiques est décrochée, comme on le voit sur les figures 16 et 17, le long des zones de fracture. Celles-ci, qui sont actives à l'axe de la Dorsale par le jeu des failles transformantes (VAN ANDEL et al., 1973), indiquent la permanence des accidents majeurs. Ils affectent aussi bien le socle du bassin Angola que celui du bassin Brésil. Leur importance relative se marque par les épanchements volcaniques qui ont accompagné le jeu de certains d'entre eux. Ainsi la chaîne Victoria-Trindade est associée vraisemblablement à la zone de fracture Martim Vaz et le mont sous-marin Hotspur à la zone de fracture Canavieiras, nommée également Hotspur sur la carte GEBCO.

4. Les enseignements des séries sédimentaires.

Sur le socle basaltique se sont déposés progressivement des sédiments qui expliquent la monotonie des plaines abyssales. Leur stratigraphie et leur lithologie sont connues très localement grâce aux forages profonds du DSDP. Elles nous donnent des enseignements sur les étapes d'ouverture de l'océan Atlantique sud-central, mais aussi sur l'évolution des continents émergés.

Les étapes d'ouverture peuvent être retrouvées par l'analyse des carottes aux sites 364-365 (Angola) et 355 (Brésil), localisés sur les figures 16 et 17.

- Les sites 364-365, à proximité du glaciaire continental, ont donné une séquence sédimentaire du Pléistocène à l'Aptien supérieur, le socle n'ayant évidemment pas été atteint (BOLLI et al., 1978). Deux discontinuités majeures ont été constatées, du Cénomaniens au Turonien, entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur. Actuellement, aucun sédiment marin antérieur à l'Aptien n'a été retrouvé dans ces bassins (VAN ANDEL et al., 1977). Sous l'Aptien supérieur doivent être présentes les couches aptiennes salifères très épaisses qui s'étendent sous la marge angolaise ainsi que la gabonaise (DRIVER et PARDO,

1974). Elles ont fait comparer la physiographie de l'Atlantique sud à cette époque à celle de la Mer Rouge actuelle (NATLAND, 1978). L'origine de ces évaporites, déposées sur la couche basaltique ici (RABINOWITZ et LA BRECQUE, 1979) a particulièrement attiré l'attention des chercheurs. Pour EVANS (1978), les paléolatitudes du bassin Angola, étroit à l'Aptien, le placent juste à l'Equateur, d'où des températures favorables à l'évaporation massive de l'eau marine. LEYDEN et al. (1972) soulignent la contribution du volcanisme au dépôt salin tandis que VAN ANDEL et al. (1977) évoquent un mécanisme de débordement temporaire de l'océan Atlantique sud par dessus les chaînes orogéniques Rio Grande et Walvis, alors émergées. Celles-ci formeraient en effet un obstacle à la mise en place et à la circulation franche des courants marins (GAMBOA et RABINOWITZ, 1981). Par conséquent, la fin du dépôt salifère coïncide avec l'instauration, à l'Albien, d'une circulation plus libre des courants (EVANS, 1978). Cependant, les carottes des sites 364-365 ont révélé la présence de sédiments anoxiques, sapropèles, à l'Albien supérieur, puis du Turonien au Santonien inférieur. Ces épisodes d'euxinisme ont évidemment entraîné la comparaison de l'Atlantique albo-sénonien avec la Mer Noire, voire avec le golfe de Californie (MELGUEN et al., 1978), bien que le cadre structural soit tout autre. Ils prouvent au moins que, jusqu'au Santonien, des restrictions importantes à la libre circulation des eaux ont persisté. De fait, MELGUEN (1978) date le début des conditions océaniques bien oxygénées au Maestrichtien.

- Le site 355, dans le bassin Brésil (PERCH NIELSEN et al., 1977) a livré une colonne de 449 m de sédiments surmontant le socle basaltique daté au K/Ar 78 ± 9 Ma (Campanien). Deux hiatus furent observés, l'un de l'Eocène moyen à l'Oligocène supérieur, l'autre au Miocène moyen. Les forages du Leg 72 (GAMBOA et al., 1983) les ont retrouvés dans le Sud du bassin Brésil. Tout ceci tend à prouver une bonne correspondance des hiatus au Tertiaire dans les deux bassins en dépit des sites fort variés de forage, que ce soit déjà sur la marge angolaise ou dans la partie centrale du bassin Brésil.

Les étapes repérées par l'analyse stratigraphique et lithologique marquent donc bien une ouverture progressive de l'océan Atlantique : à la fin de l'Aptien, les évaporites ne se forment plus, au début du Sénonien cessent les épisodes d'euxinisme. Après le Turonien, le système des courants dans l'Atlantique sud devait donc, en surface, ressembler à l'actuel (REYMENT, 1973). Les discontinuités stratigraphiques sont d'interprétation plus délicate, car il faut assurément faire leur part aux événements à valeur locale, tout spécialement au Tertiaire. Dans leur travail de synthèse portant sur tout l'Atlantique

sud, VAN ANDEL et al. (1977) ont dressé in fine un tableau des périodes d'érosion majeure. Les deux les plus représentées (13 et 14 occurrences) sont à l'Oligocène supérieur (22-24 Ma) et au Miocène inférieur (15-16 Ma). Deux autres événements d'importance moindre se produisirent à l'Oligocène, à 33-35 Ma et à 38-39 Ma (7 occurrences chacun). La période allant de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur connut donc des interruptions fréquentes de sédimentation. Or, les courants profonds, et tout particulièrement le courant de fond Antarctique, n'ont pu précisément se mettre en place qu'avec l'individualisation du courant circum-antarctique vers la limite Eocène-Oligocène, et avec un refroidissement du climat (HAQ, 1981). Le courant de Benguela, lié à l'upwelling des eaux sur le littoral angolais, connaîtrait ses premières manifestations à l'Eocène, mais serait définitivement actif à l'Oligocène inférieur et moyen (SIESSER, 1978). Les indicateurs paléontologiques varient quant à la date d'arrivée de l'eau de fond dans le bassin Angola, mais, en moyenne, l'Eocène moyen à supérieur est retenu (CLARK et al., 1984; PARKER et al., 1984). Les sédiments du site 515 suggèrent la présence d'eau de fond dans le bassin Brésil à l'Eocène moyen (BARKER et al., 1981). L'eau antarctique de fond expliquerait donc les hiatus de sédimentation nombreux couvrant cette période et indiquerait l'intégration définitive des courants atlantiques sud dans le système mondial.

Les sédiments des bassins océaniques apportent de surcroît des indications sur l'évolution climatique générale, sur les événements affectant les reliefs exondés. Nous connaissons déjà le cas des évaporites aptiennes trahissant un climat aride sur les deux marges à l'Aptien. L'étude palynologique des sédiments anoxiques albiens à sénoniens au site 364 (MORGAN, 1978) montre que le climat est resté tropical, semi-aride, au cours de cette période. Cette conclusion confirme bien les résultats obtenus par KRINSLEY et McCOY (1977) : travaillant sur la morphoscopie des grains de quartz retrouvés dans les sédiments du Leg 39, ils postulent l'existence de vastes déserts de la taille du Sahara actuel sur le continent sud-américain au cours du Crétacé. L'analyse des minéraux argileux présente un intérêt paléoclimatique certain dans la mesure où, comme le souligne BISCAYE (1965), la formation de minéraux in situ, dans l'Atlantique, est très faible. La masse des argiles profondes provient donc des continents. Cependant, l'interprétation de ces données n'est pas sans danger. Des conclusions valables ne peuvent être tirées que d'une étude quantitativement bien soutenue, par des analyses nombreuses. Or, au site 363, 19 échantillons seulement furent soumis à l'analyse diffractométrique. De plus,

La répartition des minéraux argileux n'est pas liée qu'à l'influence du climat : Les événements tectoniques et les courants marins jouent un rôle non négligeable (ROBERT, 1980). La présence croissante de chlorite ou d'illite peut signifier soit une phase de refroidissement climatique, au Tertiaire, soit l'érosion directe de roches, de sols contrariés dans leur évolution, c'est-à-dire aussi un événement tectonique. Pourtant, MAILLOT et ROBERT (1980) tirent de leur étude des conclusions essentiellement climatiques : au Crétacé le climat était chaud, avec des périodes sèches et humides se succédant, une tendance qui se poursuivit à l'Eocène où alternent smectite et kaolinite. La montée des chlorites, illites et interstratifiés à partir de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène marque une phase de refroidissement, avec réchauffement passager du climat. Sur la marge angolaise, l'influence climatique serait donc déterminante, et elle fut mise en évidence pour le Pliocène par WEISSERT et al. (1984). Cependant, peut-on ne voir dans les apports terrigènes majeurs aux bassins durant le Tertiaire que la marque des variations climatiques? L'apport terrigène très important qui se fit dans le bassin Angola, il y a 5 Ma d'après la synthèse de VAN ANDEL et al. (1977), peut s'expliquer ainsi, ce d'autant plus qu'il se poursuit au Plio-Pléistocène (MATSUMOTO et al., 1978). Par contre, le bassin Brésil reçut à l'Eocène des sédiments terrigènes à fort taux de quartz pour lesquels l'argument des variations climatiques peut paraître risqué.

II - LES PLATEAUX MARGINAUX PERNAMBUCO ET SAO PAULO

Tous les deux sont situés sur la marge brésilienne et n'ont pas de correspondant africain. Interrompant la régularité relative de la pente continentale, ils posent avant tout le problème de leur genèse qui, considérant leur situation, ne peut qu'être étroitement liée à celles tant du bourrelet marginal brésilien dont ils font partie, que de l'océan Atlantique sud.

1. Le plateau Pernambuco.

Au large de Recife, il soutient mal, par sa taille réduite, la comparaison avec celui de São Paulo (fig.16). La présence, dans son prolongement oriental, de monts sous-marins du même nom, permet de suspecter une origine au moins partiellement volcanique. Du reste, des anomalies magnétiques positives sur le plateau sont rapportées par FAINSTEIN et al. (1975) à une chaîne fossile de monts sous-marins que l'on peut voir apparaître sur la figure 18a,c.

Ce plateau marginal s'étend en effet le long d'accidents E-W reliant des zones de fracture océaniques à des linéaments continentaux, qui furent localement affectés par une activité volcanique post-rift, comme au Cap Santo Agostinho. Pourtant, en dépit de ces indices, les couches sédimentaires légèrement ployées (fig.18,a,b,c) surmonteraient un socle continental aminci, d'après FAINSTEIN et MILLIMAN (1979). La présence d'un socle mixte ou intermédiaire paraît, du fait de ces monts sous-marins, bien plus probable.

La genèse du plateau doit être liée à la séparation définitive Nordeste-Nigéria-Cameroun au Turonien. Pour SIAL (1976), SIAL et al. (1981), les granites et les basaltes datés au Cabo Santo Agostinho 80 à 99 Ma, semblables à ceux du Nigéria, témoignent de cet événement majeur. Ce sont les monts sous-marins qui ont formé des obstacles au transport des sédiments de la marge vers les bassins océaniques, d'où l'accumulation sédimentaire responsable du plateau. Cette explication est parfaitement illustrée par la figure 17 c. Les séries comprennent deux hiatus, au Maestrichtien supérieur et surtout à l'Oligocène, où l'érosion provoqua une discordance majeure (KOWSMANN et DE ATAIDE COSTA, 1976).

2. Le plateau São Paulo : problèmes de genèse.

Interrompant la pente continentale, il est associé au bourrelet marginal sudestain comme on peut le voir immédiatement sur la figure 2, à des profondeurs comprises entre 2000 et 3000 m. Il présente une pente irrégulière qui a permis d'y distinguer parfois deux paliers, supérieur vers -2500 m et inférieur vers -3000 m, surtout dans la partie sud. Cependant, nous n'avons pas fait apparaître cette subdivision sur la figure 2, étant de lecture très malaisée sur la carte GEBCO. Dans le détail, sa bathymétrie est très chaotique, ce qui est lié à l'existence de plis diapirs (LEYDEN et al., 1978, 1979) : les évaporites aptiennes restent présentes presque continûment en profondeur, et leur limite est, du fait de ce critère géomorphologique, assez bien connue. Nous l'avons reportée sur la figure 2. Le plateau est bordé au Sud par une chaîne ou ride dite de São Paulo, dont le relief décroît progressivement vers l'Ouest où il est finalement fossilisé par les sédiments de la pente continentale, vers 45° long.W. La profondeur minima de la ride atteint 2500 m (GAMBOA et RABINOWITZ, 1981). A l'Est, le rebord du plateau est très irrégulier, entaillé par quelques petits canyons. A la limite avec le bassin océanique Brésil se localisent des monts sous-marins, le plus important étant celui d'Almirante

Saldanha (fig.2). Les problèmes afférant à l'origine du plateau tiennent à la nature du socle, et ils se posent ici avec plus d'acuité que dans le cas du plateau Pernambuco : l'épaisseur sédimentaire est considérable, évaluée sous la pente continentale à plus de 7000 m, et le site DSDP 356 n'a même pas atteint le niveau des évaporites aptiennes.

L'énigme posée par la nature exacte du socle ressemble exactement à celle gênant les chercheurs travaillant sur le plateau Vøring en Atlantique nord. Les tenants de la croûte océanique ne manquent pas d'arguments. LEYDEN et al. (1971) fondent leur jugement sur des profils de sismique réfraction, tel celui de la figure 19, qui montre une couche 2 ou socle basaltique, dans laquelle les ondes sismiques se propagent à une vitesse normale de 5,1 à 5,6 km/sec. Les périodes et les amplitudes des anomalies magnétiques observées dans la région du plateau seraient similaires à celles des régions à l'Est et à l'Ouest de la chaîne asismique Rio Grande. KUMAR et al. (1977) soulignent eux aussi l'existence d'anomalies magnétiques linéaires non corrélées à celles dues à l'expansion océanique car non encore cartographiées avec suffisamment de précision. Et ils en déduisent la nature océanique de la croûte. Cependant, ces anomalies magnétiques pouvant aussi bien être produites par des montées basaltiques le long de fractures, formant de gigantesques dykes dans une croûte continentale, comme cela s'est produit sur les marges groenlandaises (WATT 1969), LEYDEN (1976) réinterprète les vitesses océaniques calculées comme dues au passage des trains d'ondes dans d'importantes montées magmatiques mises en place lors de la phase rifting, dans et sur la croûte continentale. Ce point de vue est illustré par la figure 20. Cette hypothèse explique les difficultés mentionnées par DA COSTA ALVES (1981), auxquelles se heurtent les géophysiciens lorsqu'ils cherchent à déterminer le passage de la croûte océanique à la croûte continentale. C'est à la conclusion d'une croûte continentale de transition, ou intermédiaire que sont parvenus les chercheurs brésiliens très récemment (Comissão brasileira de geodinâmica, 1983), le passage à la croûte océanique se faisant à une distance d'au moins 600 km à partir du trait de côte.

Le plateau marginal São Paulo serait donc composé au moins partiellement de croûte continentale entrelardée de montées magmatiques lors de l'ouverture atlantique, au Néocomien-Aptien. Elles seraient probablement aussi contemporaines des épanchements de la Serra Geral (FRANCISCONI et KOWSMANN, 1979). Cependant, l'activité volcanique a dû se poursuivre à l'Albien et durant le

Crétacé supérieur. Les minéraux argileux des sédiments albiens sur le plateau contiennent 100% de montmorillonite, ce qui prouve qu'alors les dépôts volcaniques étaient très étendus (ZIMMERMAN, 1977) et un galet de basalte a été retrouvé dans une craie sénonienne, témoignant par sa pétrologie d'une activité volcanique postérieure à la création de la couche océanique à l'axe de la Dorsale médio-atlantique. FODOR et al. (1977) en déduisent que la ride São Paulo s'est développée comme une chaîne de volcans au cours du Crétacé le long de la zone de fracture bordant le plateau au Sud (fig.2).

3. L'évolution morphologique du plateau.

Elle est partiellement connue grâce aux résultats des forages au site DSDP 356. Ils se sont terminés dans l'Albien, mais l'existence de l'Aptien à évaporites est certaine sous le plateau au Nord du site et la profondeur du socle acoustique (RIDEG, 1974) laisse suspecter la présence d'épaisses séries détritiques du Néocomien (KUMAR et GAMBOA, 1979). L'échelle stratigraphique fournie au site 356 comprend trois hiatus majeurs : de l'Albien supérieur au Turonien moyen, Eocène inférieur, de l'Eocène supérieur au Miocène. Quelques hiatus mineurs se produisirent au Turono-Sénonien et au Plio-Pléistocène (PERCH NIELSEN et al., 1977). Durant l'Albien, puis du Turonien jusqu'au début du Santonien, le milieu reste confiné. La fin des sapropèles au sommet du Coniacien indiquerait l'arrivée sur le plateau d'eaux plus oxygénées (PREMONI SILVA et BOERMA, 1977). Un apport conglomératique très important marque également le Turono-Coniacien : cet afflux terrigène est rapporté par SLITER (1977) aux changements de niveau marin. L'évolution générale au Crétacé se fait donc vers une baisse des apports terrigènes et la fin progressive d'un environnement confiné. Il faut rapporter ces conclusions à la subsidence générale du site de dépôt. La ride São Paulo serait au cours de l'Albien probablement au-dessus du niveau marin (KUMAR, 1979). Les assemblages de Foraminifères du plateau indiquent des paléop profondeurs allant de 500 m à 1500 m à l'Albien, tandis que ceux du Maestrichtien correspondent à une fourchette 1500-2500 m.

L'étude des minéraux argileux a permis d'éclaircir un peu l'évolution du plateau au Tertiaire. A l'Eocène moyen, la présence croissante d'attapul-gite sur le plateau refléterait l'influence des apports continentaux à partir des Serras, tandis que celle de smectite pourrait signifier l'existence d'un relief progressivement pénéplané (ROBERT, 1981). Des faunes d'Ostracodes, d'eau froide, apparaissent par ailleurs à partir de l'Eocène supérieur, indi-

quant la mise en place d'un nouveau système de courants, plus froids que les précédents (BENSON, 1977). Nous retrouvons le rôle perturbateur des courants de fond à l'Oligocène, ce d'autant plus que l'eau de fond antarctique coule aujourd'hui à la base du plateau et est dérivée vers l'Est par la ride São Paulo (fig.2). La surface du plateau est balayée par l'eau profonde nord-atlantique qui provoque localement une érosion des sédiments (GAMBOA et KUMAR, 1977). Les quelques hiatus au Plio-Pléistocène peuvent également s'expliquer par les variations locales des apports terrigènes au cours du Tertiaire supérieur (EMELIANOV et TRIMONIS, 1977).

III - LES CHAINES ASISMIQUES RIO GRANDE ET WALVIS

Ces deux ensembles majeurs de l'Atlantique sud marquent la limite méridionale des bassins Brésil et Angola, joignant par une série de reliefs plus ou moins continus la Dorsale médio-atlantique aux deux marges (fig.16 et 17). Dans leur disposition générale, ils dessinent une sorte de V aux branches grossièrement symétriques, une constatation qui justifie leur étude commune. L'on devine immédiatement l'intérêt de ces reliefs pour notre propos puisqu'ils ont dû, de part leur situation, subir l'influence des événements majeurs ponctuant l'ouverture de l'Océan Atlantique sud, du rifting à aujourd'hui. Dans une étude récente, GOSLIN et PATRIAT (1984) ont souligné ce point. Par ailleurs, leur existence même pose un problème (LADD et al., 1973) auquel les chercheurs ont apporté des réponses variées, mais qui ont des conséquences directes sur notre compréhension de la genèse et de l'évolution morphologique générales en Atlantique sud.

1. Les problèmes posés par la physiographie des chaînes.

Leur longueur, dépassant 2000 km pour chacune, explique une connaissance encore schématique de leur bathymétrie. L'on distingue cependant assez bien sur la figure 16 que la chaîne Rio Grande, entre le chenal Vema et la Dorsale médio-atlantique, est formée de trois parties. La première, orientée grossièrement E-W, forme ce que l'on peut nommer plateau de Rio Grande, culminant à des profondeurs inférieures à 1000 m, et sur les flancs duquel ont été choisis les sites 22, 357, 516. Des canyons profonds dissèquent le flanc nord de la chaîne, encaissés de quelques centaines de mètres, larges de 5 à 20 km à proximité du site 357 et s'élargissant vers le bas (McDOWELL et al., 1977).

On peut adjoindre à ce premier ensemble une sous-partie plus orientale, orientée également E-W, où a été foré le site 21. La deuxième partie, orientée N-S sur près de 800 km, est quasi inconnue. Enfin, une série de reliefs E-W, à une profondeur inférieure à 4000 m, constituent une troisième partie beaucoup moins marquée dans la bathymétrie, portant de rares monts sous-marins (fig.16).

Le relief de la chaîne Walvis est plus linéaire, plus continu, puisqu'il n'existe pas à proximité de la marge africaine un équivalent au chenal Vema. Pourtant, les auteurs s'accordent à y distinguer trois parties, à évolution sans doute différente (KOGAN, 1979). GOSLIN et al. (1974) isolent la partie orientale massive, à l'escarpement nord très linéaire, qui a reçu le nom de Ride Frio. La partie centrale, ou banc Valdivia, culmine à -231 m et est orientée N-S (fig.17). Enfin, la troisième partie s'étire jusqu'à l'île Tristão da Cunha. Formée de monts sous-marins aux sommets souvent plans et de reliefs très discontinus, elle a été forée très récemment aux sites DSDP 359 et 524 à 529.

A la lecture de cette esquisse physiographique se posent plusieurs problèmes : comment expliquer l'importance inégale des reliefs, leur discontinuité locale? A quoi sont dues les orientations différentes de ces reliefs?

2. La nature du socle : des informations sur la genèse des chaînes.

Les socles ont été atteints aux sites 357 et 516 sur Rio Grande, 524, 525, 528 et 359 sur Walvis. L'interprétation a varié avec la nature pétrologique des échantillons successivement recueillis. Dans le cas de la chaîne Rio Grande, FODOR et al. (1977) montrèrent que les roches analysées ont une composition de basalte alcalin, un type presque toujours associé à des îles et à des monts sous-marins. Bien qu'ils aient un caractère tholéitique, les échantillons de THOMPSON et al. (1983) sont des basaltes différents de ceux d'une dorsale médio-océanique. Il n'en reste pas moins que le socle de la chaîne asismique s'est formé à la même période que celui des bassins océaniques adjacents : l'on trouve une assez bonne concordance entre l'âge du socle de la chaîne, déduit des sédiments surincombants, et celui du bassin océanique Brésil donné par les anomalies magnétiques. On doit en conclure que, bien que formé à l'axe de la Dorsale médio-atlantique, le socle de la chaîne Rio Grande est composé au moins en partie de basaltes alcalins, non typiquement océaniques. L'origine de la chaîne peut être cherchée dans un ou plusieurs épisodes d'épanchements volcaniques excessifs à l'axe de la Dorsale. KUMAR

(1979) signale une activité semblable entre 100 et 80 Ma, devenant plus sporadique après le Sénonien. D'après FODOR et THIEDE (1977), un autre épisode majeur se serait produit à l'Eocène. Ces variations d'activité peuvent expliquer celles du volume dans les reliefs créés, en particulier l'existence de la trouée Rio Grande où est localisé le chenal Vema, et surtout la faible individualisation de la partie la plus récente de l'ensemble, formée après l'Eocène.

Le socle de la chaîne Walvis a été analysé très récemment, avec les échantillons des legs 73 et 74. Les forages du site 359 n'avaient traversé qu'un tuf dans un mont sous-marin, dont la composition, toutefois, était comparable à celle des trachytes sur les îles Tristão da Cunha et Gough (FODOR et al., 1977). Les forages plus récents ont livré des basaltes alcalins aux sites 519, 520, 522, 524, qui ont confirmé cette parenté (DIETRICH et al., 1984) et ont fait interpréter la chaîne de Walvis comme une ligne de volcans associée à un point chaud, centré sur Tristão da Cunha. Les données du Leg 74 (MOORE et al., 1984) ont permis de pousser l'analyse. Le complexe de base est formé sur les sites étudiés de basaltes massifs alternant avec de la craie ou du calcaire à éléments volcanogéniques importants. Il s'agit donc d'un socle volcano-sédimentaire. Les basaltes s'avèrent être différents de ceux obtenus sur les dorsales médio-océaniques (MOORE et al., 1983), bien qu'ils furent créés à l'axe de la Dorsale médio-atlantique, à des profondeurs faibles. Là encore, cette activité volcanique exceptionnelle ne fut pas constante, et les reliefs formant la chaîne, par leurs discontinuités, en sont autant de marqueurs, de témoins. Ainsi, la ride Frio fut initiée à l'Aptien (RYAN et al., 1978), mais sa formation dura de 120 Ma à 80 Ma (PASTOURET et GOSLIN, 1974). Le banc Valdivia, massif, serait mis en place vers 80 Ma (BOLLI et al., 1978), ce qui est confirmé par sa position par rapport à l'anomalie 34 (fig. 16). Plus au Sud, enfin, les reliefs discontinus et les monts sous-marins ont été créés sporadiquement, après le Maestrichtien (LA BRECQUE et al., 1983). Le futur mont sous-marin du site 359 date de l'Eocène supérieur. L'on voit que, après cette date, l'activité volcanique fut très réduite, produisant quelques reliefs de faible ampleur.

Il n'est pas difficile de reconnaître un synchronisme dans les temps forts de mise en place des chaînes, avec une activité volcanique très importante dans les deux cas autour de 80 Ma (Sénonien) et à l'Eocène. Après l'Eocène, par contre, les épanchements faiblissent et, de ce fait, les chaînes

asismiques n'ont plus de relief majeur au-delà des anomalies magnétiques 21, datées de l'Eocène moyen (fig.16 et 17). Le volcanisme en excès à l'axe de la Dorsale joue donc un rôle capital dans la formation des chaînes, et beaucoup y ont vu la trace d'un point chaud, phénomène sur lequel nous reviendrons dans la quatrième partie (GOSLIN et SIBUET, 1975; MORGAN, 1983; DUNCAN, 1981). Cependant, cette explication, si elle rend compte du caractère pétrologique mixte des basaltes, n'éclaire assurément en rien le tracé souvent rectiligne des escarpements ni les changements brutaux d'orientation pour les éléments majeurs des chaînes.

3. Le rôle des zones de fracture et des sauts de dorsale.

De nombreux auteurs ont souligné leur importance sur la géométrie des chaînes. Ainsi, BARKER et al. (1981), GAMBOA et RABINOWITZ (1981) notent la correspondance entre l'orientation des versants nord de la chaîne Rio Grande et le passage de la zone de fracture Florianopolis, qui se poursuit, du reste, jusqu'à la ride São Paulo. Cette explication est du reste évidente en ce qui concerne la troisième partie de la chaîne, la plus basse, un seuil appuyé sur des zones de fracture décalant l'axe de la Dorsale médio-atlantique, comme celle de Tristão da Cunha, portant quelques monts sous-marins (fig.16). L'aspect encore plus rectiligne de la chaîne Walvis, sa disposition en échelons, souligne l'influence des zones de fracture, voire d'accidents suivant une vieille ligne de faiblesse (GOSLIN et al., 1974). Certains auteurs (EMERY et al., 1975) ont évoqué la possibilité d'un soulèvement fini-crétacé le long des failles normales NW-SE qui y correspondraient. L'on voit immédiatement sur la figure 17 que les anomalies magnétiques ne sont d'ailleurs plus continues de part et d'autre du relief, indiquant un décrochement majeur du socle océanique. Les zones de fracture, également, peuvent se prolonger par des décrochements de la marge continentale (MASCLE et SIBUET, 1975). Cependant, étant orientées E-W à NE-SW, on voit mal comment elles pourraient expliquer les portions centrales, N-S, des deux chaînes.

Pour le faire, les auteurs ont eu recours à deux mécanismes : sauts de dorsale et changements de pôle de rotation. Le passage brutal de la partie E-W ou SW-NE aux parties centrales serait pour LE PICHON et HAYES (1971) une conséquence tectonique et morphologique de la migration du pôle de rotation selon lequel se faisait l'ouverture de l'Atlantique sud vers le Nord, autour de 80 Ma. Il s'ensuivit une nouvelle géométrie des zones de fracture. En effet, comme on le voit sur les figures 16 et 17, les parties centrales des chaînes

sont, pour l'essentiel, comprises entre les anomalies 34 (80 Ma) et 31 (67 Ma). Les explications plus récentes invoquent, pour rendre compte de ce tracé irrégulier, des sauts de la Dorsale médio-atlantique. Des asymétries d'anomalies magnétiques, comme l'anomalie 31 (LE PICHON, 1968), l'extension différente du champ d'évaporites aptiennes sur les marges angolaises et brésiliennes (MASCLE et RENARD, 1976) ont fait supposer de tels sauts à l'Aptien et vers 80 Ma, au Sénonien. BARKER (1983) a proposé trois sauts de dorsale, à 106 Ma (Aptien), 91 Ma (Turonien) et 71 Ma (Sénonien supérieur). Ils seraient sollicités par la boursoufflure thermique d'un point chaud, s'élevant à l'écart de la dorsale en activité. L'intumescence de croûte océanique finirait par se fendre, sous certaines conditions, et former une nouvelle Dorsale médio-atlantique autour du rift ainsi créé. L'on rend compte ainsi du volcanisme excessif accompagnant ce rifting à l'axe de la nouvelle dorsale. La genèse et la morphologie des deux chaînes asismiques seraient donc liées aux influences conjuguées des zones de fracture et des sauts de dorsale, sollicités par la présence d'un point chaud très actif. Ces sauts, dans l'hypothèse de SHAFFER (1984) laissèrent "en arrière" des tronçons formant les chaînes asismiques.

4. L'évolution des deux chaînes : subsidence et action des courants de fond.

Après leur création à l'axe de la Dorsale médio-atlantique, les reliefs connurent une subsidence marquée dont l'histoire est retrouvée grâce aux données sédimentologiques, paléontologiques, stratigraphiques des forages profonds. S'appuyant sur ces travaux, THIEDE (1977) décrit, pour la partie centrale du Rio Grande, une grande île culminant à 2000 m au-dessus du niveau marin au Santonien-Campanien, qui aurait subi une subsidence lente depuis cette époque. L'amplitude du mouvement atteindrait une valeur minimale de 2500 m et les derniers reliefs exondés auraient été submergés à l'Oligocène. Les forages du leg 72 ont conduit à réexaminer ces conclusions, même si le mouvement général de subsidence est bien attesté par l'étude des Foraminifères (TJALSMA, 1983). En effet, au site 516 ont été retrouvés des niveaux clastiques d'âge Eocène, fragments volcaniques et cendres (BARKER et al., 1983a). Les profils de sismique réflexion sur le site ont révélé une structure des sédiments éocènes évoquant celle des marges continentales (BARKER et al., 1983b). BRYAN et DUNCAN (1983) supposent donc que ces niveaux clastiques proviendraient d'une activité volcanique à l'air libre : à cette époque, la chaîne asismique aurait été basculée, soulevée, ce qui aurait entraîné des ébou-

lements sous-marins. La partie occidentale de la chaîne Rio Grande aurait été exondée. Elle l'avait été également au Coniacien-Santonien, ce que montre la présence de kaolinite fossile, témoin d'une altération à l'air libre (ZIMMERMAN, 1983). La subsidence du relief fut donc interrompue à l'Eocène. Les courbes de subsidence pour le site 516 donnent une profondeur de -1260 m au Paléocène, mais de -600 m seulement au début de l'Eocène moyen (BARKER, 1983). Toutefois, dans une étude antérieure, ROBERT (1981) avait mentionné sur la partie occidentale de la chaîne une forte activité tectonique du Campanien supérieur au Paléocène inférieur, tandis que, dès le Paléocène supérieur, cette activité aurait pris fin et qu'à l'Eocène moyen, la chaîne serait à peu près totalement immergée. La subsidence du relief aurait donc été, selon cet auteur, peu perturbée. Dans le cas de Walvis, par contre, la subsidence paraît avoir été continue. Au site 359, elle serait d'au moins 1700 m depuis l'Eocène supérieur (DETRICK et SCLATER, 1977). Au site 363, les sédiments les plus anciens retrouvés prouvant que le sommet de la chaîne était proche de -200 m durant l'Aptien supérieur, la subsidence, continue, serait de l'ordre de 2200 m (MELGUEN, 1978).

Les conséquences de ces mouvements de subsidence sont multiples. Les canyons sous-marins observés sur les chaînes ont pu être initiés à l'air libre avant que les reliefs ne soient submergés, comme le proposent HUTCHINSON et ENGELS (1972) dans le cas de la Mer Rouge. Par la suite, ils ont pu être surcreusés par des courants de turbidité, jusqu'au Pléistocène supérieur pour ceux de la chaîne Rio Grande (JOHNSON et PETERS, 1979). Ils ont surtout permis l'intégration progressive de l'Atlantique sud dans le système océanique mondial en facilitant une circulation de plus en plus franche des courants, qui ont pu jouer un rôle morphologique à petite échelle. La trouée du Rio Grande a été empruntée et surcreusée par des courants profonds : le chenal Vema se forma à l'Oligocène supérieur seulement, lorsque des sédiments commencèrent à fossiliser cette trouée, grâce au passage de l'eau de fond antarctique (GAMBOA et al., 1983). Aujourd'hui, la morphologie superficielle sur le fond du chenal est redevable au courant de fond (GAMBOA et KUMAR, 1977). JOHNSON et al. (1976) notent que les vitesses les plus fortes du courant, vers le Nord du chenal, sont proches de son mur ouest, là où il est effectivement le plus creusé. L'énergie cinétique maxima, mesurée sur un an par SCHMITZ et HOGG (1983), de l'ordre de 240 cm²/sec. est bien plus élevée que celle relevée dans le cas du Gulf Stream, inférieure à 100 cm²/sec. dans les profondeurs abyssales. La subsidence du socle sous le chenal a dû faciliter

le passage de l'eau de fond, comme cela s'est produit pour le passage de Walvis, à une profondeur de -4100 m, faisant passer l'eau antarctique du bassin du Cap au bassin Angola (CONNARY et EWING, 1974)

IV - LES TEMPS FORTS DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE EN ATLANTIQUE SUD

Ils se dégagent très facilement des études locales que nous venons de mener par la confrontation des résultats. Plusieurs temps forts apparaissent : à l'Aptien, au Turono-Sénonien, à l'Eocène-Oligocène, mais chacun d'entre eux à des conséquences, une signification, très différentes.

1. La phase d'ouverture initiale.

La situation de l'Atlantique sud central à la fin de cette période, qui fut sans doute très longue, un intervalle considérable ayant séparé le rifting de la dérive (HALLAM, 1983), fait penser à la fois à celles de la Mer Morte et de la Mer Rouge. A l'Aptien, l'Atlantique est un golfe étroit barré au Sud par les reliefs volcaniques liés à la présence d'un point chaud, responsable par ailleurs des épanchements Kaoko en Namibie et de la Serra Geral en Amérique du Sud, simultanés (SIEDNER et MITCHELL, 1976; SIEDNER et MILLER, 1968). Les futures rides Frio et São Paulo commencent progressivement à se former. Au Nord, une communication n'existe pas encore avec l'Atlantique central pourtant ouvert dès le Jurassique (DIETZ et HOLDEN, 1970). La séparation de la Gondwana occidentale n'est pas achevée. Dans ce milieu confiné se déposent les évaporites sur les sédiments continentaux néocomiens et le socle océanique nouvellement formé, probablement grâce à des débordements temporaires d'eau marine provenant du Sud, grâce aussi à un climat aride. Ces conditions ont persisté assez longtemps pour permettre la formation de 3000 m d'évaporites.

A la limite Aptien-Albien se produisent deux événements majeurs, peut-être liés. D'une part, au Sud du domaine étudié, un saut de dorsale vers l'Est décale vers l'Ouest et le continent brésilien une partie de croûte océanique, et de la marge angolaise, avec les évaporites qui la surmontent, le long d'un accident majeur, la future zone de fracture Florianopolis, probablement. FRANCHETEAU et LE PICHON avaient souligné en 1972 la continuité possible des deux zones de fracture limitant au Nord le plateau São Paulo et décrochant la marge angolaise au large de Novo Redondo. Les épanchements volcaniques résul-

tant de ce saut de dorsale vers l'Est expliquent l'important volume de la ride Frio face à la modeste ride São Paulo. Il marque aussi l'individualisation des deux rides, de leurs escarpements raides tournés vers le Nord pour la première et vers le Sud pour la seconde, et surtout la naissance du plateau marginal São Paulo. D'autre part, le dépôt des évaporites cesse. L'on peut y voir, comme beaucoup d'auteurs, l'indice d'une ouverture de l'Atlantique équatorial, nécessitée également par la géométrie des pôles de rotation calculés (RABINOWITZ et LA BRECQUE, 1979), les faciès sédimentaires du bassin de la Bénoué (NAIRN, 1973), certaines données paléontologiques, microfauniques (MOULLADE et GUERIN, 1982; FORSTER, 1978). Il est probable aussi que le saut de dorsale et le coulissage qu'il a entraîné ont ouvert une brèche dans les reliefs méridionaux, à l'origine de la trouée Rio Grande.

A l'issue de ce saut de dorsale, les futurs bassins océaniques, s'agrandissant rapidement en cette période d'expansion forte, connaissent toujours des environnements confinés, anoxiques. L'Océan Atlantique reste étroit, ce que montrent les analogies microfauniques entre les séries sédimentaires crétacées du Brésil, de l'Angola ou du Gabon (KROEMMELBEIN et WENGER, 1966; FRENEIX, 1966; GROSDIDIER, 1967; VIANA, 1966).

2. L'ouverture définitive de l'Atlantique sud septentrional (Turonien-Sénonien).

La permanence d'un pont de terres ou, du moins, d'un chenal peu profond entre Afrique et futur Brésil, aux profondeurs évaluées par THIEDE et VAN ANDEL (1977) à -1000 ou -2000 m avant le Turonien, a été affirmée surtout par les paléontologues : REYMENT et TAIT (1972) puis REYMENT (1980) en se basant sur l'étude des espèces d'Ammonites, PREMONI SILVA et BOERMA (1977) sur celle des Foraminifères planctoniques. FRANCHETEAU (1973) souligne la différence des faunes fossiles des bassins Apodi et Sergipe-Alagoas jusqu'au Turonien inférieur. Elle est confirmée par l'euxinisme récurrent jusqu'au Santonien, marquant les faciès des sédiments retrouvés dans les bassins Brésil et Angola (MELGUEN et al., 1978 a).

L'ouverture de l'Atlantique équatorial provoqua une réorganisation du mode d'expansion océanique et une migration du pôle de rotation vers le Nord. L'une des conséquences en fut le plissement des sédiments de la Trouée de la Bénoué au Cameroun (BURKE et DEWEY, 1974; GRANT, 1971). C'est entre le Turonien et le Sénonien que commencent à se former le plateau Rio Grande (le socle au site DSDP 516 a un âge 86 Ma, Sénonien), le banc Valdivia, et nous savons

que deux sauts de dorsale se sont produits très probablement à 91 Ma et à 71 Ma. L'activité volcano-tectonique liée à ces événements permet d'expliquer la massivité des deux éléments centraux des chaînes asismiques. L'ouverture de l'Océan Atlantique équatorial peut ainsi être considérée comme achevée au Sénonien, ce qu'indique d'ailleurs l'étude des Foraminifères planctoniques crétacés du Leg 40 (CARON, 1978).

3. Affaiblissement du point chaud et mise en place des courants de fond (Eo-Oligocène).

L'activité du point chaud Tristão da Cunha est encore forte à l'Eocène où elle est responsable des derniers grands éléments de la chaîne asismique Walvis (site 359) et Rio Grande. L'Eocène est cependant une période d'activité tectono-volcanique majeure pour la partie ouest de la chaîne Rio Grande (BARKER et al., 1983a) sans que le même point chaud puisse être tenu pour responsable, ce qui a fait suspecter le passage de la plaque sud-américaine sur un autre point chaud, hypothétique (BARKER, 1983). La chaîne Vitoria-Trindade est volcaniquement active à cette époque également, de même que ses prolongements occidentaux, les bancs Abrolhos et Royal-Charlotte (FAINSTEIN et SUMMERHAYES, 1982). La partie brésilienne de notre champ d'étude a indiscutablement connu une histoire plus mouvementée que la partie angolaise, ce qui peut expliquer la discontinuité plus marquée de ses reliefs. Après l'Eocène, par contre, les reliefs asismiques connaissent tous une subsidence marquée, et le point chaud Tristão da Cunha n'est plus l'auteur que de quelques guyots dans le prolongement de la chaîne Walvis, si l'on excepte les deux seuils, à une profondeur inférieure à -4000 m, qui continuent à limiter les bassins océaniques Brésil et Angola au Sud.

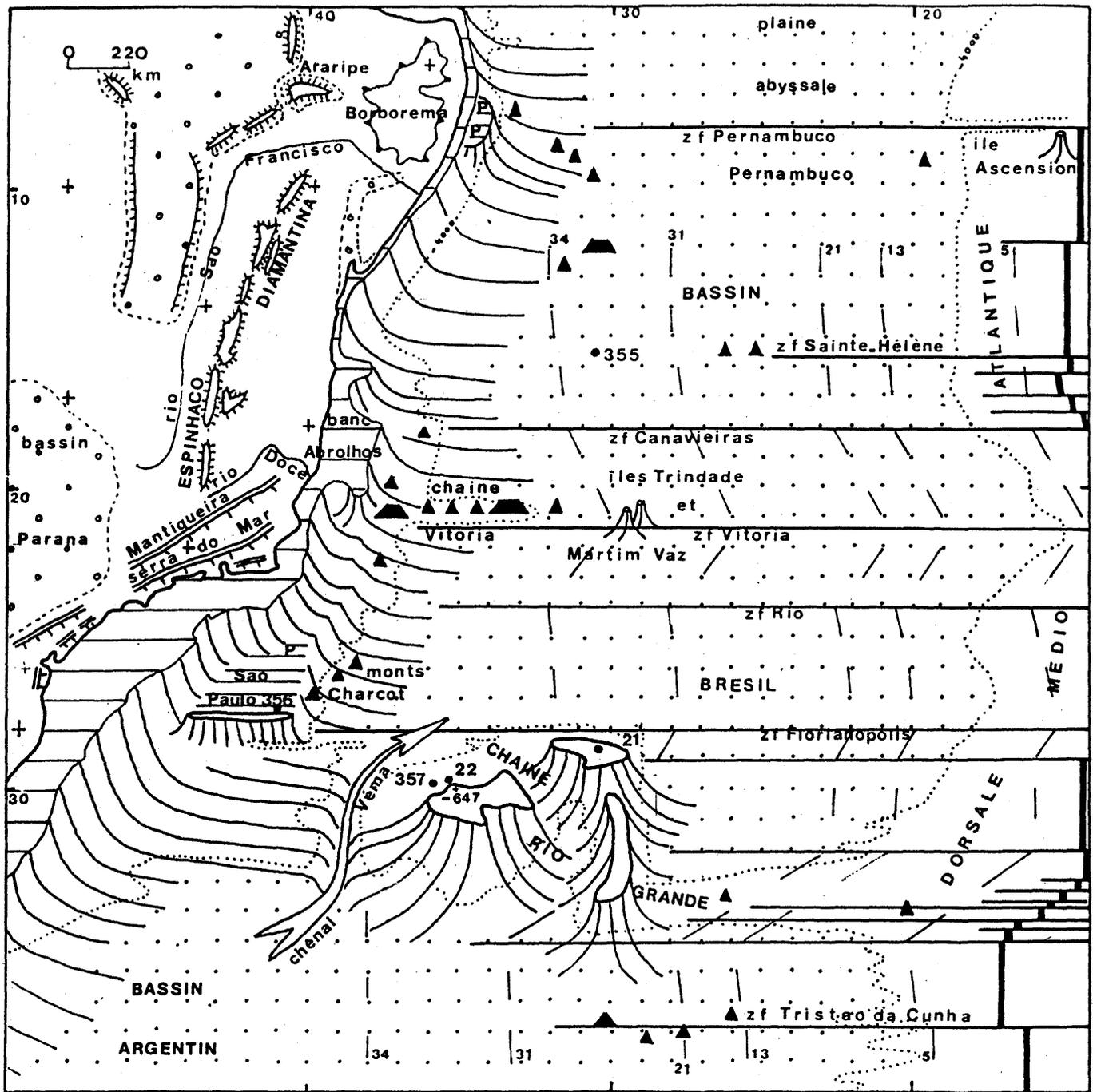
Cette même période éo-oligocène correspond aussi à un changement marqué dans les systèmes courantologiques, avec l'irruption définitive de l'eau antarctique de fond. Outre une érosion importante des sédiments déposés dans les bassins océaniques, elle aurait entraîné une baisse générale des températures de 3 à 5°C en 100.000 ans, d'après OBERHANSLI et al. (1984). L'arrivée des courants puissants longeant le pied des marges continentales entraîne un réajustement complet du profil d'équilibre de la pente et du glacis continentaux, selon PAUTOT et LE PICHON (1973). L'instabilité climatique, qui avait commencé à se manifester légèrement dès le Paléocène (HAQ et al., 1977) devient désormais un phénomène majeur.

Après l'Eo-Oligocène, les reliefs importants connurent donc une subsidence continue tandis que les séries sédimentaires étaient localement érodées en fonction des pulsations des courants, liées aux variations climatiques. Il est à noter que la reprise d'une expansion forte au Miocène et le soulèvement de la Dorsale qui en résulta ne paraissent pas avoir affecté le rythme de la subsidence ni entraîné des modifications dans la mise en place des reliefs asismiques. Cette constatation souligne bien ainsi le rôle capital d'un point chaud actif à proximité d'une dorsale pour la formation des chaînes asismiques. La plus grande instabilité tectonique entraînée par ce regain d'activité, d'ailleurs parfois contesté, pourrait peut-être expliquer quelques formes mineures, tel le creusement du canyon médio-océanique équatorial, actif au Miocène inférieur et fossilisé probablement dès le milieu ou la fin du Miocène (DAMUTH et GORINI, 1979).

CONCLUSION : DES CORRESPONDANCES DANS LES TEMPS FORTS D'EVOLUTION AU BRESIL ET EN ATLANTIQUE

Cette deuxième partie permet in fine de souligner des temps forts dans la mise en place des grands ensembles de relief assez similaires, à l'Aptien, au Turono-Sénonien et à l'Oligocène. Dans les deux cas, des conclusions majeures sont très proches, comme le rôle accru des variations climatiques pour l'évolution des formes au Tertiaire, tandis que la tectonique reste l'élément prédominant de la morphogenèse au Crétacé. Localement, dans la partie sud, le soulèvement très fort et répété des reliefs exondés a une contrepartie dans les reliefs sous-marins, avec les interruptions de subsidence sur la chaîne asismique Rio Grande. Mais les grands ensembles ont connu une évolution ponctuée par les mêmes grands événements tectoniques et climatiques au Crétacé surtout. Au Tertiaire, le synchronisme des mouvements tectoniques est beaucoup plus douteux.

Comme les deux versants de la Dorsale médio-atlantique ont subi les mêmes phases fondamentales d'évolution, il est logique de s'attendre à une vérification de ces premières constatations en Angola. L'étude du bourrelet angolais s'impose en tant que pierre de touche : si les temps forts de son évolution morphologique sont autres, les constatations qui précèdent sont dues au hasard. S'ils coïncident au contraire avec ceux que nous avons dégagés au Brésil et en Atlantique, il devient clair, irréfutable, que tous ces reliefs ont une genèse et une évolution communes.



- | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | | | |
| 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | | |

Figure 16. - Zones de fracture, anomalies magnétiques et ensembles de reliefs majeurs en Atlantique sud (Bassin Brésil, chaîne Rio Grande et bourrelet marginal).

D'après la carte GEBCO et, pour les anomalies magnétiques, SHAFFER (1984).

1. Trait de côte. 2. Pente et glacis continentaux. 3. Ensemble de reliefs sous-marins majeurs. 4. Monts sous-marins : (a) : de forme conique ; (b) : de forme allongée. 5. Plate-forme continentale. 6. Plateau marginal. 7. Bassins océaniques : plaines abyssales. 8. Dorsale médio-Atlantique. 9. Isobathe - 4000 m. 10. Zone de fracture. 11. Anomalie magnétique. 12. Courant de fond antarctique. 13. Site de forage du D.S.D.P. 14. Serras sudestaines. 15. Serras et chapadas bahianaises. 16. Rebord de plateau soulevé par flexuration. 17. Bassin sédimentaire intracratonique. 18. Socle précambrien. 19. Limite d'affleurement du socle précambrien.

Abréviations : P.P : Plateau Pernambuco. z.f : Zone de fracture.

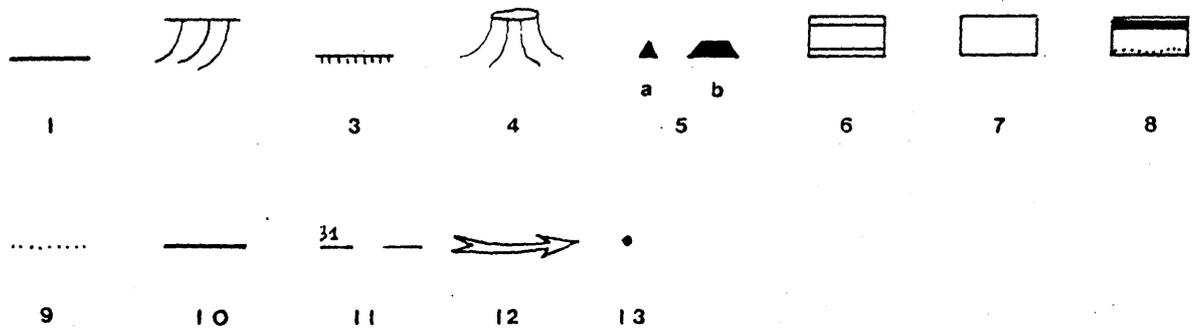
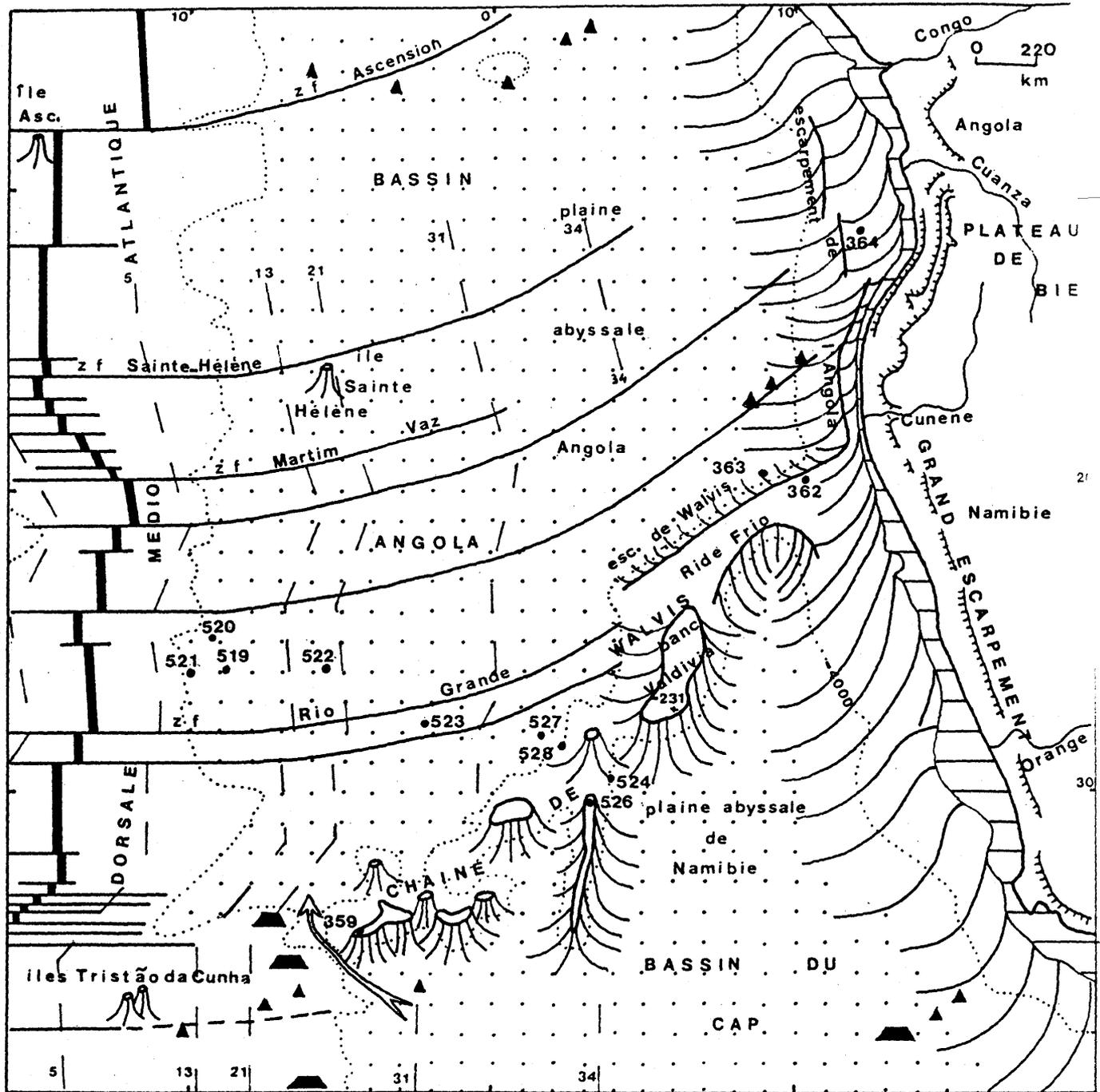


Figure 17. - Zones de fracture, anomalies magnétiques et ensembles de reliefs majeurs en Atlantique sud (Bassin Angola, chaîne de Walvis et bourrelet marginal).

D'après la carte GEBCO et, pour les anomalies magnétiques, SHAFFER (1984).

1. Trait de côte.
2. Pente et glacis continentaux.
3. Escarpement majeur.
4. Ensemble de reliefs sous-marins majeurs.
5. Monts sous-marins : (a) : de forme conique ; (b) : de forme allongée.
6. Plate-forme continentale.
7. Bassins océaniques : plaines abyssales.
8. Dorsale médio-Atlantique.
9. Isobathe - 4000 m.
10. Zone de fracture.
11. Anomalie magnétique.
12. Courant de fond antartique.
13. Site de forage du D.S.D.P.

Abréviations : Asc. : Ascension. esc. : Escarpement, z.f : Zone de fracture.

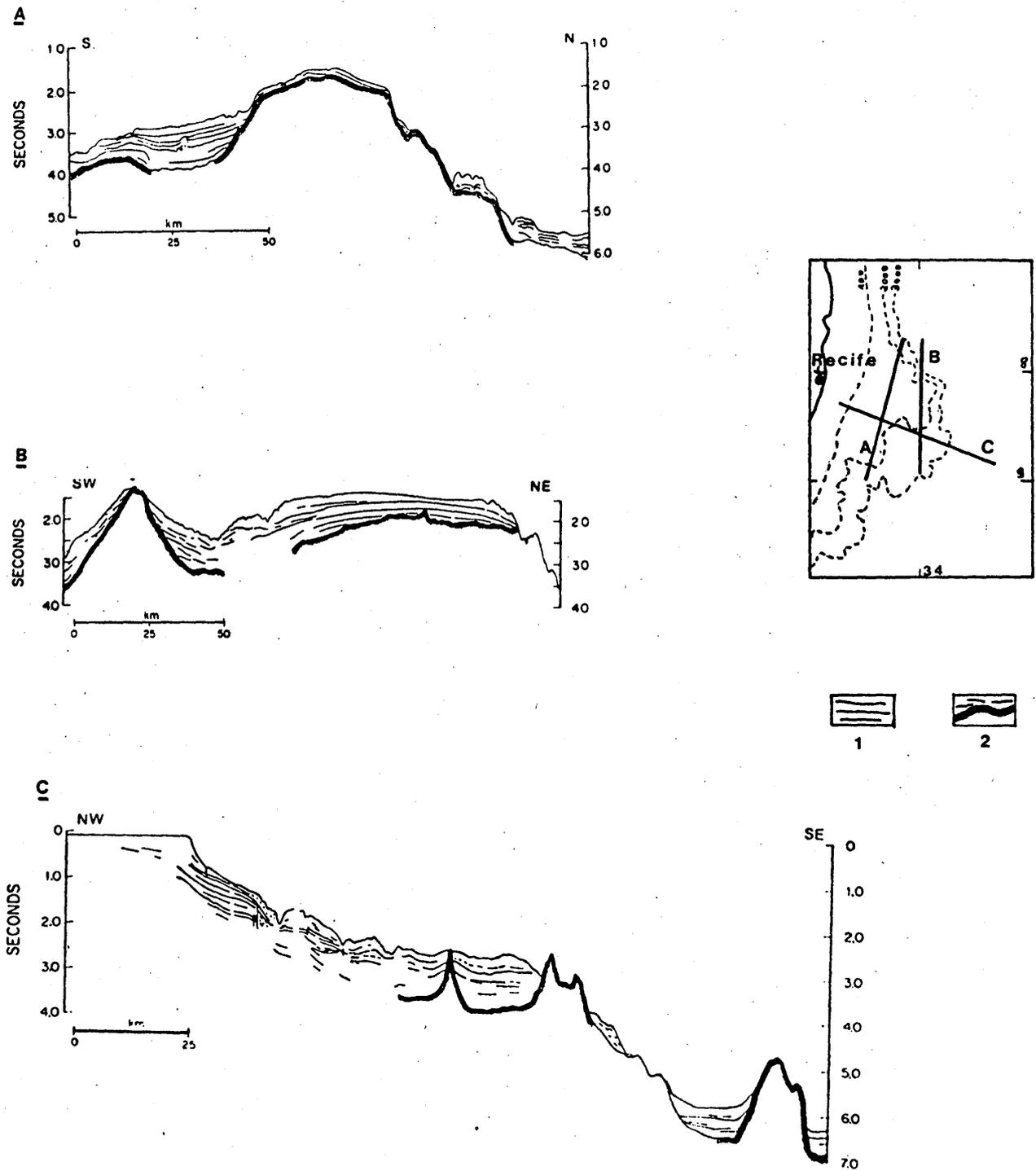


Figure 18. - Trois profils de sismique réflexion dans le plateau marginal Pernambuco.

IN : FAINSTEIN & MILLIMAN (1979).

1. Stratification des séries sédimentaires. 2. Socle acoustique.

Secondes en temps double.

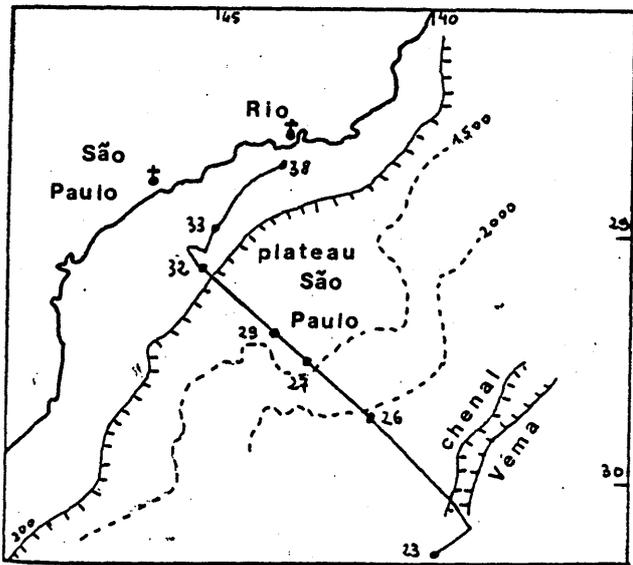
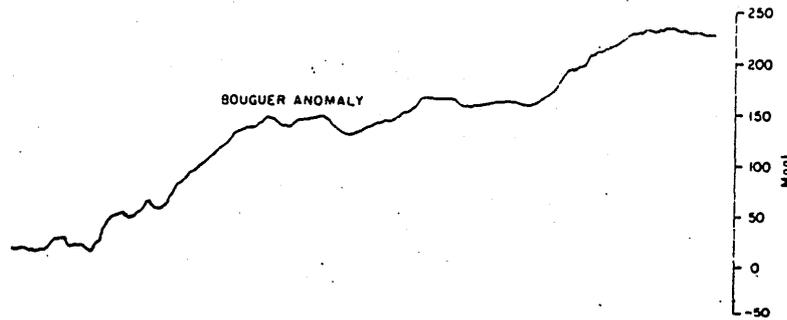
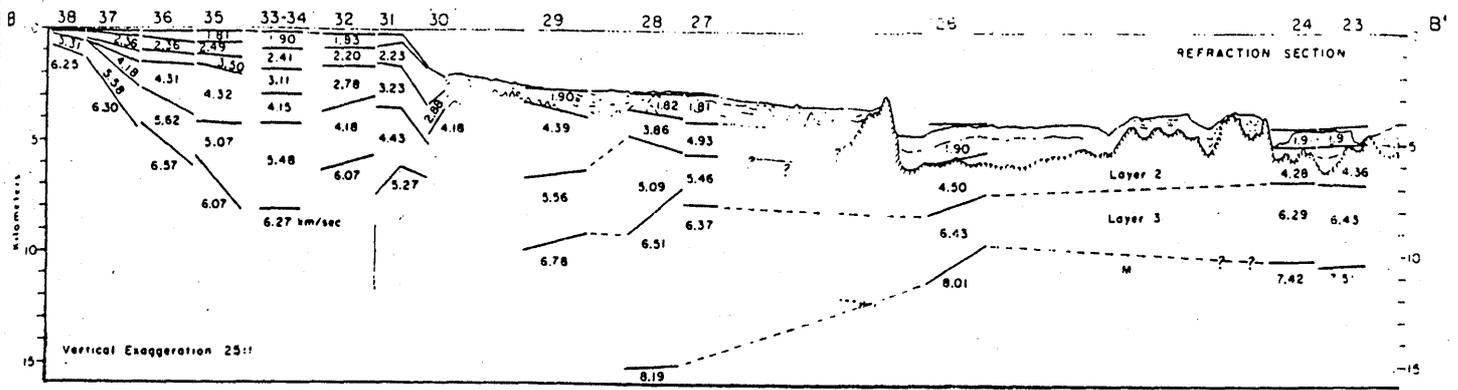


Figure 19. - Profil de sismique réfraction et courbe des anomalies de Bouguer sur le plateau São Paulo. IN : LEYDEN, LUDWIG & EWING (1971).

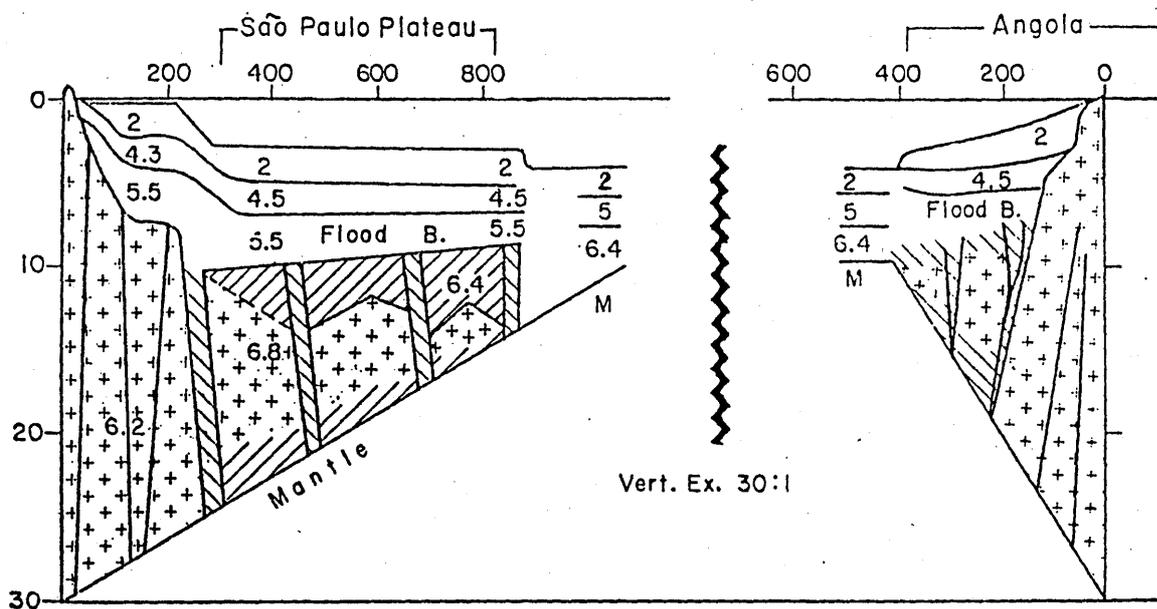


Figure 20. - Structure des marges brésilienne et angolaise d'après la vitesse des ondes sismiques.

IN : LEYDEN (1976).

TROISIEME PARTIE - GEOMORPHOLOGIE ET EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU BOURRELET MARGINAL ANGOLAIS

Pour vérifier ou invalider les conclusions énoncées à l'issue de la deuxième partie, il devient indispensable d'étudier en détail l'évolution morphologique du bourrelet angolais, symétrique de son homologue brésilien. Notre démarche, considérant la plus faible extension du domaine étudié, sera légèrement autre. D'une part, nous serons amenés à faire des comparaisons avec les bourrelets qui le prolongent au Nord et au Sud lorsque les renseignements angolais, en particulier, sont lacunaires. D'autre part, l'existence de cartes géologiques à plus grande échelle a permis l'analyse morphologique de cas régionaux considérés comme représentatifs, ce qui fut malheureusement impossible à mener de manière détaillée au Brésil. Les problèmes qu'ils posent, résolus en partie à la lumière des données géologiques générales, permettront d'aboutir à une synthèse des temps forts d'évolution morphologique.

I - UN BOURRELET MARGINAL INEGALEMENT AFFIRME

1. Définition et physiographie du bourrelet sud-ouest africain.

Comme nous l'avons souligné dans l'introduction, une définition étroite du bourrelet nuit à sa compréhension : il est nécessaire d'inclure dans son étude celles de la plate-forme continentale et de la pente continentale, cette dernière ne comportant pas ici de relief apophyse important, tel un plateau marginal. La dissymétrie fondamentale du bourrelet n'en apparaît que plus clairement, un trait général, caractéristique de ce relief majeur. Elle est manifeste sur la figure 21 a,b,c, série de coupes dressées à partir de la carte générale bathymétrique des océans au 1/10.000.000 (HEEZEN et THARP, 1978). Le versant occidental, en dépit de variations, reste très accusé, sa dénivelée pouvant atteindre 7600 m en 500 km. Par contre, sur le versant Est, à 500 km des points culminants du bourrelet, l'altitude ne s'est abaissée au maximum que de 1000 m, vers le bassin de l'Okavango.

Cette dissymétrie générale, qui se retrouve du Cap au Cameroun, imprime une marque très forte aux réseaux hydrographiques et contribue à expliquer les difficultés de mise en valeur des arrière-pays (GEZE, 1943). Cependant, le bourrelet est inégalement continu, présentant des enlèvements et des parties surélevées. Ces dernières sont nettes au Cameroun, même lorsque l'on

ôte les reliefs postiches liés au volcanisme, dans le Sud de l'Angola, en Namibie centrale, où les altitudes dépassent 2000 m. Les ensellements ont localisé les embouchures des fleuves s'écoulant vers l'Atlantique, qui tranchent un bourrelet moins élevé par des chutes : l'Ogoué, le Congo, la Cuenza entre Cameroun et Angola, la Cunene entre Angola et Namibie, l'Orange entre la Namibie et la province du Cap.

2. Les traits typiquement angolais.

Dans cet ensemble, l'Angola présente un intérêt tout particulier par sa position centrale, par le fait, aussi, que le territoire de ce pays inclut à la fois une surélévation très marquée du bourrelet ainsi que deux ensellements, ce qui apparaît sur la figure 22. L'attrait lié à la diversité des reliefs est renforcé par une situation climatique de contact, entre les régions arides et semi-arides du Sud et les régions plus arrosées au Nord, sur les marges de la cuvette congolaise (UNESCO, 1977). La description des formes à petite échelle, menée par JESSEN (1943) puis par MONTEIRO MARQUES (1966, 1977) insiste fortement sur l'idée de plateaux étagés séparés par des escarpements très raides, aux commandements de plusieurs centaines de mètres, sur le versant occidental. Cette organisation du relief atteindrait même la pente continentale où JESSEN (1943) lisait l'étagement de surfaces submergées, comme le rappelle FEIO (1946). Cette interprétation fut d'ailleurs reprise par les géographes états-uniens (HEEZEN et al., 1964).

L'analyse de la seule couverture topographique au 1/1.000.000 actuellement disponible, des cartes de navigation aérienne (DEFENSE MAPPING AGENCY AEROSPACE CENTER, 1982), ainsi que des feuilles aimablement communiquées par PETIT (1984), au 1/100.000, montre toutefois que le relief est loin d'être aussi simplement réparti. Nous avons reporté sur la figure 22 les éléments majeurs du relief angolais tels qu'ils ressortent de la confrontation de nos sources. Cette carte synthétique prouve immédiatement que l'agencement du relief varie en fonction de l'énergie du bourrelet marginal. Aux ensellements correspondent essentiellement deux plateaux étagés séparés par un escarpement majeur qui se dessine d'ailleurs d'une manière remarquable au Sud, sur les images satellites LANDSAT. Le plateau inférieur se poursuit par une plateforme continentale fort étroite. Le plateau supérieur, culminant vers 1400-1500 m, est incliné doucement vers le bassin du Congo au Nord ou de l'Okavango, annexe du Kalahari, au Sud. L'escarpement qui les sépare, dont le commandement

peut atteindre 1500 m dans le cas de la Chela, mais 300 m seulement dans le Nord de l'Angola (RIBEIRO et al., 1961), est très irrégulier, indenté.

Le bourrelet surélevé présente au contraire quatre plateaux étagés et trois escarpements. Le plateau le plus bas correspond à la plaine littorale (S.1). Un second plateau, d'altitude 1000-1350 m, est bien plus large et porte de nombreux reliefs résiduels, des inselbergs, parfois regroupés en Inselbergs (fig.22) aux altitudes très variées, dont certains, très allongés, sont nommés serras. Leur sommet comprend parfois des éléments très plans. Le troisième plateau est d'extension plus réduite et porte lui aussi des inselbergs. Son individualisation est beaucoup plus malaisée que celle des trois autres. Enfin, le plateau sommital, aux altitudes variant entre 2000 et 2600 m, nommé montagne marginale par JESSEN, s'étend vers l'Est d'une manière assez continue en dépit d'un petit escarpement tourné également vers l'Est, et bordant la Humpata (fig.22). Nommé plateau de Bié, il constitue un ensemble de hautes terres marquant la limite entre les bassins hydrographiques du Congo et du Zambèze. Entre ces différents plateaux, les escarpements sont très indentés, même si leur orientation générale est subméridienne avec des variantes NE-SW. Celui qui sépare les deuxième et troisième plateaux ne s'individualise très bien que localement sur les cartes au 1/100.000, tandis que les autres tiennent une place prépondérante dans les reliefs. Ils se terminent au Nord et au Sud par un affaiblissement progressif du commandement qui les estompe.

Les reliefs sous-marins sont encore bien moins connus. La plate-forme continentale a l'étroitesse caractéristique de la zone tropicale (VANNEY, 1977) bien que sa largeur augmente au Nord de 13° lat.S (fig.22). Contrairement à son homologue namibienne, il est vrai mieux réalisée au Sud de la chaîne asismique Walvis (DINGLE, 1976; 1980), elle n'a guère attiré les études. Sur la pente continentale, à la raideur plus marquée au Sud qu'au Nord (ROCHA, 1978 et fig.22), l'escarpement de l'Angola est presque toujours présent. Ainsi nommé par PAUTOT et al. (1973), il s'agit d'une simple accentuation du degré de la pente continentale. Sa direction générale est subméridienne avec une composante NE-SW, et il est discontinu, présentant plusieurs tronçons plus ou moins proches de l'accroissement entre -1000 et -3000 m. En particulier, il est décalé vers l'Ouest à deux reprises, comme on le voit sur la figure 22. Les indentations de ce tracé correspondent à des décrochements soulignés par des alignements de monts sous-marins NE-SW ou E-W. Vers le 13^e degré de latitude sud, l'un de ces décrochements provoque un net changement dans la morphologie de la pente

continentale : au Nord, elle est à la fois plus douce et plus accidentée de micro-reliefs qu'au Sud. L'escarpement de l'Angola se perd dans le delta sous-marin du Congo au Nord et se raccorde à l'escarpement de Walvis, flanc nord de la partie orientale de la chaîne asismique, au Sud.

3. Les problèmes posés par l'analyse physiographique.

Plusieurs conclusions et problèmes s'imposent à l'issue de cette brève analyse.

- En Angola, le bourrelet marginal présente deux ensembles et une surélévation très marquée. Cette subdivision traduit une organisation très différente du relief.

- Il faudra donc donner une interprétation morphologique à ces différents ensembles conciliant des causes communes, générales, puisque le bourrelet est partout présent, et locales, puisqu'il est inégalement affirmé.

- L'on ne peut que souligner les parentés d'orientation des reliefs sous-marins et continentaux, N-S et NW-SE. Cela laisse supposer une genèse et une évolution des formes probablement communes.

II - GENESE ET EVOLUTION DU BOURRELET : LES INDICATIONS DES SOCLES ET DES BASSINS SEDIMENTAIRES

1. Le contact entre deux socles.

Le bourrelet marginal est localisé sur le contact socle océanique et socle continental. L'expression socle océanique, définie dans le lexique en fin de travail, traduit le terme "basement" employé par les chercheurs DSDP (BOLLI et al., 1978, par exemple) et doit être soigneusement distinguée de celle de croûte océanique. Cette dernière inclut en effet, outre la couche 3 sous-jacente, les strates sédimentaires surincombantes.

Le socle continental affleure largement sur la partie exondée du bourrelet : il constitue l'ossature des hautes terres. Son histoire géologique, mouvementée, est celle d'une cratonisation progressive (HAUGHTON, 1963; CAHEN, 1954; CLIFFORD, 1970), qui permet d'opposer finalement le craton du Congo, resté stable depuis l'orogénèse kibaréenne (1100 ± 200 Ma) à des ceintures de socle dites "mobiles" l'entourant, affectées par l'événement tectono-thermique Pan-Africain, à la fin du Précambrien. La figure 23 nous montre très nettement

que ces ceintures ourlent précisément le littoral atlantique du Cameroun au Cap, et qu'elles correspondent pour l'essentiel au bourrelet marginal. KENNEDY, dès 1965, avait noté la corrélation entre ce type de socle et les marges continentales sud-ouest africaines. Il résulte de ces événements une composition lithologique très variée (MOUTA et O'DONNELL, 1933). Un complexe de base formé de roches sédimentaires et métamorphiques, calcaires cristallins, gneiss, complexe schisto-quartzitique (antérieur à 2080 Ma), avec ses intrusions granitiques ou volcaniques, comme les anorthosites du Sud de l'Angola antérieures à 1700 Ma (SIMPSON, 1970), a été repris localement par l'épisode pan-africain. Cette hétérogénéité pourtant paraît intéresser surtout les extrêmes sud et nord du territoire angolais sur la vieille carte dressée par MOUTA et O'DONNELL (1933), la partie centrale du socle étant plus homogène. Les mouvements tectoniques ultérieurs exploitèrent, selon COX (1970) les zones de faiblesse dans le socle résultant de cette hétérogénéité.

Le contact entre les deux socles, continental et océanique, n'est pas clairement établi. RABINOWITZ (1972, 1982), interprétant une carte d'anomalies gravimétriques à l'air libre, décèle la présence de plusieurs rides de socle N-S correspondant à des anomalies positives, dont la plus occidentale marquerait probablement le passage du socle continental à l'océanique. Celui-ci pourrait se produire localement à plus de 250 km de la ligne de rivage actuelle. L'on sait cependant par des forages pétroliers que ces rides sont formées au moins partiellement d'intrusions volcaniques (BROGNON, 1971). Comme elles sont orientées généralement N-S, elles pourraient correspondre à la montée de basaltes le long de failles de même direction affectant le socle continental, ce qui créerait de facto une croûte intermédiaire ou mixte, supposée par LEHNER et DE RUITER (1977).

2. La mise en place des bassins sédimentaires et l'individualisation topographique du bourrelet.

Sur le socle précambrien vinrent se déposer en discordance les strates d'une couverture sédimentaire, parfois faillée, mais non plissée, preuve qu'après le Précambrien, les mouvements épirogéniques ont été exclusifs. Du Cambrien au Crétacé inférieur, les couches se déposèrent presque uniquement sur le versant oriental. Après le Crétacé inférieur, deux ensembles distincts de bassins sédimentaires apparaissent avec certitude sur les flancs ouest et est du bourrelet marginal.

Durant la première période se déposent les séries de la Chela, du Cambro-Silurien, essentiellement gréseuses, aux couches subhorizontales, couvrant le plateau de la Humpata (fig.29), équivalent du système namibien du Nama. Elles furent cependant intensément fracturées (VALE, 1973), ce qui atteste de très forts mouvements épirogéniques. Une discordance majeure les sépare des couches du système Karroo, présentes très localement en Angola (HAUGHTON, 1963), sur les marges du bassin Congo où se trouve le conglomérat de base glaciaire (série de la Lutôe), subhorizontal (RODRIGUES, 1973) et dans la basse vallée de la Cunene (MARTIN, 1969). L'on notera que ces roches furent conservées précisément dans les régions d'ensellement topographique du bourrelet, une situation qui se reproduit également avec les couches Dwyka au Sud-Ouest africain (MARTIN et WILCZENSKI, 1970). Pourtant, le système est loin d'être aussi complet que celui représenté au Zaïre ou en Afrique du Sud puisque seuls les conglomérats de base (Carbonifère) sont présents en Angola, le Trias des séries Lualaba (Zaïre) ou Stormberg (Afrique du Sud) manquant. Ceci tend à prouver que les futures terres angolaises furent, soit pendant cette période, soit après, plus fortement soulevées que celles du Nord ou du Sud. D'autre part, ces conglomérats sont d'excellents indicateurs paléogéographiques. Leur position dans la vallée de la Cunene implique l'existence d'une paléo-forme semblable dès le Carbonifère. MARTIN (1976) conclut de l'altitude à laquelle ont été retrouvés ces sédiments glacio-marins (1000 m) un soulèvement post-carbonifère de cet ordre. Dans un article antérieur, il déduisait des stries et cannelures laissées par le passage des glaciers un écoulement vers l'Ouest, sans que l'on puisse dire si ces glaciers allaient veler au-dessus d'une mer occupant le bassin Parana (MARTIN, 1973). ROCHAS-CAMPOS (1976) a retrouvé dans le Nord-Est de l'Angola les indices d'un écoulement des glaciers vers le Nord-Ouest. L'on ne peut évidemment aboutir à des conclusions générales à partir de ces études très locales, ce d'autant plus que l'interprétation très délicate des dépôts glaciaires est sujette à caution (VANNEY et DANGEARD, 1976), mais ces éléments pourraient indiquer l'existence d'une bande de hautes terres sur l'emplacement actuel du relief bordier, dès la fin de l'ère Primaire. La découverte de sédiments permo-carbonifères dans le bassin côtier gabonais (DE KLASZ et al., 1978) va également dans ce sens.

Au Crétacé supérieur, la sédimentation reprend dans les bassins intracratoniques angolais, avec l'équivalent des séries Kwango du Zaïre, la formation Calonda (REIS, 1971; RODRIGUES, 1973). Elle est constituée d'apports torrentiels liés vraisemblablement à une activité volcanique marquée et à une ambiance

semi-aride du climat, avec précipitations courtes et violentes (MONFORTE et al., 1979). Des fossiles ont permis de la rapporter au Turonien (BOSE, 1977). Le Kalahari inférieur (Paléogène), équivalent des grès polymorphes zaïrois, surmonte les couches crétacées dont il est séparé par une discordance, soulignée de latérites basales (STANTON, 1972). Nous le voyons apparaître sur la figure 24 synthétisant la stratigraphie de ces bassins intracratoniques, où il est recouvert en discordance par les sables du Kalahari supérieur (Eogène). Des latérites soulignent une fois de plus le contact (CARVALHO et COSTA FERNANDES, 1973). Les derniers dépôts sont constitués d'alluvions plio-pléistocènes ou de sables rouges de type Kalahari identifiés par CAHEN (1954) aux chutes Victoria dans la partie centrale du bassin Okavango, mais apparemment non représentés en Angola.

Dès le Crétacé inférieur s'étaient formés avec certitude des bassins marginaux. Comme nous l'avons vu, le bassin du Gabon, avec la série permocarbonifère de l'Agoula, suivie de roches jurassiques, a été initié néanmoins dès la fin de l'ère Primaire (MICHOLET et al., 1970). Pourtant, les bassins du Cuanza et de Moçamedes n'ont livré pour l'instant que des sédiments de base supposés néocomiens. La stratigraphie de ces bassins côtiers est bien connue grâce aux forages pétroliers (BROGNON et VERRIER, 1965, 1966; BRINK, 1974; REYRE et al., 1966) et, dès 1966, REYRE soulignait le synchronisme des principaux événements sédimentaires du Cameroun au bassin Moçamedes. Nous avons synthétisé dans la figure 25 les principaux renseignements concernant la stratigraphie des bassins Cuanza et Moçamedes. Il est à noter immédiatement que le bassin Moçamedes se trouve à proximité d'une surélévation du bourrelet marginal. La comparaison des deux bilans est riche d'enseignements :

- Les faciès furent d'abord continentaux au Néocomien, puis lagunaires à l'Aptien avec les évaporites (BAUMGARTNER et VAN ANDEL, 1971) pour devenir marins ou littoraux à partir de l'Albien. Cette évolution fut aussi celle du bassin gabonais (VOGT, 1962; DELTEIL et al., 1975). L'Atlantique sud fut donc bien présent le long des côtes angolaises depuis l'Apto-Albien.

- La ligne de rivage est toujours restée proche de l'actuelle : les transgressions marines ne se sont jamais profondément avancées à l'intérieur du continent africain. Ainsi, à l'Albien, au Turonien, au Maestrichtien, lors de transgressions importantes (HOURCQ, 1966a; REYRE, 1966), les faciès des sédiments dans les bassins occidentaux angolais ou congolais (HOURCQ, 1966b) passent rapidement du Néritique au littoral, puis au continental détritique (LAPAO, 1971, 1972; GALVAO, 1972, 1973).

- Des discordances importantes sont présentes dans les deux échelles. Nous pouvons les regrouper en plusieurs ensembles marquant au moins en partie les temps forts de l'évolution tectonique qui perturbent la sédimentation : au Néocomien-Aptien, au Turono-Sénonien, à l'Oligo-Miocène, au Plio-Pléistocène. L'on notera que ces phases sont accompagnées d'épisodes volcaniques au Néocomien et au Turono-Sénonien pour les deux bassins en question. Mais MASCARENHAS NETO (1960, 1961) mentionne la présence de trachytes miocènes ou post-miocènes dans les sédiments du bassin Benguela. Et il existe des preuves morphologiques d'un soulèvement plio-pléistocène, voire même holocène (SOARES DE CARVALHO, 1960), en particulier sur le littoral avec des vallées suspendues dans la région de Lobito. Les discordances observées prouvent donc, au moins partiellement, des soulèvements épirogéniques importants et ne marquent pas seulement des fluctuations du niveau marin.

- Enfin, les discordances sont systématiquement plus marquées dans le bassin Moçamedes que dans celui du Cuanza, ce qui tendrait à prouver une sensibilité plus marquée du premier aux mouvements épirogéniques.

Les strates de cette couverture sédimentaire se poursuivent vers le large en construisant plate-forme et pente continentale. Au Nord du 13° Lat. S, il est très probable que la couche salifère aptienne repose partiellement sur le socle océanique, dont l'âge est ainsi Aptien à anté-Aptien.

La structure de ces ensembles sédimentaires appelle des commentaires communs, puisqu'ils connaissent tous des accidents de direction dominante sub-méridienne à SW-NE. Les accidents subméridiens sont présents tant à terre qu'en mer : nous les voyons apparaître sous forme de dykes de dolérites ou de norites post-permiennes (fig.29), ou sous forme de failles dans les bassins côtiers, liées aux plis diapirs résultant du gonflement des évaporites aptiennes (fig.30). Ils déterminent partiellement la structure en horst et graben du socle sous les bassins marginaux. Sur les profils sismiques fournis par EMERY et al. (1975), l'escarpement de l'Angola est associé à un accident majeur de même direction, pouvant localement marquer la limite ouest des couches à évaporites*. A ces accidents vient s'ajouter une flexure d'orientation subméridienne dont les déplacements d'axe ont été mis en évidence par BROGNON et VERRIER (1965) grâce aux ombilics de sédimentation dans le bassin Cuanza. Le mouvement se fit vers l'Est, de l'Aptien au Sénonien-Paléocène, puis vers l'Ouest, du Paléocène au Miocène (fig.27). Or, l'on sait qu'à partir de l'Aptien, les mouvements tectoniques liés au faillage ont cessé dans les bassins

occidentaux et que des déformations par flexure ont pris le relais, imprimant aux sédiments de ces bassins parfois de forts pendages. Ce phénomène fut général dans tous les bassins littoraux africains (REYRE, 1966) et il a même une valeur générale en Atlantique (KENT, 1976) voire quasi mondiale (SCRUTTON, 1982). A cette trame d'accidents subméridiens vient s'ajouter un réseau SW-NE caractérisé par des zones de fracture en mer et des linéaments à terre. Ces derniers localisent les kimberlites (DAWSON, 1970; REIS et AIRES BARROS, 1981) mises en place au cours du Crétacé supérieur et d'un intérêt économique capital, étant diamantifères (BARDET, 1974). De surcroît, des basaltes à olivine du Sénonien ont été émis le long de failles orientées NE-SW (VALE, 1972).

3. La genèse et l'évolution du bourrelet angolais : premières conclusions.

Nous pouvons dès à présent tirer quelques conclusions de cette synthèse :

- Le bourrelet marginal fut esquissé dès le Crétacé inférieur avec certitude en Angola, probablement dès la fin de l'ère Primaire au Gabon. Son individualisation est liée à la formation des bassins sédimentaires marginaux, soit, de son versant ouest.

- Il est localisé au contact entre deux types de socle, océanique et continental, le premier étant de création plus récente que le second, aptienne ou pré-aptienne. La genèse du bourrelet est donc associée étroitement à celle de l'Atlantique sud, comme nous le suspicions, au moins en partie.

- Le relief est resté bien individualisé du Néocomien jusqu'à l'actuel. En effet, en dépit de leur fréquence, car PETERS (1981) en a retrouvé huit depuis le Crétacé inférieur dans le golfe de Guinée, aucune transgression marine n'a pu pénétrer dans les bassins Kalahari ou Congo en provenant directement de la façade atlantique. Les faciès des sédiments secondaires et tertiaires montrent toujours des indices de limite de transgression (DE KLASZ et GAGEONNET, 1965).

- Deux types d'accidents majeurs peuvent être distingués : ceux qui affectent à la fois socle continental et socle océanique (NE-SW) et ceux qui n'affectent que l'un des deux du fait de leur direction N-S, parallèle à la limite théorique entre les deux socles.

III - INTERPRETATION GEOMORPHOLOGIQUE DES ENSEMBLES MAJEURS DU BOURRELET

1. L'interprétation morphologique de la marge continentale.

C'est sur la marge continentale que les formes résultent le plus de l'interaction entre les structures N-S et NE-SW.

L'accroche de la plate-forme continentale et la pente continentale ont une direction générale qui correspond à celle du contact progressif entre socle océanique et socle continental. Elle résulte d'une subsidence très forte des bassins marginaux au lieu de ce contact : le site 364, pourtant foré à une profondeur du plancher océanique de 2450 m, a traversé une épaisseur sédimentaire de 1086 m avant d'atteindre l'Albien inférieur, alors que la couverture sédimentaire totale est de l'ordre de 2400 m sur ce site. On peut en effet l'évaluer grâce au profil de sismique réflexion passant sur le site, obtenu lors de la campagne Walda menée par le navire de recherches océanographiques Jean Charcot. En supposant que le Néocomien repose sur le socle et sachant que les sédiments de cet âge sont de faciès continental, la subsidence totale peut être estimée à 4800 m depuis le début du Crétacé inférieur.

La pente continentale, très raide, est une conséquence morphologique partielle de cette subsidence, accompagnée d'une flexuration post-aptienne comme nous l'avons vu. Elle ne peut seule expliquer l'opposition notée de part et d'autre du 13°Lat.S entre une pente très raide, régulière, et une pente plus douce, au relief irrégulier. Pourtant, dans les deux cas, la faiblesse de l'apport sédimentaire est la même. Elle a été attribuée à l'effet de barrage dû à la chaîne Walvis, empêchant une partie des sédiments transportés par le courant côtier de Benguela d'atteindre le Sud de l'Angola (EMERY et al., 1975), à la présence même du bourrelet détournant les principaux cours d'eau qui y naissent vers le Zambèze ou l'intérieur de la cuvette congolaise. La Cunene n'a été capturée par un maigre fleuve côtier qu'au Quaternaire ancien (FEIO, 1966). Enfin, le climat côtier, aride du Sud, ne favorise pas les apports sédimentaires.

L'opposition entre les deux morphologies est liée en fait à l'absence du champ de diapirs formés par le gonflement des évaporites aptiennes au Sud du 13°Lat.S. Or, il existe une preuve attestant le dépôt de ces évaporites à l'Aptien, qui est celle de leur présence dans la partie exondée du bassin marginal Moçamedes, tandis qu'elles disparaissent définitivement des formations du même âge au Sud de la chaîne asismique Walvis (FRANKS et NAIRN, 1973).

Cette remarque nous amène à souligner l'importance des zones de fracture NE-SW ou E-W au large de Novo Redondo (fig.22) qui recourent et décalent les reliefs subméridiens. En effet, le champ de diapirs est fortement décroché, presque limité, entre 12° et 13°Lat.S par l'une de ces zones de fracture, dans le prolongement de laquelle on note par ailleurs un fort infléchissement vers l'Est tant de l'accroissement de la plate-forme que de la ligne de rivage elle-même (fig.22). Une autre zone de fracture probable, de même direction, est directement liée à l'escarpement du flanc septentrional de la ride Frio (RYAN et al., 1978). Des monts sous-marins alignés sur ces lignes de faiblesse résultent d'une activité volcanique qu'elles sollicitèrent. A terre, dans le même prolongement, des linéaments ont localisé des intrusions volcaniques (DINGLE et SIMPSON, 1976). La zone de fracture E-W portant également quelques monts sous-marins, décroche de même le champ de diapirs, et se poursuit à terre par des montées de kimberlites datées ici du Wealdien à l'Aptien. Tout indique donc qu'un événement tectonique majeur doit expliquer l'absence signalée des évaporites entre le 13^e degré de latitude sud et la chaîne asismique Walvis, ce d'autant plus que cette absence correspond précisément à une maigreur marquée de la marge continentale. L'escarpement de l'Angola, dont l'origine est inconnue, qui n'est pas localisé sur le contact entre les deux socles contrairement à ce que pensait en 1972 RABINOWITZ pourrait, dans sa partie méridionale, représenter la marque fossile de cet événement majeur, bien qu'il ne forme pas une limite constante aux couches à évaporites vers l'Ouest (PAUTOT et al., 1973). Cela apparaît clairement sur les profils fournis par ces auteurs (fig.28).

Au total, l'interprétation morphologique de la marge angolaise aboutit à la nécessité d'admettre un événement tectonique capital, seul susceptible d'expliquer la disparition d'une partie des évaporites aptiennes ainsi qu'un rétrécissement très marqué de cette marge, une accentuation de la pente continentale entre 14 et 19°Lat.S. Il ne fait aucun doute que le saut de dorsale vers l'Est à l'Aptien, à l'origine du plateau marginal São Paulo, est responsable de tous les phénomènes observés en Angola.

2. L'interprétation des formes dans un ensellement du bourrelet : le cas de la Chela.

La carte morphologique de la figure 29 sur laquelle s'appuient les commentaires qui suivent a été réalisée grâce aux données fournies par les cartes géologiques au 1/100.000. Cette série, très incomplète malheureusement,

fut dressée par les chercheurs portugais avant l'indépendance de l'Angola, dans les premières années de la décennie 1970. La localisation du secteur étudié est donnée sur la figure 22. Nous nous trouvons ici sur le versant sud du plateau de la Humpata, et du plateau de Bié en général, là où la surélévation du bourrelet s'abaisse pour faire place à l'ensellement de la Cunene. En effet, sur le plateau supérieur, les altitudes passent de 1250 m au Sud (Serra da Chela) à un peu plus de 2000 m au Nord (Humpata), de même qu'elles augmentent de l'Est vers l'Ouest. Le plateau supérieur est cependant limité à l'Ouest par un escarpement dont le commandement s'abaisse vers le Nord, même s'il reste d'une valeur d'une centaine de mètres.

La définition du plateau supérieur à l'Est et au Sud ne fait aucun doute : il s'agit d'une surface d'aplanissement. Son âge est donné par les formations Kalahari à l'Est : infra-Kalahari inférieur au Sud et infra-Kalahari supérieur au Nord. De toute évidence, la première surface, du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur, a été regradée lors de la réalisation de la seconde, au Tertiaire moyen (Oligo-Miocène?). L'on notera que cette regradation n'a affecté que la partie nord du plateau, tandis qu'au Sud, les sédiments fossilisant la surface Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur ont été conservés, ce qui correspond bien à l'opposition entre surélévation et ensellement. Le plateau supérieur de la Chela est donc une surface de regradation, en voie d'exhumation des sables Kalahari, d'âge Oligo-Miocène probable. Elle est partiellement détruite par l'action des Mulola, cours d'eau temporaires, ce d'autant plus que sous les formations Kalahari se trouvent des gabbros très altérés. La présence d'un escarpement regardant vers l'Est oblige à se poser la question de savoir si le plateau de la Humpata est le prolongement occidental de la surface oligo-miocène, ou bien s'il s'agit d'une surface différente.

C'est la nature de l'escarpement limitant à l'Est la Humpata qui devrait permettre de trancher. Dans sa partie sud, les géologues portugais ont repéré le passage à son pied d'un accident, probablement une faille, d'orientation NE-SW. Celle-ci ne joue toutefois de rôle dans le relief que par la zone de broyage l'accompagnant, laquelle a été exploitée par l'érosion différentielle, isolant un lambeau de plateau en arrière de la masse de la Humpata voisine. L'on remarquera que la subégalité relative des altitudes entre le sommet de la butte et la surface du plateau indique un rejeu faible ou nul de l'accident après la formation de cette surface. En dépit de l'orientation de l'escarpement, correspondant à celle des failles majeures NE-SW, une tectonique cassante récente ne peut expliquer ici à elle seule l'existence du relief.

Par contre, l'on observe que l'escarpement est localisé sur le contact grès de la Chela-granites précambriens, propice, en milieu semi-aride, au jeu de l'érosion différentielle. L'on pourrait donc interpréter le couloir de Vila João de Almeida comme une alvéole en voie de formation, dont le tracé géométrique serait lié au passage probable d'accidents NE-SW. Dans sa partie sud-est, cette alvéole entaille également le plateau de la Chela dont elle est séparée par un escarpement s'estompant vers le Nord. Son évidement est donc postérieur à la formation de ce plateau. De ce fait, il est probable que la Humpata et la Chela ont formé un unique plateau supérieur, lequel a été évidé localement par l'érosion différentielle au Tertiaire final, postérieurement à l'Oligo-Miocène. Cet évidement a pu être favorisé par un soulèvement marqué du bourrelet dans l'axe de la Humpata, le jeu d'une flexure rendant compte du basculement de la surface sommitale.

Le plateau supérieur est séparé de l'inférieur par un escarpement dont le commandement, considérable, varie : 700 m au Sud et 1500 m au Nord. Très indented, son modelé varie en fonction des roches qui l'arment. Les grès de la Chela lui confèrent une raideur impressionnante tandis que sur les cartes géologiques au 1/100.000, qui comportent un fond topographique, sa pente s'adoucit et devient plus irrégulière dans les gabbros-anorthosites et les granites. Quoi qu'il en soit, il apparaît toujours bien sur les images satellites LANDSAT, ce d'autant plus que son pied est léché par les nappes de brumes liées au désert littoral de Moçamedes. Sa définition, comme celle du Grand Escarpement de Namibie (BEAUDET et MICHEL, 1978), pose des problèmes quasi insolubles. Il ne peut s'agir d'un escarpement de faille : les failles majeures, de direction NNW-SSE ou N-S, moulées d'intrusions volcaniques, norites et dolérites post-permiennes, recoupent indifféremment l'escarpement. Localement, à la faveur du passage de failles apparemment plus locales, il peut recevoir la définition d'escarpement de ligne de faille, encore que le rejeu tectonique léger de ces accidents ne puisse être écarté. Probablement lié aux déplacements de l'axe de flexure post-aptienne, on ne peut lui donner de définition satisfaisante, celle d'"accident complexe" ou d'escarpement d'érosion ne traduisant qu'une impuissance à saisir sa genèse véritable.

Le plateau inférieur, qui s'étend jusqu'à la plaine littorale et porte le désert de Moçamedes, a fait reculer l'escarpement par son développement. Il s'agit là encore d'une surface d'aplanissement très bien réalisée à l'Ouest autour de 500 m, parsemée d'inselbergs qui attestent le recul de la Chela

vers l'Est. L'on remarquera que ce recul est directement lié à la composition lithologique du plateau, les grès formant des môles de résistance au Sud et au Nord de la carte. L'escarpement n'étant pas lié à une faille majeure, cette surface s'est a priori développée après celle de la Chela-Humpata, et serait donc post-oligo-miocène. De plus, l'on peut dater la dernière entaille, le dernier recul majeur de l'escarpement, comme infra-pliocène, puisque des conglomérats présumés de cet âge fossilisent la base de la Humpata, sur son versant occidental. Le plateau inférieur n'aurait donc que faiblement évolué depuis la fin du Pliocène, son âge est infra-pliocène et post-oligo-miocène, soit mio-pliocène. Cependant, l'on doit remarquer qu'un aussi court temps de façonnement est hautement improbable pour la réalisation d'une surface aussi parfaite à l'Ouest, et surtout d'un escarpement au commandement aussi impressionnant. De plus, cette hypothèse s'accorde mal avec les étapes d'évolution repérées par l'étude stratigraphique des sédiments dans les bassins marginaux. Il apparaît indispensable, ainsi, de penser à une évolution longue de ces surfaces, par regradations successives, ce qu'indiquait d'ailleurs l'analyse du plateau supérieur. Le recul des versants très raides, la présence d'inselbergs, évoquent irrésistiblement des processus d'évolution par pédiplanation. De fait, l'évolution des surfaces dut être synchrone.

Au terme de cette étude, nous pouvons formuler les conclusions suivantes :

- Le plateau supérieur (Chela-Humpata) correspond à une surface de regradation dont la dernière retouche datable est oligo-miocène.

- Cette surface a été fortement gauchie par des mouvements fini ou post-miocènes, et entaillée localement par l'érosion différentielle, qui a évidé un début d'alvéole au contact grès-granites précambriens.

- La surface inférieure a connu une phase d'évolution au Mio-Pliocène, mais l'escarpement de la Humpata n'a plus reculé fortement depuis la fin du Pliocène.

- Le soulèvement par flexuration est un mécanisme essentiel pouvant seul rendre compte de l'escarpement séparant les deux surfaces. Les formes ont subi une évolution très longue, les surfaces étant regradées et l'escarpement reculant par périodes.

- Les surfaces ayant évolué très probablement de manière synchrone en fonction des tendances du climat et de l'intensité des soulèvements, il convient de distinguer soigneusement l'âge de leur individualisation et les périodes de leur façonnement postérieur.

3. L'interprétation des formes du bourrelet surélevé.

L'espace étudié, localisé sur la figure 22 et illustré par la figure 30, correspond à la partie nord du bourrelet surélevé, faisant passer de la plaine littorale aux points culminants du plateau de Bié. Plus au Nord, nous retrouvons dans l'ensellement de la Cuanza la disposition déjà étudiée de deux plateaux séparés par un escarpement.

Le premier plateau (S 1) correspond à une plaine littorale et à une surface d'aplanissement d'altitude moyenne 250 m. Il est limité localement à l'Ouest par une falaise pouvant atteindre un commandement d'une centaine de mètres et, à l'Est, par un premier escarpement. Il correspond à l'affleurement de roches du socle précambrien et du bassin sédimentaire marginal Cuanza, dans son prolongement méridional. Sur le socle précambrien reposent en discordance des roches volcaniques et sédimentaires d'âge varié : des basaltes et des sédiments clastiques de la formation Cuvo, pré-aptiens, puis des cailloutis pléistocènes. Des trapps basaltiques turoniens reposent en discordance sur les séries sédimentaires antérieures du bassin, recouverts également par les cailloutis pléistocènes discordants. La surface 250 m est donc de regradation sur le socle et d'aggradation sur le bassin sédimentaire. La dernière retouche est infra-pléistocène, cette surface étant en voie d'exhumation, et détruite là où les cailloutis pléistocènes reposaient sur les argiles et marnes du Crétacé inférieur. Dans le socle, les regradations se sont suivies depuis le Crétacé inférieur, le Néocomien, ce qui prouve la permanence remarquable de la limite orientale du bassin sédimentaire, au même titre que les limites de transgressions marines. D'ailleurs, le fait que des basaltes turono-sénoniens reposent sur le socle un peu au Nord (carte Egito-Praia, LAPAO, 1971) prouve que le bassin sédimentaire au Turonien connaissait alors une extension semblable à l'actuelle.

La surface supérieure (S.4) est représentée dans l'angle sud-est de la carte par le Wavélé et ses échines alourdis. Il est possible de voir dans les Inselgebirge au Nord les témoins de l'ancienne extension du plateau supérieur, avec le Pinde (2050 m) ou autres inselbergs aux altitudes supérieures à 2000 m, conservés dans les granites porphyroïdes recristallisés. Il s'agit là de la terminaison nord-occidentale du plateau de Bié, dont la surface sera rapportée pour la dernière retouche majeure, à l'Oligo-Miocène. Ce jugement hypothétique s'appuie sur l'analogie avec les datations du plateau supérieur sud-angolais, sur le fait, aussi, que les formations Kalahari fossilisent à

L'Est l'échine du plateau de Bié à des altitudes comprises entre 1500 et 2000 m, alors que la pente orientale de ce dernier est régulière. MONTEIRO MARQUES (1965) a d'ailleurs retrouvé les traces d'un aplanissement du Tertiaire moyen dans le district de Moxico, à l'Est du territoire étudié.

Les surfaces intermédiaires posent des problèmes plus épineux : les sédiments corrélatifs y manquent ou sont d'interprétation très délicate. Sur la surface S.2 (1000 à 1350 m), nous trouvons des carbonatites et des roches volcaniques datées par AMARAL 92 ± 7 Ma, du Turonien (SILVA, 1971). Cet auteur décrit des cratères emplis de matériel pyroclastique remodelé par l'érosion, avec des laves faiblement dérangées mais altérées, dont la stratification est encore visible. Un sondage a donné des cinérites à ciment calcaire, alors que le plateau est aujourd'hui dépourvu de toute couverture sédimentaire. Le volcan étant arasé, la surface du plateau est post-turonienne, ce qui n'exclut pas la possibilité d'un plateau déjà aplani, antérieurement à l'édification de ces reliefs postiches. La conservation du matériel pyroclastique et des laves indique que le relief, lors de l'éruption, devait avoir une topographie proche de l'actuelle. Ce plateau porte également des latérites d'âge variable (GALVAO, 1971) mais qui, dans la région du Colonato du Cela, à l'Est d'Amboiva, sont datées par MONTEIRO MARQUES (1976) Tertiaire moyen-supérieur et Tertiaire supérieur à Quaternaire. Elles peuvent atteindre 7 à 10 m d'épaisseur. Cependant, l'interprétation de ces latérites ne va pas sans poser de problèmes, de même que leur datation d'ailleurs, puisqu'elles pourraient correspondre à une altération du socle, sous les alluvions qui les recouvrent, au contact des nappes phréatiques (PETIT, communication verbale, 1984). La figure 31 extraite de MONTEIRO MARQUES (1966) donne une coupe simplifiée de ces formations sur granite porphyroïde : il y apparaît clairement que les phénomènes d'altération se sont produits à plusieurs reprises, témoignant de variations climatiques, de même que les cailloutis séparant les latérites conglomératiques du granite très altéré. Ces éléments nous prouvent de toute façon que la surface 2 a évolué continûment entre le Turonien et le Tertiaire supérieur, que les phénomènes d'évolution in situ, ainsi que de pédiplanation, ont joué les rôles déterminants de la morphogenèse. L'érosion, ou l'altération, différentielle des roches doit expliquer l'existence de ces inselbergs de quartzite que l'on trouve aujourd'hui sur le rebord occidental du plateau S.2, celui-ci étant particulièrement bien réalisé dans les granites précambriens et le complexe migmatites-granites formant l'alvéole Amboiva-Cela.

Le plateau S.3, aux altitudes 1700-1900 m, ne porte, en dehors des latérites dont nous venons de voir la signification, aucun autre dépôt sédimentaire susceptible de nous donner la clé d'une datation. Il devait initialement s'étendre vers le Nord où l'on trouve dans les Inselgebirge une série d'épaulements aux altitudes subégales correspondant à celles du plateau proprement dit. Ces reliques d'une ancienne extension ont été conservées à la faveur de granites porphyroïdes recristallisés résistant visiblement plus à l'altération que les migmatites et granites du Colonato da Cela.

Comme dans le Sud de l'Angola, les escarpements, de commandement impressionnant, ont un tracé indépendant de celui des failles majeures, sauf très localement. Ils tendent par contre à se localiser sur des contacts entre roches différentes du socle précambrien, indiquant le rôle majeur de l'érosion différentielle dans leur évolution, lors de leur recul. Là encore, leur direction générale grossièrement parallèle à celle de l'axe de la flexure post-aptienne indique clairement le mécanisme générateur.

L'analyse morphologique du bourrelet surélevé aboutit aux conclusions suivantes :

- Les surfaces ont effectivement évolué par regradation pendant une période allant du Néocomien à l'Actuel.

- L'altération in situ et la pédiplanation sont les processus morphogénétiques majeurs rendant compte du maintien d'inselbergs, du recul des escarpements parallèlement à eux-mêmes, des alvéoles, comme celle du Colonato da Cela.

- Les escarpements ont dû se former par entaille de l'érosion dans un volume de roches soulevées par mouvement épirogénique, soit, par le jeu d'une flexure.

Pour retracer l'évolution morphologique du bourrelet angolais, il faut donc avant tout dater les principaux déplacements de l'axe de flexure et retrouver les variations climatiques depuis le Crétacé inférieur; telle sera notre démarche dans la partie suivante, après avoir résumé le bilan des interprétations antérieures.

IV - L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU BOURRELET ANGOLAIS : ESSAI DE SYNTHESE INTERPRETATIVE

1. Bilan des interprétations antérieures.

L'étagement des surfaces a attiré l'attention des chercheurs très tôt, de manière exclusive d'ailleurs. En Angola, l'interprétation fournie par JESSEN lors d'un voyage d'étude, même si elle a été modifiée dans le détail, est toujours considérée comme valable, et c'est elle que l'on retrouve uniformément dans la partie morphologique des notices accompagnant les cartes géologiques au 1/100.000. FEIO (1946) a dressé un résumé des idées de JESSEN dont le livre est aujourd'hui pratiquement introuvable, mais qu'il a reprises en partie dans son essai de synthèse mondiale (JESSEN, 1943). Ce pionnier distingue cinq niveaux étagés de la plaine ou du plateau littoral à celui de la Humpata, nommé Montagne Marginale. La disposition en escalier est liée au jeu, par phases, d'une grande flexure atlantique. Il en résulte que plus les surfaces sont élevées, plus elles sont vieilles, la surface 5 datant du Trias, la 4 du Jurassique inférieur à moyen, la 3 du Crétacé inférieur, la 2 du Sénonien-Eocène supérieur et la 1 du Mio-Pliocène. La base des escarpements présentant le même caractère que celle des inselbergs, l'évolution serait commune, par altération chimique, à la base des versants et formation progressive de pédiplains.

FEIO, en 1964, a repris l'interprétation de JESSEN. Il modifie dans ce travail les âges attribués aux surfaces ainsi que l'interprétation du plateau de la Humpata, en se basant sur une meilleure connaissance des séries sédimentaires représentées dans les bassins marginaux, qui avait fait défaut à JESSEN. Pour FEIO, l'actuel plateau de la Humpata résulterait d'un bombement plus fort du bourrelet marginal à l'Eocène, le soulevant en horst. Sa surface sommitale serait ainsi la même que celle du plateau principal. Les surfaces 5 et 4 sont donc, dans cette évolution, d'âge Crétacé moyen-supérieur, la Humpata étant individualisée à l'Eocène, la surface 2 est datée Miocène et la 1 Pliocène. L'on notera que la surface 3, mal individualisée dans la région étudiée, n'a pas été prise en compte. Les aplanissements se seraient donc tous réalisés entre le Crétacé supérieur et le Pliocène, une conclusion partagée par PEREIRA (1977), se servant du massif alcalin de La Serra da Neve comme dateur.

Dans tous les schémas évoqués, c'est le jeu de la flexure littorale qui reste le moteur de l'évolution. Certains auteurs, cependant, ont tenté

d'intégrer à leur évolution morphologique l'influence des variations climatiques étudiées sur les marges de la cuvette congolaise par CAHEN dès 1954. MONTEIRO MARQUES (1977) souligne l'importance des variations climatiques au Quaternaire pour l'équilibre pédogenèse-morphogenèse dans le centre de l'Angola et les retouches apportées aux surfaces. Enfin, ILIDIO DO AMARAL (1969) accorde une importance considérable à l'évolution des formes sur place, avec un abaissement progressif de la topographie, la profondeur de la partie altérée des roches s'accroissant à la faveur de conditions climatiques favorables. Cette fois, c'est l'alternance climatique qui est considérée comme l'élément décisif de l'évolution. Pour l'auteur, les formes n'évoluent plus à partir de l'Eocène que par les processus de météorisation, d'altération, le cadre général du relief étant fixé.

L'on voit immédiatement à la lecture de ce bref résumé que les interprétations varient surtout parce qu'elles privilégient l'un des deux éléments fondamentaux de l'évolution morphologique, soit la déformation par flexure, soit les variations climatiques. Il en résulte la nécessité, dans notre travail synthétique, de reconstituer avec minutie la chronologie des temps forts tectoniques et climatiques majeurs, pour croiser et estimer leurs conséquences morphologiques.

2. Périodes de flexuration et changements climatiques.

Nous disposons déjà des datations concernant les temps forts de l'évolution tectonique grâce aux séries sédimentaires des bassins marginaux et intra-cratoniques : Néocomien-Aptien (136-104 Ma), Turono-Sénonien (91-66 Ma), Oligo-Miocène (38-14 Ma), du Pliocène à l'Actuel (depuis 5 Ma). Les variations climatiques peuvent également être retrouvées, bien qu'avec beaucoup plus de difficultés. Les études sédimentologiques, les analyses palynologiques et micropaléontologiques menées dans le cadre du Leg 40 du Deep Sea Drilling Project aux sites 362, 363, 364 sont d'un grand secours. Il faut y ajouter les indications fournies par la présence d'altérites reposant sur le socle précambrien ou séparant des séries sédimentaires dans les bassins intérieurs, de manipulation cependant risquée, comme on l'a vu, par les faciès des sédiments des bassins intra-cratoniques. La compilation de ces sources diverses aboutit à la figure 32 qui fournit une courbe très schématique des principales tendances du climat et de ses variations depuis le Permien sur le territoire formant l'Angola. Quelques remarques s'imposent :

- Le climat n'a cessé de passer d'une tendance tropicale semi-aride voire humide, à aride, les températures restant par ailleurs élevées depuis la fin de la glaciation permo-carbonifère, surtout au cours du Crétacé supérieur comme le montrent les assemblages polliniques du site 364 (MORGAN, 1978). Un fléchissement des températures accompagna toutefois les débuts de l'upwelling côtier et la mise en place du courant de Benguela, définitive à l'Oligocène (FRAKES et KEMP, 1972; SIESSER, 1978) ou les premières glaciations importantes, au Pliocène : c'est à cette époque que la variété des espèces de Foraminifères au site 362 fléchit (JENKINS, 1978).

- A partir de l'Oligocène, la tendance fondamentale du climat reste pour le Sud du pays et le littoral au semi-aride, ce qui est lié à la permanence du courant de Benguela longeant les côtes. Elle se serait manifestée plus tôt encore que dans le Sud de la Namibie, où les débuts de l'aridité sont datés du Miocène supérieur (DINGLE et HENDEY, 1984).

- Les variations climatiques ont été particulièrement marquées au Quaternaire avec l'alternance des pluviaux et des interpluviaux étudiée par CAHEN (1954). Elles sont liées à la position climatique charnière qui est celle de l'Angola encore aujourd'hui et sévèrent, bien que d'une manière atténuée, même dans le désert du Namib (RUST, 1980).

La comparaison des deux bilans obtenus nous montre que les soulèvements présumés du bourrelet marginal se sont produits avec une périodicité bien plus régulière que celle des variations climatiques. En effet, les tendances climatiques sont probablement restées assez stables ou ont évolué lentement au cours du Crétacé inférieur et supérieur, tandis qu'à partir de l'Eocène, des variations très brutales dans les bilans des températures et des précipitations peuvent être considérées comme certaines. Les effets conjugués de ces soulèvements tectoniques et de ces variations climatiques au Tertiaire, en particulier à l'Oligocène, impliquent très logiquement un façonnement tertiaire prépondérant des formes. L'on voit mal dans ces conditions comment des éléments de surface datés du Trias, du Jurassique, auraient pu nous parvenir sans avoir été profondément remodelés au cours du Tertiaire. D'autre part, un bilan doit nécessairement s'établir sur une période donnée entre l'intensité des déformations tectoniques et l'efficacité de l'érosion, laquelle dépend des processus morphogénétiques variables avec le type de climat, comme le souligne SOARES DE CARVALHO (1960). L'évolution géomorphologique que nous proposons résulte de ce point de vue.

3. Reconstitution de l'évolution géomorphologique.

Il est possible de retracer cette évolution en Angola à partir du Néocomien-Aptien avec certitude grâce à l'intégration des bilans tectoniques, climatiques, des données de la lithologie, de la stratigraphie obtenues dans les bassins marginaux et intracratoniques. Nous avons illustré cette synthèse par les figures 33a,b,c,d et 34a,b,c,d qui donnent une interprétation de l'évolution avec l'exemple de deux transects choisis sur le bourrelet marginal surélevé.

Au Néocomien-Aptien donc, le bourrelet est déjà individualisé et les mouvements tectoniques sont très forts. Le versant ouest du bourrelet recule rapidement, ce qui explique les dépôts sédimentaires continentaux grossiers très épais. En somme, la situation plateau supérieur-plateau inférieur existe déjà, les deux ensembles étant séparés par un escarpement. En reculant, ce dernier laisse comme témoins des inselbergs, dont la formation est sollicitée par les contacts lithologiques grès-granites ou gneiss. L'image générale est celle d'un graben où précipitent des évaporites et où les versants connaissent un fort recul. A l'Aptien, la tectonique cassante cesse, fait place à des déformations par flexure.

Entre l'Aptien et le Turonien, le relief évolue sous l'effet des variations lentes de climat, la tendance fondamentale restant au semi-aride. Les processus d'érosion liés à ce type de climat ont pu s'exercer assez longtemps pour aboutir à des pédiplaines bien réalisées, selon le schéma analysé par TRICART et CAILLEUX (1969). D'autre part, l'axe de la flexure s'est déplacé très lentement et les bassins marginaux connaissent une subsidence continue. Les deux surfaces sont donc regradées faiblement.

Au Turono-Sénonien, le soulèvement du bourrelet marginal central s'accroît : l'axe de la flexure migre vers l'Est dans le bassin du Cuanza (BRONGNON et VERRIER, 1965). Les corollaires de cette déformation plus rapide sont des épanchements ou intrusions volcaniques le long des anciens accidents du socle, basaltes et carbonatites que l'on voit apparaître sur la figure 34c. Il faut supposer qu'alors la vitesse de déformation a été supérieure en quelque sorte à celle du déblaiement, de l'érosion, et que la surface basale n'a pu être regradée. Un volume de roches s'est individualisé dans l'axe du soulèvement majeur perchait une partie de cette surface tandis que des glacis mordant la base du bombement créaient progressivement un second escarpement. Cette situation est illustrée par les figures 33 et 34c. L'on notera que la compé-

tence de l'érosion a pu être affaiblie par l'existence d'un climat de type guinéen présent au moins au Turonien, puisqu'à cette époque se forme de la kaolinite et qu'un couvert forestier dense existerait à partir du Coniacien (REYRE, 1966). Nous savons cependant que la formation Calonda, turonienne, atteste un climat semi-aride sur les marges du bassin congolais. Cependant, dans les ensellements du bourrelet, il faut supposer que le soulèvement a été moins fort et que l'érosion a pu suivre le rythme des déformations en regradant les surfaces basale et sommitale : il n'existe pas, en effet, d'escarpement médian homologue à celui du bourrelet surélevé, comme nous l'avons vu.

Au cours du Paléocène et de l'Eocène, l'ensemble du bourrelet évolue de concert sous l'effet de variations climatiques encore faibles, la tendance fondamentale restant semi-aride. Le désert de Moçamedes commencerait à se former vers la fin de l'Eocène (TORQUATO, 1970). Les inselbergs formés dans les grès sont immunisés et témoignent du recul des escarpements par pédiplanation. C'est au cours de cette période que la surface basale, S.1, atteint probablement son extension majeure.

A l'Oligocène, le continent africain est soulevé en bloc. On retrouve une discordance majeure, pré-Tertiaire supérieur, dans les séries sédimentaires des bassins marginaux sud-ouest africains (DU PLESSIS et al., 1972). Mais là encore, ce soulèvement a surtout affecté la partie du bourrelet correspondant au plateau de Bié. Dans le bassin Cuanza, l'axe de la flexure s'est déplacé vers l'Ouest, localisant le soulèvement majeur à proximité des bassins sédimentaires. Par les mêmes processus que précédemment, un escarpement s'est progressivement formé tandis qu'était perchée une partie de la surface basale : la surface S.2 se trouvait ainsi individualisée. La formation de l'escarpement, très vigoureux, est liée à la vigueur de la flexuration, à la rapidité des variations climatiques et aussi à la proximité de l'Océan Atlantique, toute variation du niveau marin se traduisant par une reprise rapide de l'érosion à son pied. Dans les ensellements, les surfaces sont à nouveau regradées.

Entre l'Oligocène et l'Actuel, l'évolution s'est faite par recul des escarpements et regradation faible des surfaces. Pourtant, à partir du Pliocène, les déformations tectoniques furent non négligeables, et la surface basale est portée aujourd'hui à une altitude de 250 m, disséquée localement par les cours d'eau côtiers, à écoulement temporaire ou non. Elle est limitée parfois à l'Ouest par une falaise vive, indiquant partiellement ce soulèvement. De plus, les variations climatiques se firent de plus en plus vives. GIRESSE

(1978) a individualisé à partir de 80.000 BP quatre séquences climatico-sédimentaires, les deux refroidissements les plus récents étant accompagnés d'une régression marine et d'un climat aride, contrasté à terre, tandis que les deux réchauffements auraient provoqué, outre deux transgressions, un climat plus régulièrement humide. Ces variations seraient plus fortes sur le bourrelet marginal que dans la cuvette congolaise (GIRESSE et K'VADEC, 1971). Ceci ne favorisa pas la réalisation de pédiplaines mais contribua bien plutôt à les disséquer lors des périodes humides, tandis que l'altération des granites aboutissait à la réalisation, à la faveur de périodes plus sèches, d'alvéoles dans le socle.

CONCLUSIONS et PROBLEMES

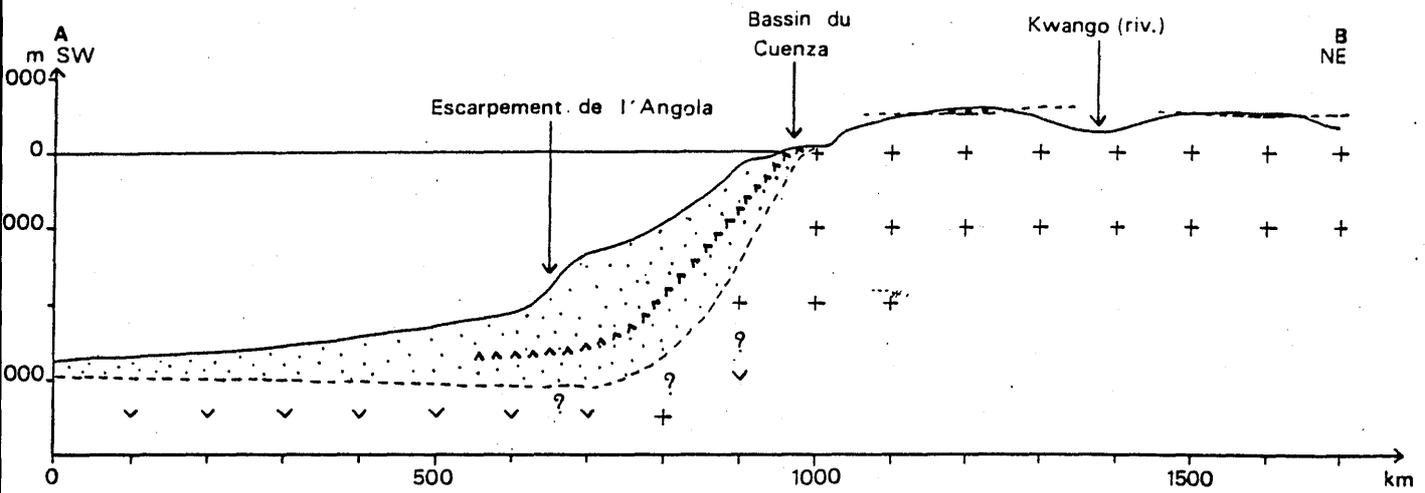
Le bourrelet marginal angolais a donc connu une évolution géomorphologique scandée par quelques temps forts qui ont contribué à lui donner sa configuration actuelle. Ces soulèvements ont eu des conséquences morphologiques variables selon les endroits, aboutissant soit à des emboîtements soit à des regradations de surface en fonction de leur intensité. Mais ce sont les tendances climatiques, leurs variations, qui expliquent le style d'évolution morphologique en Angola : la pédiplanation, l'altération différentielle des roches du socle en résultent directement, et leur rôle fut essentiel entre les périodes de soulèvement marqué. La reconstitution de l'évolution soulève toutefois de nombreux problèmes.

- PETIT (communication verbale, 1984) a noté au pied de l'escarpement de la Chela des roches métasédimentaires précambriennes à pendage subhorizontal, ce qui n'est guère en accord avec les hypothèses d'évolution par flexuration du socle. Toutefois, les déformations s'étant faites à grand rayon de courbure, un pendage subhorizontal des couches localement n'est pas un argument pouvant paraître redhibitoire.

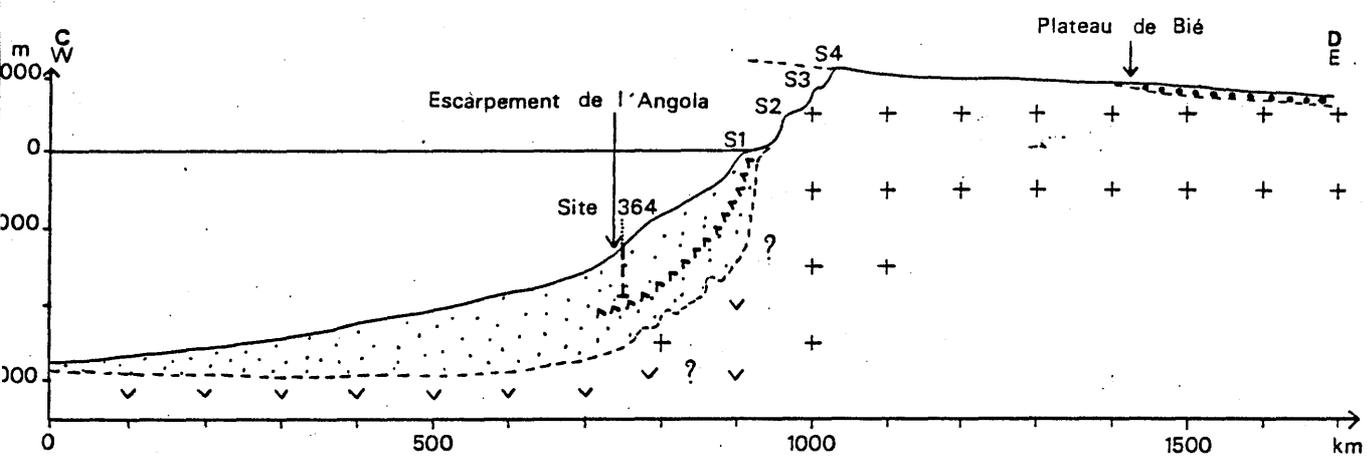
- Les surfaces sont-elles toutes liées exclusivement à la pédiplanation, sans intervention d'aplanissement cyclique? Bien que le climat littoral angolais ait conservé une dominante semi-aride sur de très longues périodes, la proximité de l'Océan Atlantique empêche d'écarter définitivement les morsures cycliques, lors de périodes plus humides, en particulier. La situation est proche de celles analysées par BIROT et al. (1974).

- Pourquoi le soulèvement fut-il inégal dans le temps et l'espace, entraînant une différenciation morphologique nette entre les ensellements et les surélévations? Cette question en appelle une autre, qui concerne la permanence du bourrelet dans le relief, depuis peut-être la fin de l'ère Primaire.

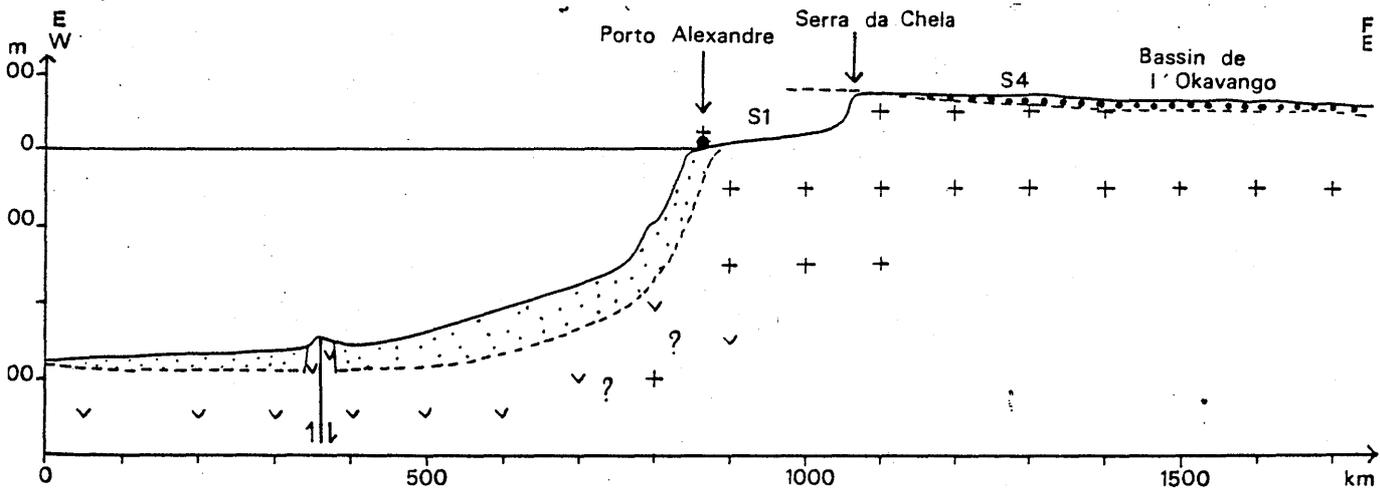
Ce dernier problème, de même que la concordance des temps forts dans les évolutions morphologiques au Brésil, en Angola et en Atlantique sud, que l'on pressent, tendent à prouver une liaison déterminante de cause à effet entre la formation d'un océan et la naissance, l'évolution des reliefs bordiers. Il nous faut donc désormais dresser un tableau synthétique prenant en compte les temps forts principaux des évolutions morphologiques, dresser un bilan avant de pouvoir apporter des éléments d'explication aux phénomènes constatés.



A : COUPE DANS LE BOURRELET MARGINAL ANGOLAIS AU NORD DE LA LATITUDE 10° S.



B : COUPE DANS LE BOURRELET MARGINAL ANGOLAIS LE LONG DE LA LATITUDE 12° S.



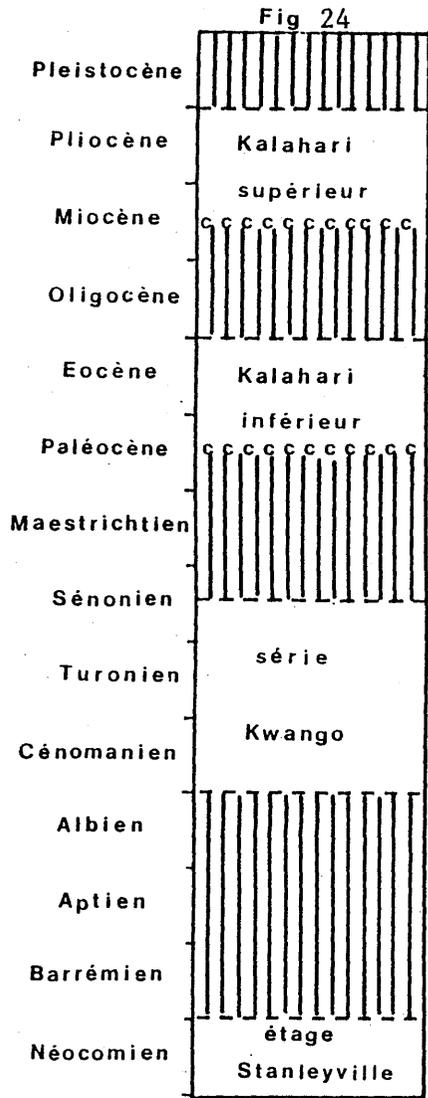
C : COUPE DANS LE BOURRELET MARGINAL ANGOLAIS LE LONG DE LA LATITUDE 16° S.



FIG. 21: SERIE DE COUPES DANS LE BOURRELET MARGINAL ANGOLAIS
 1. Socle continental. 2. Socle océanique. 3. Socle intermédiaire. 4. Bassins sédimentaires
 5. Sédiments des bassins intracratoniques. 6. Evaporites aptiennes.
 Localisation sur la Figure 22.

Figure 22. - Le bourrelet marginal angolais : croquis de synthèse.

1. Escarpements majeurs : (a) : en mer ; (b) : à terre. 2. Accore de la de la plate-forme continentale. 3. Inselberg et Inselgebirge. 4. Mont sous-marin et zone de fracture. 5. Bassins sédimentaires intracratoniques. 6. Bassins marginaux : (a) : sans évaporites aptiennes ; (b) : avec évaporites. 7. Trapps basaltiques du Crétacé inférieur. 8. Socle pré-cambrien. 9. Contact géologique. 10. Localisation des figures 21, 26, 28, 29, 30.



1



2



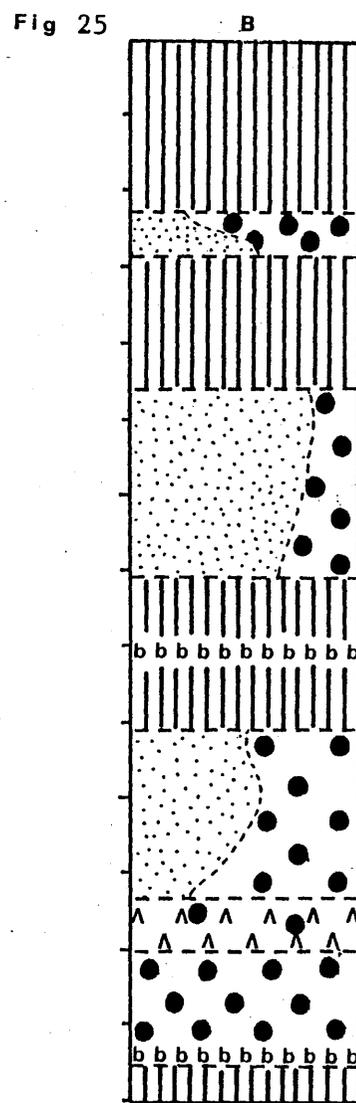
3



4



5



b b b b

6

c c c c

7

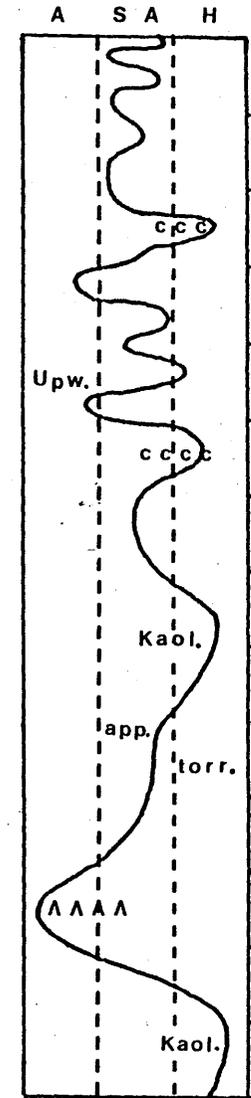


Fig 32

Figure 24. - Synthèse stratigraphique des bassins intracratoniques angolais.
D'après CAHEN (1954), HAUGHTON (1963), STANTON (1972).

Figure 25. - Stratigraphie comparée des bassins marginaux Cuanza (A) & Moçamedes (B). D'après REYRE (1966).

1. Lacune sédimentaire. 2. Sédiments continentaux et littoraux détritiques : sables, grès, conglomérats. 3. Sédiments marins carbonatés. 4. Evaporites aptiennes. 5. Discordance angulaire. 6. Epanchements basaltiques. 7. Latérite cuirassée.

Figure 32. - Courbe schématique indiquant les grandes tendances climatiques en Angola depuis le Permien. D'après BOLLIG & alii (1978), CAHEN (1954), STANTON (1972).

Abréviations : A : aride. S.A. : semi-aride. H : Humide. App. torr. : apports torrentiels. ccc : latérite cuirassée. Kaol. : Kaolinite. ^ ^ ^ ^ : évaporites Upw. : débuts de l'upwelling.

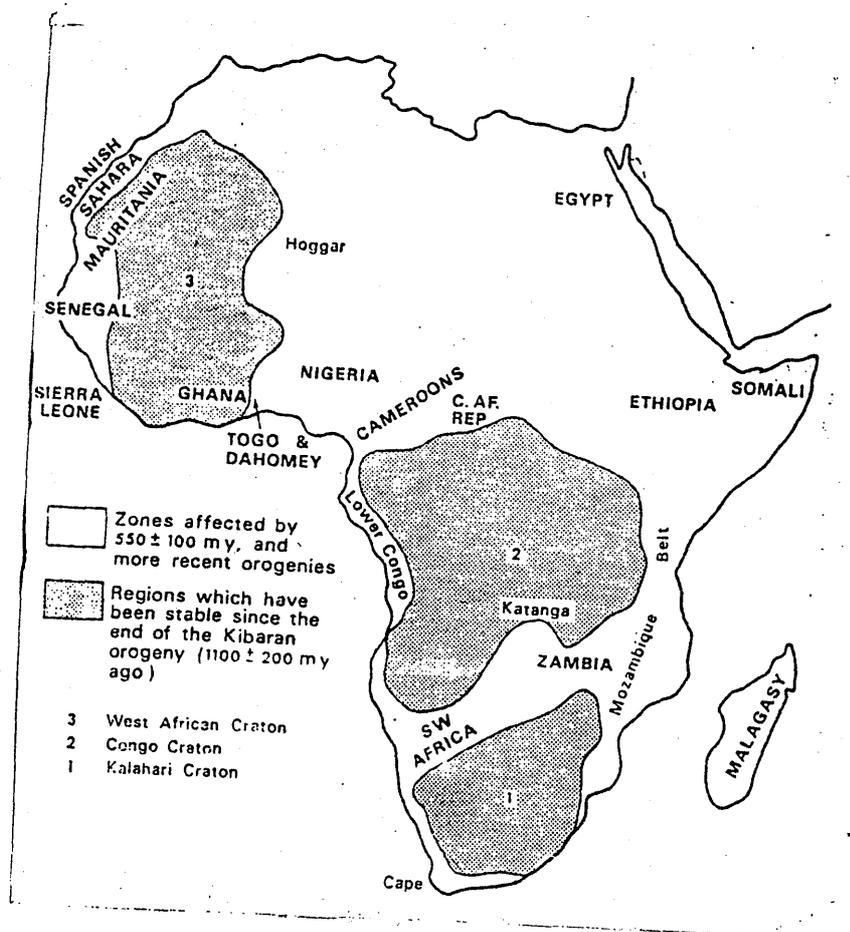


Figure 23. - Cratons et zones mobiles en Afrique.
IN : CLIFFORD (1970).

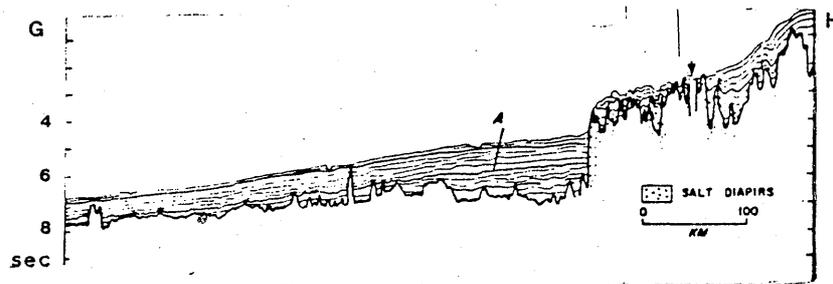


Figure 26. - Profil de sismique réflexion sur la marge angolaise.

IN : EMERY & alii (1975).

A : réflecteur d'âge probablement Eocène.

Localisation sur la Figure 22.

Secondes en temps double.

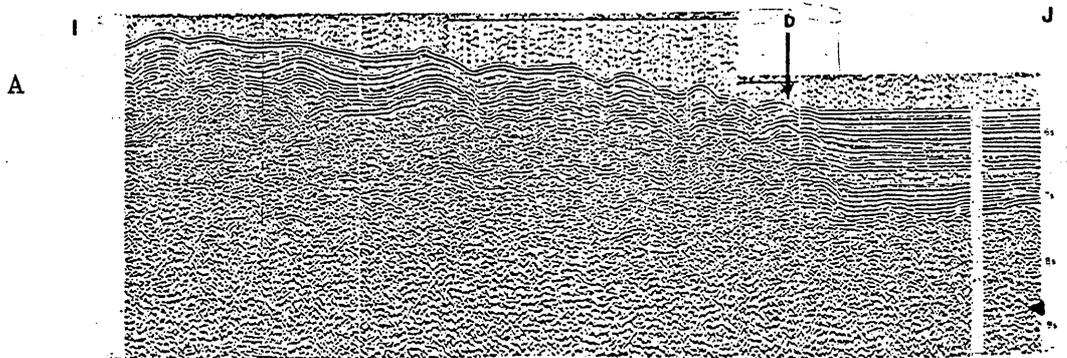
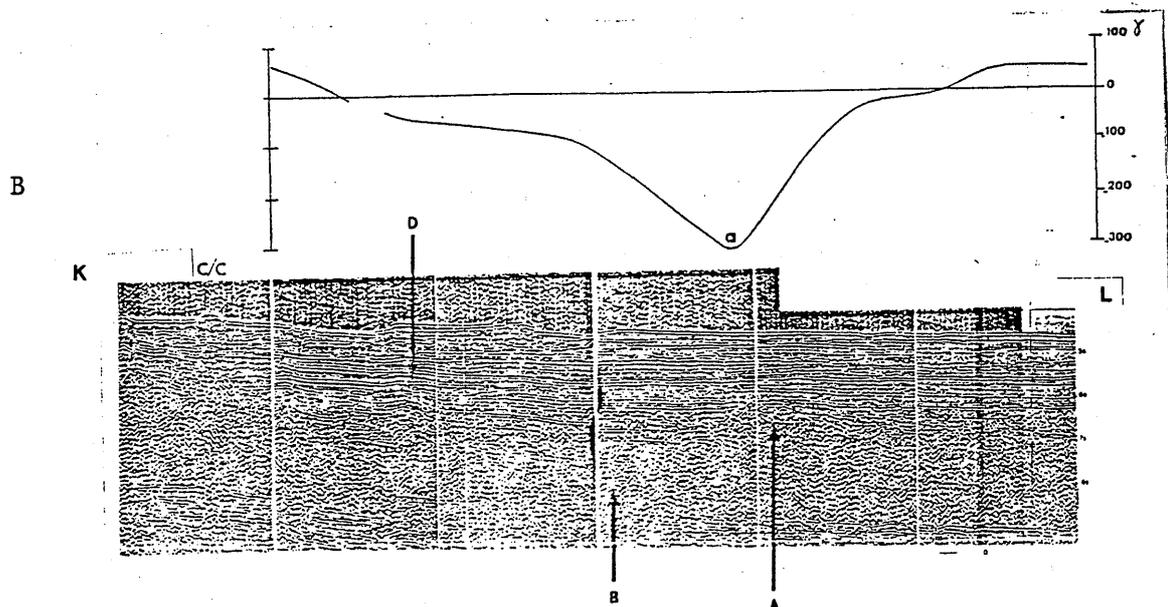


Figure 28. - Profils de sismique-réflexion sur la marge angolaise. IN : PAUTOT et alii (1975).

D : Pli diapir. B. : plongée du socle sous la couverture sédimentaire. A : Elévation du socle océanique, couplée avec une anomalie magnétique (a).

Localisation sur la Figure 22. Secondes en temps double.



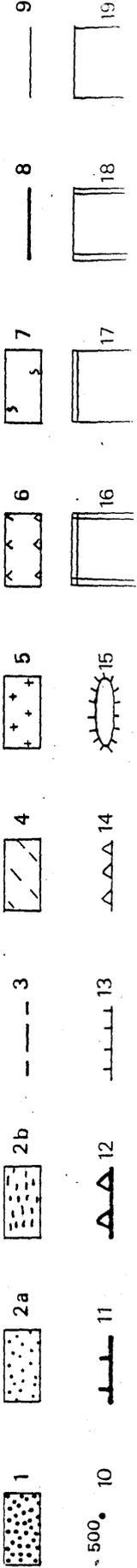
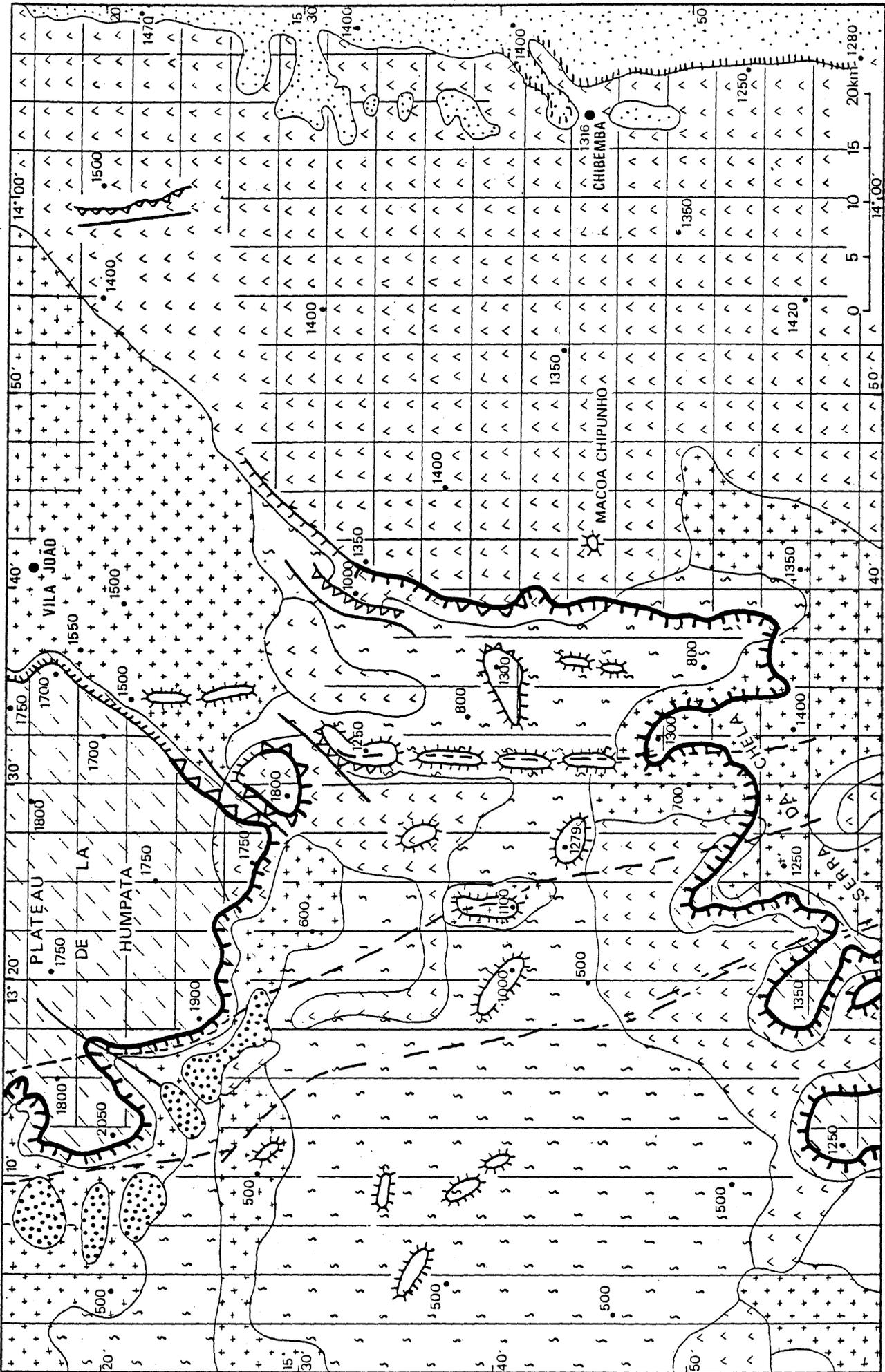


Figure 29. - La Serra da Chela et le plateau de la Humpata : esquisse géomorphologique.

1. Sables et conglomérats, Pliocène. 2. Sables et grès Kalahari : (a) : série des sables ocres (Néogène) ; (b) : série des grès polymorphes (Paléogène).
3. Filons de norites et de dolérites, post-Permien. 4. Calcaires et grès, Cambro-Silurien. 5. Granites intrusifs, 1200-1700 Ma. 6. Complexe gabbro-anorthosique, anté - 1700 Ma. 7. Séries métamorphiques du sud de l'Angola, à prédominance gneissique, anté - 2080 Ma. 8. Faille. 9. Contact géologique.
10. Point coté. 11. Escarpement d'érosion majeur. 12. Escarpement de ligne de faille majeur. 13. Escarpement d'érosion mineur. 14. Escarpement de ligne de faille mineur. 15. Inselberg. 16. Surface 4, oligo-miocène. 17. Surface 4 : aplanissement infra-Kalahari inférieur en voie d'exhumation. 18. Surface 1.
19. Versants et retouches dues à l'érosion différentielle.

Localisation sur la Figure 22.

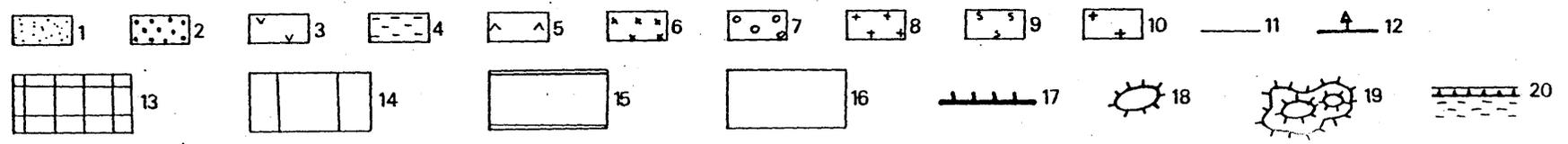
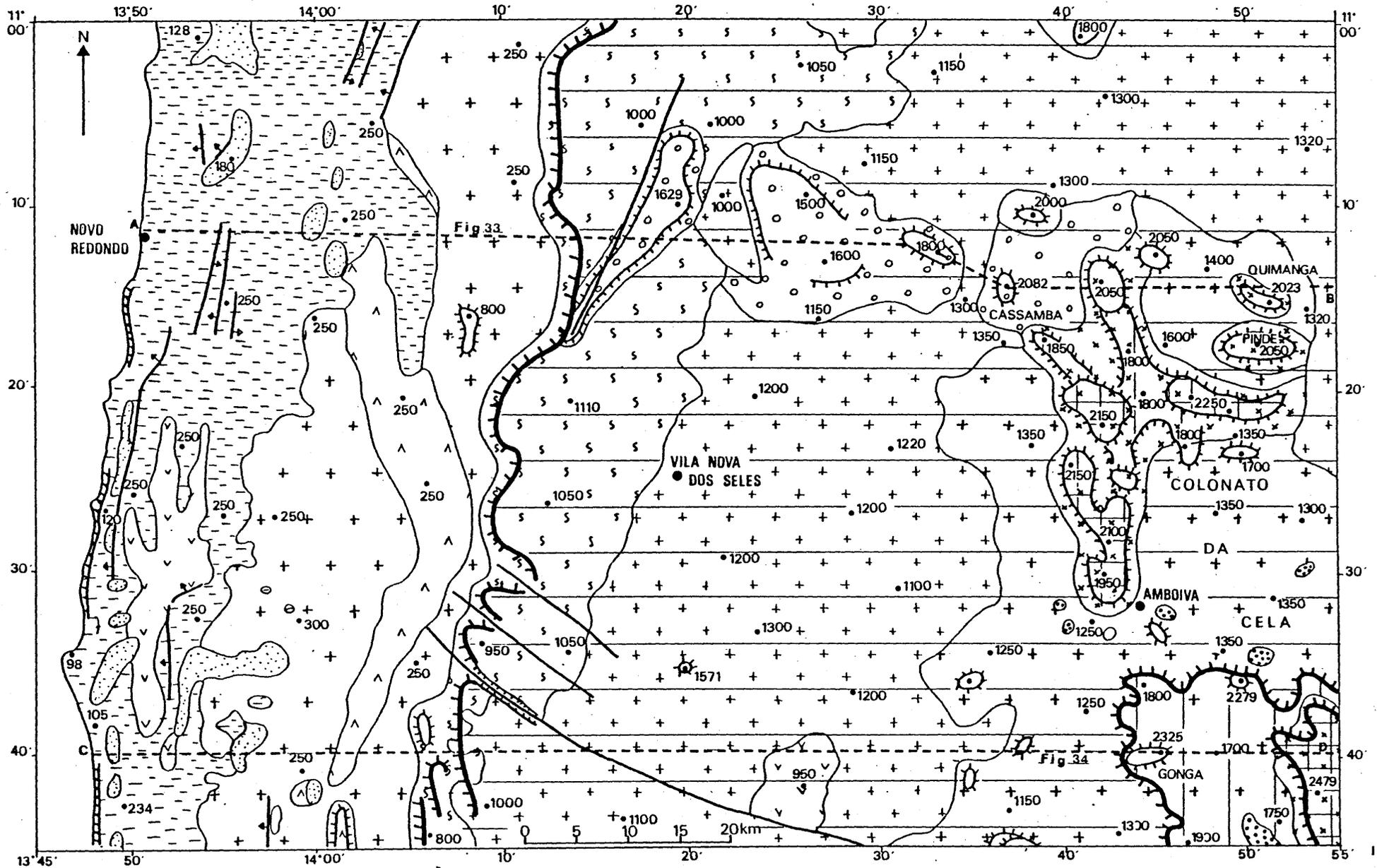


Figure 30. - Esquisse géomorphologique dressée sur une surélévation du bourrelet : le rebord NW du plateau de Bié.

1. Cailloutis, Pleistocène. 2. Latérites, Tertiaire moyen-supérieur.
 3. Roches volcaniques, Turono-Sénonien. 4. Bassin sédimentaire marginal, roches du Crétacé inférieur et supérieur. 5. Roches volcaniques, Néocomien.
 6. Granite porphyroïde recristallisé, Précambrien. 9. Complexe de base à prédominance gneissique. 10. Complexe de base à prédominance granitique.
 11. Contact géologique. 12. Faille avec regard. 13. Surface 4. 14. Surface 3. 15. Surface 2. 16. Surface 1, pour altitudes inférieures à 300 m.
 17. Escarpement majeur. 18. Inselberg. 19. Inselgebirge. 20 Falaise.
- Localisation sur la Figure 22.

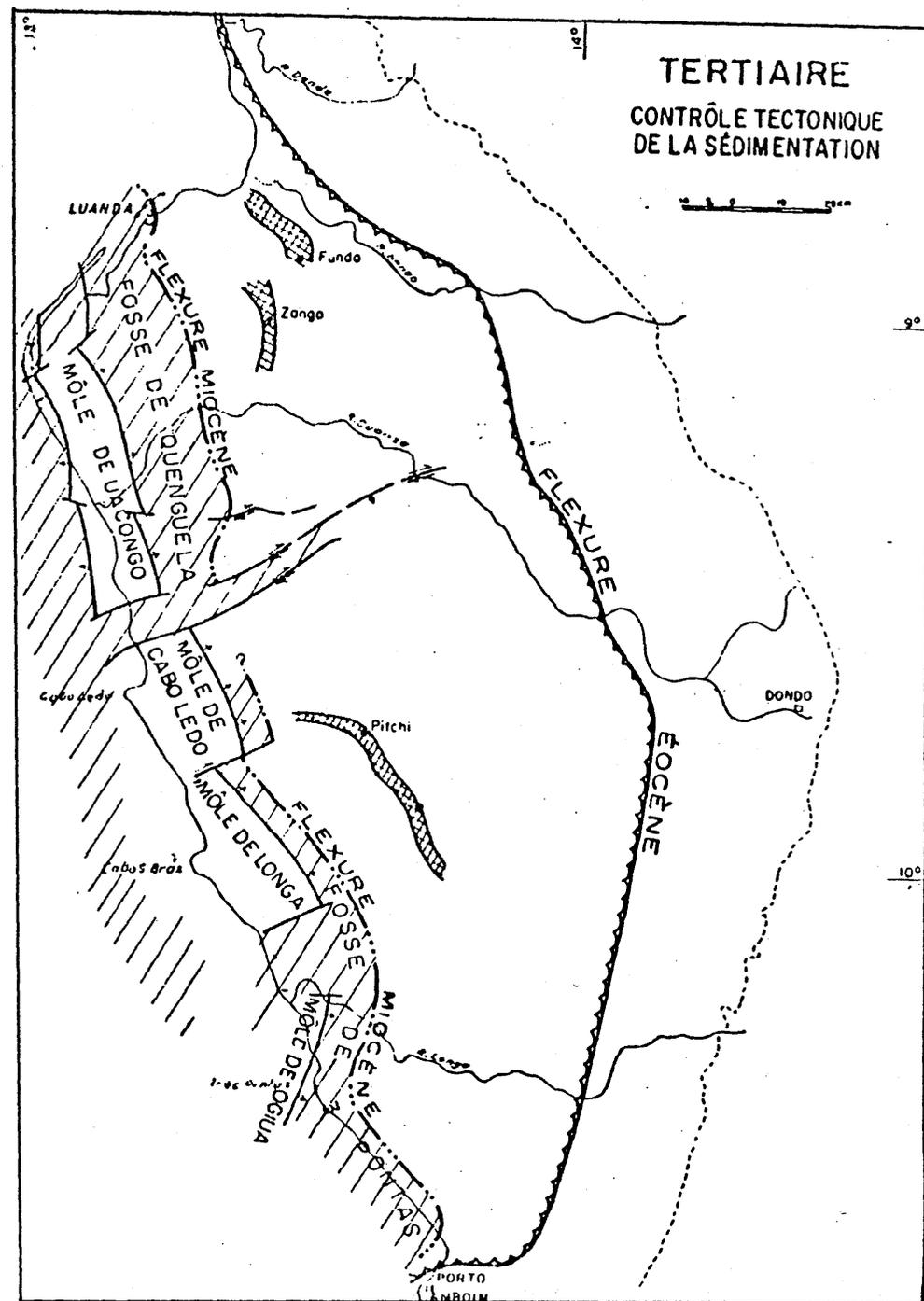
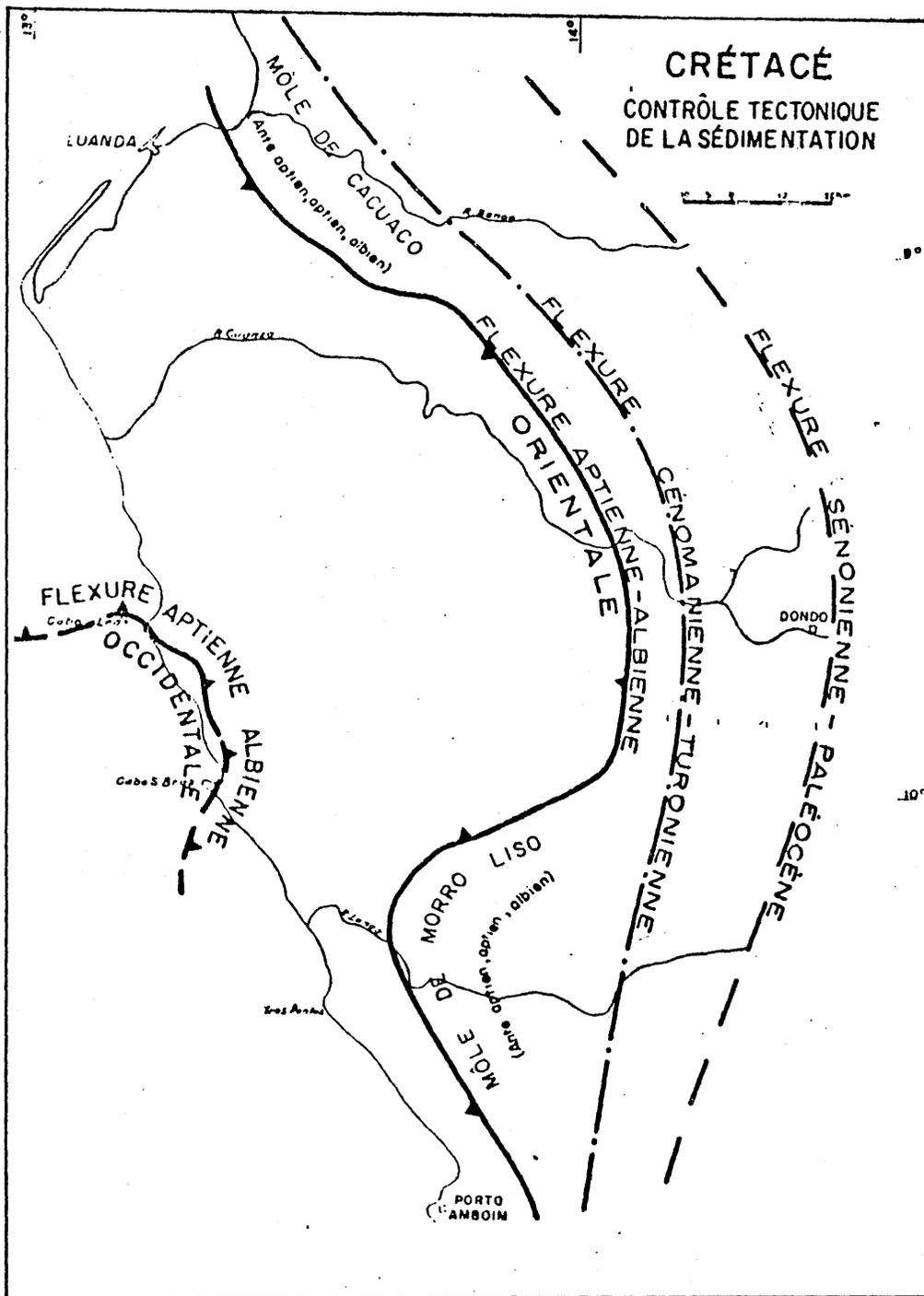


Figure 27. - Déplacement de l'axe de la flexure orientale dans le bassin sédimentaire Congo

III ; BROGNIOT & VERPÉE, 1965

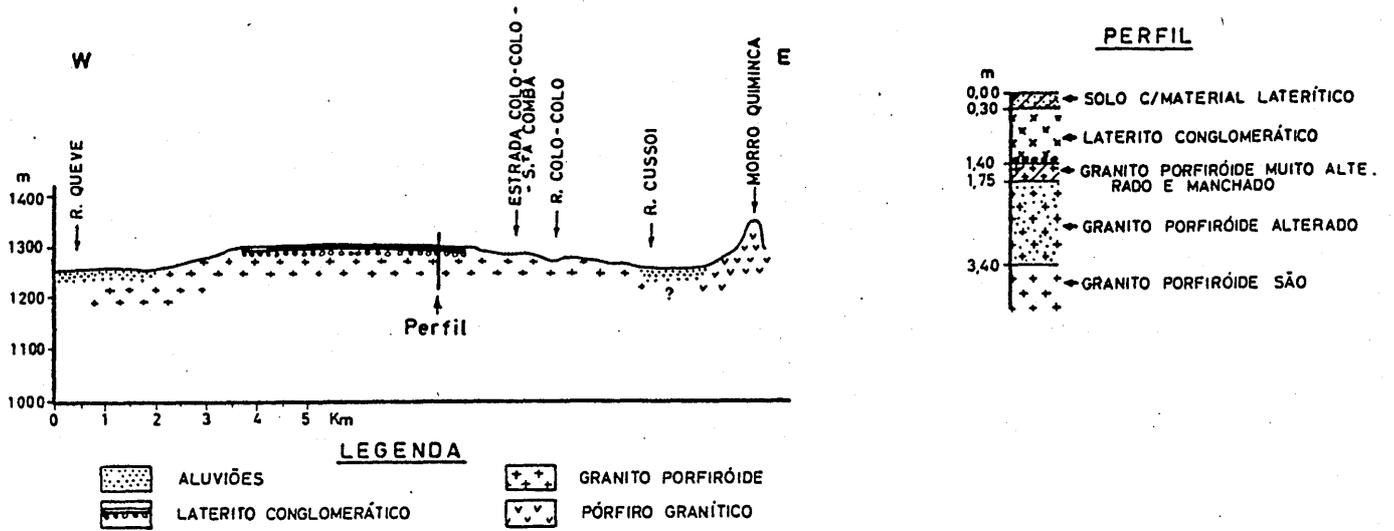


Figure 31. - Coupe dans les formations superficielles sur granite porphyroïde.
IN : MONTEIRO-MARQUES (1966) ; pas de localisation graphique.

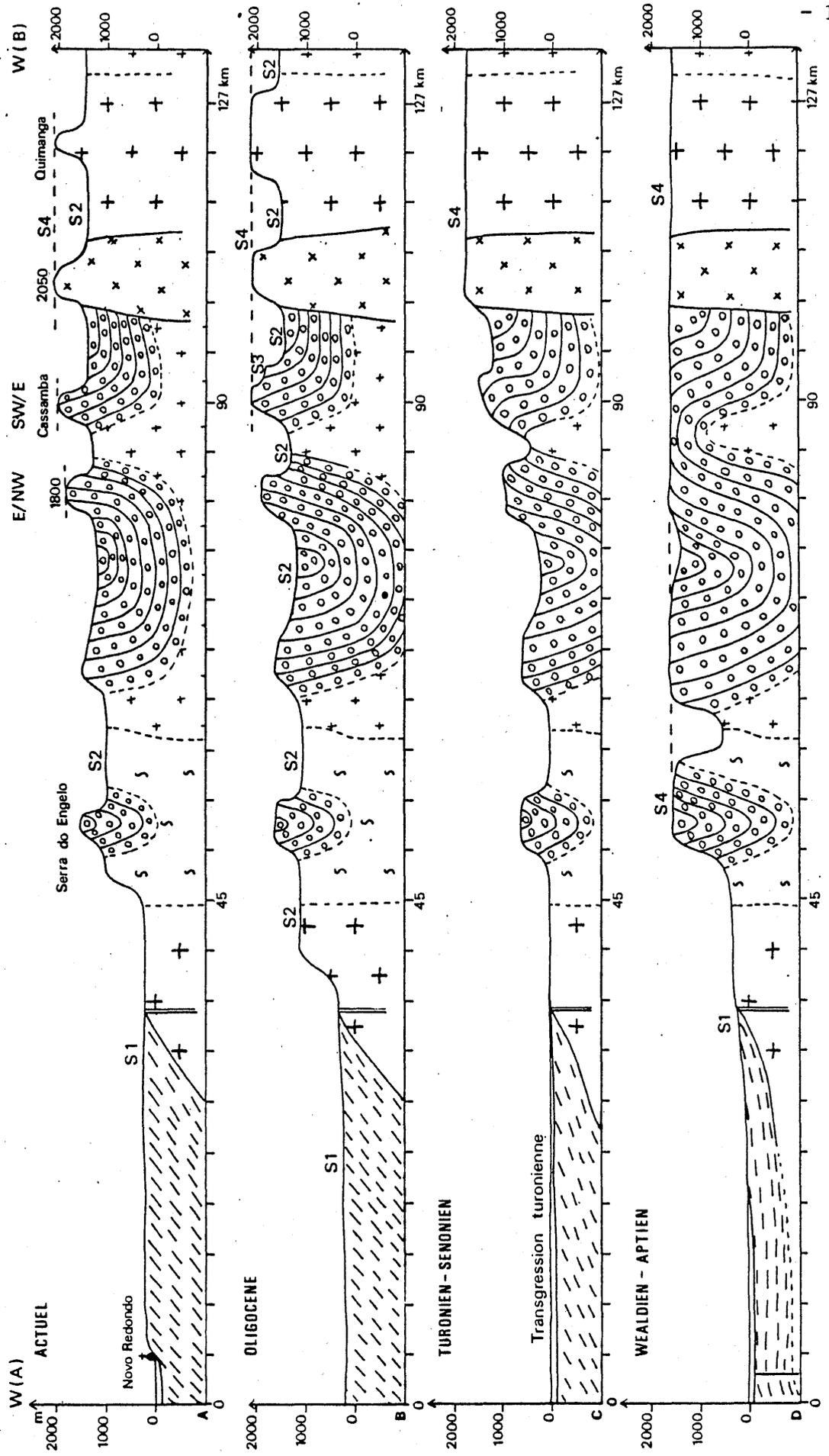
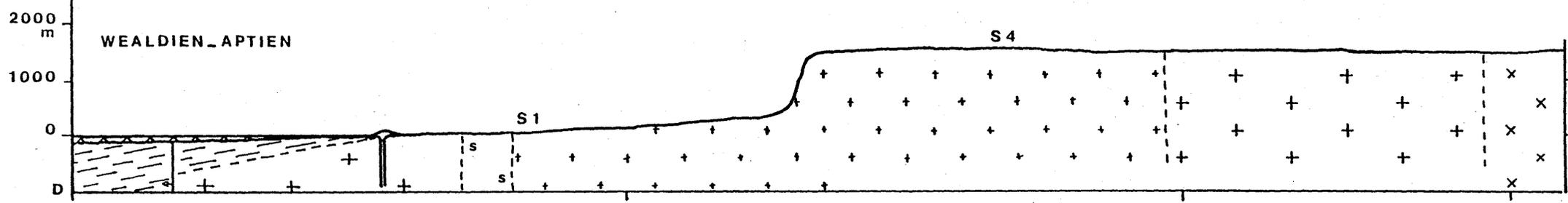
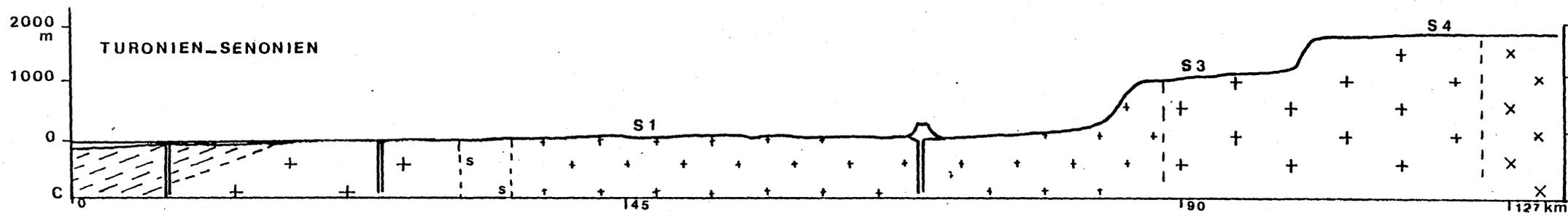
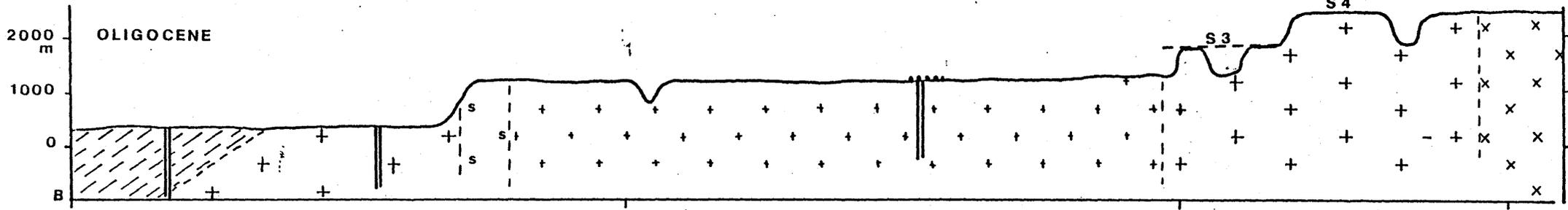
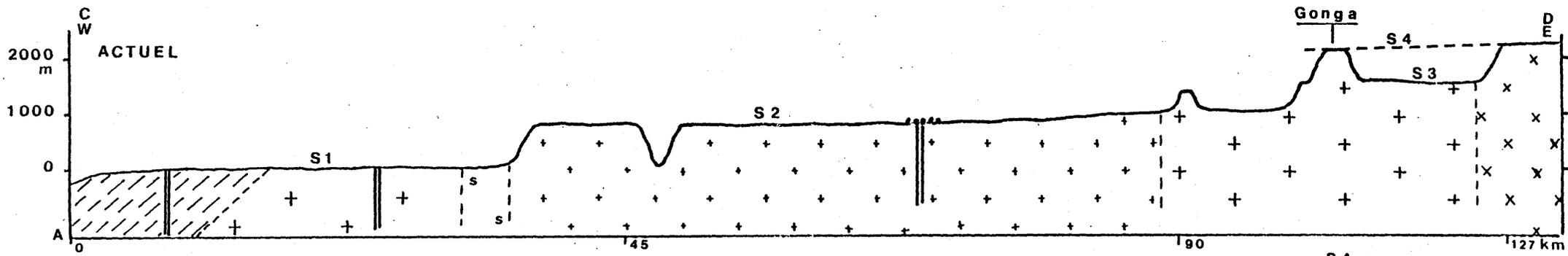


Figure 33. - Série de coupes retraçant l'évolution géomorphologique proposée du bourrelet angolais surélevé, avec Inselgebirge.

1. Sédiments du bassin marginal. 2. Granites porphyroïdes recristallisés, Précambrien. 3. Quartzites et grauwackes, Précambrien. 4. Granite à biotite de Lobito, Précambrien. 5. Complexe de base à prédominance gneissique. 6. Complexe de base à prédominance granitique. 7. Contact géologique. 8. Ensemble de dykes, Néocomien-Aptien. 9. Surface S.4.

Localisation de la coupe schématique actuelle sur la Figure 30.



- 
1
- 
2
- 
3
- 
4
- 
5
- 
6
- 
7
- 
8
- 
9
- S4
10

Figure 34. - Série de coupes retraçant l'évolution géomorphologique proposée du bourrelet angolais surélevé, sans Inselgebirge.

1. Sédiments du bassin marginal. 2. Laves et matériel pyroclastique, Turonien. 3. Evaporites aptiennes. 4. Granite porphyroïde recristallisé, Précambrien. 5. Granite à biotite de Lobito, Précambrien. 6. Complexe de base, à prédominance gneissique. 7. Complexe de base, à prédominance granitique. 8. Contact géologique. 9. Ensemble de dykes et de cheminées volcaniques, Turonien et Néocomien-Aptien. 10. Surface S.4.

Localisation de la coupe schématique actuelle sur la Figure 30.

QUATRIEME PARTIE - GENESE, PERMANENCE TOPOGRAPHIQUE, DIVERSITE DES RELIEFS BORDIERS ANGOLAIS ET BRESILIENS : ELEMENTS D'EXPLICATION

Les trois parties qui précèdent nous ont amené à dégager les temps forts de l'évolution morphologique pour les trois grands domaines d'étude que nous nous étions fixés, et rendent possible une confrontation générale des bilans, dans un premier temps. Les conclusions que nous en déduirons n'auront pourtant valeur que de constatation, non d'explication. Il est en effet nécessaire de faire appel à la structure profonde des ensembles majeurs étudiés pour expliquer leur genèse, et aux bilans des contraintes qui en résultent, s'exerçant sur les marges continentales, pour rendre compte de leur évolution. La juxtaposition toujours notée de traits généraux, comme la permanence topographique des bourrelets marginaux, et régionaux, locaux, tels ensellements et surélévations nous amènera à distinguer deux types d'explications : celles à valeur générale résultant du contact entre deux lithosphères océanique et continentale, celles à valeur locale provenant d'accidents affectant les deux lithosphères, transmarges.

I - LE BILAN COMPARE DES EVOLUTIONS MORPHOLOGIQUES

1. Commentaire du tableau dressé.

Les résultats obtenus à l'issue des études partielles menées dans les trois parties précédentes nous permettent de dresser un tableau synoptique (fig.35) facilitant la comparaison entre les évolutions morphologiques. On y a porté les temps forts du soulèvement des bourrelets, les périodes principales de façonnement des surfaces d'aplanissement, à terre. Pour la partie sous-marine ont été retenues les grandes phases de mise en place des chaînes asismiques, les variations du rythme d'ouverture et les réorganisations du mode d'expansion. Le tableau appelle quelques commentaires généraux.

- Avant tout, le synchronisme général dans les temps forts d'évolution des deux bourrelets est remarquable, bien qu'un léger décalage entre les événements apparaisse au Tertiaire supérieur. Le résultat obtenu montre de manière incontestable que les bourrelets ont été soulevés aux mêmes périodes, que des surfaces ont été initiées ou regradées également de manière synchrone, bien que les types morphologiques varient. Le rythme de soulèvement saccadé, déjà constaté sur les marges de l'Atlantique nord (GODARD, 1982), est présent ici.

- La comparaison avec la mise en place des formes en Atlantique sud indique une évolution commune des trois ensembles jusqu'au Crétacé supérieur, avec des temps forts semblables dans l'édification des reliefs. Les périodes de soulèvement des bourrelets sont aussi celles d'une activité volcanique et tectonique majeure en Atlantique. Ce résultat conforte les conclusions de LEVIN (1982) sur le synchronisme mondial des événements tectoniques océaniques et continentaux pour les derniers 150 Ma. Toutefois, à partir de l'Eocène, la parenté d'évolution cesse. Peut-être doit-on y voir la relative faiblesse de l'événement fini-miocène en Atlantique sud, comparée aux vigoureuses réorganisations de l'expansion au Crétacé.

- L'on peut donc distinguer cinq grandes périodes dans la création et l'évolution des reliefs bordiers de l'Atlantique : Permien-Jurassique supérieur, Néocomien-Aptien, Turono-Sénonien, Oligo-Miocène, Pléistocène-Holocène.

2. La phase proto-Atlantique.

Elle dure du Permo-Carbonifère au Jurassique supérieur et se marque par l'existence à l'emplacement des deux futurs bourrelets d'un bombement très net surtout dans la partie méridionale. Notons que cette bande de terres soulevées correspond assez exactement à celle qui fut affectée par l'événement tectono-thermique Pan-Africain ou Brésilien, une corrélation déjà reconnue par SCHERMERHORN (1981). Son individualisation est vraisemblablement antérieure même au Carbonifère, ce qu'indiquent les limites probables de la transgression dévonienne au Brésil (BEURLIN, 1970). Dans ce dôme inégalement soulevé se sont formés des fossés, dès le Permien à l'emplacement des futures marges bahianaise et gabonaise, ce qui, évidemment, pose des problèmes concernant la datation de l'ouverture atlantique. Elle varie en fonction du critère choisi, comme le souligne MASCLE (1975). Cependant, au Sud, la présence dans les tillites du bassin Parana de matériel des formations sud-africaines, mentionnée par MAACK (1961), indique l'absence probable d'un rift lors de la glaciation permo-carbonifère. Nous aurions donc dès la fin du Paléozoïque une esquisse des futurs types de bourrelets, la partie méridionale du bombement étant nettement plus soulevée que la partie centrale. D'autre part, la formation d'un dôme est liée directement à l'ouverture de l'Océan Atlantique puisqu'elle s'est opérée vraisemblablement à l'axe du soulèvement majeur. Les versants en pente douce des bourrelets dérivent des anciens flancs du dôme, tandis que les versants à pente raide résultent de la phase rift initiant l'ouverture océanique.

3. Les phases d'évolution absolument synchrones (Crétacé inférieur et supérieur).

Elles sont liées de manière évidente aux stades de séparation continentale, qui s'est faite définitivement au Sud de la chaîne Walvis au Valanginien (LARSON et LADD, 1974), entre le Sud et le Nord du domaine étudié à l'Aptien, tandis qu'il fallut attendre le Turonien pour voir s'ouvrir l'Atlantique équatorial. Cette formation progressive d'un océan par migration de l'ouverture, ici vers le Nord, a été reconnue ailleurs, par exemple dans les cas des mers du Labrador et de Baffin. Les conséquences tectoniques et morphologiques en sont considérables.

Du Néocomien à l'Aptien, les deux bourrelets marginaux étudiés furent très fortement soulevés. L'érosion qui s'ensuivit explique les formations néocomiennes très épaisses, à faciès détritique grossier, déposées en milieu lacustre continental. Les versants du rift reculent alors. La création de croûte océanique a été précédée au Néocomien inférieur d'épanchements basaltiques considérables dont les reliques forment aujourd'hui les séries Kaoko en Namibie et celles de la Serra Geral au Brésil, d'âge identique (PACCA et HIODO, 1976). Et c'est également dans la partie sud du domaine étudié que se mettent en place à l'Aptien les rides Frio et São Paulo, isolant les proto-bassins océaniques Angola et Brésil des transgressions marines venant du Sud. Ces restrictions, ajoutées aux tendances arides du climat (RONA, 1982), entraînèrent le dépôt d'évaporites à l'Aptien, présentes dans les bassins marginaux brésiliens, ceux du Congo, du Gabon et d'Angola (FERNANDES, 1966; AMARAL et al., 1972). Un saut de dorsale vers l'Est à la fin de l'Aptien individualise le plateau marginal São Paulo, en décrochant une partie de la marge continentale angolaise. Il est clair que dans l'océan étroit qu'était alors l'Atlantique sud-central, ces événements que sont la création d'une Dorsale médio-atlantique, même de faible relief, ou un saut de dorsale, n'ont pu avoir que des conséquences directes sur l'évolution géomorphologique des bourrelets marginaux. Nous en avons observé d'ailleurs les manifestations avec la maigreur de la marge angolaise sud qui leur est directement liée.

La même remarque vaut encore pour la situation au Turono-Sénonien. Les reconstitutions paléobathymétriques de SCLATER et al. (1977), basées sur les anomalies magnétiques, nous montrent un Océan Atlantique encore fort étroit vers 80 Ma, lors de la formation de l'anomalie 34. Il n'y aurait encore, entre l'axe de la Dorsale médio-atlantique et la marge angolaise, que 880 km environ. Dans ces conditions, les deux sauts de dorsale à 91 et 71 Ma,

La création du plateau central de la chaîne Rio Grande ainsi que du banc Valdivia qui en résultent, la migration du pôle de rotation vers le Nord à la suite de l'ouverture définitive de l'Atlantique équatorial, ont pu avoir les conséquences observées sur les bourrelets marginaux, à savoir, un nouveau soulèvement. L'on remarquera que dans les deux cas, sur les bourrelets méridionaux une fois de plus les plus exhaussés, l'activité volcanique ne fut pas négligeable. Au Brésil, dans les serras du Sud, elle dure de 91 à 65 Ma (HERZ, 1977), en Angola, des montées de kimberlites sont datées de cet âge et l'on retrouve des basaltes turono-sénoniens dans les bassins sédimentaires marginaux. Il y a donc eu au moins rejeu des anciens accidents au cours de cette période.

Entre les deux phases de forte activité, et sous des climats aux tendances identiques, semi-arides, se sont élaborées des surfaces bien que leurs marques soient très variables selon les types de bourrelet, en fonction de la structure, de la lithologie du socle précambrien, et sans doute aussi de l'intensité du soulèvement initial.

4. Les phases de découplage dans l'évolution terrestre et sous-marine (Tertiaire et Quaternaire).

Elles présentent un paradoxe dans la mesure où les bourrelets marginaux furent soulevés aux mêmes époques, en particulier à l'Oligocène et au Pléistocène-Holocène, alors qu'ils se trouvent à l'Oligocène à plus de 1500km de la Dorsale médio-atlantique. Par ailleurs, l'on ne note plus de synchronisme entre l'évolution des reliefs sous-marins et celle des reliefs bordiers. L'Eocène fut une période d'intense activité volcanique et tectonique en Atlantique sud, alors que se mettaient en place les derniers éléments des chaînes asismiques ou que se formaient les alignements de monts sous-marins Vitoria-Trindade. Pourtant, au Brésil se façonnent les surfaces paléogènes, en particulier la célèbre surface sud-américaine, et en Angola les surfaces existantes sont regradées, les escarpements reculent, ce qui témoigne tant de conditions climatiques favorables que de mouvements tectoniques faibles.

La situation est inversé à l'Oligocène : cette fois, les bourrelets marginaux sont fortement soulevés tandis que l'activité tectonique est faible en Atlantique, où non seulement des reliefs asismiques ne se forment plus, mais encore les rythmes d'expansion s'abaissent. La Dorsale médio-atlantique aurait pu subir les effets d'une réorganisation du mode d'expansion au cours de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (LA BRECQUE et al., 1984), mais ils

durent être nettement moins importants que ceux du Crétacé. A la fin du Miocène, la reprise de l'expansion et l'augmentation de volume de la Dorsale médio-atlantique qu'elle provoqua (MAXWELL et al., 1970) n'eurent aucune conséquence sur l'évolution à terre où s'élaborent les surfaces éogènes au Brésil. Ce n'est qu'au Pléistocène que les bourrelets se soulèvent à nouveau, mais peut-on y voir une conséquence de cette reprise d'expansion en Atlantique sud?

5. Synthèse des problèmes soulevés par la confrontation des bilans.

Il est certain que si les bilans ont montré un synchronisme dans l'évolution des formes, général au moins pour le Crétacé et partiel au Tertiaire, affirmé la liaison de cause à effet entre la formation de l'Atlantique et celle des bourrelets marginaux, ils posent bien plus de problèmes qu'ils n'en résolvent. Nous avons constaté des faits, nous ne les avons pas expliqués. Par quels mécanismes en effet les bourrelets marginaux se forment-ils et surtout se conservent-ils dans le cadre de l'ouverture océanique progressive? Le synchronisme des temps forts dans l'évolution des bourrelets au Tertiaire indique-t-il que les mêmes processus sont en action mais que leur effet est décalé temporellement du fait de l'accroissement des distances entre la Dorsale médio-atlantique et les marges, ou bien résulte-t-il d'un phénomène d'héritage? Comment se fait-il que les bourrelets marginaux soient inégalement soulevés, entraînant en partie les différences morphologiques déjà étudiées?

Pour répondre à ces questions, il est obligatoire de connaître les bilans des contraintes s'exerçant sur une marge ainsi que la structure profonde des ensembles étudiés, donnant des indications sur l'origine des contraintes, la façon dont les efforts sont transmis, leurs conséquences probables. Une approche géophysique du problème est donc indispensable. Dans cette perspective, les observations géomorphologiques, rejoignant en cela les constatations géologiques faites par SCRUTTON (1982), permettent de distinguer deux types de processus : ceux qui affectent toute la marge, le bourrelet, et résultent de la juxtaposition des lithosphères océanique et continentale, ceux qui n'affectent qu'une partie du bourrelet et font figure d'accidents transverses, concernant les deux types de lithosphère.

II - UN ELEMENT MAJEUR D'EXPLICATION COMMUNE : LE CONTACT LITHOSPHERE OCEANIQUE-LITHOSPHERE CONTINENTALE

Après avoir défini les structures des croûtes, sous-parties des lithosphères, leurs compositions, leurs bilans thermiques, nous aborderons les comportements rhéologiques des matériaux constitutifs à profondeurs variables. Ceci mettra en valeur les différences de réponses aux contraintes : mécanismes de subsidence, de flexuration, reptation compensatoire subcrustale de matière, et permettra de mieux comprendre tant le maintien topographique des bourrelets que leur soulèvement rythmique.

1. Structure, composition, évolution thermique des deux lithosphères.

Formant des plaques rigides, les lithosphères ont une épaisseur moyenne de 100 km, plus forte sous les continents (150 km) que sous les océans (80 km), comme on le voit sur la figure 36 extraite de POLLACK et CHAPMAN (1977). Elles comprennent une partie du manteau supérieur, lequel est séparé de la croûte par la discontinuité de Mohorovicic. Or, non seulement la structure des croûtes continentale et océanique varie, mais aussi leur épaisseur. La croûte océanique, d'une épaisseur de 4 à 10 km, comprend la couche sédimentaire (1), la couche basaltique (2), la couche océanique ou couche 3, tandis que la croûte continentale, épaisse en moyenne de 30 à 45 km dans notre aire d'étude, peut inclure une couche sédimentaire, le socle cristallin, puis, en profondeur, un socle cristalloyphyllien et cristallin intensément injecté de basaltes issus du manteau (LLIBOUTRY, 1982).

Le contact entre les deux croûtes se produit sous la marge continentale, le flanc escarpé des bourrelets, et se traduit par une plongée très nette de la Moho vers le continent. Nous voyons ce phénomène apparaître sur la figure 19, accompagné d'un fort gradient dans les anomalies gravimétriques de Bouguer. L'association de ces phénomènes doit donc attirer toute notre attention, et a été à plusieurs reprises soulignée par BIROT (1982, 1983). De plus, il ne s'agit pas, comme nous l'avons vu, d'un contact franc, mais progressif, se faisant par une croûte intermédiaire, le long d'accidents profonds, très probablement (OSMATON, 1973). Pour BOTT (1976), cet ensemble résulterait d'un étirement de la croûte continentale lors de l'ouverture océanique et d'une montée postérieure de matériel basique formant de denses réseaux de dykes. L'étude du passage entre les deux croûtes doit donc, comme le soulignent ELDHOLM et MONTADERT (1981), améliorer notre connaissance de la série d'événements associés à la séparation des continents. Pourtant, les tentatives

faites pour cerner les limites d'une manière un peu plus fine en Angola et au Brésil, grâce à la coïncidence entre une forte anomalie magnétique positive linéaire de 300 à 800 gammas et une anomalie gravimétrique, déjà repérée sur la marge continentale d'Afrique du Sud par RABINOWITZ (1976), interprétée comme la marque du passage croûte continentale-croûte océanique, ont échoué, sauf au Sud de la chaîne Walvis (RABINOWITZ et LA BRECQUE, 1977, 1979). En effet, l'anomalie gravimétrique est présente localement soit sur le rebord marin des couches salifères, soit vers l'intérieur entre les bancs Abrolhos et le plateau São Paulo, une disposition identique à l'angolaise. Son utilisation, combinée avec les anomalies magnétiques, comme marqueur d'une croûte océanique plus épaisse et plus élevée adjacente au continent, est délicate, éompliquée (RABINOWITZ, 1982). La situation est tout à fait semblable à celle qui se crée actuellement en Mer Rouge par injection de dykes dans une croûte continentale amincie sur une largeur d'environ 100 km (COCHRAN, 1983). Elle confirme que les premiers stades d'ouverture furent très mouvementés.

La composition différente des deux grands types de croûte implique des bilans pression-température variables à une même profondeur donnée. L'augmentation des pressions lithostatiques est liée en effet à la densité des matériaux constituant les croûtes, qui varie. Les sédiments ont une densité d'environ 2,3 g.cm³, les basaltes de la couche 2 et le socle cristallin d'environ 2,6 g.cm³, les roches de la croûte inférieure de 2,9 g.cm³ en moyenne. Si l'on prend en compte le fait que la croûte océanique est surmontée de l'hydrosphère de densité à peu près égale à 1, tandis que la croûte continentale est émergée, l'on s'aperçoit immédiatement que les pressions augmentent plus rapidement pour la partie supérieure de la croûte dans la continentale que dans l'océanique, et ce tout particulièrement dans les cas angolais et brésilien où la croûte continentale dépasse en moyenne 1000 m dans les bourrelets marginaux. L'épaisseur des couches formant ces croûtes peut elle-même varier temporellement. La couche 3 s'épaissit régulièrement à partir de la Dorsale médio-atlantique. Selon LLIBOUTRY (1982), elle aurait 3,9 km d'épaisseur à la Dorsale et 4,8 km près des marges.

Cette remarque nous amène à envisager les différences de bilans thermiques entre les deux types de croûtes. Les gradients géothermiques ont été calculés par de nombreux auteurs à partir des flux de surface pour les lithosphères continentales et océaniques. La comparaison, dans FROIDEVAUX et al. (1977) ou POLLACK et CHAPMAN (1977) montre que les géothermes océaniques sont partout plus élevés que leurs correspondants continentaux, comme on le voit

sur la figure 37. Pourtant, en surface, dans le modèle de FROIDEVAUX et al. (1977), le flux thermique sera plus élevé sur le continent que sous l'océan, ce qui s'explique par une très forte contribution de la radioactivité au flux, estimée par VITORELLO et POLLACK (1980) à 40 % du total, dans la croûte continentale. Un tiers à deux tiers du flux de surface pour un vieux plancher océanique provient par contre du refroidissement de la lithosphère, s'écartant de la dorsale. Aussi certains auteurs avancent-ils que la lithosphère continentale ne se refroidit pas (TURCOTTE, 1982), tandis que d'autres parlent "d'inertie thermique de la lithosphère continentale", les temps de relaxation thermique du manteau supérieur continental étant de 1.10^9 ans (ZHARKOV, 1981). Cette constatation avait été faite par SCLATER et FRANCHETEAU (1970), calculant qu'il faut un milliard d'années aux continents pour atteindre une constante de $1 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ tandis que les océans atteignent une valeur de $1,1 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ après seulement 100 Ma.

2. Comportements rhéologiques des matériaux crustaux et subcrustaux.

Il est d'autant plus nécessaire de les étudier que, comme le souligne BEAUMONT (1979), la rhéologie de la croûte et de la lithosphère détermine la forme dynamique de l'isostasie. Ces comportements dépendent du bilan des pressions, des contraintes et des températures à une profondeur donnée, ainsi que du matériau concerné. Ces paramètres ont permis de dresser un certain nombre de modèles quantitatifs, qui se sont multipliés rapidement à partir de la fin des années soixante (MATTAUER, 1970). Dans le manteau supérieur, ASHBY et VERRALL (1978), RANALLI (1977) travaillant sur de l'olivine avec une taille de grain variable, obtiennent des comportements allant de la reptation par dislocation dans la partie supérieure, à la plasticité ou reptation par diffusion, et au fluage, transport fluide plus bas. Toutefois, la réponse du matériau varie en fonction de modifications régionales dans les températures et elle dépend étroitement de la viscosité du milieu.

La première variable majeure agit sur la part de roches fondues : entre 0,1 et 1% du volume global, cette zone de fonte partielle peut se trouver sous les océans à partir de la limite 80 km, allant jusqu'à 180 km, selon RANALLI (1977). Le choix d'une isotherme ou d'une profondeur limites entre la couche cassante et la couche à rhéologie élastique-plastique varie également beaucoup selon les endroits et aussi les auteurs. TURCOTTE et al. (1977) s'appuient sur la constatation que l'essentiel de l'activité sismique se produit à des profondeurs inférieures à 15 km pour choisir cette limite. Quant

à la base de la couche à comportement élastique-plastique, elle pourrait correspondre à l'isotherme 500°C de la lithosphère océanique (STECKLER et WATTS, 1982). L'épaisseur de cette couche diffère selon les parties de la marge continentale considérée : 34 km sous la plate-forme continentale, 21 sous la pente continentale et 16 dans la croûte océanique (NEUGEBAUER et SPOHN, 1978). Les mécanismes de reptation dans la croûte inférieure, évoqués à plusieurs reprises par BOTT (1971, 1976) exigent donc, là où ils se produisent, des températures crustales relativement élevées (BOTT, 1982).

Le second paramètre capital faisant varier la réponse rhéologique des matériaux aux contraintes est la viscosité du milieu. Or, les taux de soulèvement dans les régions désenglacées, Nord du Bouclier Canadien ou Norvège, démontrent l'existence d'une couche à faible viscosité vraisemblablement dans la lithosphère (ARTYUSHKOV, 1977). Selon MEISSNER (1977), une importante limite rhéologique existe autour des valeurs de 10^{23} Poises. Les tremblements de terre et faillages sont observés pour des viscosités supérieures à 10^{23} Poises, tandis que le transfert thermique par reptation domine sur celui par conduction pour des valeurs inférieures. Cette limite se trouverait à des profondeurs d'environ 60 km dans les socles précambriens et correspondrait au passage couche cassante-couche ductile. TOLKUNOVA (1977) fixe la limite inférieure de cette zone à des valeurs de 10^{21} - 10^{23} Poises et souligne que les valeurs varient d'autant plus que la lithosphère est hétérogène.

Quoi qu'il en soit, cette synthèse rapide et très superficielle nous montre immédiatement que la réaction des matériaux aux contraintes sera de toute façon différente dans les lithosphères océaniques et continentales puisque leurs géothermes et leur composition ne sont pas identiques. Les deux lithosphères localisent également, bien qu'à des profondeurs différentes, les limites théoriques entre les couches à comportement ductile et à comportement cassant.

3. Comportements tectoniques différents des deux lithosphères : subsidence des bassins marginaux et flexuration.

La juxtaposition sur une marge de deux croûtes de composition différente entraîne une instabilité tectonique qui se marque par la subsidence des bassins marginaux et son corollaire, une flexuration.

Comme nous l'avons vu, la croûte océanique s'épaissit avec l'âge et son éloignement de la Dorsale médio-atlantique, ce qui est lié à son refroidissement.

dissement progressif. L'équilibre serait atteint d'après MURRELL (1976) entre 140 et 80 Ma depuis sa formation. A son tour, ce refroidissement provoque une augmentation des densités et, par conséquent, une subsidence de la croûte océanique. La corrélation entre le refroidissement de la croûte océanique et la subsidence, avec ses effets bathymétriques, a été quantifiée par de nombreux auteurs, SCLATER et FRANCHETEAU (1970), PARSONS et SCLATER (1977) par exemple, aboutissant à une relation linéaire entre la profondeur et $t^{1/2}$, où t est l'âge du plancher océanique, valable pour les jeunes océans. Par la suite, profondeur et flux thermiques décroîtraient d'une manière exponentielle vers des valeurs constantes. EDMAN (1976) a dressé une synthèse de ces recherches : toutes aboutissent à la conclusion d'une subsidence rapide au cours des 20 à 30 premiers Ma, atteignant des valeurs comprises entre 1000 et 2000m, très proches de cette dernière limite en grande majorité. Aussi la subsidence des bassins marginaux est-elle expliquée par le même phénomène. La contraction thermique est invoquée par BOTT (1976), SLEEP (1973, 1976, 1982). Ce dernier notait, dès 1971, la ressemblance entre l'histoire thermique des marges continentales atlantiques et celle de la croûte océanique en expansion à partir de la dorsale médio-atlantique. Dans les cas de l'Angola et du Brésil, la subsidence liée à la contraction thermique serait supérieure à 3000 m depuis 120 Ma.

Cependant, d'autres mécanismes ont été invoqués : L'accumulation de sédiments remplaçant l'eau de mer peut aggraver la subsidence par la simple augmentation de densité qui en résulte (WALCOTT, 1972; WATTS et RYAN, 1976), même s'il ne s'agit pas d'un mécanisme initiateur (BILLS, 1983). Pour obtenir la subsidence thermo-tectonique, il est donc nécessaire de corriger la subsidence totale de l'effet dû à la compaction et à la charge des sédiments (HARDENBOL et al., 1981). L'on connaît déjà l'épaisseur sédimentaire, dépassant localement 8000 m, qui se trouve sous la pente continentale au large de São Paulo : dans le cas brésilien, le poids des sédiments ne peut être sous-estimé. Enfin, un métamorphisme profond des matériaux crustaux pourrait accélérer la subsidence (DINGLE, 1982), par passage des basaltes aux éclogites dès que le seuil du "changement de phase", dans l'hypothèse de JOYNER (1967) est franchi. Ceci pourrait provoquer également une remontée de la Moho (VAN DE LINDT, 1967), un phénomène confirmé dans les cas angolais, brésiliens, comme sur toutes les marges atlantiques.

Or, si la croûte océanique fait subsidence, il n'en va pas du tout de même avec la croûte continentale (TURCOTTE, 1982), ce que l'on peut expliquer

par son inertie thermique précédemment soulignée. Cette constatation vaut au moins pour la croûte formant les bourrelets, car la présence de bassins intracratoniques exige le recours à ce mécanisme pour en rendre compte (McKENZIE, 1978). Les conséquences morphologiques et tectoniques de cette différence fondamentale de comportement ont pu être appréciées par l'étude des bancs sous-marins comme celui de Rockall dans l'Atlantique nord. Fragment de croûte continentale isolé lors de l'ouverture océanique, il est resté en relief par rapport au plancher océanique voisin qui connaissait une subsidence thermique normale (LONG et LOWELL, 1973, 1982). L'île São Tomé serait également un fragment de la marge continentale camerounaise (GORINI, 1977) dont l'émersion actuelle pourrait s'expliquer par le même mécanisme. Sur une marge continentale, il en résulte une distorsion très rapide entre les deux croûtes avec failage puis individualisation d'une flexure. L'on remarquera que la manifestation d'une flexure à l'Aptien sur les deux marges correspond exactement à la période durant laquelle la croûte océanique nouvellement créée connut une très forte subsidence. Quant aux plateaux marginaux, le fait qu'ils soient formés de croûte intermédiaire est tout à fait en accord avec leur situation bathymétrique. Ils connaissent la subsidence liée au refroidissement des intrusions mafiques, mais elle est tempérée par la production de chaleur de la croûte continentale, qui les constitue partiellement. Le perchement des plateaux Pernambuco et São Paulo au-dessus des bassins abyssaux est la conséquence de ce bilan.

4. Différences de pression lithostatique et mécanismes compensatoires.

Nous savons déjà que les différences de composition et d'épaisseur des deux croûtes provoquent des différences de pression à un même niveau donné. Cette constatation capitale a été étudiée théoriquement par VETTER et MEISSNER (1979), invoquée par FLEITOUT et PEULVAST (1982), reprise par BATTIAU-QUENEY (1983). Dans le cas présent, nous disposons des moyens susceptibles d'appliquer ce principe aux cas concrets des bourrelets angolais et brésiliens, d'apprécier ses conséquences, grâce aux données du Deep Sea Drilling Project et aux profils sismiques sur les sites étudiés.

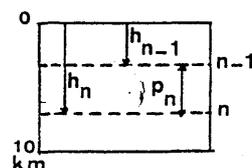
Sur la marge angolaise, les renseignements précis concernent les sites 362 (chaîne asismique Walvis) et 364 (pente continentale); ils ont permis de dresser deux des quatre colonnes angolaises sur la figure 38. L'épaisseur sédimentaire est évaluée par le report sur les profils sismiques du point le plus bas atteint par le forage, qui montre la distance entre ce point et le

socle acoustique. Sur le site 364, les couches 2 et 3 ont des épaisseurs correspondant aux indications de LLIBOUTRY (1982), sur le site 362, elles proviennent des travaux de GOSLIN et SIBUET (1975), de CHAVE (1979). En ce qui concerne la croûte continentale et la profondeur de la Moho, les renseignements sont inexistants. En effet, les travaux, toujours à l'échelle du continent africain, ne concernent que l'épaisseur lithosphérique, soit déduite de la vitesse des ondes P (FAIRHEAD et REEVES, 1977), soit calculée à partir d'une carte des anomalies de Bouguer (BROWN et GIRDLER, 1980). Aussi avons-nous donné à la croûte une épaisseur de 35 km correspondant à la valeur indiquée par ces auteurs, et qui paraît constante sur leurs coupes. DORBATH et MONTAGNER (1983) ont toutefois adopté 34 km sous les zones mobiles et 38 km sous les cratons. La répartition des densités correspond, faute de mieux, à celle des modèles de VETTER et MEISSNER (1979). Sur le bourrelet marginal brésilien, un diagramme a été établi pour le Sudeste, avec deux colonnes (fig.38) représentant le couple plateau marginal externe de São Paulo (site 356) - serras. Pour le plateau marginal, les profils de KOWSMANN et al. (1977) sont d'un grand secours puisqu'ils indiquent clairement les épaisseurs des couches 2 et 3. La croûte continentale a été plus étudiée qu'en Angola : son épaisseur dans l'état du Minas Gerais est évaluée à 36-40 km (LESQUER et al., 1981; BLITZKOW et al., 1979). Cependant, la profondeur de la Moho sous les serras littorales n'étant pas encore connue, nous avons aligné les paramètres choisis sur les situations angolaises pour faciliter les comparaisons. La pression lithostatique en un point N a été calculée par l'équation (où g = constante et a été supprimée) :

$$\pi_N = [(h_N - h_{N-1}) \cdot \rho_N] + \pi_{N-1} \quad \text{où } \pi \text{ en } 1.10^2 \text{ Bars}$$

$$h \text{ en km}$$

$$\rho \text{ en } g.cm^3$$



Les différences de pression à de mêmes niveaux donnés ont permis d'établir trois courbes (fig.39) qui nous montrent, pour chaque situation, des résultats variables.

En effet, dans les trois cas, les différences montrent une pression plus forte du côté continental que du côté océanique, comme nous l'avions suspecté, jusqu'à une profondeur de 26 à 32 km, pouvant atteindre des valeurs de 800 à 1000 Bars pour les dix premiers kilomètres. A partir de 26 à 32 km environ, les bilans s'inversent en faveur du côté océanique où la pression lithostatique est plus forte. Cependant, les écarts entre les courbes s'accroissent en fonction de l'expression topographique et bathymétrique variable

du bourrelet : plus celui-ci est marqué, plus les contraintes résultant des différences de pression sont fortes. De ce point de vue, les reliefs sous-marins, plateau marginal et chaîne asismique, paraissent atténuer ces contraintes.

Quelles peuvent en être les conséquences? Pour les vingt premiers kilomètres, la réponse des contraintes dirigées du continent vers l'océan ne peut se faire que par des accidents cassants, comme nous l'avons vu, des failles en extension. Elles expliquent d'ailleurs l'importance des dykes, des montées volcaniques qu'elles facilitent, déjà notée pour les bourrelets étudiés. Par contre, à une profondeur de 40 km, nous sommes déjà dans le manteau supérieur où, du côté océanique, une faible fraction de matériel fondu peut exister. Des différences de pression de 300 à 400 Bars pourraient provoquer une relaxation des contraintes par déformation et reptation de matière de l'océan vers le continent, ce d'autant plus que les géothermes océaniques sont, comme nous l'avons vu, plus élevés que les continentaux. A l'axe de la dorsale, d'ailleurs, des migrations considérables de magma à faible profondeur sont considérées comme nécessaires par AHERN et TURCOTTE (1979) pour former la croûte océanique. Ces mécanismes compensatoires ont été invoqués à plusieurs reprises par BOTT dans la croûte inférieure, et il y voyait (1971) l'une des causes provoquant la subsidence des plates-formes continentales. Cependant, ces reptations de matière, hypothétiques mais très probables, ne pourraient-elles pas expliquer la permanence dans le relief des bourrelets marginaux?

Si cela était, il faudrait faire appel non à des conséquences simplement mécaniques, de même que la subsidence ou le poids des sédiments ne peuvent expliquer par déformation élastique la permanence du soulèvement, mais bien plutôt à des effets thermiques, soit indirects par conduction, soit directs, par montée de matériel volcanique le long des fractures et des failles. L'on constatera que les bourrelets marginaux les plus soulevés sont aussi ceux qui ont connu les activités volcaniques les plus importantes et les plus longues, ce qui apparaît clairement dans le cas du Brésil sur la figure 40. D'autre part, les trois situations analysées montrent bien que l'ensellement dans un bourrelet apparaît là où les différences de pression en deçà de 30 km de profondeur ne dépassent pas, pour le modèle choisi, des valeurs de 200 Bars. Comme l'on a pris des valeurs moyennes voisines dans les épaisseurs des croûtes continentales et que, du reste, des différences d'élévation de 500 m dans la croûte continentale entraîneraient des modifications très faibles des

valeurs obtenues, l'effet de surélévation n'apparaît effectivement pas dans le modèle, et nos conclusions n'en sont pas faussées : les différences de pression obtenues ne sont pas l'effet de la présence ou de l'absence d'une surélévation, ce qui ferait une lapalissade des résultats.

Cependant, ces derniers doivent être considérés avec un regard très critique.

- Ils sont l'expression d'une situation en un point et ne tiennent pas compte de la croûte intermédiaire. La remontée de la Moho étant progressive, les différences n'ont pas des valeurs aussi brutales que celles montrées par le modèle.

- Dans le Nord de l'Angola, le bourrelet marginal s'abaisse alors que la situation reste assez semblable, pourtant, à celle du site 364.

- Les résultats moyens du Brésil Sudeste rendent difficilement compte de la vigueur topographique des serras, bien plus marquée que dans le cas angolais.

- Les reptations de matière, comme la subsidence des bassins marginaux, peuvent contribuer à expliquer la permanence des bourrelets dans le relief, ce qu'avait pressenti RONA (1974), mais il s'agit de mécanismes continus, résultant d'une évolution lente du bilan des contraintes. Même si certains ont relevé des périodes de subsidence plus marquée (SOARES et LANDIM, 1976, dans le cas du bassin Santos), si d'autres évoquent des reptations temporaires ("transient creep" de VETTER et MEISSNER, 1979), les processus analysés jusqu'ici peuvent difficilement expliquer le soulèvement rythmé, synchrone des bourrelets, observé sur des périodes assez longues. La coïncidence entre les temps forts d'évolution pour le Crétacé doit nous amener à analyser le rôle des poussées de dorsale, de ce fait.

5. Rôle des forces horizontales dans le bilan des contraintes : les poussées de dorsales.

Prendre en compte ces forces horizontales paraît vain en première approche : des failles inverses post-jurassiques ne sont pas mentionnées dans la littérature, et les sédiments des bassins marginaux ne sont plissés localement que par les diapirs liés au gonflement des évaporites aptiennes. Toutefois, ces arguments ne sont pas satisfaisants, dans la mesure où les sédiments reposant dans les fosses circum-pacifiques, pourtant tectoniquement très actives, celles du Pérou, du Chili par exemple, ne sont pas déformés

(AUBOUIN et al., 1979). Des poussées horizontales sont par ailleurs admises dans les bilans des contraintes s'exerçant sur les marges de type atlantique. NEUGEBAUER et SPOHN (1978) incluent dans leur modèle une force horizontale de l'ordre de $0,4 \cdot 10^{10}$ N.m liée à l'expansion océanique, BOTT (1973) une compression horizontale perpendiculaire à la marge, également envisagée par TURCOTTE (1983). HALES (1969) y a vu le glissement gravitationnel de la croûte sur la zone à faible vitesse. Plus récemment, CROUGH (1983) a analysé cette compression à la lumière des poussées de dorsale résultant des différences de pression lithostatique entre le bombement de la Dorsale médio-atlantique et la dépression des bassins océaniques, Angola et Brésil dans notre cas. Selon cet auteur, les aires continentales au niveau 0 subissent une compression qui aurait, pour un choix raisonnable de paramètres, des valeurs supérieures en général à 10^{12} N.m.

Les problèmes posés sont ceux de transmission des efforts et, bien évidemment, de leurs conséquences tectoniques, morphologiques. Le premier point n'a pas été encore résolu par les géophysiciens. TURCOTTE (1982) indique que la partie supérieure de la lithosphère se conduit comme un transmetteur de contraintes à l'échelle des temps géologiques, des contraintes appliquées à de grandes distances étant transmises par la lithosphère élastique. Néanmoins, de nombreux auteurs ont abordé les conséquences probables de cette poussée horizontale. BOTT (1973) pense que la subsidence des bassins marginaux sera maximale lorsque les contraintes varient beaucoup, lors des changements relatifs de déplacement des plaques. Dans le cas norvégien, les forces horizontales provenant de la poussée de dorsale pourraient entraîner des mouvements verticaux et des efforts de compression dans la croûte, avec une subduction silencieuse (VETTER et MEISSNER, 1979). Un même mécanisme pourrait rendre compte des serras sudestaines par des subductions à grande échelle, sporadiques, selon FYFE et LEONARDOS (1977). Plus même, des soulèvements intracontinentaux ont été rapportés à ces poussées horizontales sans que l'on connaisse, là encore, la manière dont se transmettent les efforts. BUREK (1970), étudiant le cas de la Péninsule arabique, note des correspondances temporelles entre l'expansion océanique du golfe d'Aden, les activités épirogéniques, orogéniques, volcaniques, tout comme nous l'avons fait pour le Brésil et l'Angola. L'accrétion océanique reste la cause invoquée de ce synchronisme d'évolution : les ondulations arabiques sont des plissements de plaques consolidées causés par les efforts provenant des rifts (BUREK, 1973). FAURE (1973) signale une coïncidence semblable entre les taux d'expansion océanique

et la vitesse de déplacement des ombilics de subsidence, dans les bassins Niger et Tchad, provoquant des ondulations, des soulèvements de la croûte continentale. Leur amplitude verticale serait de 10^3 à 10^4 m, leur longueur de 10^5 à 2.10^6 m et leur période de 10^7 à 10^8 ans, la vitesse horizontale allant de 0,1 à 10 cm.an (FAURE, 1971). La répartition des bassins et des bombements semble donc figurer le passage d'une onde épirogénique (FAURE, 1972) mentionnée également dans le bassin Parana par BIGARELLA (1970).

L'on voit immédiatement l'intérêt et les limites de ces constatations pour notre propos. L'intérêt, certes, est capital : l'intensité des forces horizontales a varié avec la vigueur de l'expansion, soit le volume, le relief de la Dorsale médio-atlantique. Les périodes où les réorganisations d'expansion se sont produites furent nécessairement celles où les forces horizontales ont le plus varié. Elles se sont donc exercées de manière plus temporaire, variable, que celles résultant des différences de pression lithostatique sur la marge. Et nous savons précisément que ces variations furent synchrones des soulèvements du bourrelet, jusqu'au Tertiaire inférieur au moins. Cependant, l'on voit mal par quel processus elles pourraient intervenir dans le soulèvement, si ce n'est en accélérant la reptation de matière dans le manteau supérieur déjà invoquée. Quant aux ondulations analysées par FAURE, si elles correspondent assez bien pour leurs périodes, leurs amplitudes, leurs longueurs aux caractéristiques des bourrelets, elles sont en contradiction totale avec la permanence du relief, une certitude incontournable. Si les forces horizontales peuvent rendre compte de la permanence, du soulèvement saccadé des bourrelets, elles ne sauraient expliquer l'existence d'ensellements ou de surélévations, s'appliquant sur toute la marge. Aussi convient-il désormais d'étudier le rôle des accidents locaux, transmarges.

III - LE ROLE DES ACCIDENTS TRANSMARGES : EXPLICATIONS APORTEES AUX TYPES LOCAUX DE BOURRELETS

Ces accidents, provoquant la diversification morphologique des bourrelets en grande partie, sont d'importance très inégale : les accidents profonds ont un rôle indirect et ponctuel, les points chauds, par contre, modifient puissamment la distribution des reliefs. Après les avoir définis et localisés nous envisagerons leurs conséquences : thermiques et structurales, puis tectoniques, méga-morphologiques.

1. Les accidents profonds : linéaments et zones de fracture.

Nous avons déjà étudié les conséquences morphologiques des zones de fracture en Atlantique sud, mais il est certain que ces accidents se prolongent à terre, dans les bourrelets marginaux, par des linéaments. Cette constatation a suscité une littérature extrêmement abondante, entraînant parfois des exagérations manifestes. LOCZY (1970) fait ainsi se prolonger les zones de fracture équatoriales de la Dorsale médio-atlantique jusqu'à la Dorsale est-pacifique et McCONNELL (1969) leur fait affecter le manteau supérieur. Il résulte de cette masse de travaux que les linéaments ont une origine très ancienne, précambrienne pour le linéament Ubatuba (RIDEG, 1974), et qu'ils furent réactivés lors des phases tectoniques majeures (McCONNELL, 1974; DE REZENDE et al., 1977), localisant des montées de matériel volcanique, comme les kimberlites en Angola (FERREIRA DA SILVA et ALMEIDA FERNANDES, 1978; FERREIRA DA SILVA, 1977), ou les laves acides et basiques du Brésil (ASMUS et GUAZELLI, 1981; ASMUS, 1978), du Cameroun (FAIL et al., 1970; BURKE et WHITEMANN, 1973). Dans les modèles de reconstruction gondwanienne, la symétrie des alignements tectono-magmatiques se retrouve (RODRIGUES, 1970; MARSH, 1973). Toutefois, cette relation n'est pas systématique, de même qu'en Atlantique les zones de fracture ne sont pas forcément liées à des chaînes asismiques (HAYES et EWING, 1970, l'ont noté pour la chaîne asismique nord-brésilienne). L'on peut donc voir en eux des zones de faiblesse lithosphérique individualisées parfois par des anomalies de résistivité dans les sondages électriques profonds (DE BEER et al., 1982) et liées à une grande inhomogénéité des roches crustales, en partie. Il s'agit donc d'accidents profonds (DE BOORDER, 1982) décrochant des tranches de croûte océanique ou continentale (VON HERZEN et al., 1972), ce qui permet de les suivre sur des centaines de kilomètres, traversant parfois un continent (CORNACCHIA et DARS, 1983).

L'évaluation de leurs conséquences morphologiques revêt des aspects multiples. Des éléments du réseau hydrographique peuvent être influencés par le passage d'un linéament dont ils suivent le tracé. Le linéament Parana-panama dans le prolongement de la zone de fracture Rio de Janeiro aurait guidé la rivière du même nom, affluente du Rio Parana, dont le coude brutal serait lié au passage du linéament Rio Uruguay, dans l'alignement de la zone de fracture Florianopolis (ASMUS, 1978). Les limites des plateaux marginaux sont soulignées par des zones de fracture qui se prolongent à terre (SADOWSKI et NETO, 1981), de même que celles, majeures, liées aux reliefs asismiques. Dans le cas angolais, nous pouvons noter sur la figure 22 une assez bonne coïnci-

dence entre le passage de zones de fracture, de linéaments majeurs et la présence du bourrelet marginal surélevé, de même qu'au Brésil les zones de fracture bordant le banc Abrolhos et longeant la chaîne Vitoria sont dans le prolongement du contact entre bourrelets sudestain et bahianais.

L'activité tectonique de ces accidents majeurs, fondamentaux, est néanmoins difficilement saisissable. Il est certain qu'ils ont joué lors des premières phases d'ouverture, et ce sont eux qui marquent les limites entre les différents bassins marginaux : les travaux du Projeto Remac l'ont amplement montré au Brésil, de même que les études des anomalies magnétiques sur la marge (FAINSTEIN et al., 1975). Ils sont encore actifs à l'axe de la Dorsale médio-atlantique lorsqu'ils correspondent à des failles transformantes. Mais les grands décrochements du Nordeste ont-ils rejoué depuis le Turonien? Le jeu de ces anciens accidents fut-il également important à cette époque? Nous ne disposons pas actuellement de documents susceptibles de répondre à ces questions, sachant que sur la carte au 1/1.000.000 Aracaju (LEAL BRUNI, 1976), si les sédiments du bassin Jatoba paraissent affectés par le décrochement, l'on est surpris de le voir disparaître dans la partie nord-ouest de la carte sous des sédiments paléozoïques apparemment non décrochés. Cette relative stabilité des accidents majeurs à terre souligne l'importance des phénomènes d'héritage pour l'évolution des bourrelets et présente un contraste frappant avec les conclusions auxquelles parvint GORINI (1981) lors de son étude des zones de fracture équatoriales. Paradoxalement, les continents bordiers de l'Atlantique équatorial ne présentent pas de bourrelets marginaux.

Ceci nous montre bien que les accidents transverses ne peuvent jouer qu'un rôle indirect dans le maintien topographique des bourrelets. Leur association fréquente à des intrusions volcaniques à terre, ou des chaînes asismiques en mer, nous fournit des indices sur la nature de ce rôle. Facilitant la mise en place de dykes, ils contribuent à la conservation d'une croûte continentale plus chaude, moins dense. Ils localisent les épanchements volcaniques liés à l'activité d'un point chaud, en mer, selon le même principe. Dans les deux cas, ils contribuent à la diversification des reliefs.

2. Les traces des points chauds : origines et localisations.

La formation d'un point chaud résulterait de l'anisotropie du manteau inférieur, provoquant la montée d'un panache de convection vers la lithosphère (WILSON, 1973). Cette anisotropie est constatée par les anomalies de vitesse

des ondes P et S, parfois profondes (LAY, 1983). Les panaches ("plumes") portent à la surface de la terre du matériel provenant du manteau inférieur, de l'asthénosphère (ZHARKOV, 1981). Dès 1971, MORGAN expliquait les différences entre les basaltes alcalins des îles et ceux des dorsales médio-océaniques par une provenance différente, les basaltes alcalins venant d'un "matériel primordial" sis dans le manteau profond tandis que ceux des dorsales seraient issus uniquement de l'asthénosphère, ce qui fut confirmé par la suite par les études géochimiques. De ce fait, une distorsion se produirait entre des points chauds, fixes, et les plaques de lithosphère qui, elles, s'écartent en fonction de l'expansion océanique de part et d'autre des dorsales. La fixité des points chauds les uns par rapport aux autres est une conclusion à laquelle parvinrent BURKÉ et al. (1973), WILSON (1973), ce qui permit d'apprécier les déplacements relatifs des plaques de lithosphère par ce référentiel.

En effet, le passage d'une plaque sur un point chaud laisse des traces qui sont d'abord liées au volcanisme, à terre ou en mer. Sur la croûte continentale, les épanchements de la Serra Geral et des laves Kaoko, ceux du bassin Maranhão, ont été rapportés à l'activité de points chauds, d'une ampleur et d'une activité exceptionnelles puisque ces trapps, selon MINIOLI et al. (1971) ont pu s'étendre continûment des bassins Parana à Maranhão. Les activités magmatiques postérieures sont également expliquées par la présence d'un de ces panaches vraisemblablement moins puissant, centré sur l'île São Sebastião vers 82 Ma (HERZ, 1977). Sur la figure 40 réalisée à partir des données d'ASMUS et GUAZELLI (1981), ASMUS (1978), HAMZA (1982), l'on voit apparaître très nettement dans les manifestations du volcanisme alcalin un déplacement des lieux affectés de l'Ouest vers l'Est, du Sénonien à l'Eocène. Or, nous savons déjà que la partie occidentale de la chaîne Rio Grande a été affectée par un événement tectono-volcanique d'âge Eocène, expliqué par le passage d'un point chaud, de même que date de cet âge la mise en place de la chaîne Vitoria-Trindade. Nous avons vu également quel rôle capital avait joué la présence du point chaud Tristão da Cunha dans la formation des chaînes aisé-miques Walvis et Rio Grande.

Grâce à ces indices, DUNCAN (1981) et MORGAN (1983) ont pu reconstituer et discuter les étapes du passage des plaques sur les points chauds. La figure 41 est extraite de DUNCAN (1981) et nous montre deux points chauds longtemps actifs, celui de Sainte-Hélène et celui de Tristão da Cunha, responsables pour le premier de l'axe du Mont Cameroun au moins en partie et,

pour le second, de la chaîne Walvis. Sur la partie brésilienne, le point Fernando de Noronha n'aurait qu'effleuré le Nordeste, celui de Martim Vaz expliquerait la chaîne Vitoria-Trindade. Dans sa reconstitution, MORGAN (1983) ajoute au point chaud Tristão da Cunha, majeur, les effets de trois autres points dans le Sudeste brésilien, et d'un seul sur la chaîne Walvis. Le point chaud Vema serait localisé, il y a 180 Ma sur le littoral central angolais (fig.42). L'activité volcanique n'est cependant qu'un symptôme de modifications thermiques et structurales entraînées par le passage d'une plaque lithosphérique sur un point chaud, qu'il nous faut aborder.

3. Les conséquences thermiques et structurales des points chauds.

Elles peuvent être de deux ordres : une perturbation des bilans thermiques, un amincissement des lithosphères océanique et continentale, les deux termes étant interdépendants. L'augmentation des températures lithosphériques résultant du passage d'une plaque sur un point chaud a été exprimée clairement par CROUGH et THOMPSON (1976) : à un flux thermique de fond uniforme Q se superpose un flux thermique exceptionnellement élevé Q' . Or, nous savons déjà qu'il faut attendre 1.10^9 Ma avant que le flux thermique de surface retrouve une valeur stable, tendant vers une constante, depuis le dernier événement thermique. Si l'on en croit CROUGH et THOMPSON (1976), un premier minimum ne serait même atteint qu'au bout de 300 Ma. Cette conclusion permet de souligner immédiatement le rôle perturbateur du passage de la plaque sur un point chaud dans les bilans thermiques, qui s'ajoute à celui lié à la création de croûte océanique, lors de l'ouverture atlantique.

A-t-on des indices de cette situation au Brésil et en Angola? Sur le bourrelet africain, les mesures de flux thermiques sont inexistantes. Une étude de STORZER et SELO (1981) portant sur des apatites détritiques dans le bassin gabonais, d'âge Néocomien, a permis d'évaluer les températures entre 970 et 990 m de profondeur à 250°C au Crétacé moyen, 90°C il y a 23 Ma (Miocène inférieur) alors qu'elles sont de 55°C aujourd'hui. Il y aurait donc une décroissance normale d'un régime de hautes températures en relation évidente avec l'ouverture de l'Atlantique sud au Crétacé, sans perturbation liée à un point chaud. CHAPMAN et POLLACK (1974) notent pour le socle du Niger des flux thermiques très bas (18 et $22 \pm 2 \text{ mWm}^{-2}$), alors qu'en Afrique du Sud la moyenne serait de l'ordre de 49 mWm^{-2} . Or, en regardant la carte de MORGAN (1983) (fig.42), il est clair que ces deux régions ont été concernées très inégalement par les effets des points chauds, de même que par l'événement pan-africain par ailleurs.

L'on devrait donc, par déduction, s'attendre à des flux semblables aux sud-africains dans le Sud de l'Angola et plus faibles dans la partie septentrionale, mais, faute de mesures, nous en sommes réduits aux hypothèses.

Dans le cas brésilien, fort heureusement, les données sont plus abondantes bien qu'on en soit encore au stade pionnier. Des mesures de flux ont été faites par VITORELLO et al. (1980) qui aboutissent à des moyennes de 42 ± 5 mWm^{-2} pour le craton São Francisco, 55 ± 4 dans la bande métamorphique du Précambrien supérieur formant les hautes terres des serras sudestaines et 68 ± 6 mWm^{-2} dans le bassin Parana. Ces données, ajoutées à celles recueillies par les brésiliens entre les latitudes 5 et 39°S sur la croûte océanique, ont permis d'établir un transect reproduit par la figure 43. L'on remarquera le caractère élevé des flux sur le bourrelet marginal, une valeur atteignant presque 80 mWm^{-2} . Même les flux du craton São Francisco sont proches des moyennes élevées de l'Afrique du Sud. Certes, les résultats à terre dépendent du lieu où ont été faites les mesures, et ils peuvent beaucoup varier d'un point à l'autre. Dans le complexe intrusif alcalin Poços de Caldas, HAMZA (1982a) trouve sur cinq sondages des valeurs de 53 à 99 mWm^{-2} . La moyenne, à 74 mWm^{-2} , est bien plus élevée que celle des sondages du socle voisin. L'article de HAMZA (1982b) faisant la synthèse des données disponibles aboutit à une carte (fig. 44) montrant indiscutablement des flux élevés, supérieurs à 60 mWm^{-2} sur les bourrelets sudestains et nordestains, le bourrelet bahianais, qui s'étend en partie sur le craton São Francisco, ayant des valeurs inférieures, bien que les données y soient trop rares pour rendre ces conclusions certaines. La présence de flux assez élevés est bien en accord avec les cartes de DUNCAN (1981) et de MORGAN (1983) et avec les traces présumées des points chauds.

La présence de flux élevés est liée directement à un amincissement de la lithosphère continentale, qu'elle provoque et entretient. Selon CROUGH et THOMPSON (1976), tout changement dans les bilans thermiques entraîne une migration de l'isotherme limite du solidus (T_m) et donc fait varier l'épaisseur de la lithosphère. L'on devrait ainsi s'attendre à trouver sous les bourrelets brésilien et angolais une lithosphère continentale amincie, ce d'autant plus qu'ils sont situés à la charnière de deux types de lithosphère à épaisseur différente. Pour l'Angola, il n'existe pas l'équivalent du levé des anomalies gravimétriques de Bouguer fait en Namibie (SOUTH AFRICA GEOLOGICAL SURVEY, 1983) et qui nous montre sous le haut plateau de Windhoek un minimum local de -160 mgals avec une baisse progressive des anomalies à partir du

littoral où elles sont de l'ordre de -20 mgals. Néanmoins, une carte à l'échelle de l'Afrique a été dressée par BROWN et GIRDLER (1980). Elle montre que ce phénomène en Angola sud central est encore plus marqué avec des minima dépassant sur une vaste aire des valeurs de -150 mgals, exactement à l'emplacement des plateaux de Humpata et de Bié, soit du bourrelet surélevé (fig.45). Sans que l'on puisse affirmer la présence d'une croûte amincie comme en Ethiopie, du moins la lithosphère est-elle moins épaisse sous ces plateaux, voire limitée à la croûte, comme le suggèrent BROWN et GIRDLER (1980). Cette conclusion est confirmée par l'étude de FAIRHEAD et REEVES (1977) basée sur le temps de retard dans l'arrivée des trains d'ondes P (fig.46). A la lumière de ces données, il est clair que les bourrelets marginaux sud-ouest africains sont effectivement liés à un fort gradient dans les anomalies gravimétriques de Bouguer, qui correspondrait au moins en partie à un amincissement de la lithosphère continentale. Celui-ci se trouve tout particulièrement marqué dans le prolongement de la chaîne asismique Walvis, marque d'un point chaud qui fut très puissant, mais s'étend à l'ensemble de l'Afrique du Sud, affectée comme le montre la carte de MORGAN (1983) par quatre points chauds différents. De ce fait, la corrélation effets de point chaud-amincissement lithosphérique apparaît clairement.

Au Brésil, la carte gravimétrique est à l'état d'ébauche, mais nous disposons de travaux portant surtout sur l'épaisseur crustale. Diverses études ont souligné les variations d'épaisseur sous le bourrelet marginal, la profondeur moyenne de la Moho étant de 38.40 km avec un épaissement qui serait lié à une racine de montagne précambrienne sur la limite orientale du craton São Francisco, le portant à 45 km (BLITZKOW et al., 1979; CORRADO et al., 1979; ALMEIDA et al., 1980). Il est donc possible d'envisager pour le bourrelet bahianais un épaissement crustal correspondant à la partie sud de la Serra do Espinhaço sans que cela exclue par ailleurs une remontée de la limite lithosphère-asthénosphère, une anomalie négative de Bouguer d'un minimum de -145 mgals longeant le flanc oriental de l'Espinhaço et rappelant la situation angolaise (BLITZKOW et al., 1979).

Au total, dans les cas brésilien et angolais, les bourrelets marginaux sont associés à de forts gradients dans les anomalies de Bouguer, passant de valeurs légèrement positives sur le littoral à des valeurs proches de ou supérieures à -140 mgals sur les points hauts, localement. Ce couple caractéristique d'anomalies est interprété comme preuve d'une flexuration de la lithosphère

continentale par KARNER et WATTS (1983). Cette conclusion en appelle une autre : l'amincissement de la lithosphère continentale sous les bourrelets, qui rend compte d'ailleurs de flux thermiques plus élevés que la moyenne des socles précambriens. Cet amincissement paraît particulièrement marqué sur les aires qui furent affectées par des points chauds, comme en témoignent les flux thermiques élevés dans le Sud-Est du Brésil, ou la lecture des cartes de DUNCAN (1981), de MORGAN (1983). Une conséquence fondamentale pour notre propos en est les soulèvements épirogéniques qu'il entraîne.

4. Les soulèvements épirogéniques liés à l'activité des points chauds.

En élevant les températures de la lithosphère, ils interrompent les subsidences et provoquent des soulèvements épirogéniques. Ces événements ont été analysés par CROUGH (1978) qui explique ainsi les anomalies bathymétriques par rapport à la profondeur théorique indiquée par la loi en $1/t^{-1/2}$. Ainsi, le passage de la plaque Afrique sur le point chaud Sainte-Hélène peut expliquer le seuil séparant les plaines abyssales Angola et Guinée entre -4000 et -5000 m, de même que le bombement de la partie la plus récente de la chaîne Walvis. Dans le cas de la lithosphère continentale, les soulèvements épirogéniques sont expliqués par le même processus d'augmentation des températures, de remontée de la limite asthénosphère-lithosphère (SMITH, 1982; CROUGH, 1979; NEILL, 1976). Cependant, il ne s'agit que d'une première approche car, comme le souligne MARESCHAL (1981), les rapports entre flux thermique continental et topographie ne sont pas expliqués par un modèle simple, semblable à celui qui vaut pour les cas océaniques.

En effet, les mécanismes de transmission de l'énergie thermique comme la périodicité des soulèvements continuent à poser des problèmes. Pour MARESCHAL (1983), trois mécanismes sont possibles : la conduction, l'advection de chaleur par intrusion de magma dans la lithosphère, son remplacement complet par un "diapir" d'asthénosphère plus légère et plus chaude. Le premier, qui serait le mécanisme principal sous les anciens boucliers d'après JORDAN (1975), aboutirait à des soulèvements à petite échelle, 1000 m pour un changement du flux à la base de la lithosphère de 15 mWm^{-2} , sur une période de 10^8 ans. Le second peut provoquer, par injection constante de magma, un soulèvement de l'ordre de 1000 m en environ $50 \cdot 10^6$ ans. Le troisième entraînerait un bombement en $3 \cdot 10^6$ ans dans le modèle analysé. Pour MCKENZIE (1984), l'addition de 15 km de matériel de densité $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ à la croûte surmontant un manteau de densité $3,3 \text{ g.cm}^{-3}$ provoquerait 2700 m de soulèvement permanent. Le réchauffement par

intrusion de magma le long de dykes est un mécanisme capital rendant compte des soulèvements rapides pour CROUGH (1978), tandis que celui lié à la conduction pourrait entretenir topographiquement un relief. Ainsi HAMZA (1982) indique-t-il que les gradients géothermiques recourent la courbe de fusion des granodiorites dans la croûte inférieure, vers 24 km, sous les corps intrusifs récents du bouclier brésilien, tandis que LUKYANOV et al. (1982) trouvent une température de fonte autour des dykes de l'ordre de 300°C à des profondeurs de 8 à 10 km.

La périodicité des soulèvements dépendrait, outre le mode de transmission d'énergie thermique, de la vitesse à laquelle se déplacent les plaques sur un point chaud. Pour que le soulèvement épirogénique ait lieu, il faut que la plaque ne bouge pas trop par rapport à la source de chaleur (BILLS, 1983). Or, l'on sait que le mouvement relatif et la vitesse de déplacement des plaques ont varié (TAUXE et al., 1983; RONA et RICHARDSON, 1978; VALENCIO et VILAS, 1976). Depuis 25 Ma, la plaque africaine serait restée presque stationnaire, ce qui expliquerait le bombement et le rifting de l'Afrique des Hautes-Terres (BURKE et WILSON, 1972). BRIDEN et GASS (1974) rapportent l'événement tectono-thermique pan-africain et le magmatisme mésozoïque à la même cause.

Au total, les soulèvements épirogéniques liés au passage d'une plaque sur un point chaud peuvent contribuer à expliquer les différences entre ensellements et surélévations pour les bourrelets marginaux brésiliens et angolais. Si l'on regarde à nouveau la carte de MORGAN (1983) et celle, pour le Brésil, de répartition des intrusions volcaniques (fig.40 et 42), l'on s'aperçoit qu'effectivement les régions les plus soulevées des bourrelets correspondent à des traces de points chauds surtout pour le Sud-est brésilien et le Sud de l'Angola. Le fait que le Brésil, contrairement à l'Angola, ne possède pas d'ensellements bien marqués s'explique par la présence du point Martim Vaz qui souleva le Sud du bourrelet bahianais, tandis que le point Fernando de Noronha n'effleurait que le Nordeste.

CONCLUSIONS - PERMANENCE ET DIVERSIFICATION MORPHOLOGIQUE DES BOURRELETS :
SYNTHESE DES EXPLICATIONS APPORTEES

A l'issue de cette quatrième partie, il est clair que les problèmes posés par les bourrelets marginaux reçoivent des solutions faisant appel aux mécanismes thermiques purs (conservation du relief, diversification morpholo-

gique), mais aussi à ceux résultant en partie des différences de pression lithostatique (soulèvement rythmique).

- Les bilans thermiques peuvent expliquer la permanence des bourrelets marginaux dans le relief. La lithosphère continentale a été affectée par l'événement thermique pan-africain puis par l'échauffement lié à l'ouverture océanique, uniquement sur la bande de terres correspondant aux bourrelets. Elle est thermiquement destabilisée, plus chaude, plus légère, moins épaisse que celle, non affectée, plus épaisse, formant les bassins Congo ou Kalahari en Afrique. Il en résulte la pente douce vers l'intérieur, très nette pour les bourrelets africains. Les pentes raides, tournées vers l'océan, sont liées au couple lithosphère continentale-lithosphère océanique, la seconde connaissant une très forte subsidence due à son refroidissement rapide, tandis que la première l'ignore. Cette distorsion se traduit par une très forte flexuration. De fait, c'est l'inertie thermique de la lithosphère continentale destabilisée par deux événements successifs qui explique avant tout l'existence et la permanence des bourrelets.

- Ces bilans éclairent également l'existence de surélévations et d'ensellements par le passage des plaques lithosphériques sur des points chauds, avec les conséquences abordées : augmentation des flux thermiques, amincissement de la lithosphère, soulèvement épirogénique. Les magmas siliceux associés à l'activité des points chauds sont capables de former des chambres profondes et de fournir des apports substantiels de chaleur aux couches de la croûte, contrairement aux magmas basiques (HAMZA, 1982). Ils entretiennent donc des flux thermiques déjà élevés et expliquent les soulèvements systématiquement plus forts de ces parties de bourrelets.

- La répartition des surélévations n'est en effet pas aléatoire mais répond à celle des traces de points chauds. Les ensellements sont bien marqués en Afrique, car la plaque ne passa pas sur un point entre le Cameroun et le Sud de l'Angola. Ce ne fut pas le cas au Brésil : le point Martim Vaz souleva le Sud du bourrelet bahianais, tandis que celui de Fernando de Noronha affecta très modérément la croûte nordestaine.

- Les soulèvements rythmiques sont liés aux forces horizontales s'exerçant sur la marge, mais d'une manière très indirecte. Elles sont provoquées par les différences de pression lithostatique à niveau égal, que ce soit au contact même des deux lithosphères, ou à l'axe de la Dorsale médio-atlantique, liées à la différence de relief entre dorsale et bassins océaniques. Lors des

périodes de réorganisation d'expansion, en particulier des sauts de dorsale, la reptation compensatoire de matière subcrustale doit s'accélérer et explique la présence de dykes contemporains sur les deux bourrelets, échauffant ainsi la croûte continentale et provoquant un soulèvement maximum après quelques millions d'années. Le décalage temporel lié à la distance entre la dorsale et le bourrelet, invoqué par ANDRE (1983) dans le cas de la mer du Labrador, est écarté puisque le flux de matière dans le manteau supérieur provient de la base de la lithosphère océanique toute proche.

- Ce mécanisme explique bien les événements du Crétacé, mais n'éclaire en rien les soulèvements synchrones du Tertiaire, toutefois. Ils peuvent être expliqués par les effets temporellement décalés des différents types évoqués de transmission d'énergie thermique. Les soulèvements résultant d'un échauffement par conduction sont en effet bien plus tardifs que les autres. Ceux du Tertiaire dans les cas étudiés seraient donc les conséquences ultimes des événements thermiques crétacé inférieur et supérieur.

Les éléments d'explication apportés, bien que combinant les poussées horizontales et les soulèvements verticaux, définissent avant tout les bourrelets marginaux comme des reliefs thermiques, pour lesquels les phénomènes d'héritage doivent être prépondérants. Ils permettent de faire l'économie de l'hypothèse faisant intervenir les mouvements de convection dans le manteau, invoquée récemment (FLEITOUT et PEULVAST, 1982), qui se heurte à deux obstacles. Il faut, d'une part, supposer la quasi permanence ou le retour régulier d'un flux ascendant sous le bourrelet, se déplaçant avec la plaque. Ceci pourrait être tourné par l'existence de cellules à grande échelle comme celles présentées dans le modèle ENGLAND et HOUSEMAN (1984). Cependant, si la longueur d'onde est inférieure à 400 km, la plaque élastique supérieure masquera les effets de ces courants (PARSONS et MCKENZIE, 1978) : il faut donc supposer des cellules à petite échelle, de taille supérieure à celle des bourrelets. D'autre part, dans le cas des bourrelets arabiques, l'on doit imaginer dans cette hypothèse deux réseaux de cellules convectives se superposant, ce qui est hautement improbable. Une fois de plus, les bourrelets apparaissent bien comme des reliefs thermiquement hérités.

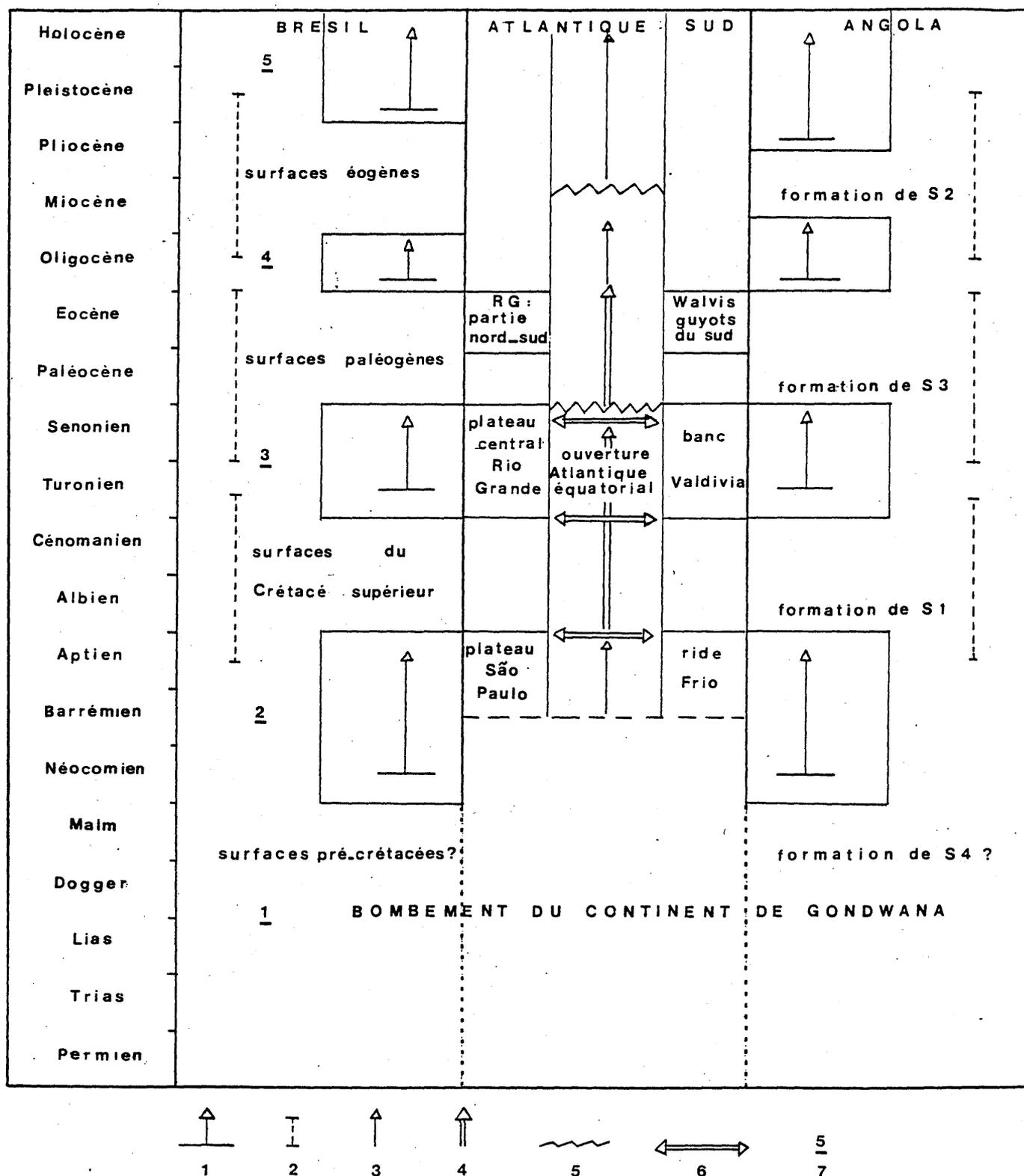


Figure 35. - Les temps forts d'évolution morphologique au Brésil, en Angola et en Atlantique sud central : tableau synoptique.
 1. Soulèvement des bourrelets marginaux. 2. Phases de formation ou de regradation des surfaces d'aplanissement. 3. Rythme lent d'expansion océanique. 4. Rythme rapide d'expansion. 5. Interruption d'expansion ou période d'expansion quasi nulle. 6. Saut de dorsale. 7. Temps fort de l'évolution géomorphologique générale.

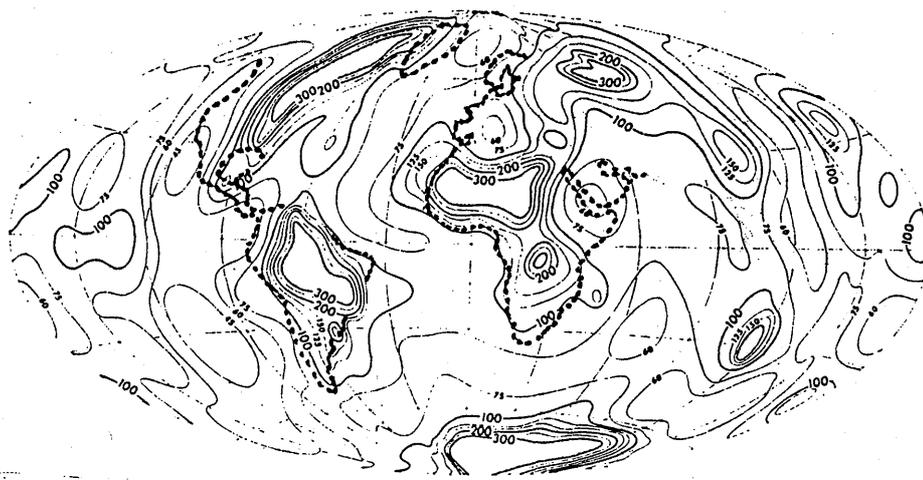
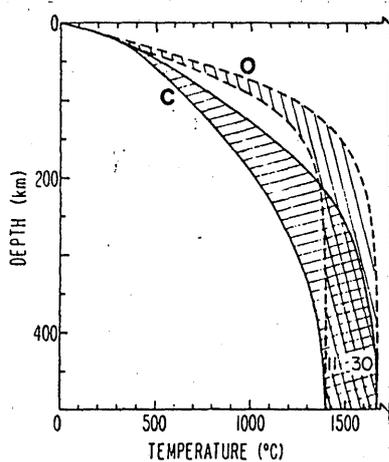


Figure 36. - Epaisseurs des lithosphères océaniques et continentales déduites des flux thermiques de surface.

IN : POLLACK & CHAPMAN (1977).

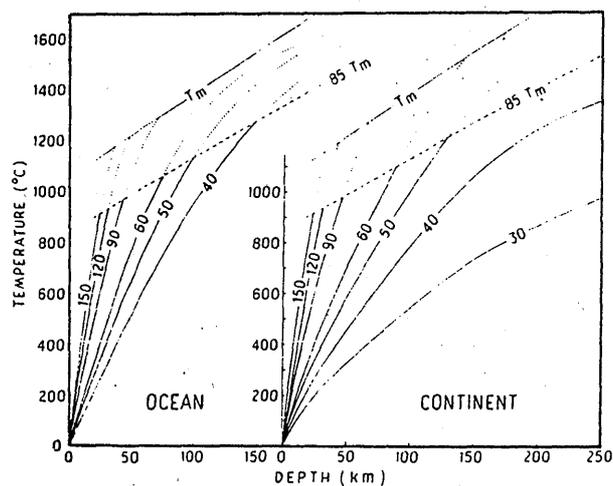
Epaisseurs lithosphériques en Km.

Figure 37. - Comparaison des géothermes océaniques et continentaux.



A : IN : FROIDEVAUX et alii (1977).

O : Océaniques. C : Continentaux.



B : IN : POLLACK & CHAPMAN (1977).

Courbes des géothermes pour des flux thermiques exprimés en mWm^{-2}

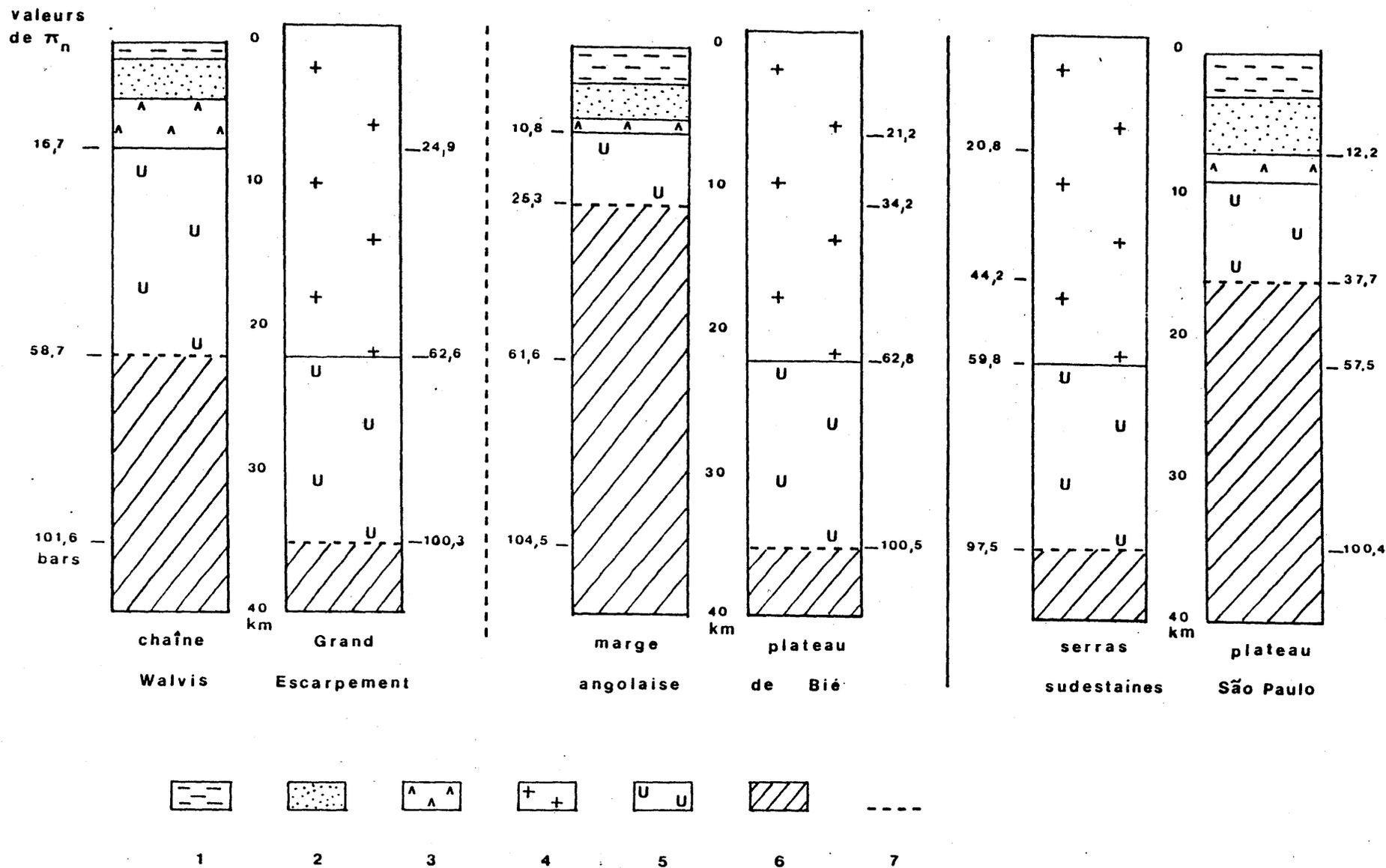


Figure 38. - Structure des croûtes océaniques et continentales sur les bourrelets marginaux angolais et brésiliens.
 1. Eau ($p \approx 1$). 2. Sédiments ($p \approx 2,3$). 3. Couche basaltique ($p \approx 2,6$). 4. Granites, socle continental ($p \approx 2,6$).
 5. Gabbros de la couche 3 et socle cristallin et cristallophylien injecté de basaltes ($p \approx 2,9$). 6. Manteau supérieur
 ($p \approx 3,3$). 7. Discontinuité de Mohorovičić.

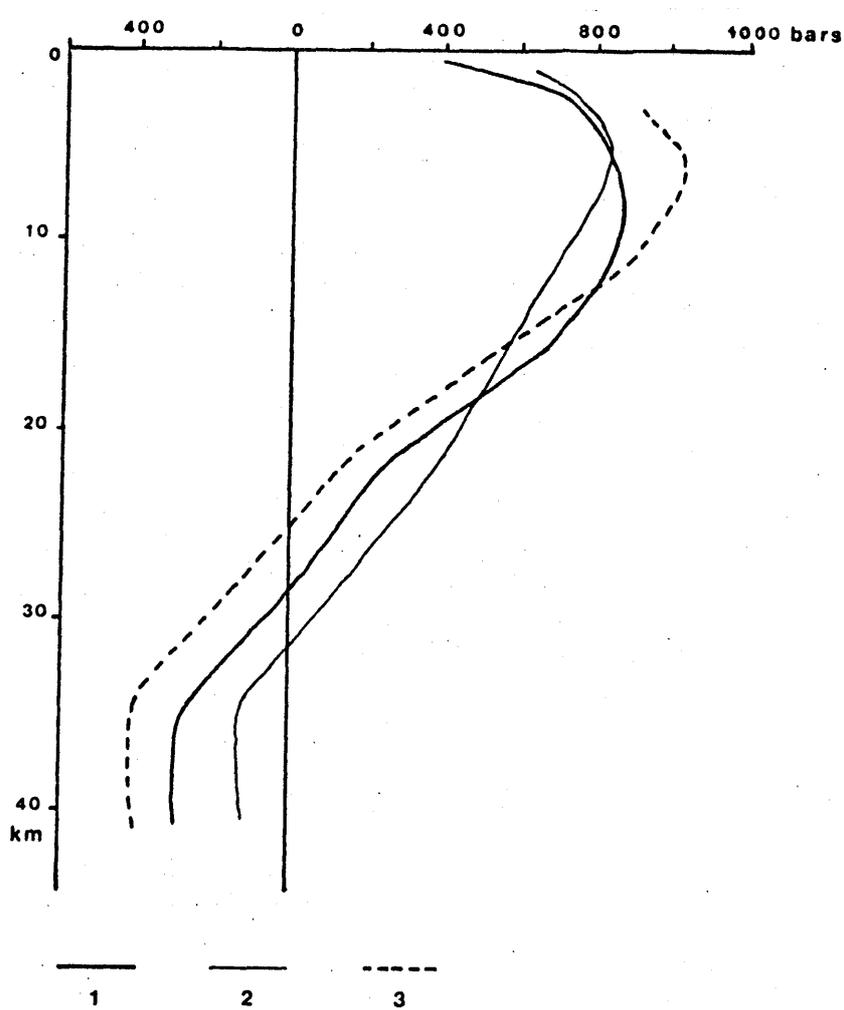


Figure 39. - Courbes représentant les différences de pression lithostatique sur les bourrelets marginaux angolais et brésiliens.

1. Courbe pour le couple serras sudestaines - Plateau São Paulo.
2. Courbe pour le couple chaîne Walvis - Grand Escarpement.
3. Courbe pour le couple marge angolaise - plateau de Bié.

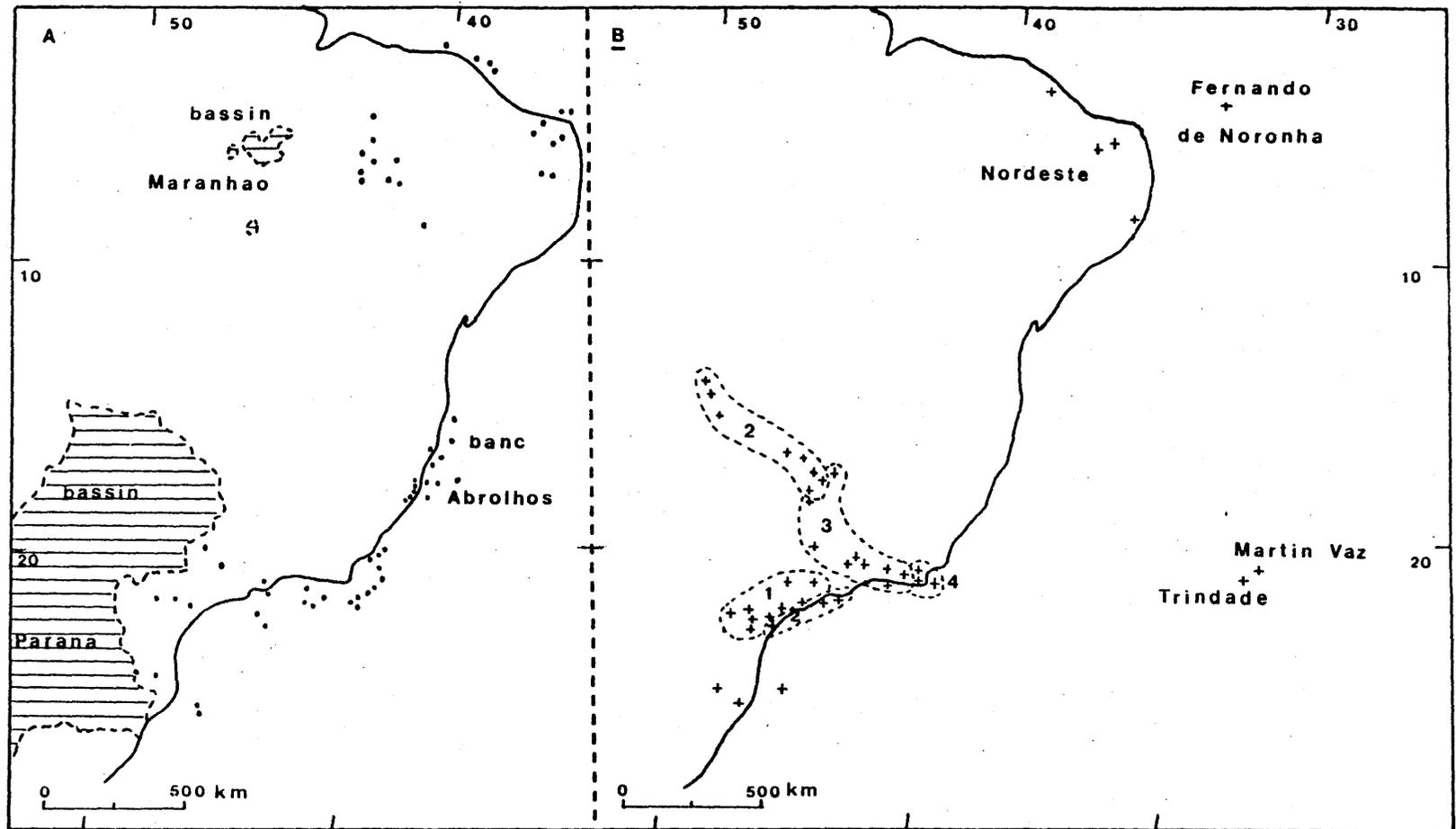


Figure 40. - Répartition des sites d'activité volcanique au Brésil.

Réalisé d'après ASMUS & GUAZELLI (1981), ASMUS (1978), HAMZA (1982).

A : Epanchements basaltiques. B : Volcanisme alcalin, acide.

1. Valanginien. 2. Sénonien inférieur et moyen. 3. Maestrichtien. 4. Paléocène, Eocène.

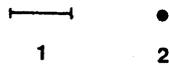
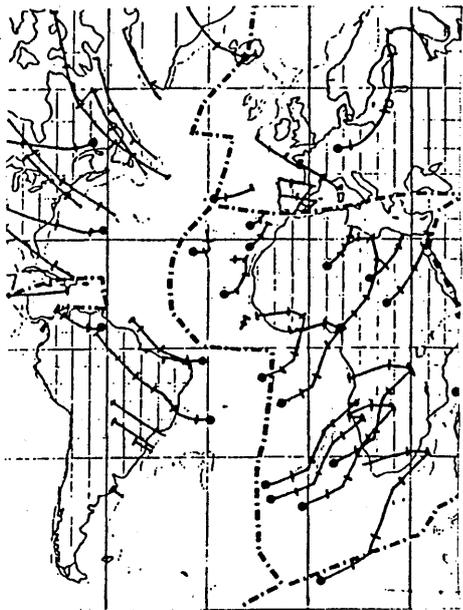


Figure 42. - Les points chauds et leur traces en Océan Atlantique Sud central.

IN : MORGAN (1983).

1. Déplacement de la plaque lithosphérique sur le point chaud au cours de 30 Ma.
2. Localisation du point chaud.

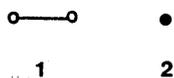


Figure 41. - Les points chauds et leurs traces en Océan Atlantique Sud central.

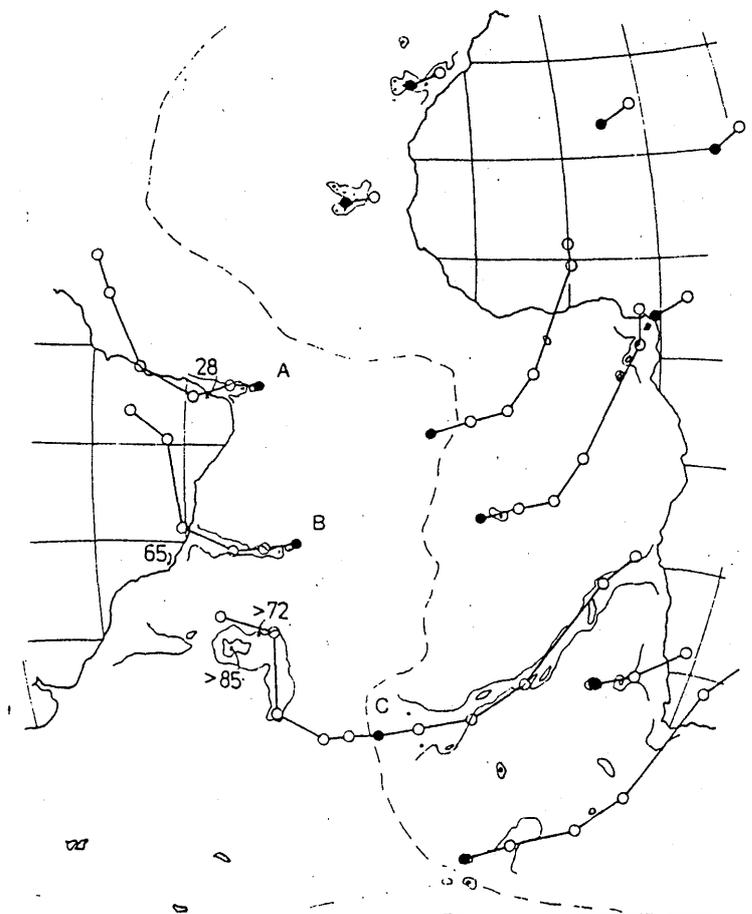
IN : DUNCAN (1981).

1. Déplacement de la plaque lithosphérique sur le point chaud au cours de 20 Ma.
2. Localisation du point chaud.

A : Fernando de Noronha.

B : Martim Vaz.

C : Tristão da Cunha.



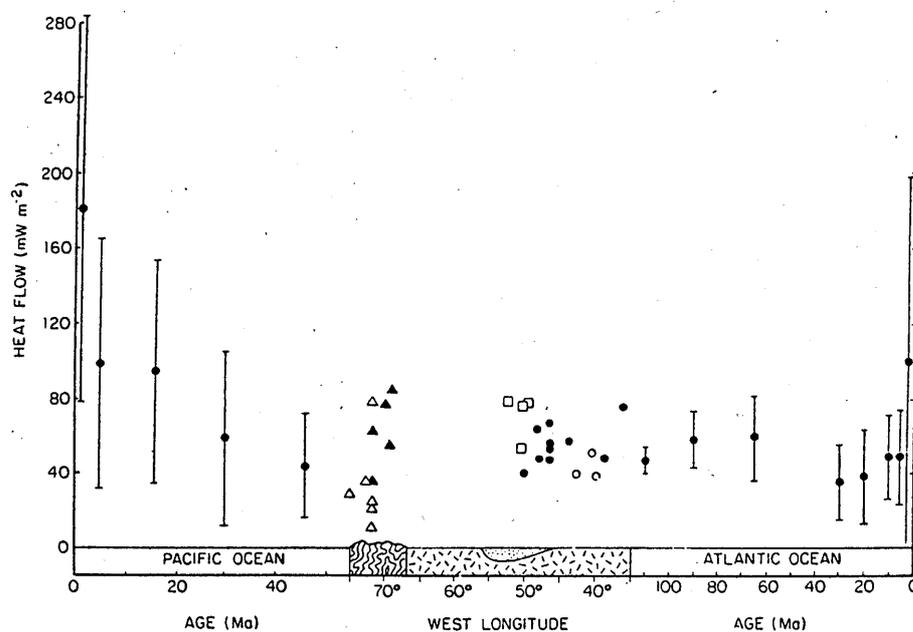


Figure 43. - Les flux thermiques au Brésil méridional et en Atlantique sud : un transect.

IN : VITORELLO & alii (1980).

1. Valeurs océaniques moyennes et extrêmes.
2. Sites du craton São Francisco.
3. Sites des zones mobiles.
4. Sites du bassin Parana.

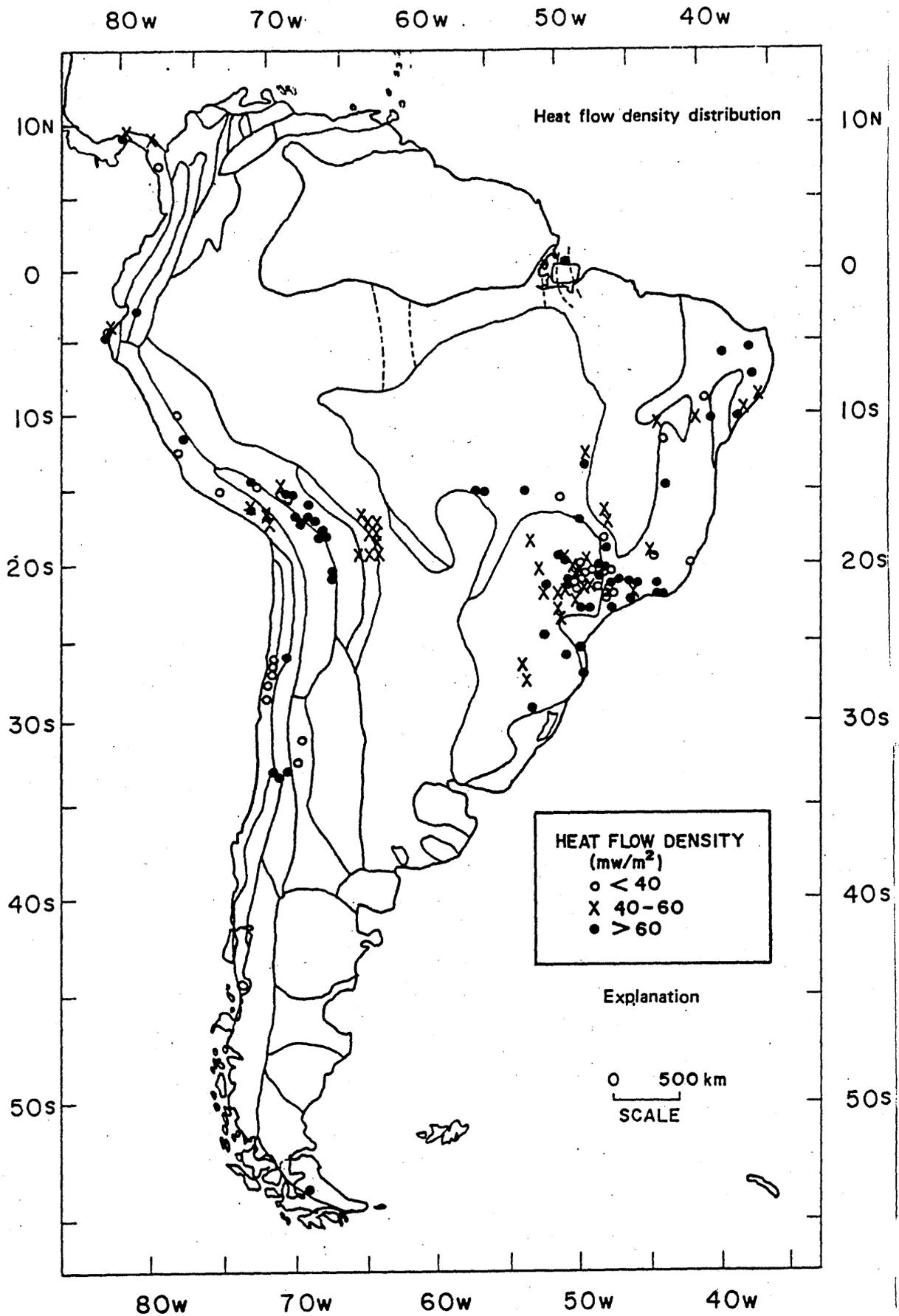


Figure 44. - Carte des flux thermiques de surface mesurés au Brésil.
IN : HAMZA (1982).

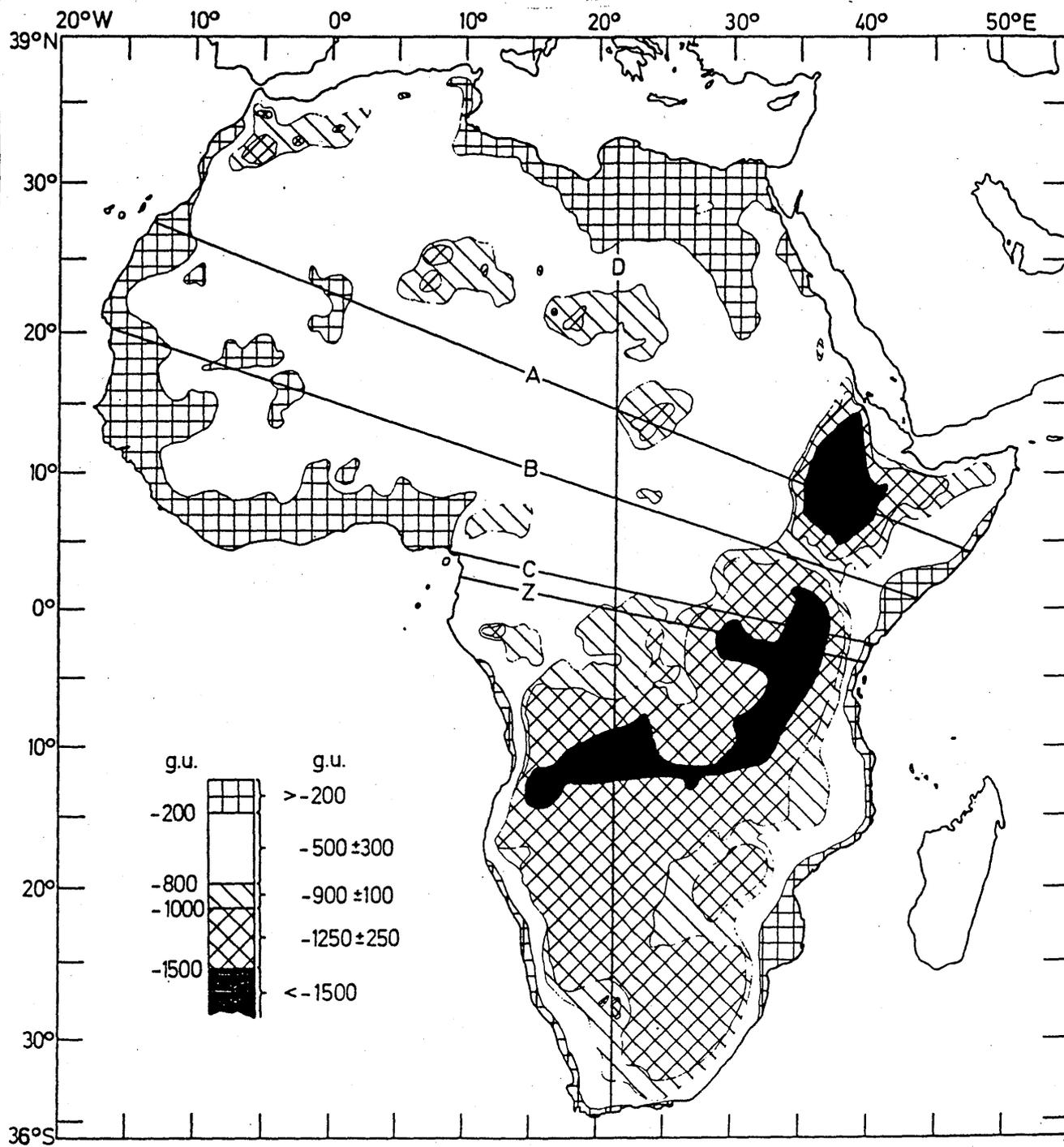


Figure 45. - Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer sur le continent africain. In : BROWN & GIRDLER (1980).

Abréviation : 1 G.U (gravity unit) = 0,1 mgal

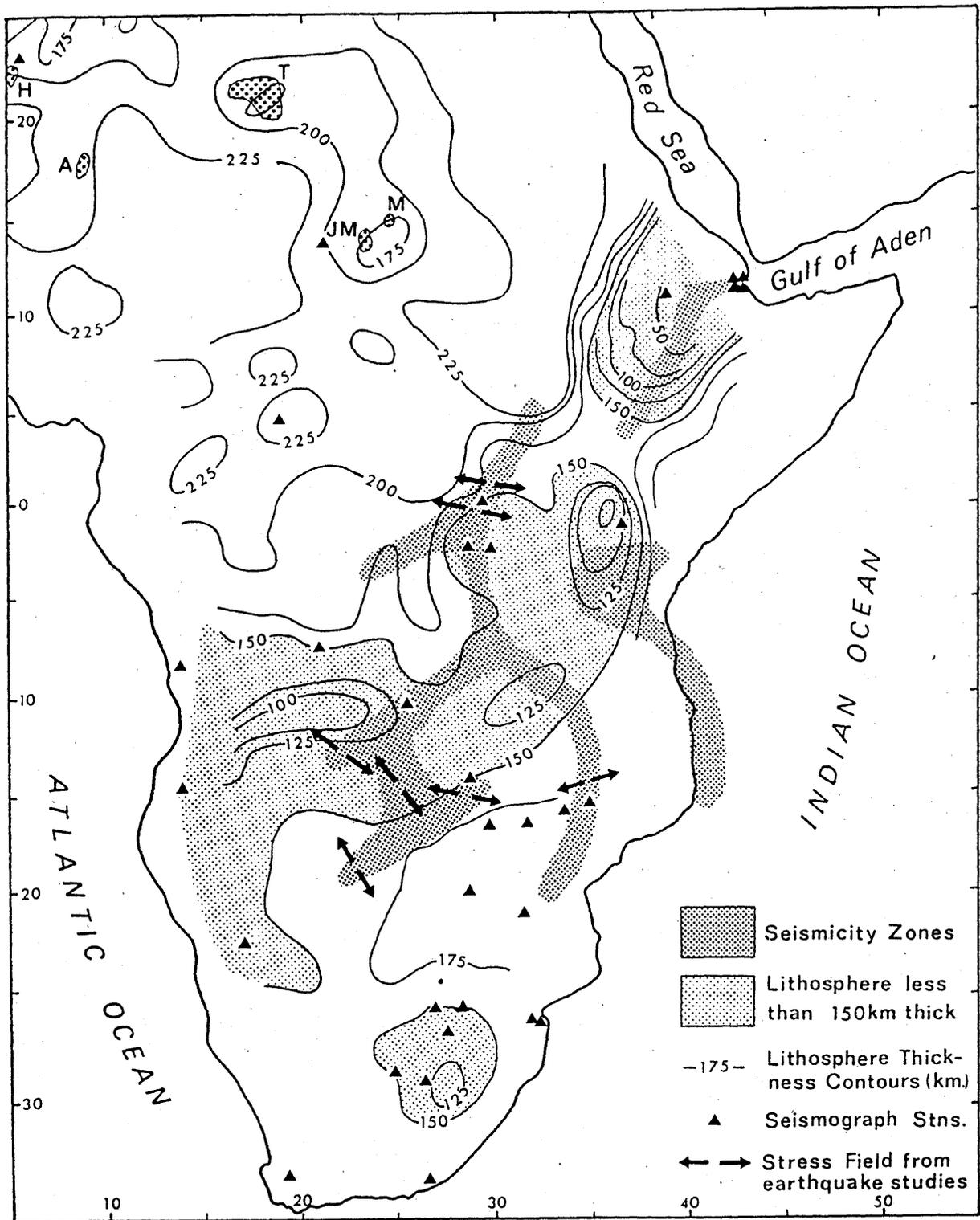


Figure 46. - Epaisseurs de la lithosphère continentale africaine d'après les temps de retards dans l'arrivée des trains d'ondes P.

IN : FAIRHEAD & REEVES (1977).

CONCLUSION GENERALE

A l'issue de ce travail synthétique se dégagent deux constatations essentielles : les reliefs étudiés furent ébauchés lorsque l'Océan Atlantique sud s'ouvrit, leur évolution postérieure est une conséquence directe de ces événements. Dans notre cas, les parallélismes topographiques et bathymétriques reflètent une parenté d'origine ainsi qu'une évolution totalement synchrone au moins pendant les cinquante premiers millions d'années, partiellement par la suite. Deux types de conclusions doivent être dégagés : celles qui portent sur l'interprétation et l'évolution géomorphologique des bourrelets marginaux angolais, brésiliens, celles ayant trait à leur genèse et leur conservation.

L'interprétation des formes à moyenne échelle doit prendre en compte des éléments d'ordre général et des éléments à valeur locale.

- Les éléments généraux sont dus au fait que les bourrelets ont connu les mêmes temps forts de soulèvement au Néocomien-Aptien, au Turono-Sénonien, à l'Oligocène et au Pléistocène-Holocène. Il en a résulté en partie le maintien du relief, et surtout des étagements de surfaces, fort inégalement réalisés, mais repérables partout. Les variations climatiques, à caractère général, expliquent quant à elles un modelé de pédiplaines disséquées que l'on trouve tant en Angola qu'au Brésil.

- Les données locales font référence avant tout à la lithologie du socle précambrien et au soulèvement différentiel entraîné par les effets des points chauds.

. Plus le socle est lithologiquement hétérogène, comprenant grès et calcaires, plus le relief apparaît confus avec un fouillis d'escarpements locaux, d'éléments de surfaces étagées, d'inselbergs liés à l'altération différentielle, tel celui du bourrelet bahianais. Plus, au contraire, il est homogène, plus les lignes du relief se dégagent nettement : c'est le cas du bourrelet sudestain. Les socles précambriens faiblement ou non affectés par les événements tectono-thermiques fini-précambriens et incorporant des roches sédimentaires non métamorphisées sont propices au développement d'un relief mal ordonné.

. Le passage d'une plaque lithosphérique sur un point chaud accentue le soulèvement local d'un bourrelet, d'où les forts exhaussements répétés des bourrelets méridionaux, surtout du sudestain. L'on comprend, d'autre part,

que les ensellements soient plus nets sur la façade africaine que sur la brésilienne puisque la trace du point Martim Vaz n'a pas d'équivalent africain. De plus, le Nordeste ne fut que marginalement affecté par la présence d'un point chaud, ce qui ne fut pas le cas du Cameroun. La plus grande diversité, à terre et en mer, des reliefs brésiliens provient du passage répété de la plaque sud-américaine sur plusieurs points chauds. Enfin, dans les aires de soulèvement maxima, la juxtaposition bourrelet-chaîne asismique ou plateau marginal atténue par contre les effets des points chauds et provoque des ensellements très locaux.

L'interprétation des formes à moyenne échelle doit donc refléter la combinaison de ces influences : intensité des soulèvements répétés, composition lithologique du socle précambrien, tendance dominante du climat et de ses variations. Il en résulte une évolution des formes interprétable en terme de bilans, comme nous l'avons vu en Angola.

La genèse des bourrelets marginaux et leur conservation sont liées à leur nature de reliefs thermiques. L'on peut distinguer trois types fondamentaux d'apports.

- L'héritage des événements thermiques fini-précambriens, qui s'ajoute au réchauffement de la lithosphère continentale lors de sa scission au Néocomien. Les bourrelets sont formés d'une lithosphère thermiquement destabilisée, ce qui n'est pas le cas de celle qui forme l'intérieur des continents, non concernée par les deux événements. D'une part, cette lithosphère plus chaude et plus légère entretiendrait le soulèvement des reliefs par rapport à celle, plus froide, plus épaisse, qui se trouve sous la cuvette du Congo, par exemple. D'autre part, ne connaissant pas de subsidence, elle provoque une distorsion majeure avec la lithosphère océanique, d'où la flexuration observée, qui se traduit par de forts gradients dans les anomalies gravimétriques de Bouguer.

- L'échauffement par montée de matériel le long d'accidents majeurs, formant les dykes si souvent associés aux deux bourrelets. Les épisodes fondamentaux d'intrusion volcanique correspondent aux phases de réorganisation de l'expansion en Atlantique sud, tout particulièrement en Angola où ils ne peuvent être liés au passage de la lithosphère sur un point chaud au Turono-Sénonien. Un autre processus doit donc être invoqué, et nous proposons d'y voir les effets additionnés des contraintes horizontales s'exerçant sur les marges, liées aux différences de pression lithostatique, que ce soit au contact

lithosphère continentale-lithosphère océanique, ou à l'axe de la dorsale surélevée par rapport aux bassins océaniques. Ils pourraient accélérer la reptation subcrustale de matière partiellement fondue de l'océan vers le continent. Les failles en extension sur les bourrelets, résultant du même principe physique que la poussée de dorsale ("ridge push") nommé ici "swell push" par CROUGH (1983) facilitent la montée des intrusions dans la croûte continentale formant les bourrelets, l'échauffant.

- Enfin, la lithosphère continentale est échauffée en passant sur un point chaud, ce d'autant plus que les plaques se déplacent moins rapidement et que ce point chaud est très actif. C'est le futur point chaud Tristão da Cunha qui explique le bombement déjà présent au Carbonifère-Permien dans le Sud du secteur étudié, résultant d'un fort amincissement lithosphérique, probablement.

L'existence des bourrelets marginaux, leur diversité, leur évolution synchrone sont en définitive explicables dans les cas étudiés par la conjonction de quatre éléments.

1. La juxtaposition de lithosphère océanique et de lithosphère continentale thermiquement destabilisée par deux événements successifs, purement thermiques comme le soulignent PIPER et al. (1973).

2. La manifestation de points chauds particulièrement puissants, surtout au Sud, ayant formé par l'amincissement de la lithosphère continentale un obstacle à l'ouverture de l'Atlantique sud-central, paradoxalement. Les deux temps d'ouverture correspondent à la scission des deux dômes correspondant à la présence de points chauds. En Afrique, les travaux de SCHOLZ et al. (1976), GIRDLER (1983), ont montré qu'effectivement le rifting sismiquement actif se produit là où il y a peu ou pas d'amincissement lithosphérique.

3. La composition lithologique du socle précambrien qui fournit un critère typologique plus que la différenciation morphologique liée à des stades d'évolution comme dans les schémas à valeur mondiale proposés par VANNEY (1982) ou VEEVERS (1981), même si cette dernière apparaît très nettement dans les reconstitutions d'évolution géomorphologique.

4. Les variations climatiques générales qui se sont faites toujours du semi-aride à l'humide, la tendance semi-aride restant dominante, expliquant le modelé général de pédiplaines disséquées, l'évolution des escarpements et des surfaces.

Il reste que les explications proposées ont une valeur régionale et reposent sur une fourniture encore lacunaire de renseignements, en dépit de leur masse. Ainsi LAGEAT (1983) conclut-il que la marge du Mozambique connaît une évolution indépendante des rythmes d'expansion océanique. Il faudrait par ailleurs connaître la valeur des flux thermiques sur le bourrelet angolais, ou les épaisseurs lithosphériques au Brésil. Enfin, il faut admettre que les soulèvements synchrones au Tertiaire sont redevables à un décalage temporel entre l'échauffement de la base lithosphérique au Crétacé inférieur et supérieur, et la transmission de l'énergie thermique par conduction, quantifiée par certains géophysiciens. Quoi qu'il en soit, ce travail aura au moins souligné que l'explication thermique des bourrelets marginaux est de très loin la plus satisfaisante, et démontré tout l'intérêt d'une étude synthétique, pluri-disciplinaire. De ce point de vue, l'étude comparée des domaines océaniques et continentaux s'avère particulièrement fructueuse.

B I B L I O G R A P H I E

- AB'SABER, A.N., 1953. O planalto da Borborema na Paraíba. Bol. Paul Geogr., 13 : 54.73.
- AB'SABER, A.N., 1955. As altas superfícies do aplainamento de Brasil Sudeste. Bol. Geogr., 13 (126) : 295.300.
- AB'SABER, A.N. & BIGARELLA, J.J., 1961. Considerações sobre a geomorfogênese da serra do Mar na Parana. Bol. Paran. Geogr., 4-5 : 94.110.
- AHERN, J.L. & TURCOTTE, D.L., 1979. Magma migration beneath an ocean ridge. Earth Planet. Sci. Letters, 45 (1) : 115.122.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1972. Tectono-magmatic activation of the south american platform and associated mineralization. 24ème Congr. Geol. Intern., Montréal, Sect. 3 : 339.346.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. In : Continental Margins of Atlantic type, An. Acad. Bras. Ciências 48, suppl. : 15.26.
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1977. O craton de São Francisco. Rev. Bras. Geociências, 7(4) 349.364.
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y, DAVINO, A & HARALYI, W.L.E., 1980. Informações geo. físicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. An. Acad. Bras. Ciências 52 (1) : 49.60.
- AMADOR, E.D.S., 1980. Unidades sedimentares cenozóicas do Recôncavo da Baía de Guanabara (folha Petrópolis e Itaboraí). An. Acad. Bras. Ciências, 52 (4) : 743.761.
- AMADOR, E.D.S. & ZALAN, P.V., 1980. Paeoclimatic interpretation of cenozoic continental sediments from Resende Basin, Brazil. An. Acad. Bras. Ciências, 52(3) : 591.
- AMARAL, C.A., VICALVI, M.A., AMARAL BARRETO, L. & SANTANA, C.I. 1972. Recursos minerais da margem continental brasileira. in : Projeto Remac, 1 : 13.23.
- ANDRE, M.F. 1983. Genèse du bourrelet du Labrador et ouverture de l'aire océanique bordière. Physio. Geo., 7 : 11.20.
- ANDRITZKY, G. & BUSCH, K. 1975. Erläuterungen zur geologischen Karte des Scheelit-Gebietes von Santa Luzia, N.E. Brasilien, 1.100.000. Bundesanst. Geowissenschaft. Rohstoffe, Hannover : 33 p.
- ARTYUSHKOV, E.U. 1977. Lithosphere and asthenosphere rheology . In : N.A. MÖRNER (edit.), Earth Rheology, isostasy and eustasy, John Wiley and Sons : 89.
- ASHBY, M.F. & VERRALL, R.A. 1978. Micromechanisms of flow and fracture and their relevance to the rheology of the upper mantle. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 288 (1350) : 59.95.
- ASMUS, H.E. 1975. Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. in : Projeto Remac, Rio, 1 : 233.248.

- ASMUS, H.E. 1978. Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fratura oceânicas. Alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. In : Projeto Remac, Rio, 4 : 39.73.
- ASMUS, H.E. & CARVALHO, J.C. 1978. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do nordeste do Brasil (Sergipe-Alagoas e Pernambuco Paraiba). In : Projeto Remac, Rio, 4 : 8.24.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. In : Projeto Remac, Rio, 4 : 75.88.
- ASMUS, H.E. & GUAZELLI, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas et continentais, adjacentes. Hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In : Projeto Remac, Rio, 9 : 187.269.
- ASMUS, H.E. & PONTE, F.C. 1973. The brazilian marginal basins. In : A.E. NAIRN & F.G. STEHLI (edit.) : The ocean basins and margins, 1, the south Atlantic, Plenum Press, New York. London : 87.133.
- ASMUS, H.E. et PORTO, R. 1972. Classificação da bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. in : Projeto Remac, Rio, 1 : 51-74.
- AUBOUIN, J., BROUSSE, R. & LEHMAN, J.P. 1979. Précis de géologie, 3, tectonique, tectonophysique, morphologie, Dunod, Paris : 760 p.
- BARBOSA, G.V. 1980. Superfícies de erosão no quadrilátero ferrífero, Minas Gerais. Rev. Bras. Geociências, 10 (1) : 89.101.
- BARCELOS, J.H. & SUGUIO, K. 1980. Ambiente de sedimentação Areado, Cretáceo inferior da bacia sanfranciscana, M.G. Rev. Bras. Geociências, 10 (4) : 237.242.
- BARCELOS, J.H. & SUGUIO, K. 1981. Estudos sedimentológicos da formação Areado, Cretáceo da bacia sanfranciscana, M.G. Rev. Bras. Geociências, 11(4) : 247.256.
- BARDET, M.G. 1974. Géologie du diamant. Mem. BRGM, 83(2) : 223 p.
- BARKER, P.F. 1983. Tectonic evolution and subsidence history of the Rio Grande Rise. Init. Rep. D.S.D.P., 72 : 953.976.
- BARKER, P.F. & CARLSON, R.L. 1983. Regional tectonic setting of the south-western Atlantic. Init. Rep. D.S.D.P., 72 : 5.13.
- BARKER, P.F., BUFFLER, R.T. & GAMBOA, L.A.P. 1983. A seismic reflection study of the Rio Grande Rise. Init. Rep. D.S.D.P., 72 : 499.517.
- BARKER, P.F., CARLSON, R.L., JOHNSON, D.A., CEPEK, P., COULBOURN, W.T., GAMBOA, L.A., HAMILTON, N., DE MELO, U., PUJOL, C., SHOR, A.N., SHIRSHOV, P.P., TJALSMA, R.C., WALTON W.H. 1983. Site 515, Brazil Basin; site 516, Rio Grande Rise. Init. Rep. D.S.D.P. : 53.154 & 155.338.
- BARKER, P.F., CARLSON, R.L., JOHNSON, D.A., CEPEK, P., COULBOURN, W.T., GAMBOA, L.A., HAMILTON, N., DE MELO, U., PUJOL, C., SHOR, A.N., SUZYOMOV, A.E., TJALSMA, L.R.C., WALTON, W.H. & WEISS, W. 1981. Deep Sea Drilling Project leg. 72 : Southwest Atlantic paleocirculation and Rio Grande Rise tectonics. Geol. Soc. Amer. Bull., 92(5) : 294.309.

- BATTIAU-QUENEY, Y. 1983. Les mouvements verticaux associés aux marges passives : l'exemple du nord-est de l'Atlantique. Physio-Géo, 7 : 21-36.
- BAUMGARTNER, T.R. & VAN ANDEL, T.H. 1971. Diapirs of the continental margin of Angola, Africa. Bull. Geol. soc. Amer., 83(3) : 793.802.
- BEAUDET, G. & MICHEL, P. 1978. Recherches géomorphologiques en Namibie centrale. Rech. Geogr. Strasbourg, num. spec., Assoc. Geogr. Alsace, 8.9 : 139 p.
- BEAUMONT, C. 1979. On rheological zonation of the lithosphere during flexure. Tectonophys., 59 (1.4) : 347.365.
- BENSON, R.H. 1977. The cenozoic ostracod faunas of the São Paulo Plateau and the Rio Grande Rise (D.S.D.P. leg 39, sites 356 and 357). Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 869.883.
- BERNAT, M., MARTIN, L., BITTENCOURT, A. & VILAS BOAS, G. 1983. Datations I.U. du plus haut niveau marin du dernier interglaciaire sur la côte du Brésil. C.R.Ac. Sc., 2(296) 3 : 197.200.
- BEURLIN, K. 1966. Neue Beobachtungen zur Paläogeographie des Devons auf dem brasilianischen Block. Geol. Rundsch., 55(3) : 787.801.
- BEURLIN, K. 1970. Geologie von Brasilien. Gebrüder Borntraeg, Berlin : 446 p.
- BIGARELLA, J.J. 1970. Continental drift and paleocurrent analysis (a comparison between Africa and South America). Proceed. 2nd Gondwana Sympos., Pretoria : 73.97.
- BIGARELLA, J.J. & AB'SABER, A.N. 1964. Paläogeographische und paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. Zeitschr. für Geomorph., 8(3) : 286.312.
- BIGARELLA, J. J. & DE ANDRADE, G.O. 1965. Contribution to the study of the brazilian Quaternary. Geol. Soc. Amer., spec. paper, 85 : 433.451.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1961. Early mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu sandstone of Brazil and Uruguay. Bull. Soc. Geol. Amer., 72 : 1089.1105.
- BILLS, B.G. 1983. Thermoelastic bending of the lithosphere : implications for basin subsidence. J.R. Astr. Soc., 75(1) : 169.200.
- BIROT, P. 1957. Morphologie de la région de Recife. Bull. Assoc. Geogr. Fr., 263. 264 : 66.70.
- BIROT, P. 1959. Précis de géographie physique générale. A. Colin, Paris : 403 p.
- BIROT, P. 1970. Les régions naturelles du globe. Masson, Paris : 380 p.
- BIROT, P. 1982. Quelques réflexions sur l'origine des bourrelets montagneux des marges passives. Hommes Terres Nord, 3 : 1.8.
- BIROT, P. 1983. Mécanismes thermiques du soulèvement des bourrelets marginaux des vieux socles. Physio. Géo., 7 : 75.101.

- BIROT, P., GODARD, A., PETIT, M. & TERS, M. 1974. Contribution à l'étude des surfaces d'aplanissement et de l'érosion différentielle dans le Transvaal septentrional et oriental (Afrique du sud). Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 16(4) : 421.454.
- BISCAYE, P.E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clays in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans. Geol. Soc. Amer. Bull., 76(7) : 803.831.
- BITTENCOURT, A.B.S.P., MARTIN, L., DOMINGUEZ, J.M.L. & FERREIRA, Y.D.A., 1983. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do estado de Sergipe e da costa sul do estado de Alagoas. Rev. Bras. Geociências, 13(2): 93-97.
- BLITZKOW, D., GASPARINI, P. & DE SA, N.C. 1979. Crustal structure of southeastern Minas Gerais, Brazil, deduced from gravity measurements. Rev. Bras. Geociências, 9(1) : 39.43.
- BOAS, G.S.V. et NASCIMENTO, M.A.M. 1979. Evolução paleogeográfica e paleoclimática da região das enseadas dos tainheros e do cabrito, ba, nos últimos 5000 anos. Rev. Bras. Geociências, 9(3) : 159.168.
- BOILLOT, G. 1979. Géologie des marges continentales. Masson, Paris : 139 p.
- BOLLI, H.M., RYAN, W.B.F., FORESMAN, J.B., HOTTMAN, W.E., KAGAMI, H., LONGORIA, J.P., Mac KNIGHT, B.K., MELGUEN, M., NATLAND, J., PROTO-DECIMA, F. & SIESSER, W.G. 1978. Walvis Ridge, sites 362 and 363 ; Angola continental margin, sites 364 and 365. Init. Rep. D.S.D.P., 40 : 183.455.
- BOSE, M.N. 1977. A palynological reconnaissance of the mesozoic sediments of Zaïre. Ann. Mines Geol., 28(1) : 65.69.
- BOTT, M.H.P. 1971. Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. Tectonophys., 11 : 319.327.
- BOTT, M.H.P. 1973. Shelf subsidence in relation to the evolution of young continental margins. In: D.H. TARLING & S.K. RUNCORN (edit.) : Implications of continental drift to the earth sciences, 2 : 675.683.
- BOTT, M.H.P. 1976. Problems of the formation and geodynamic development of Atlantic type continental margins. An. Acad. Bras. Ciências, 48 (suppl.) : 37.42.
- BOTT, M.H.P. 1976. Mechanisms of basin subsidence : an introductory review. Tectonophys., 36 : 1.4.
- BOTT, M.H.P. 1982. Stressed based tectonic mechanisms at passive continental margins. in: R.A. SCRUTTON (edit.) : Dynamics of passive margins, Geodyn. Ser. 6 : 147-153.
- BRIDEN, J.C. & GASS, I.G. 1974. Plate movement and continental magmatism. Nature, 248 (5450) : 650.653.
- BRINK, A.H. 1974. Petroleum geology of Gabon basin. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 58(2) : 216-235.
- BRITO, I.M. 1981_a. Estratigrafia da bacia do Paraná. I. Generalidades e o grupo Campos Gerais. An. Acad. Bras. Ciências, 53(3) : 555.568.
- BRITO, I.M. 1981_b. Estratigrafia da bacia do Parnaíba. II. As seqüências sedimentares superiores. An. Acad. Bras. Ciências, 53(3) : 529.549.

- BRITO, I.M. & BERTINI, R.J. 1982. Estratigrafia da bacia do Paraná. II. O grupo Tubarão. An. Acad. Bras. Ciências, 54(2) : 399.412.
- BRITO, I.M. & CAMPOS, D.D.A. 1982. O cretáceo no Brasil. An. Acad. Bras. Ciências, 54(1) : 197.218.
- BROGNON, G. 1971. The geology of the Angola coast and continental margin. in : DELANY (edit.) : The geology of the east atlantic continental margin, Inst. Geol. Sci., 70.16 : 145.152.
- BROGNON, G. & VERRIER, G. 1965. Tectonique et sédimentation dans le bassin du Cuanza, Angola. Bol. Serv. Geol. Min. Angola, 11 : 5.91.
- BROGNON G. & VERRIER, G. 1966. Oil and geology in Cuanza basin of Angola. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 50(1) : 108.158.
- BROWN, C. & GIRDLER, R.W. 1980. Interpretation of african gravity and its implication for the break up of the continents. Journ. Geophys. Res., 85 (B 11) : 6443.6455.
- BRYAN, W.B. & DUNCAN, R.A. 1983. Age and provenance of clastic horizons from hole 516 F. Init. Rep. D.S.D.P., 72 : 472.477.
- BUREK, P.J. 1970. Tectonic effects of sea-floor spreading on the arabian shield. Geol. Rundsch., 59 : 382.390.
- BUREK, P.J. 1973. Structural deduction of the initial stage of the Atlantic rift system. In : D.H. TARLING & S.K. RUNCORN (édit.) : Implications of continental drift to the earth sciences, Ac. Press, 2 : 815.830.
- BURKE, K. 1976. Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic ocean. Tectonophys., 36 : 93.112.
- BURKE, K. & DEWEY, J.F. 1974. Two plates in Africa during the cretaceous. Nature, 249 (5455) : 313.316.
- BURKE, K. & WHITEMAN, A.J. 1973. Uplift, rifting and the break up of Africa. In : D.H. TARLING & S.K. RUNCORN (edit.). Implications of continental drift to the earth sciences, Ac. Press, 2 : 735.755.
- BURKE, K. & WILSON, J.T. 1972. Is the african plate stationary ? Nature, 239 (5372) : 387.389.
- BURKE, K., KIDD, W.S.F. & WILSON, J.T. 1973. Relative and latitudinal motion of Atlantic hot spots. Nature, 245 (5421) : 133-137.
- BUTLER, L.W. 1970. Shallow structure of the continental margin southern Brazil and Uruguay. Bull. Geol. Soc. Amer., 81(4) : 1079.1095.
- CAHEN, L. 1954. Géologie du Congo belge. Vaillant Carmanne impr., Liège : 575 p.
- CAMPOS, C.W.M., PONTE, F.C. & MIURA, K. 1974. Geology of the brazilian continental margin. In : C.A. BURKE & C.L. DRAKE : The geology of continental margins, Springer Verlag, Berlin : 447.461.

- CARON, M. 1978. Cretaceous planktonic foraminifers from D.S.D.P. leg 40 southeastern atlantic Ocean. Init. Rep. D.S.D.P., 40 : 651.678.
- CARVALHO, H. de 1972. Notícia explicativa da folha n°377 (Vila de Almoester) na escala de 1 : 100.000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola, Luanda : 52 p.
- CARVALHO, H. de & COSTA FERNANDES, F. 1973. Notícia explicativa da folha Chibemba, na escala de 1 : 250.000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola, Luanda : 29 p.
- CHAMLEY, H. 1981. Long-term trends in clay deposition in the ocean. Oceanol. Acta, 4(suppl.), colloque C4 : 105.110.
- CHAPMAN, D.S. & POLLACK, H.N. 1974. Cold spot in west Africa anchoring the african plate. Nature, 250 (5466) : 477.478.
- CHAVE, A.D. 1979. Lithospheric structure of the Walvis Ridge from Rayleigh wave dispersion. Journ. Geophys. Res., 84 (B12) : 6840.6848.
- CLARK, M.W. & WRIGHT, R.C. 1984. Paleogene abyssal foraminifers from the Cape and Angola basins, south Atlantic ocean. Init. Rep. D.S.D.P., 73 : 459.480.
- CLIFFORD, T.N. 1970. The structural framework of Africa. In : T.N. CLIFFORD & I.G. GASS : African magmatism and tectonics, Oliver and Boyd, Edinburgh : 1.26.
- COCHRAN, J.R. 1983. A model for development of Red Sea. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 67 (1) : 41-69.
- COMISSÃO BRASILEIRA DE GEODINÂMICA. 1983. Relatório das atividades relacionadas ao programa brasileiro para o estudo da litosfera (1981-1983). Rev. Bras. Geociências, 13(2) : 135.138.
- CONNARY, S.D. & EWING, M. 1974. Penetration of antarctic bottom water from the Cape basin into the Angola basin. Journ. Geophys. Res., 79(3) : 463.469.
- CORDANI, V.G. 1970. Idade do vulcanismo no oceano Atlântico sul. Bol. Inst. Geociências. univ. São Paulo, 1 : 9.77.
- CORDANI, V.G. ; DELHAL, J. & LEDENT, D. 1973. Orogénèses superposées dans le Précambrien du Brésil sud oriental (Etats de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Rev. Bras. Geociências, 3(1) : 1.22.
- CORNACCHIA, M. & DARS, R. 1983. Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au golfe d'Aden. Bull. Soc. Géol. Fr., 25(1)7 : 101.109.
- CORRADO, G., RAPOLLA, A., GASPARINI, P. & MANTOVANI, M.S.M. 1979. Depth of curie temperature computed from aeromagnetic anomalies in southeastern Minas Gerais, Brazil. Rev. Bras. Geociências, 9(1) : 33.38.
- COX, K.G. 1970. Tectonics and volcanism of the Karroo period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland. In : T.N. CLIFFORD & I.G. GASS : African magmatism and tectonics. Oliver and Boyd, Edinburgh : 211.235.
- CROUGH, S.T. 1978. Thermal origin of mid-plate hot spot swells. Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc., 55(2) : 451.469.
- CROUGH, S.T. 1979. Hotspot epeirogeny. Tectonophys., 61(1-3) : 321.333.

- CROUGH, S.T. 1983. Rifts and swells : geophysical constraints on causality. In : P. MORGAN & B.H. BAKER : Processes of continental rifting. Dev. Geotect., 19 : 23.37.
- CROUGH, S.T. & THOMPSON, G.A. 1976. Thermal model of continental lithosphere. Journ. Geophys. Res., 81(26) : 4857.4862.
- CRUZ, D. 1975. A serra do Mar et o litoral na área de Caraguatabula, S.P. Rev. Bras. Geogr., 37(4) : 124.166.
- CUNHA, F.M.B. 1980. Aspectos morfológicos da costa de Sergipe ao sul de Aracaju. Bol. Tec. Petrobras, 23(2) : 73.80.
- DA COSTA ALVES, E. 1981. Estruturas da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes. In : Projeto Remac, Rio, 9 : 145.170.
- DAMUTH, J.E. 1976. Sedimentation on the North Brazilian continental margin. In : Continental margins of Atlantic type, An. Acad. Bras. Ciências, 48 (suppl.) : 43.50.
- DAMUTH, J.E. & FAIRBRIDGE, R.W. 1970. Equatorial Atlantic deep sea arkosic sands and ice age aridity in tropical South America. Geol. Soc. Amer. Bull. 81(1) : 189.206.
- DAMUTH, J.E. & GORINI, M.A. 1975. The equatorial mid-ocean canyon : a relict deep sea channel on the brazilian continental margin. Projeto Remac, 5 : 139.145.
- DAMUTH, J.E. et HAYES, D.E. 1977. Echo character of the east brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. Mar. Geol. 24(2) : 73.95.
- DANTAS, J.R.A. 1974. Texto explicativo da carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha Jaguaribe (S.B.24), folha Fortaleza (S.A. 24). D.N.P.M., Brasília : 93 p.
- DA ROCHA, J., MILLIMAN, J.D., SANTANA, C.I. & VICALVI, M.A. 1975. Southern Brazil. Upper continental margin sedimentation off Brazil. Projeto Remac, 1 : 449.482.
- DAVINO, A. 1983. Configuração topográfica pretérita à sedimentação da formação Uberaba na região de Romaria, Estrela do Sul e Monte Carmelo (M.G.). Rev. Bras. Geociências, 13(1) : 37.40.
- DAWSON, J.B. 1970. The structural setting of african kimberlite magmatism. In : T.N. CLIFFORD & I.G. GASS : African magmatism and tectonics, Oliver and Boyd, Edinburgh : 321-335.
- DE BEER, J.H., HUYSSSEN, R.M.J., JOUBERT, S.J. & VAN ZIJL, J.S.V. 1982. Magnetometer array studies and deep Schlumberger soundings in the Damara orogenic belt, South West Africa. Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc., 70 : 11.29.
- DE BOORDER, H. 1982. Deep reaching fracture zones in the crystalline basement surrounding the West Congo system and their control of mineralization in Angola and Gabon. Geoexplor., 20(3.4) : 259.273.
- DE CARVALHO, J.C. & FRANCISCONI, O. 1981. Análise de depocentros e suas associações com a geomorfologia e a estrutura da margem continental brasileira. Projeto Remac, 9 : 171.186.

- DEFENSE MAPPING AGENCY AEROSPACE CENTER. 1982. Cartes de l'Angola ONC N4, N3, P3 au 1 : 1.000.000. Saint-Louis, Missouri.
- DE KLASZ, I. & GAGEONNET, R. 1965. Biostratigraphie du bassin gabonais. Mem. B.R.G.M., 32 : 277.303.
- DE KLASZ, I., MICHOLET, J. & WENGER, R. 1978. Mise à jour et compléments concernant la stratigraphie du bassin côtier gabonais. Ann. Mines Geol., 28(2) : 7.12.
- DELTEIL, J.R., LE FOURNIER, I. & MICHOLET, J. 1975. Schéma d'évolution sédimentaire d'une marge stable : exemple-type du golfe de Guinée, de l'Angola au Cameroun. 9ème congr. Intern. Sédim., Nice, Thème 4, 1 : 91-96.
- DEMANGEOT, J., 1960. Essai sur le relief du nord-est brésilien. Ann. Géogr., 69(372) : 157.176.
- DEMANGEOT, J. 1972. Le continent brésilien. Sedes, Paris : 176 p.
- DE MARTONNE, E. 1940. Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique. Ann. Géogr., 49 (276.277) : 1.27 et 49(278.279) : 106.129.
- DE MELO, U., SUMMERHAYES, C.P. & ELLIS, J.P. 1975. Salvador to Vitoria, southeastern Brazil. Upper continental margin sedimentation off Brazil. Projeto Remac, 1 : 409.447.
- DE REZENDE, W.M., FERRADAES, O.J., DE CASTRO, P.J.M. & PORTO, R. 1977. The South Atlantic Ocean transform fault system and related features at the brazilian continental margins. Offshore technol. conf., 3 : 85.92.
- DETRICK, R.S. & SCLATER, J.G. 1977. The subsidence of aseismic ridges. Earth Planet. Sci. Letters, 34(2) : 185.196.
- DETRICK, R.S. & WATTS, A.B. 1979. An analysis of isostasy in the world's oceans - 3 : aseismic ridges. Journ. Geophys. Res., 84(B7) : 3637.3653.
- DICKSON, G.O., PITMAN, W.C. & HEIRTZLER, J.R. 1968. Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading. Journ. Geophys. Res., 73 (6) : 2087.2100.
- DIETRICH, V.J., CARMAN, M.F., WYTENBACH, A. & Mac KEE, E.H. 1984. Geochemistry of basalts from holes 519 A, 520, 522 B et 524, D.S.D.P. leg 73 (South Atlantic). Init. Rep. D.S.D.P., 73 : 579.601.
- DIETZ, R.S. & HOLDEN, J.C. 1970. Reconstruction of Pangaea : breakup and dispersion of continents, Permian to present. Journ. Geophys. Res. 75 (26) : 4939.4956.
- DINGLE, R.V. 1976. A review of the sedimentary history of some post permian continental margins of Atlantic type. In : Continental margins of Atlantic type, An. Acad. Bras. Ciências, 48 (suppl.) : 67.80.
- DINGLE, R.V. 1980. Large allochthonous sediment masses and their roles in the construction of the continental slope and rise off southwestern Africa. Mar. Geol., 37 (3.4) : 333.354.
- DINGLE, R.V. 1982. Continental margin subsidence : a comparison between the east and the west coast of Africa. In : R.A. SCRUTTON (edit.) : Dynamics of passive margins. Geodyn. Ser., 6 : 59.71.

- DINGLE, R.V. & HENDEY, Q.B. 1984. Late mesozoic and tertiary sediment supply on the eastern Cape Basin (S.E. Atlantic) and paleodrainage systems in southwestern Africa. Mar. Geol. 56 (1.4) : 13.26.
- DINGLE, R.V. & SCRUTTON, R.A. 1974. Continental break up and the development of post-paleozoic sedimentary basins around Southern Africa. Bull. Soc. Geol. Amer. 85 : 1467.1474.
- DINGLE, R.V. & SIMPSON, E.S.W. 1976. The Walvis Ridge, a review. In : L. DRAKE (édit.) Geodynamics, progress and prospects. Am. Geophys. Un. : 160.176.
- DORBATH L. & MONTAGNER, J.P. 1983. Upper mantle heterogeneities in Africa deduced from Rayleigh wave dispersion. Phys. Earth Planet. Int., 32(3) : 218.225.
- DRESCH, J. 1957. Les problèmes morphologiques du Nord-Est brésilien. Bull. Assoc. Géol. Fr., 263.264 : 48.59.
- DRESCH, J. 1966. L'évolution morphologique des bordures orientales des continents en zone tropicale, au Plio-Quaternaire. Observations comparées au Brésil et à Madagascar. Quaternaria, 8 : 205.209.
- DRIVER, E.S. & PARDO, G. 1974. Seismic traverse across the Gabon continental margin. In : C.A. BURK & L.L. DRAKE. The geology of continental margins, Springer Verlag : 293.295.
- DUNCAN, R.A. 1981. Hot spots in the Southern oceans. An absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents. Tectonophys., 74 (1.2) : 29.42.
- DU PLESSIS, A., SCRUTTON, R.A. ; BARNABY, A.M. & SIMPSON, E.S.W. 1972. Shallow structure of the continental margin of southwestern Africa. Mar. Geol., 13 (2) : 77.89.
- EDMAN, J. 1976. Lithosphere thickness, subsidence of aseismic ridges and volcano height. Journ. Volc. Geotherm. Res., 1(4) : 363.379.
- ELDHOM, O. & MONTADERT, L. 1981. The main types of passive margins : an introduction. Oceanol. Acta, 4 (suppl.), colloque C3 : 7.10.
- ELDHOLM, O. & SUNDVOR, E. 1979. Geological events during the early formation of a passive margin. Tectonophys., 59 (1.4) : 233.237.
- EMELIANOV, E.M. & TRIMONIS, E.S. 1977. Terrigenous sediments in the western South Atlantic. Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 453.475.
- EMERY, K.O. ; UCHUPI, E. ; BOWIN, C.O. ; PHILLIPS, J. & SIMPSON, E.S.W. 1975. Continental margin off western Africa : Cape St Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South West Africa). Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 59(1) : 3.59.
- EMERY, K.O. ; UCHUPI, E. ; PHILLIPS, J. ; BOWIN, C. & MASCLE, J. 1975. Continental margin off Western Africa : Angola to Sierra Leone. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 59 (12) : 2209.2265.
- ENGLAND, P. & HOUSEMAN, G. 1984. On the geodynamic setting of Kimberlite genesis. Earth Planet. Sci. Letters, 67 (1) : 109.122.
- EVANS, R. 1978. Origin and significance of evaporites in basins around atlantic margins. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 62(2) : 223.234.
- EWING, J. & EWING, M. 1967. Sediment distribution on the mid-ocean ridges with respect to spreading of the sea-floor. Science, 156 (3782) : 1590.1592.

- EWING, M. ; LE PICHON, X & EWING, J. 1966. Crústal structure of the mid-ocean ridges - 4 : sediment distribution in the South Atlantic ocean and the cenozoic history of the Mid-Atlantic Ridge. Journ. Geophys. Res., 71(6) : 1611.1636.
- EWING, M. ; CARPENTER, G. ; WINDISCH, C. & EWING, J. 1973. Sediment distribution in the oceans : the Atlantic. Bull. Soc. Geol. Amer., 84(1) : 71.87.
- FAIL, J.P. ; MONTADERT, L. ; DELTEIL, J.R. ; VALERY, P. ; PATRIAT, P. & SCHLICH, R., 1970. Prolongation des zones de fractures de l'Océan Atlantique dans le Golfe de Guinée. Earth Planet. Sci. Letters, 7(5) : 413.419.
- FAINSTEIN, R. & MILLIMAN, J.D. 1979. Structure and origin of three continental margin plateaus, Northeastern Brazil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 63(2) 218.238.
- FAINSTEIN, R. & SUMMERHAYES, C.P. 1982. Structure and origin of marginal banks off eastern Brazil. Mar. Geol., 46(3.4) : 199.215.
- FAINSTEIN, R. ; MILLIMAN, J.D. & JOST, H. 1975. Magnetic character of the brazilian continental shelf and upper slope. Rev. Bras. Geociências, 5(3) : 198.211.
- FAIRHEAD, J.D. & REEVES, C.V. 1977. Teleseismic delay times, Bouguer anomalies and inferred thickness of the african lithosphere. Earth Planet. Sci. Letters, 36(1) : 63.7
- FAURE, H. 1971. Relations dynamiques entre la croûte et le manteau d'après l'étude de l'évolution paléogéographique des bassins sédimentaires. C.R.A.S., 272 : 3239. 3242.
- FAURE, H. 1972. Paléodynamique du craton africain. C.R. 2ème congr. Géol. intern., Montréal, section 3 : 44.50.
- FAURE, H. 1973. Vertical movements and horizontal translation of the lithosphere. In : D.H. TARLING & S.K. RUNCORN (édit.). Implications of continental drift to the earth sciences, Ac. Press, 2 : 731.733
- FEIO, M. 1946. O relêvo de Angola segundo Jessen. Bol. Soc. Geol. Port., 5(3) : 267.294.
- FEIO, M. 1964. A evolução da escadaria de aplanções do Sudoeste de Angola. Garcia de Orta, 12(2) : 323.354.
- FEIO, M. 1966. A evolução do relevo da bacia endorreica do Cunhama (Angola). Finisterra, 1(1.) : 33.59.
- FERNANDES, G. 1966. Analogia das bacias salíferas de Sergipe, Gabão, Congo e Angola. Bol. Tec. Petrobas, 9(3.4) : 349.365.
- FERREIRA DA SILVA, A.T.S. 1977. As orogênes assinaladas na região do Cariango (Angola) e considerações acerca do sistema do Oendolongo e da série do Sansíqua (sistema do Congo ocidental). Garcia de Orta, Sér. Geol, 2(1) : 45.64.
- FERREIRA DA SILVA, A.T.S. & ALMEIDA FERNANDES, N. 1978. Geologia da região do Cariango (Angola). Bol. Soc. Geol. Port., 21(1): 27.59.

- FERREIRA, E.O. 1971. Notícia explicativa da carta tectônica do Brasil. D.N.P.M., Rio : 19 p.
- FLEITOUT, L. & PEULVAST, J.P. 1982. L'exemple du bourrelet scandinave. Bull. Assoc. Geogr. Fr., 59(489.490) : 245.253.
- FLEMMING, N.C. & ROBERTS, D.G. 1973. Tectono eustatic changes in sea level and sea floor spreading. Nature, 243(5401) : 19.22.
- FODOR, R.V. & THIEDE, J. 1977. Volcanic breccia from D.S.D.P. site 357 : implications for the composition and origin of the Rio Grande Rise. Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 537.543.
- FODOR, R.V. ; HUSLER, J.W. & KEIL, K. 1977. Petrology of basalt recovered during D.S.D.P. leg 39 B. Init. Rep. D.S.D.P. 39 : 513.523.
- FODOR, R.V. ; HUSLER, J.W. & KUMAR, N. 1977. Petrology of volcanic rocks from an aseismic ridge : implications for the origin of the Rio Grande Rise, South Atlantic Ocean. Earth Planet. Sci. Letters, 35(2) : 225.233.
- FODOR, R.V. ; KEIL, K. ; HUSLER, J.W. & MAC KEE, E.H. 1977. Petrology and K.Ar age of volcanic tuff and ash from the Walvis seamount province, D.S.D.P. site 359, leg 39. Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 525.536.
- FORSTER, R. 1978. Evidence for an open sea-way between northern and southern proto-Atlantic in albian times. Nature, 272 (5649) : 158.159.
- FRAKES, L.A. & KEMP, E.M. 1972. Influence of continental positions on early Tertiary climate. Nature, 240 (5376) : 97.100.
- FRANÇA, A.M.C. 1979. Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. Projeto Remac, 7 : 89.127.
- FRANÇA, A.M.C. ; COUTINHO, P.N. & SUMMERHAYES, C.P. 1979. Sedimentos superficiais da margem continental brasileira. Projeto Remac, 5 : 147.164.
- FRANCHETEAU, J. 1973. Plate tectonic model of the opening of the Atlantic ocean south of the Açores. in : D.H. TARLING & S.K. RUNCORN (édit.). Implications of continental drift to the earth sciences, 1. Acad. Press : 197.202.
- FRANCHETEAU, J. & LE PICHON, X. 1972. Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic ocean. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 56(6) : 991.1007.
- FRANCISCONI, O. & KOWSMANN, R.O. 1979. Preliminary structural study of the south brazilian continental margin. Projeto Remac, 5 : 167.178.
- FRANKS, S. & NAIRN, A.E.M. 1973. The equatorial marginal basins of west Africa. In : A.E.M. NAIRN & F.G. STEHLI (Edit.). The ocean basins and margins, 1 : the South Atlantic. Plenum Press, London. New-York : 301.350.
- FRENEIX, S. 1966. Faunes de bivalves et corrélations des formations marines du Crétacé des bassins côtiers de l'ouest africain. In : Bassins sédimentaires du littoral africain, Assoc. Serv. Geol. Afr., 1 : Littoral Atlantique : 52.79.

- FROIDEVAUX, C. & NATAF, H.C. 1981. Continental drift : what driving mechanism ? Geol. Rundsch., 70(1) : 166.176.
- FROIDEVAUX, C. ; SCHUBERT, G. & YUEN, D.A. 1977. Thermal and mechanical structure of the upper mantle : a comparison between continental and oceanic models. Tectonophys., 37 : 233.246.
- FÚLFARO, V.J. 1975. Mesozoic. Cenozoic tectonic and paleogeographic evolution of southeastern Brazil. C.R. 9ème congr. Int. Sédim., Nice, thème 4, 1 : 125.130.
- FÚLFARO, V.J. & SUGUIO, K. 1977. Vertical movements in continental southern Brazil during the Cenozoic. In : N.A. MÖRNER (Edit.) : Earth rheology, isostasy and eustasy, John Wiley and son : 419.425.
- FÚLFARO, V.J. ; SAAD, A.R. ; SANTOS, M.V. & VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da bacia do Paraná. Rev. Bras. Geociências, 12(4) : 590.611.
- FYFE, W.S. & LEONARDOS, J.O.H. 1977. Speculations on the causes of the crustal rifting and subduction, with applications to the atlantic margin of Brazil. Tectonophys., 42 : 29.36.
- GALVÃO, C.F. 1971. Noticia explicativa da folha n°208 (Amboíva-Atome) carta geologica de Angola na escala 1.100.000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 26 p.
- GALVÃO, C.F. 1972. Noticia explicativa da folha n°227.228 (Lobito), carta geologica de Angola na escala 1.100.000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 40 p.
- GALVÃO, C.F. 1973. Noticia explicativa da folha n° 252 (Londeia) carta geologica de Angola na escala 1.100.000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 20 p.
- GAMBÔA, L.A.P. & KUMAR, N. 1977. Synthesis of geological and geophysical data in a 1° square area around site 356, Leg 39 D.S.D.P. Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 947.954.
- GAMBÔA, L.A.P. & RABINOWITZ, P.D. 1981. The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. Earth Planet. Sci. Letters, 52(2) : 410.418.
- GAMBÔA, L.A.P. ; BUFFLER, R.T. & BARKER, P.F. 1983. Seismic stratigraphy and geologic history of the Rio Grande Gap and Southern Brazil Basin. Init. Rep. D.S.D.P., 72 : 481.497.
- GEZE, B. 1943. Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. Mem. Mus. Hist. Nat. Nouv. Ser., 17 : 271 p.
- GIRESE, P. 1978. Le contrôle climatique de la sédimentation marine et continentale en Afrique centrale atlantique à la fin du Quaternaire : problèmes de corrélation. Paleogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 23(1-2) : 57.77.
- GIRESE, P. & K'VADEC, J.P. 1971. Lithologie stratigraphique et paléoclimatologie des formations néogènes et quaternaires de la cuvette du Congo Brazzaville. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 8 : 360.361.

- GIRDLER, R.W. 1983. Processes of planetary rifting as seen in the rifting and break up of Africa. In : P. MORGAN & B.H. BAKER (Edit.) : Processes of continental rifting. Dev.in Geotect, 19 : 241.252.
- GODARD, A. 1982. Quelques enseignements apportés par les bordures de l'Atlantique Nord. Bull. Assoc. Geogr. Fr., 59 (489.490) : 241.245.
- GORINI, M.A. 1981. The tectonic fabric of the equatorial atlantic and adjoining continental margins : gulf of Guinea to northeastern Brazil. Projeto Remac, 9 : 11.
- GORINI, M.A. & BRYAN, G.M. 1976. The tectonic fabric of the equatorial atlantic and adjoining continental margins : Gulf of Guinea to northeastern Brazil. In : Continental margins of Atlantic type, An. Acad. Bras. Ciências, 48 (suppl.) : 101.119.
- GOSLIN, J. & PATRIAT, P. 1984. Absolute and relative plate motions and hypotheses on the origin of five aseismic ridges in the Indian Ocean. Tectonophys., 101(3.4) 221.244.
- GOSLIN, J. & SIBUET, J.C. 1975. Geophysical study of the easternmost walvis Ridge, South Atlantic : deep structure. Bull.Soc. Geol. Amer., 86 (12) : 1713.1724.
- GOSLIN, J. ; MASCLE, J. ; SIBUET, J.C. & HOSKINS, H. 1974. Geophysical study of the easternmost Walvis Ridge, South Atlantic : morphology and shallow structure. Bull. Soc. Geol. Amer., 85(4) : 619.632.
- GRANT, N.K. 1971. South Atlantic, Benue Trough and Gulf of Guinea triple junction. Bull. Soc. Geol. Amer., 82(8) : 2295.2298.
- GRAVENOR, C.P. & ROCHA-CAMPOS, A.C. 1983. Patterns of late Paleozoic glacial sedimentation and the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 43 (1.2) : 1.39.
- GROSDIDIER, E. 1967. Quelques ostracodes nouveaux de la série antésalifère (wealdienne) des bassins côtiers du Congo et du Gabon. Rev. Micropal., 10(2) : 107.118.
- GUAZELLI, W. & DE CARVALHO, J.C. 1978. A extensão da zona de fratura de Vitoria Trindade no oceano e seu possivel prolongamento no continente. Projeto Remac, 4 : 31.38.
- GUAZELLI, W. & DE CARVALHO, J.C. 1981. Estruturas da margem continental leste brasileira e das áreas oceânicas e continentais, adjacentes. Projeto Remac, 9 : 117.143.
- GUILCHER, A. 1982. Problèmes climato-océanographiques du désert côtier d'Angola. Norois, 29 (116) : 507.517.
- HALES, A.L. 1969. Gravitational sliding and continental drift. Earth Planet. Sci. Letters, 6(1) : 31.34.
- HALLAM, A. 1983. Early and mid-Jurassic molluscan biogeography and the establishment of the central Atlantic seaway. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 43 (3.4) : 181.193.

HAMZA, V.M. 1982a. Terrestrial heat flow in the alkaline intrusive complex of Poços de Caldas, Brazil. Tectonophys., 83 (1.2.) : 42.62.

HAMZA, V.M. 1982b. Thermal structure of South American continental lithosphere during Archean and Proterozoic. Rev. Bras. Geociências, 12(1.3) : 149.159.

HAQ, B.U. 1981. Paleogene paleoceanography : early Cenozoic oceans revisited. Oceanol. Acta, 4 (suppl.), colloque C4 : 71.82.

HAQ, B.U. ; PERCH-NIELSEN, K. & LOHMANN, G.P. 1977. Contribution to the paleocene calcareous nannofossil biogeography of the central and southwest Atlantic Ocean (Ceará rise and São Paulo plateau, D.S.D.P. leg 39). Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 841.848.

HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1982. The gravimetric information and the archean proterozoic structural framework of eastern Brazil. Rev. Bras. Geociências, 12(1.3) : 160.166.

HARDENBOL, J. ; VAIL, P.R. & FERRER, J. 1981. Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy. Oceanol. Acta, 4(suppl.), colloque C3 : 33.44.

HAUGHTON, S.M. 1963. Stratigraphic history of Africa south of the Sahara. Oliver and Boyd, Edinburgh. London : 365 p.

HAYES & EWING, M. 1970. North Brazilian ridge and adjacent continental margin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 54(11) : 2120.2150.

HAYS, J.D. & PITMAN, W.C. 1973. Lithospheric plate motions, sea level changes and climatic and ecological consequences. Nature, 246 : 18.22.

HEEZEN, B.C. & THARP, M. 1978. Carte générale bathymétrique des océans au 1.100.000 (feuille 5.12). Serv. Hydrogr. Canada, Ottawa.

HEEZEN, B.C. ; MENZIES, R.J. ; SCHNEIDER, E.D. ; EWING, W. & GRANELLI, N.C. 1964. Congo submarine canyon. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 48(7) : 1126.1149.

HEIRTZLER, J.R. ; DICKSON, G.O. ; HERRON, E.M. ; PITMAN, W.C. & LE PICHON, X. 1968. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and notions of the ocean floors and continents. Journ. Geophys. Res., 73(6) : 2119.2136.

HERZ, N. 1977. Timing of spreading in the South Atlantic : information from Brazilian alkalic rocks. Bull. Soc. Geol. Amer., 88(1) : 101.112.

HOURCQ, V. 1966a. Les grands traits de la géologie des bassins côtiers du groupe équatorial : In : Bassins sédimentaires du littoral africain, Assoc. Serv. Geol. Afr., 1 : Littoral atlantique : 163.170.

HOURCQ, V. 1966b. Le bassin côtier congolais. In : Bassins sédimentaires du littoral africain, Assoc. Serv. Géol. Afr., 1 : Littoral atlantique : 197.206.

HUTCHINSON, R.W. & ENGELS, G.G. 1972. Tectonic evolution in the southern Red Sea and its possible significance to older rifted continental margins. Bull. Soc. Geol. Amer., 83(10) : 2989.3001

ILIDIO DO AMARAL, 1969. Inselberge (ou monte-ilhas) e superfícies de aplanção na bacia do Cubal da Hanha, em Angola. Garcia de Orta, 17(4) : 475.524.

- JAMES, P.E. 1959. The geomorphology of eastern Brazil as interpreted by L.C. KING. Geogr. Rev., 49(2) : 240.247.
- JENKINS, D.G. 1978. Neogene planktonic foraminifers from D.S.D.P. leg 40 sites 360 and 362 in the southeastern Atlantic. Init. Rep. D.S.D.P., 40 : 723.781.
- JESSEN, O. 1943. Die Randschwellen der Kontinente. Justus Perthes edit., Gotha : 205 p.
- JOHNSON, D.A. & PETERS, C.S. 1979. Late cenozoic sedimentation and erosion on the Rio Grande Rise. Journ. Geol., 87(4) : 371.392.
- JOHNSON, D.A., MAC DOWELL, S.E. ; SULLIVAN, L.G. & BISCAYE, P.E., 1976. Abyssal hydrography, nephelometry, currents and benthic boundary layer structure in the Vema Channel. Journ. Geophys. Res., 81(33) : 5771.5786.
- JORDAN, T.H. 1975. Lateral heterogeneity and mantle dynamics. Nature, 257(5529) : 745.750.
- JOYNER, W.B. 1967. Basalt-eclogite transition as a cause for subsidence and uplift. Journ. Geophys. Res. 72(20) : 4977.4998.
- KARNER, G.D. & WATTS, A.B. 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. Journ. Geophys. Res., 88(B12) : 10449.10477.
- KEATING, B.H. & HELSLEY, C.E. 1978. Magnetostratigraphy of creaceous age sediments from sites 361, 363 and 364. Init. Rep. D.S.D.P., 40 : 459.467.
- KENNEDY, W.K. 1965. The influence of basement structure on the evolution of the coastal (Mesozoic and Tertiary) basins of Africa. In : Salt basins around Africa, Inst. Petrol., London : 1.16.
- KENT, P.E. 1976. Major synchronous events in continental shelves. Tectonophys. 36 : 87.91.
- KING, L.C. 1951. South African scenery, a textbook of geomorphology. Oliver and Boyd, Edinburgh. London, 2ème ed. : 378 p.
- KING, L.C. 1957. A geomorfologia do Brasil oriental. Rev. Bras. Geogr., 18(2) : 147.265.
- KOGAN, M.G. 1979. Gravity anomalies and origin of the Walvis Ridge. Journ. Geophys. Res., 84 (B 11) : 6019.6025.
- KOSTOGLODOV, V.V. ; KOGAN, M.G. & MAGNITSKAYA, E.I. 1981. Isostasy of the southern Mid. Atlantic Ridge. Long wavelength and short wavelength effects. Journ. Geophys. Res., 86(B9) : 7825.7841.
- KOWSMANN, R. & DE ATAIDE COSTA, M.P. 1974. Paleolinhas de costa na plataforma continental das regiões sul e norte brasileira. Rev. Bras. Geociências, 4(4) : 215.222.
- KOWSMANN, R. & DE ATAIDE COSTA, M.P. 1976. Estratigrafia sísmica do platô do Pernambuco. Rev. Bras. Geociências, 6(2) : 95.101.
- KOWSMANN, R. ; FRANCISCONI, O. & LEYDEN, R. 1979. Refração sísmica marinha nas bacias de Pelotas, Santos Sul e na plataforma de Torres. Projeto Remac, 5 : 61.73.

KOWSMANN, R. ; LEYDEN, R. & FRANCISCONI, O. 1977. Marine seismic investigations. Southern Brazil margin. Bull Amer. Assoc. Petrol. Geol., 61 (4) : 546.557.

KRINSLEY & MAC COY, F.W. 1977. Surface features on quartz sand and silt grains, leg 39, Deep sea Drilling Project. Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 445.452.

KROEMMELBEIN, K. & WENGER, R. 1966. Sur quelques analogies remarquables dans les microfaunes crétacées du Gabon et du Brésil oriental (Bahia, Sergipe). In Bassins sédimentaires du littoral africain, Assoc. Serv. Geol. Afr., 1 : littoral atlantique: 193.196.

KUMAR, N. 1979. Origin of paired aseismic rises : Ceará and Sierra Leone rises in the Equatorial and the Rio Grande Rise and Walvis Ridge in the South Atlantic. Mar. Geol., 30(3.4) : 175.191.

KUMAR, N. & GAMBÔA, L.A.P. 1979. Evolution of the São Paulo plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. Bull. Soc. Geol. Amer., 90(3) : 281.293.

KUMAR, N. ; GAMBÔA, L.A.P. ; SCHREIBER, B.C. & MASCLE, J. 1977. Geologic history and origin of São Paulo plateau (southeastern Brazilian margin), comparison with the Angolan margin and the early evolution of the northern South Atlantic. Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 927.945.

LA BRECQUE, J.L. ; PHILLIPS, J. & AUSTIN, J.A. 1984. The crustal age and tectonic fabric at the Leg. 73 sites. Init. Rep. D.S.D.P., 73 : 791.798.

LA BRECQUE, J.L. ; HSU, K.J. ; CARMAN, M.F. ; KARPOFF, A.M. ; Mc KENZIE, J. ; PERCIVAL, S.F. ; PETERSEN, N.P. ; PISCIOTTO, K.A., SCHREIBER, E. ; TAUXE, L. ; TUCKER, P. ; WEISSERT, H.J. & WRIGHT, R. 1983. D.S.D.P. Leg. 73 : contributions to paleogene stratigraphy in nomenclature, chronology and sedimentation rates. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 42(1.2) : 91.125.

LADD, J.W. ; DICKSON, G.O. & PITMAN, W.C. 1973. The age of the South Atlantic. In : A.E. NAIRN & F.G. STEHLI (Edit.) : The ocean basins and margins, 1 : The South Atlantic. Plenum Press, London, New-York : 555.573.

LAGEAT, Y. 1983. Le bourrelet oriental d'Afrique du Sud : esquisse d'évolution morphologique au Transvaal et au Swaziland. Physio. Geo., 7 : 55.73.

LANGSETH, M.G. ; LE PICHON, X & EWING, M. 1966. Crustal structure of the mid ocean ridges. 5 : Heat flow through the Atlantic sea-floor and convection currents. Journ. Geophys. Res., 71(22) : 5321.5355.

LAPÃO, L.P. 1971. Notícia explicativa da folha nº206 (Egito-Praia), carta geológica de Angola na escala 1.100.000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 42 p.

LAPÃO, L.P. 1972. Notícia explicativa da folha nº184 (Novo Redondo), carta geológica de Angola na escala 1.100.000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 31 p.

LARSON R.L. & LADD, J.W. 1974. Evidence for the opening of the South Atlantic in the early Cretaceous. Nature, 246(5430) : 209.212.

LARSON, R.L. & PITMAN, W.C. 1972. World-wide correlation of mesozoic magnetic anomalies and its implications. Bull. Soc. Geol. Amer., 83(12) : 3645.3661.

LAY, T. 1983. Localized velocity anomalies in the lower mantle. Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc.; 72(2) : 483.516.

LEAL BRUNI, M.A. 1976. Texto explicativo da carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha Aracaju (24). D.N.P.M., Brasilia : 226 p.

LEAL BRUNI, M.A. & FILHO, C.S. 1976. Texto explicativo da carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha Brasilia (23). D.N.P.M., Brasilia : 162 p.

LEAL BRUNI, M.A. ; ALMEIDA, J.T. & BRUNI, E.C. 1974. Texto explicativo da carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha Rio São Francisco. D.N.P.M. Brasilia : 46 p.

LEHNER, P. & DE RUITER, P.A.C. 1977. Structural history of atlantic margin of Africa. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 61(7) : 961.981.

LE PICHON, X. 1968. Sea Floor spreading and continental drift. Journ. Geophys. Res., 73(12) : 3661.3697.

LE PICHON, X. & HAYES, D.E. 1971. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic. Journ. Geophys. Res., 76(26) : 6283.6293.

LESQUER, A. ; ALMEIDA, F.F.M. de ; DAVINO, A. ; LACHAUD, J.C. & MAILLARD, P. 1981. Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du craton de São Francisco (Brésil). Tectonophys., 76 (3.4) : 273.293.

LEVIN, L.E. 1982. Oceanic sedimentation breaks and the mechanism of intraplate tectonics. Doklady, 262 : 116.118.

LEYDEN, R. 1976. Salt distribution and crustal models for the eastern brazilian margin. In : Continental margins of atlantic type. An. Acad. Bras. Ciencias, 48 (suppl.) : 159.168.

LEYDEN, R. & NUNES, J.R. 1972. Diapiric structures offshore southern Brazil. Projeto Remac, 1 : 89.94.

LEYDEN, R. ; BRYAN, G. & EWING, M. 1972. Geophysical reconnaissance on african shelf margin sediments from Gulf of Guinea to Walvis Ridge. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 56(4) : 682.693.

LEYDEN, R. ; LUDWIG, W.J. & EWING, M. 1971. Structure of continental margin of Punta del Este, Uruguay and Rio de Janeiro, Brazil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 55(12) : 2161.2173.

- LEYDEN, R. ; ASMUS H.E. ; ZEMBRUSCKI, S. & BRYAN, G. 1979. South Atlantic diapiric structures. Projeto Remac, 5 : 201.217.
- LEYDEN, R. ; DAMUTH, J.E. ; ONGLEY, L.K. ; KOSTECKI, J. & VAN STEVENICK, W. 1978. Salt diapirs on São Paulo plateau, southeastern brazilian continental margin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 62(4) : 657.666.
- LIMA, M.I.C.D. ; FONSECA, E.G. ; OLIVEIRA, E.P. ; GHIGNONE, J.I. ; ROCHA, R.M. ; CARMO, U.F. ; SILVA, J.M.R. & SIGA, O. 1981. Projeto Radambrasil, Folha SD 24 (Salvador), geologia. Minist. Min. Energ., Rio : 620 p.
- LLIBOUTRY, L. 1982. Tectonophysique et géodynamique. Masson, Paris : 339 p.
- LOCZY, L. de.1970 a. Gondwanaland problems in the light of recent paleogeographic and geotectonic recognitions. Proceed. 2nd Gondwana sympos., Pretoria : 175.178.
- LOCZY, L. de 1970b. Role of transcurrent faulting in South American tectonic framework. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 54(11) : 2111.2119.
- LONG, L.T. & LOWELL, R.P. 1973. Thermal model for some continental margin sedimentary basins and uplift zones. Geology, 1(2) : 87.88.
- LONG, L.T. & LOWELL, R.P. 1982. A thermal model for the elevation of continental fragments. In : R.A. SCRUTTON: Dynamics of passive margins, Geodyn. Ser. , 6 : 159. 165.
- LUKYANOV, A.V. ; ZINKOV, V.V. & BYKOVA, Y.M. 1982. Injection of basalt dykes into the continental crust as a possible cause of its layering. Doklady, 262 : 107.109.
- MAACK, R. 1961. Contribuição à paleogeografia do continente de Gondwana. Bol. Paran. Geogr., 4.5. : 126.152.
- MABESOONE , J.M. ; ROLIM, J.L. & DE CASTRO, C. 1977. Late cretaceous and cenozoic history of Northeastern Brazil. Geol. Mijnb., 56(2) : 129.139.
- MAC CONNELL, R.B. 1969. Fundamental fault zones in the Guiana and west african shields in relation to presumed axes of atlantic spreading. Bull. Soc. Geol. Amer., 80(9) : 1775.1782.
- MAC CONNELL, R.B. 1974. Evolution of taphrogenic lineaments in continental platforms. Geol. Rundsch., 63(2) : 389.430.
- MAC DOWELL, S. ; KUMAR, N. ; JACOBI, R.D. ; JOHNSON, D.A. & BUNCE, E.T. 1977. Regional setting of site 357, north flank of Rio Grande Rise. Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 955. 969.
- Mc KENZIE, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Letters, 40(1) : 25.32.
- Mc KENZIE, D. 1984. A possible mechanism for epéirogenic uplift. Nature, 307(5952) : 616.618.
- MAILLOT, H. & ROBERT, C. 1980. Minéralogie et géochimie des sédiments crétacés et cénozoïques dans l'Océan Atlantique sud (marge africaine, dorsale médio-Atlantique). Bull. Soc. Géol. Fr., 22(5) 7: 779.789.
- MARESCHAL, J.C. 1981. Uplift by thermal expansion of the lithosphere. Geophys. Journ. Roy Astron. Soc., 66(3) : 535.552.

- MARESCHAL, J.C. 1983. Mechanisms of uplift preceding rifting. In : J.P. MORGAN & B.H. BAKER (édit.). Processes of continental rifting. Dev. in Géotect., 19 : 51.66.
- MARSH, J.S. 1973. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. Earth Planet. Sci. Letters, 18(2) : 317.323.
- MARTIN, H. 1969. Paläomorphologische Formelemente in den Landschaften Südwest Afrikas. Geol.Rundsch., 58: 121.128.
- MARTIN, H. 1973. The atlantic margin of Southern Africa between Lat. 17° south and the Cape of Good Hope. In : A.E. NAIRN & F.G. STEHLI (Edit.). The ocean basins and margins, 1, The South Atlantic. Plenum Press, London, New York : 277.300.
- MARTIN, H. 1976. A geodynamic model for the evolution of the continental margin of Southwestern Africa. In : Continental margins of Atlantic type, An. Acad. Bras. Ciências, 48 (suppl.) : 169.177.
- MARTIN, H. & WILCZEWSKI, N. 1970. Palaeoecology, conditions of deposition and the palaeogeography of the marine Dwyka beds of South-West Africa. Proceed. 2nd Gondwana Sympos., Pretoria : 225.232.
- MARTINS PERES, A. & DIAS MOREIRAS, A.F. 1970. Notícia explicativa da Folha n°185 (Vila nova dos Seles) na escala de 1.100.000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 46 p.
- MASCARENHAS NETO, M.G.N. 1960. Géologie de la région de Benguela. Cuio. Bol. Serv. Geol. Min. Angola, 1 : 89.99.
- MASCARENHAS NETO, M.G.N. 1961. As bacias sedimentares de Benguela e Moçâmedes. Bol. Serv. Geol. Min. Angola, 3 : 63.93.
- MASCLE, J. 1975. Géologie sous-marine du golfe de Guinée. Thèse d'état, univ. Paris VI : 380 p.
- MASCLE, J. & PHILIPPS, J.D. 1972. Magnetic smooth zones in the South Atlantic Nature, 240 (5376) : 80.84.
- MASCLE, J. & RENARD, V. 1976. The marginal São Paulo Plateau, comparaison with the southern angolan margin. In : Continental margins of atlantic type, An. Acad. Bras. Ciências, 48 (suppl.) : 179.190.
- MASCLE, J. & SIBUET, J.C. 1974. New pole for early opening of the South Atlantic. Nature, 252 (5483) : 464.465.
- MATSUMOTO, R. ; UTATA, M. & KAGAMI, H. 1978. Sedimentary petrology of D.S.D.P. cores from sites 362 and 363, the Walvis Ridge, and site 364, the Angola basin, drilled on leg. 40. Init. Rep. D.S.D.P., 40 : 469.485.
- MATTAUER, M. 1980. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Herrmann, Paris : 493 p.
- MAXWELL, A.E. ; HERZEN, R.P. ; ANDREWS, J.E. ; BOYCE, R.E. ; MILOW, E.D. ; HSU, K.J. PERCIVAL, S.F. & SAITO, T. 1970a. Summary and conclusions. Init. Rep. D.S.D.P., 3 : 441.471.

- MAXWELL, A.E. ; HERZEN, R.P. ; HSU, K.J. ; ANDREWS, J.E. ; SAITO, T. ; PERCIVAL, S.F. ; Milow, E.D. & BOYCE, R.E. 1970 b. Deep Sea Drilling in the South Atlantic. Science, 168 (3935) : 1047.1059.
- MEISSNER, R. 1977. Viscosity and creep processes in the lithosphere. In : MÖRNER (Edit.) : Earth Rheology, isostasy and eustasy. John Wiley and son : 125.134.
- MEISSNER, R. 1981. Passive margin development : a consequence of specific convection patterns in a variable viscosity upper mantle. Oceanol. Acta, 4 (suppl.), colloque C3 : 115.121.
- MELGUEN, M. 1978. Facies evolution, carbonate dissolution cycles in sediments from the eastern South Atlantic (D.S.D.P. Leg. 40) since the early Cretaceous. Init. Rep. D.S.D.P., 40 : 981.1024.
- MELGUEN, M. ; LE PICHON, X & SIBUET, J.C. 1978a. Palaeoenvironnement de l'Océan Atlantique sud. Bull. Soc. Geol. Fr., 7(20) 4 : 471.489.
- MELGUEN, M. ; DEBRABANT, P. ; CHAMLEY, M. ; MAILLOT, H. ; HOFFERT, M. & COURTOIS, C. 1978b. Influence des courants profonds sur les facies sédimentaires du Vema Channel (Atlantique Sud) à la fin du Cénozoïque. Bull. Soc. Géol. Fr., 7(20) 2 : 121.136.
- MESERVEY, R. 1971. The coastline fit of Africa and South America. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 9(4) : 233.243.
- MEUNIER, A.R. 1961. Contribution à l'étude géomorphologique du N.E. du Brésil. Bull. Soc. Geol. Fr., 7(3) 5 : 492.500.
- MICHOLET, J. ; MOLINAS, E. & PENET, B. 1970. Le système du Karroo au Gabon Proceed. 2nd Gondwana sympos., Pretoria : 371.380.
- MILLIMAN, J. D. 1975. Upper continental margin sedimentation off Brazil. A synthesis. Projeto Remac, 1 : 483.507.
- MILLIMAN, J.D. 1978. Morphology and structure of upper continental margin of southern Brazil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 62(6) : 1029.1048.
- MINIOLI, B. ; PONÇANO, W.L. & DE OLIVEIRA, S.M.B. 1971. Extensão geográfica de vulcanismo basáltico do Brasil meridional. An. Acad. Bras. Ciências, 43(2) : 433.437.
- MONFORTE, A. ; REIS, B & PEREIRA, E. 1979. Nota preliminar sobre a descoberta de conglomerados da série do Kwango, na região de Makongônio (Gabão). Com. Serv. Geol. Port., 65 : 201.204.
- MONTEIRO MARQUES, M. 1965. Notas sobre da aplanção do Terciário médio no leste de Angola (distrito de Moxico). Garcia de Orta, 13(3) : 435.452.
- MONTEIRO MARQUES, M. 1966a. Contribuição para o estudo dos lateritos da Cela (Angola). Bol. Serv. Geol. Min. Angola, 14 : 5.38.
- MONTEIRO MARQUES, M. 1966b. Les grandes unités géomorphologiques d'Angola. Bol. Serv. Geol. Min. Angola, 13 : 13.17.

- MONTEIRO MARQUES, M. 1971. Algumas considerações de ordem geomorfológica, com prováveis implicações na génese dos solos da superfície de Lussusso-Luati (distrito de Cuanza sul, Angola). Bol. Serv. Geol. Min. Angola, 23 : 41.51.
- MONTEIRO MARQUES, M. 1976a. Notas sobre a geomorfologia de Angola. IV : Alguns aspectos estruturais que influenciam a erosão do solo na área de Cassonga (Colonato da Cela. Angola). Garcia de Orta, sér. Geologia, 1(4) : 99.106.
- MONTEIRO MARQUES, M. 1976b. Notas sobre a geomorfologia de Angola.V. : contribuição para o estudo da evolução do curso de Cuanza na área de Catete e algumas implicações pedológicas (distrito de Luanda, Angola). Garcia de Orta, sér. Geologia, 1(4) : 107.115.
- MONTEIRO MARQUES, M. 1977. Esboço das grandes unidades geomorfológicas de Angola (2d aproximação). Garcia de Orta, sér. geologia, 2(1) : 41.43.
- MOORE, T.C. ; RABINOWITZ, P.D. ; BORELLA, P.E. ; SHACKLETON, N.J. & BOERMA, A. 1984. History of the Walvis Ridge. Init. Rep. D.S.D.P., 74 : 873.894.
- MOORE, T.C.; RABINOWITZ, P.D. ; BORELLA, P.E. ; CHAVE, A.D. ; DUEE, G. ; FUTTERER, D.K. ; JIANG, M.J. ; KLEINERT, K. ; LEVER, A. ; MANIVIT, H.; O'CONNELL, S. ; RICHARDSON, S.M. & SHACKLETON, N.J. 1983. The Walvis Ridge transect Deep Sea Drilling Project Leg. 74 : the geologic evolution of an oceanic plateau in the South Atlantic. Bull. Soc. Geol. Amer., 94 : 907.925.
- MORAES, L.D. ; BARROS, F.C. & RAMOS, E. 1963a. Síntese da geologia da carta Juta (SC24B) na escala 1.250.000. DNPM, Rio : 1 p.
- MORAES, L.D. ; BARROS, F.C. & RAMOS, E. 1963b. Síntese da geologia da carta Triunfo (SB24V) Na escala 1.250.000. DNPM, Rio : 1 p.
- MORAES, L.S. ; BARROS, F.C. & RAMOS, E. 1964. Síntese da geologia da carta Arco Verde (SC 24 E) Na escala 1.250 000. DNPM, Rio : 1p.
- MORGAN, J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230 (5288) : 42.43.
- MORGAN, J. 1978. Rodriguez, Darwin, Amsterdam ... a second type of hotspot island. Journ. Geophys. Res., 83 (B11) : 5355.5360.
- MORGAN, J. 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. In : P. MORGAN & B.H. BAKER (Edit.) : Processes of continental rifting. Dev. Geotect, 19 : 123.139.
- MORGAN, P. 1983. Constraints on rift thermal processes from heat flow and uplift. In : P. MORGAN & B.H. BAKER (Edit.) : Processes of continental rifting. Dev. Geotect, 19 : 277.298.
- MORGAN, R. 1978. Albian to senonian palynology of site 364, Angola basin. Init. Rep. D.S.D.P., 40 : 915.951.
- MOTTA-MARQUES, J.M.D. 1971. Notícia explicativa da folha nº378 (chibemba), carta geologica de Angola na escala de 1.100.000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 17 p.
- MOULLADE, M. & GUERIN, S. 1982. Le problème des relations de l'Atlantique sud et de l'Atlantique central au Crétacé moyen : Nouvelles données microfauniques d'après les forages D.S.D.P. Bull. Soc. Géol. Fr., 7(24) 3 : 511.517.
- MOUTA, F. & O'DONNELL, H. 1933. Carte géologique de l'Angola au 1.2 000.000 et notice explicative. Rep. Portug. minist. colon. : 87 p.
- MURRELL, S.A.F. 1976. Rheology of the lithosphere. Experimental indications. Tectonophys., 36 : 5.24.

- NAIRN, A.E.M. 1973. The argument for a southern Uratlantic. In : D.H.Tar LING & S.K. RUNCORN. Implications of continental drift to the earth sciences. Ac. Press, 2 : 799.804.
- NATLAND, J.H. 1978. Composition, provenance and diagenesis of cretaceous clastic sediments drilled on the atlantic continental rise of Southern Africa D.S.D.P. site 361. Implications for the early circulation of the South Atlantic. Init. Rep. D.S.D.P., 40 : 1025.1050.
- NEILL, W.M. 1976. Mesozoic epeirogeny at the South Atlantic margin and the Tristan hot spot. Geology, 4(8) : 495.498.
- NEPROCHNOV, Y.P. ; MERKLIN, L.R. & SUPKO, P.R. 1977. Underway geophysical measurements, leg. 39 D.S.D.P. Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 971.1043.
- NEUGEBAUER, J.H. & SPOHN, T. 1978. Late stage development of mature atlantic type continental margins. Tectonophys., 50(2.3) : 275.305.
- NEVES, B.B.B. ; SIAL, A.N. ; RAND, H.M. & MANSO, V.V. 1982. The Pernambuco- Alagoas massif, northeast Brazil. Rev. Bras. Geociências, 12(1.3) : 240.250.
- NUNES, B.T.A. ; RAMOS, V.L.S. & DILLINGER, A.M.S. 1981. Projeto Radambrasil, folha SD24, Salvador. Geomorfologia. Minist. Min. Energ., Rio : 620 p.
- OBERHÄNSLI, M. ; Mc KENZIE, J.M. ; TOUMARKINE, M. & WEISSERT, H. 1984. A Paleoclimatic and paleoceanographic record of the Paleogene in the central South Atlantic (Leg. 73, sites 522, 523 and 524). Init. Rep. D.S.D.P., 73 : 737.747.
- OELOFSEN, B. & ARAÚJO, D.C. 1983. Palaeoecological implications of the distribution of mesosaurid reptiles in the permian Irati Sea (Paraná Basin), South America. Rev. Bras. Geociências, 13(1) : 1.6.
- OJEDA Y OJEDA, H.A. 1981. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. Rev. Bras. Geociências, 11(4) : 257.273.
- OJEDA Y OJEDA, H.A. 1983. Estrutura e evolução das bacias mesozóicas emersas da margem continental brasileira. Rev. Bras. Geociências, 13(2) : 71.83.
- OLIVEIRA, J.A.D. ; FILHO, L.M. ; RIBEIRO, M.W. ; LIU, C.C. & MENESES, P.R. 1977. Texto explicativo da mapa geológico do estado do Rio de Janeiro baseado em imagens MSS do satélite LANDSAT 1. INPE.DRM, Rio : 41 p.
- OSMATON, M.F. 1973. Limited lithosphere separation as a main cause of continental basins, continental growth and epeirogeny. In : D.H. TARLING & S.K. RUNCORN (Edit.). Implications of continental drift to the earth sciences. Ac. Press, 2 : 649.674.
- OTTMANN, F. 1960. Une hypothèse sur la formation des "arrecifes" du Nordeste brésilien. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 7 : 175.176.
- PACCA, I.G. & HIODO, F.Y. 1976. Paleomagnetic analysis of mesozoic Serra Geral basaltic lava flows in southern Brazil. In : continental margins of atlantic type. An. Acad. Bras. Ciências, 48 (suppl.) : 207.214.
- PARKER, W. ; CLARK, M.W. ; WRIGHT, R.C. & CLARK, R.K. 1984. Population dynamics paleogene abyssal benthic foraminifers, eastern South Atlantic. Init. Rep. D.S.D.P., 73 : 481.486.
- PARSONS, B. & Mc KENZIE, D. 1978. Mantle convection and the thermal structure of the plates. Journ. Geophys. Res., 83 (B9) : 4485.4496.

- PARSONS, B. & SCLATER, J.G. 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. Journ. Geophys. Res., 82(5) : 803.827.
- PASTOURET, L. & GOSLIN, J. 1974. Middle cretaceous sediments from the eastern part of Walvis Ridge. Nature, 248(5448) : 495.496.
- PAUTOT, G. & LE PICHON, X. 1973. Résultats scientifiques du programme joides Bull. Soc. Géol. Fr., 15(5.6) 7 : 403.425.
- PAUTOT, G. ; RENARD, V. ; DANIEL, J. & DUPONT, J. 1973. Morphology, limits, origin and age of salt layers along south atlantic african margin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 57(9) : 1658.1671.
- PEDREIRA, A.J.C.L. 1976. Texto explicativo da carta geológica do Brasil ao milioésimo, folha Salvador. D.N.P.M., Brasília : 127 p.
- PERCH-NIELSEN, K. ; SUPKO, P.R. ; BOERMA, A. ; CARLSON, R.L. ; DINKELMAN, M.G. ; FODOR, R.V. ; KUMAR, N. ; MAC COY, F. ; THIEDE, J. & ZIMMERMAN, H.B. 1977. Site 355, Brazil Basin : 101.140 ; Site 356, São Paulo Plateau : 141.230 ; Site 357, Grande Rise : 231.327 ; site 359, walvis Ridge : 373-391. Init. Rep. D.S.D.P., 39.
- PERELRA, E., 1977. Serra da Neve (Angola). Nota sobre a geomorfologia da região e idade das aplanções. Bol. Soc. Geol. Port., 20(3) : 277.282.
- PETIT, M. 1983. Aspects morphologiques de quelques bourrelets marginaux tropicaux (façades SW africaine, orientale malgache, ouest indienne). Physio. Géol., 7 : 43.54.
- PETTERS, S.W. 1981. Paleoenvironments of the Gulf of Guinea. Oceanol. Acta, 4(suppl.), coll. C3 : 81.85.
- PIPER, J.D.A. ; BRIDEN, J.C. & LOMAX, K. 1973. Precambrian Africa and South America as a single continent. Nature, 245(5423) : 244.248.
- PIRES, F.R.M. 1982. Formação Bauru : controversias. An. Acad. Bras. Ciências, 54(2) : 369.393.
- POLLACK, H.N. & CHAPMAN, D.S. 1977. On the regional variation of heat flow geotherms and lithospheric thickness. Tectonophys., 38(3.4) : 279.296.
- PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. 1978. Geological framework of the brazilian continental margin. Geol.Rundsch, 67(1) : 201.235.
- PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. 1979. The brazilian marginal basins : current state of Knowledge. Projeto Remac, 5:219.244.
- PREMONI SILVA, J. & BOERMA, A. 1977. Cretaceous planktonic foraminifers, D.S.D.P. leg. 39 (South Atlantic). Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 615.641.
- RABINOWITZ, P.D. 1972. Gravity anomalies on the continental margin of Angola, Africa. Journ. Geophys. Res., 77(32) : 6327.6347.
- RABINOWITZ, P.D. 1976. Geophysical study of the continental margin of Southern Africa. Bull. Soc. Geol. Amer., 87(2) : 1643.1653.

- RABINOWITZ, P.D. 1982. Gravity measurements bordering passive continental margins. In : R.A. SCRUTTON (Edit.). Dynamics of passive margins, Geodyn. Ser., 6 : 91.115.
- RABINOWITZ, P.D. & LA BRECQUE, J. 1977. The isostatic gravity anomaly : Key to the evolution of the ocean continent boundary at passive continental margins. Earth Planet. Sci. Letters, 35(1) : 145.150.
- RABINOWITZ, P.D. & LA BRECQUE, J. 1979. The mesozoic south Atlantic ocean and evolution of its continental margins. Journ. Geophys. Res., 84(B11) : 5973.6002.
- RANALLI, G. 1977. Regional models of the steady state rheology of the upper mantle. In : N. A. MÖRNER (edit.). Earth rheology, isostasy and eustasy. John Wiley and sons : 111.123.
- REIS, B. 1971. The use of aeromagnetometry in the determination of deep seated structure and its importance to Kimberlite exploration. Bol. Serv. Geol. Min. Angola, 23 : 11.21.
- REIS, B. & AIRES-BARROS, L. 1981. Sur quelques Kimberlites de l'Angola. Communic. Serv. Geol. Port., 67(1) : 3.18.
- REYMENT, R.A. 1973. Cretaceous history of the South Atlantic ocean. In : D.H. TARLING & S.K. RUNCORN (Edit.). Implications of continental drift to the earth sciences Ac. Press, 2 : 805.814.
- REYMENT, R.A. 1980. Paleooceanology and paleobiogeography of the Cretaceous South Atlantic ocean. Oceanol. Acta, 3(1) : 127.133.
- REYMENT, R.A. & TAIT, E.A. 1972. Faunal evidence for the origin of the South Atlantic. C.R. 24ème Congr. Geol. Intern., Montréal, 7 : 316.323.
- REYMENT, R.A. ; BENGTSON, P. & TAIT, E.A. 1976. Cretaceous transgressions in Nigeria and Sergipe-Alagoas (Brazil). In : Continental margins of atlantic type. An Acad. Bras. Ciências, 48 (suppl.) : 254.264.
- REYRE, D. 1966a. Histoire géologique du bassin de Douala (Cameroun). In : Bassins sédimentaires du littoral africain. Assoc. Serv. Geol. Afr., 1 : 143.161.
- REYRE, D. 1966b. Particularités géologiques des bassins côtiers de l'ouest africain. In : Bassins sédimentaires du littoral africain. Assoc. Serv. Geol. Afr., 1 : 253.297.
- REYRE, D. ; BELMONTE, Y. ; DERUMAUX, F. & WENDER, R. 1966. Evolution géologique du bassin gabonais. In : Bassins sédimentaires du littoral africain. Assoc. Serv. Geol. Afr., 1 : 171.191.
- RIBEIRO, O. ; FEIO, M. & ILIDIO DO AMARAL. 1961. Nota preliminar acerca do relevo de Angola entre os rios Zaïre - Loge. Garcia de Orta, 9(3) : 509.514.
- RIDEG, P. 1974. Ubatuba lineament : identification of a new predrift feature. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 58(11) : 2362.2366.
- ROBERT, C. 1980. Climats et courants cénozoïques dans l'Atlantique sud d'après l'étude des minéraux argileux (Legs 3, 39, 40 D.S.D.P.) Oceanol. Acta, 3(3) : 369.376.

- ROBERT, C. 1981. Santonian to Eocene paleogeographic evolution of the Rio Grande Rise (South Atlantic) deduced from clay mineralogical data (DSDP legs 3 and 39). Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 33(4) : 311.325.
- ROCHA, A.T. 1978. Contribution à la stratigraphie du Sénonien et du Paléogène du bassin sédimentaire de Benguela (Angola). Ann. Mines Geol., 28(2) : 405.413.
- ROCHAS CAMPOS, A.C. 1976. Direction of Movement of late paleozoic glaciers in Angola (Western Africa). Bol. Inst. Geociências, 7 : 39.44.
- ROCHAS CAMPOS, A.C. ; DE OLIVEIRA, M.E. ; DOS SANTOS, P.R. & SAAD, A.R. 1976. Boulder pavements and the sense of movement of late paleozoic glaciers in central eastern São Paulo state, Paraná Basin, Brazil. Bol. Inst. Geociências, 7 : 149.16
- RODRIGUES, A. 1973. Notícia explicativa da folha n°69 (cambulo), carta geológica na escala 1.100.000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 52 p.
- RODRIGUES, B. 1970. Tectonic alignments related with alkaline intrusions in Angola and Brazil. Proceed. 2nd Gondwana sympos. Pretoria : 457.460.
- RONA, P.A. 1974. Subsidence of atlantic continental margins. Tectonophys., 22(3.4) 283.299.
- RONA, P.A. 1982. Evaporites at passive margins. In : R.A. SCRUTTON (Edit.). Dynamics of passive margins. Geodyn. Ser., 6 : 117.132.
- RONA, P.A. & RICHARDSON, E.S. 1978. Early cenozoic global plate reorganization. Earth Planet. Sci. Letters, 40(1) : 1.11.
- RUST, U. 1980. Models in geomorphology. Quaternary evolution of the actual relief pattern of coastal central and northern Namib desert. Paleontol. Afr., 23 : 173.18
- RYAN, W.B.F. ; BOLLI, H.M. ; FOSS, G.N. ; NATLAND, J.H. ; HOTTMAN, W.E. & FORESMAN J.B. 1978. Objectives, principal results, operations and explanatory notes of Leg. 40, South Atlantic. Init. Rep. D.S.D.P., 40 : 5-28.
- SADOWSKI, G.R. & NETO, C.D.M. 1981. O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. Rev. Bras. Geociências, 11(4) : 209.212.
- SCHERMERHORN, L.J.G. 1961. Sedimentary cycles in the west Congo geosyncline of northwest Angola. Bol. Serv. Geol. Min. Angola, 3 : 47.62.
- SCHERMERHORN, L.J.G. 1981. The west Congo orogen : a Key to pan-african thermotectonism. Geol. Rundsch., 70(3) : 850.867.
- SCHMITZ, J.R. & HOGG, N.G. 1983. Exploratory observations of abyssal currents in the South Atlantic, near Vema Channel. Journ. Mar. Res., 41(3) : 487.510.
- SCHOLZ, C.H. ; KOCZYNSKI, T.A. & HUTCHINS, D.G. 1976. Evidence for incipient rifting in southern Africa. Geophys. Journ. Astron. Soc., 44 : 135.144.
- SCLATER, J.G. & DETRICK, R. 1973. Elevation of mid. ocean ridges and the basement age of JOIDES deep sea drilling sites. Bull. Soc. Geol. Amer., 84(5) : 1547.1554.

SCLATER, J.G. & FRANCHETEAU, J. 1970. The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc., 20(5) : 509.542.

SCLATER, J.G. ; HELLINGER, S. & TAPSCOTT, C. 1977. The paleobathymetry of the Atlantic ocean from the Jurassic to the present. Journ. Geol., 85(5) : 509.552.

SCRUTTON, R.A. 1982. Passive continental margins : a review of observations and mechanisms. In : R.A. SCRUTTON (Edit.). Dynamics of passive margins. Geodyn. Ser., 6 : 5.11.

SHAFFER, F.R. 1984. The origin of the Walvis Ridge : sediment-basalt compensation during crustal separation. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 45(1) : 87.100.

SIAL, A.N. 1976. The post paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. An. Acad. Bras. Ciências, 48 (suppl.) : 299.311.

SIAL, A.N. ; LONG, L.E. ; PESSOA, D.A.R. & KAWASHITA, K. 1981. Potassium-Argon ages and Strontium isotope geochemistry of mesozoic and tertiary basaltic rocks, northeastern Brasil. An. Acad. Bras. Ciências, 53(1) : 115.122.

SIEDNER, G. & MILLER, J.A. 1968. K-Ar age determinations on basaltic rocks from S.W. Africa and their bearing on continental drift. Earth Planet. Sci. Letters, 22(4) : 451.458.

SIEDNER, G. & MITCHELL, J.G. 1976. Episodic mesozoic volcanism in Namibia and in Brazil. A K-Ar isochron study bearing on the opening of the South Atlantic. Earth Planet. Sci. Letters, 30(2) : 292.302.

SIESSER, W.G. 1978. Leg. 40 results in relation to continental shelf and onshore geology. Init. Rep. D.S.D.P., leg 40 : 965.979.

SILVA, M.V.S. 1971. Notícia explicativa da carta geológica, folha nº207 (Gungo) na escala 1.100.000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 39 p.

SIMPSON, E.S.W. 1970. The anorthosite of southern Angola : a review of present data. In : T.N. CLIFFORD & J.G. GASS (Edit.). African magnetism and tectonics. Oliver and Boyd, Edinburgh : 89.96.

SLEEP, N.H. 1971. Thermal effects of the formation of atlantic continental margins by continental break up. Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc., 24(4) : 325.350.

SLEEP, N.H. 1973. Crustal thinning on atlantic continental margins : evidence from older margins. In : D.H. TARLING & S.K. RUNCORN (Edit.). Implications of continental drift to the earth sciences, Ac. Press, 2 : 685.692.

SLEEP, N.H. 1976. Platform subsidence mechanisms and eustatic sea level changes. Tectonophys., 36 : 46.56.

SLEEP, N.H. 1982. Thermal contractions beneath atlantic margins. In : R.A. SCRUTTON (Edit.). Dynamics of passive margins. Geodyn. Ser., 6 : 154.158.

- SLITER, W.V. 1977. Cretaceous benthic foraminifers from the western South Atlantic. leg. 39 D.S.D.P. Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 657.697.
- SMITH, A.G. 1982. Late cenozoic uplift of stable continents in a reference frame fixed to South America. Nature, 296 (5856) : 400.404.
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. 1976. Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in south brazil. In : Continental margins of atlantic type. An. Acad. Bras.Ciências, 48(suppl.) : 313.324.
- SOARES, P.C. ; LANDIM, P.M.B. & FULFARO, V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the brazilian intracratonic basins. Bull. Soc. Geol. Amer., 89(2) : 181.191.
- SOARES DE CARVALHO, G. 1960. Alguns problemas dos terraços quaternários do litoral de Angola. Bol. Serv. Geol. Min. Angola, 2 : 5.15.
- SOARES DE CARVALHO, G. 1961. Geologia do deserto de Moçamedes. Mem. Junta Invest. Ultramar, 26 : 227 p.
- SOARES DE CARVALHO, G. 1961. Nota sobre as formações superficiais da pediplâncie da região da Quibala - Catufe (Angola). Garcia de Orta, 9(4) : 781.789.
- SOUTH AFRICA GEOLOGICAL SURVEY. 1963. Geological map of south-west Africa showing mineral occurrences and gravity contours (Bouguers anomalies) 1:1'000'000 Pretoria and Cape town, South Africa.
- STANTON, W.I. 1972. Notícia explicativa da carta geológica Carmona. Sanza Pombo (1.250 000). Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 34 p.
- STECKLER, M.S. & WATTS, A.B. 1982. Subsidence history and tectonic evolution of atlantic type continental margins. In : R.A. SCRUTTON (Edit.). Dynamics of passive margins. Geodyn. Ser., 6 : 184.196.
- STORZER, D. & SELO, M. 1981. Traces de fission dans des apatites détritiques : application à la reconstitution de l'histoire thermique d'un bassin sédimentaire. C.R.Ac. Sc., 293(14) 2 : 979.984.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1976. Brazilian coastline quaternary formations. The state of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes. An. Acad. Bras. Ciências, 48(suppl.) : 325.334.
- SUGUIO, K. ; MARTIN, L. & FLEXOR, J.M. 1976. Les variations relatives du niveau moyen de la mer au Quaternaire récent dans la région de Cananeia - Iguape (São Paulo). Bol. Inst. Geociências, 7 : 113.129.
- SUGUIO, K. ; MARTIN, L. & FLEXOR, J.M. 1977. Sea level fluctuations during the past 6000 years along the coast of the state of São Paulo, Brazil. In : E.D. MÖRNER (Edit.). Earth rheology, isostasy and eustasy. John Wiley and son : 471.486.
- SUMMERHAYES, C.P. ; DE MELO, V. & BARRETO, H.T. 1979. The influence of upwelling on suspended matter and shelf sediments of southeastern Brazil. Projeto Remac, 5 : 265.274.
- SUMMERHAYES, C.P. ; FAINSTEIN, R. & ELLIS, J.P. 1976. Continental margin off Sergipe and Alagoas, northeastern Brazil : a reconnaissance geophysical study of morphology and structure. Mar. Geol., 20(4) : 345.361.

- SUMMERHAYES, C.P. ; COUNTINHO, P.N. ; FRANÇA, A.M.C. & ELLIS, J.P. 1975. North-eastern Brazil. Upper continental sedimentation off Brazil. Projeto Remac, 1 : 375. 408.
- SUPKO, P.R. ; PERCH-NIELSEN, K. & CARLSON, R.L. 1977. Introduction and explanatory notes, leg. 39 Deep Sea Drilling Project. Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 5.24.
- TAUXE, L. ; BESSE, J. & LA BRECQUE, J.L. 1983. Paleolatitudes from D.S.D.P. leg. 73 sediment cores. Implications for the apparent polar wander path for Africa during the late Mesozoic and Cenozoic. Geophys. Journ. Roy. Astron.Soc., 73(2) : 315.324.
- THIEDE, J. 1977. Subsidence of aseismic ridges : evidence from sediments on Rio Grande Rise (South West Atlantic Ocean). Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 61(6) : 929.940.
- THIEDE, J. & VAN ANDEL, T.H. 1977. The paleoenvironment of anaerobic sediments in the late Mesozoic south Atlantic ocean. Earth Planet. Sci. Letters, 33(3) : 301.309.
- THOMPSON, G. ; HUMPHRIS, S. & SCHILLING, J.G. 1983. Petrology and geochemistry of basaltic rocks from Rio Grande Rise, south Atlantic. Init. Rep. D.S.D.P., 72 : 457.466.
- TJALSMA, R.C. 1983. Eocene to miocene benthic foraminifera from Deep Sea Drilling Project, site 516. Rio Grande Rise, South Atlantic. Init. Rep. D.S.D.P., 72 : 731.755.
- TOLKUNOVA, T.L. 1977. Lithosphere viscosity from data on recent vertical and isostatic movements of the earth. In : MÖRNER (Edit.). Earth Rheology, isostasy and eustasy. John Wiley and son : 135.141.
- TORQUATO, J.R. 1970. Origin and evolution fo the Moçâmedes desert (Angola). Bol. Inst. Invest. Cient. Angola, 7(2) : 29.38.
- TORQUATO, J.R. 1976. Geotectonic correlation between S.E. Brazil and S.W. Africa. An. Acad. Bras. Ciências, 48(suppl.) : 353.363.
- TOMARKINE, M. 1978. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Paleogene of sites 360 to 364 and the Neogene of sites 362A, 363 and 364 Leg. 40. Init. Rep. D.S.D.P., 40 : 679.721.
- TRICART, J. 1959. Problèmes morphologiques du littoral oriental du Brésil. Cah. Oceanogr., 11(5) : 276.308.
- TRICART, J. & CAILLEUX, A. 1969. Traité de géomorphologie, 4 : Le modelé des régions sèches. SEDES, Paris : 472 p.
- TROMPETTE, R. ; DELVIGNE, J. & PARISOT, J.C. 1981-1982. La documentation de base sur la géologie du Brésil. Cah. ORSTOM, ser. Geol, 12(2) : 165.169.
- TURCOTTE, D.L. 1974. Are transform faults thermal contraction cracks? Journ. Geophys. Res., 79(17) : 2573.2577.

- TURCOTTE, D.L. 1982. The state of stress at passive continental margins. In : D.A. SCRUTTON (Edit.). Dynamics of passive margins. Geodyn. Ser., 6 : 141.146.
- TURCOTTE, D.L. 1983. Mechanisms of crustal deformation. Journ. Geol. Soc. London, 140(5) : 701.724.
- TURCOTTE, D.L. ; AHERN, J.L. & BIRD, J.M. 1977. The state of stress at continental margins. Tectonophys., 42 : 1.28.
- UNESCO. 1977. Carte de la répartition mondiale des régions arides. Notes tech. M.A.B., Paris.
- UYEDA, S. & WATANABE, T. 1982. Terrestrial heat flow in western south America. Tectonophys., 83(1.2) : 63.70.
- VALE, F.S. 1972a. Notícia explicativa da folha n°336 (Sá da Bandeira), carta geológica de Angola na escala 1.100 000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 36 p.
- VALE, F.S. 1972b. Notícia explicativa da folha n°316 (Dinde-Lola), carta geológica de Angola na escala 1.100 000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 42 p.
- VALE, F.S. 1973. Notícia explicativa da folha n°355 (Humpata-Cainde), carta geológica de Angola Na escala 1.100 000. Dir. Prov. Serv. Geol. Min. Angola : 45 p.
- VALENCIO, D.A. & VILAS, J.F.A. 1976. Sequence of the continental movements occurred prior to and after the formation of the South Atlantic. An Acad. Bras. Ciências, 48 (suppl.) : 377.386.
- VAN ANDEL, T.H. & MOORE, T.C. 1970. Magnetic anomalies and sea floor spreading rates in the northern south Atlantic. Nature, 226 (5243) : 328.330.
- VAN ANDEL, T.H. ; REA, D.K. ; VON HERZEN, R.P. & HOSKINS, H. 1973. Ascension fracture zone, Ascension island and the Mid. Atlantic Ridge. Bull. Soc. Geol. Amer., 84(5) : 1527.1546.
- VAN ANDEL, T.H. ; THIEDE, J. ; SCLATER, J.G. & HAY, W.H. 1977. Depositional history of the south Atlantic ocean during the last 125 MY. Journ. Geol., 85(6) : 651.698.
- VAN DER LINDT, W.J. 1967. Movement of the Mohorovicic discontinuity under isostatic condition. Journ. Geophys. Res., 72(4) : 1289.1297.
- VANNEY, J.R. 1977. Géomorphologie des plates-formes continentales, Doin, Paris : 300 p.
- VANNEY, J.R. 1982. Les bourrelets marginaux des vieux socles. Bull. Assoc. Geogr. Fr., 489 : 231.238.
- VANNEY, J.R. & DANGEARD, L. 1976. Les dépôts glacio-marins actuels et anciens. Rev. Geogr. Montréal, 30(1.2) : 9.50.
- VEEVERS, J.J. 1981. Morphotectonics of rifted continental margins in embryo (east Africa), youth (Africa-Arabia) and maturity (Australia). Journ. Geol., 89(1) : 57.8
- VETTER, V.R. & MEISSNER, R.O. 1979. Rheologic properties of the lithosphere and application to passive continental margins. Tectonophys., 59(1.4) : 367.380.

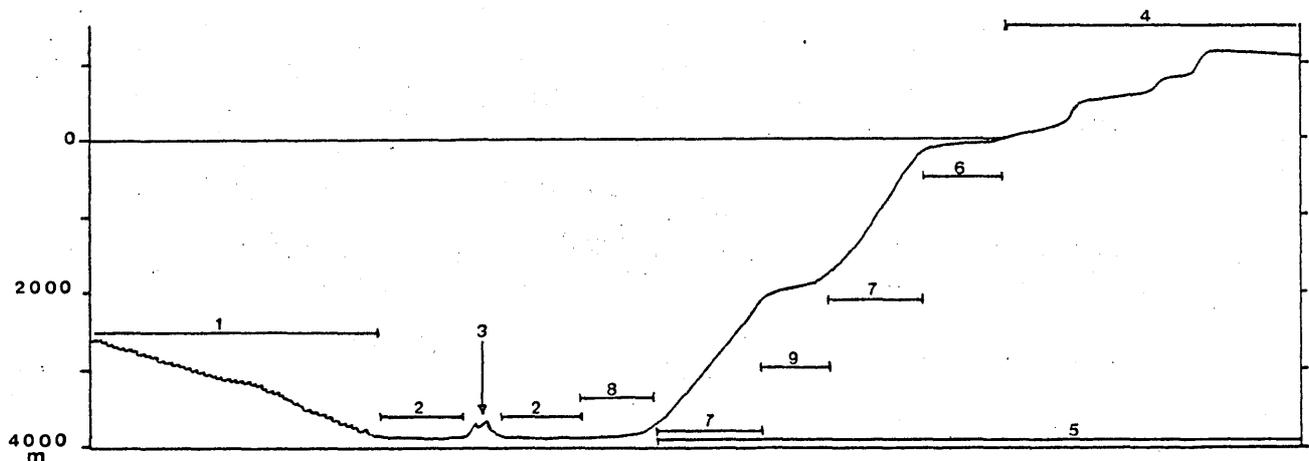
- VIANA, C.F. Correspondências entre os ostracodes das series Cocobeach (Gabão) e Bahia (Brasil). Bol. Tec. Petrobras, 9 (3.4) : 967.980.
- VITORELLO, J. & POLLACK, H.N. 1980. On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. Journ. Geophys. Res., 85(B2) : 983.995.
- VITORELLO, J. ; HAMZA, V.M. & POLLACK, H.N. 1980. Terrestrial heat flow in the brazilian highlands. Journ. Geophys. Res., 85(B7) : 3778.3788.
- VOGT, J. 1962. Notes de géomorphologie gabonaise. Rev. Geomorph. Dyn., 13 (10-11-12) : 161.169.
- VOGT, P.R. ; AVERY, O.E. ; SCHNEIDER, E.D. ; ANDERSON, C.N. & BRACEY, D.R. 1969. Discontinuities in sea floor spreading. Tectonophys., 8 : 285.317.
- VON HERZEN, R.P. ; HOSKINS, H. & VAN ANDEL, T.H. 1972. Geophysical studies in the Angola diapir field. Bull. Soc. Geol. Amer., 83(7) : 1901.1910.
- WALCOTT, R.J. 1972. Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins at a continental edge. Bull. Soc. Geol. Amer., 83(6) : 1845.1848.
- WATT, W.S. 1969. The coast-parallel dike swarm of southwest Greenland in relation to the opening of the Labrador Sea. Can. Journ. Earth. Sci. 6(5) : 1320.1321.
- WATTS, A.B. & RYAN, W.B.F. 1976. Flexure of the lithosphere and continental margin basins. Tectonophys., 36 : 25.44.
- WEISSERT, H.J. ; MAC KENZIE, J.A. ; WRIGHT, R.C. ; CLARK, M. ; OBERHÄNSLI, H. & CASEY, M. 1984. Paleoclimatic record of the Pliocene at D.S.D.P. sites 519, 521, 522 and 523 (central south Atlantic). Init. Rep. D.S.D.P., 73 : 701.715.
- WILSON, J.T. 1973. Mantle plumes and plate motions. Tectonophys., 19 : 149.164.
- ZEMBRUSCKI, S.G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. Projeto Remac, 7 : 129.177.
- ZEMBRUSCKI, S.G. ; BARRETO, H.T. ; PALMA, J.C. & MILLIMAN, J.D. 1972. Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira. Projeto Remac, 1 : 169.191.
- ZHARKOV, V.H. 1981. Thermal regime of the earth. Doklady, 261 : 17.20.
- ZIMMERMAN, H.B. 1977. Clay mineral stratigraphy and distribution in south Atlantic ocean. Init. Rep. D.S.D.P., 39 : 395.405.
- ZIMMERMAN, H.B. 1983. Clay mineral stratigraphy of the Rio Grande Rise and southern Brazil Basin, western South Atlantic ocean. Init. Rep. D.S.D.P., 72 : 383.389.

L E X I Q U E

Ce lexique regroupe les termes dont la définition précise peut prêter à confusion. Nous l'avons divisé en quatre sections : ensembles morphologiques majeurs, termes géographiques brésiliens, termes morphologiques et géologiques, structure profonde. Les chiffres entre parenthèses renvoient aux figures.

1 - Ensembles morphologiques majeurs

- * BASSIN OCEANIQUE. Il correspond à l'ensemble de reliefs sous-marins limités par la Dorsale médio Atlantique (1), les chaînes asismiques et la marge continentale. Dans notre travail, il s'agit des reliefs de profondeur inférieure à -4000 m, pouvant comprendre des plaines abyssales (2), des monts sous-marins (3).
- * BOURRELET MARGINAL. Au sens étroit, l'expression désigne la partie émergée du relief continental bordier (4). Au sens large, elle inclut la marge continentale (5).
- * CHAÎNE ASEISMIQUE. Elle est formée de reliefs d'origine volcanique dans notre cas, mais connaissant depuis le début du Tertiaire une subsidence lente qui les rend seismiquement calmes, contrairement à la Dorsale médio-Atlantique seismiquement active. Le terme de chaîne a été réservé aux ensembles majeurs de relief, celui de ride aux ensembles mineurs (ride São Paulo).
- * MARGE CONTINENTALE. Elle inclut : une plate-forme continentale (6), une pente continentale (7) et un glacis continental (8). La pente continentale peut être interrompue par un plateau marginal (9).



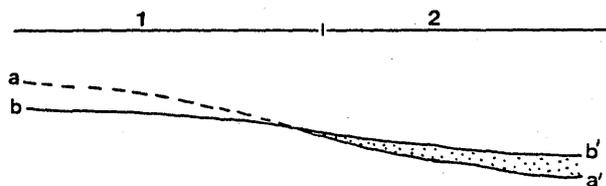
2 - Termes géographiques brésiliens (d'après DEMANGEOT, 1972).

- ARRECIFE . Récif frangeant gréseux au large du Nordeste.
- CANGA . Cuirasse ferrallitique.

- CHAPADA . Plateaux gréseux à rebords escarpés.
MASSAPE . Sol argileux noir, montmorillonitique (Nordeste).
PIÇARRA . Sol caillouteux ou argileux
SERRA . Chaîne montagneuse, mais aussi rebord de plateau.
TABULEIRO . Bas plateau entaillé dans les sédiments tertiaires (formation Barreiras).

3 - Termes morphologiques et géologiques (en partie d'après AUBOUIN et alii, 1979).

- * CRATON et ZONE MOBILE : un craton est une partie de croûte continentale consolidée depuis un événement tectonique précambrien ancien (ex : l'événement Kibaréen en Afrique, d'âge ≈ 1050 Ma). Une "zone mobile" - ou ceinture mobile - (CLIFFORD & GASS, 1970, passim) correspond à une partie de croûte continentale affectée par un événement précambrien tardif, ici le Pan-Africain ou le Brésilien (≈ 550 Ma).
- * PEDIPLAINE et PENEPLAINE : Une pédiplaine est une surface d'aplanissement façonnée par un système d'érosion sous climat subaride. Une pénéplaine est une surface d'aplanissement façonnée par un système d'érosion sous climat tempéré. La première est acyclique, la seconde cyclique.
- * SURFACE DE REGRADATION : surface acyclique évoluant sur place par abaissement progressif d'un plan topographique précédent, sur un socle (1). Elle est couplée à la SURFACE D'AGGRADATION, surface acyclique de remblaiement progressif dans un bassin sédimentaire légèrement subsident (2).



- * ZONE DE FRACTURE et LINEAMENT : les définitions varient selon les auteurs. Pour GORINI (1981) la zone de fracture s'étend jusqu'à la dorsale et non le linéament. Nous proposons de réserver le terme zone de fracture au domaine océanique et continental immergé, et celui de linéament au domaine continental émergé, comme le font spontanément la plupart des auteurs.

4. Structure profonde (d'après AUBOUIN et alii (1979), LLIBOUTRY (1982))

- * ASTHENOSPHERE - PLAQUE LITHOSPHERIQUE - POINT CHAUD.

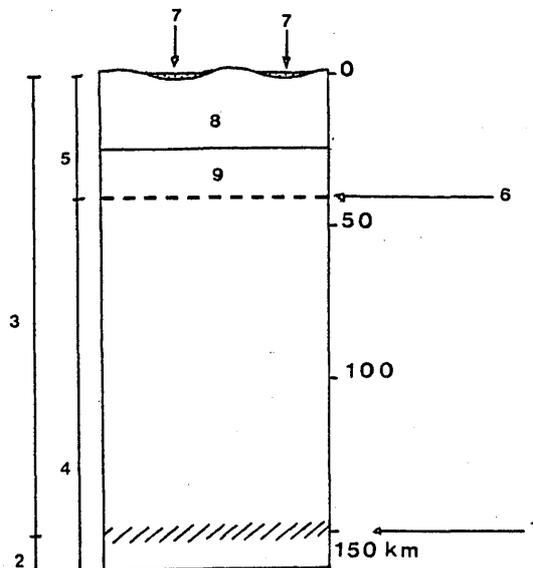
La limite (1) entre asthénosphère (2) et lithosphère (3) est purement thermique et traduit le passage d'une plaque souple et élastique, la lithosphère à une "zone molle", plus dense, l'asthénosphère. Elle passe de manière approxi-

mative dans le manteau supérieur (4). Les plaques de lithosphère se forment en partie à l'axe des dorsales océaniques d'où elles sont repoussées, entraînant leur déplacement, leur rotation, à la surface de la sphère terrestre.

Un point chaud correspond à la montée de matière asthénosphérique provenant du manteau inférieur sous et dans une plaque de lithosphère. Les points chauds sont considérés comme fixes par rapport aux plaques lithosphériques.

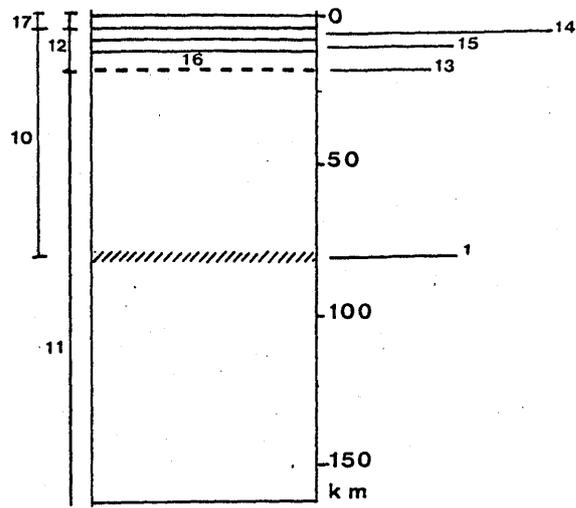
* LITHOSPHERE CONTINENTALE - CROUTE CONTINENTALE - SOCLE CONTINENTAL - MOHO.

La lithosphère continentale comprend une partie du manteau supérieur et la croûte continentale (5), séparée de ce dernier par une discontinuité dite de Mohorovicic, ou Moho (6). La croûte continentale est formée d'une couverture sédimentaire locale (7) d'un socle cristallin (8) et d'une couche profonde, plus dense, définie comme un socle cristallin et cristallophyllien intensément injecté de filons de basaltes issus du manteau (9).



* LITHOSPHERE OCEANIQUE - CROUTE OCEANIQUE - SOCLE OCEANIQUE ou BASALTIQUE -

La lithosphère océanique (10) comprend une partie du manteau supérieur (11) et une croûte océanique (12) dont elle est séparée par la Moho (13). La croûte océanique est formée d'une couverture sédimentaire locale ou couche 1 (14), d'un socle basaltique, océanique ou couche 2 (15), d'une couche 3, nommée couche océanique, constituée probablement de basaltes fortement métamorphisés, de métagabbros (16). L'ensemble est surmonté de l'hydrosphère (17).



★ SOCLE INTERMEDIAIRE ou MIXTE.

Il est présent sous les marges continentales au contact des socles océaniques et continentaux, et résulte de l'injection massive de basaltes dans le socle cristallin continental. Il forme les plateaux marginaux, vraisemblablement.

TABLE DES FIGURES

	Pages
1 - Physiographie du bourrelet marginal brésilien et principaux bassins sédimentaires.	36
2 - Le plateau marginal São Paulo et le bourrelet sudestain : croquis de synthèse.	37
3 - L'étagement des surfaces et son interprétation sur les bourrelet sud brésilien.	38
4 - Le bourrelet marginal bahianais : croquis de synthèse.	41
5 - Coupes latitudinales dans le bourrelet marginal bahianais.	39-40
6 - Coupes latitudinales dans le bourrelet marginal nordestain.	42
7 - Le bourrelet marginal nordestain : croquis de synthèse.	43-44
8 - Deux coupes dans la chapada do Araripe.	45
9 - Topographie du socle acoustique et morphologie de la pente continentale nordestaine.	46
10 - Echelles stratigraphiques comparées des bassins sédimentaires marginaux et Parana.	47
11 - Coupe dans le bassin Espirito Santo.	48
12 - Coupe dans le bassin Sergipe Alagoas.	48
13 - Profil de sismique dans les séries sédimentaires progradantes du bassin Santos.	49
14 - Systèmes de vents et courants quaternaires au Brésil.	49
15 - Une interprétation de l'étagement des surfaces au Nordeste et dans le nord du bourrelet bahianais.	50
16 - Zones de fracture, anomalies magnétiques et ensembles de reliefs majeurs en Atlantique Sud (Bassin Brésil, chaîne Rio Grande et bourrelet marginal)...	73-74
17 - Zones de fracture, anomalies magnétiques et ensembles de reliefs majeurs en Atlantique Sud (Bassin Angola, chaîne Walvis et bourrelet marginal).	75-76
18 - Trois profils de sismique-réflexion dans le plateau marginal Pernambuco.	77
19 - Profil de sismique-réfraction et courbe des anomalies de Bouguer sur le plateau São Paulo.	78
20 - Structure des marges brésilienne et angolaise d'après la vitesse des ondes sismiques.	79
21 - Série de coupes dans le bourrelet marginal angolais.	104
22 - Le bourrelet marginal angolais : croquis de synthèse.	105-106
23 - Cratons et zones mobiles en Afrique.	109
24 - Synthèse stratigraphique des bassins intracratoniques angolais.....	107-108
25 - Stratigraphie comparée des bassins marginaux Cuanza et Moçamedes.....	107-108
26 - Profil de sismique-réflexion sur la marge angolaise.	110

27 - Déplacement de l'axe de la flexure orientale dans le bassin sédimentaire Cuanza.	115
28 - Profils de sismique-réflexion sur la marge angolaise.	110
29 - La Serra da Chela et le plateau de la Humpata : esquisse morphologique.	111-112
30 - Esquisse morphologique dressée sur une surélévation du bourrelet : le rebord NW du plateau de Bié.	113-114
31 - Coupe dans les formations superficielles sur granite prophyroïde.	116
32 - Courbe schématique indiquant les grandes tendances climatiques en Angola depuis le Permien.	107-108
33 - Série de coupes retraçant l'évolution géomorphologique proposée du bourrelet angolais surélevé, avec Inselgebirge.	117-118
34 - Série de coupes retraçant l'évolution géomorphologique proposée du bourrelet angolais surélevé, sans Inselgebirge.	119-120
35 - Les temps forts d'évolution morphologique au Brésil, en Angola et en Atlantique sud central : tableau synoptique.	147
36 - Epaisseurs des lithosphères océaniques et continentales déduites des flux thermiques de surface.	148
37 - Comparaison des géothermes océaniques et continentaux.	148
38 - Structure des croûtes océaniques et continentales sur les bourrelets marginaux angolais et brésiliens.	149
39 - Courbes représentant les différences de pression lithostatique sur les bourrelets marginaux angolais et brésiliens.	150
40 - Répartition des sites d'activité volcanique au Brésil.	151
41 & 42 - Les points chauds et leurs traces en Océan Atlantique sud central.	152
43 - Les flux thermiques au Brésil méridional et en Atlantique sud : un transect.	153
44 - Carte des flux thermiques de surface mesurés au Brésil.	154
45 - Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer sur le continent africain.	155
46 - Epaisseurs de la lithosphère continentale africaine d'après les temps de retard dans l'arrivée des trains d'ondes P.	156

TABLE DES MATIERES

	Pages
RESUMES.	3
INTRODUCTION.	9
 PREMIERE PARTIE : L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU BOURRELET MARGINAL BRESILIEN.	12
I - PHYSIOGRAPHIE DU BOURRELET : TROIS TYPES DE BOURRELETS	
MARGINAUX.	12
1. Limites et division physiographique du domaine abordé.	12
2. Le bourrelet marginal sud.	12
3. Le bourrelet bahianais (Espinhaço-Diamantina).	13
4. Le bourrelet nordestain (Borborema-Araripe).	14
5. L'originalité des cas brésiliens.	15
II - L'EVOLUTION GEOLOGIQUE GENERALE DU BOUCLIER BRESILIEN ET DES BASSINS ASSOCIES : DES CLES POUR LA COMPREHENSION DES RELIEFS.	16
1. Les informations fournies par le Précambrien.	16
2. Les bassins sédimentaires intracratoniques.	17
3. Les bassins sédimentaires marginaux.	19
4. Les formations superficielles tertiaires et quaternaires. ...	21
5. Synthèse des apports géologiques.	23
III - LES INTERPRETATIONS MORPHOLOGIQUES DU BOURRELET MARGINAL BRESILIEN.	23
1. Méthodes et problèmes.	23
2. La part de la tectonique et des variations climatiques dans l'évolution du bourrelet sudestain.	24
3. La diversité morphologique du bourrelet bahianais.	27
4. La faible individualisation du bourrelet nordestain.	31
CONCLUSIONS : L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DES BOURRELETS BRESILIENS.	33
 DEUXIEME PARTIE : LES ETAPES D'OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE SUD-CENTRAL.	51
I - LA DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE ET LES BASSINS ABYSSAUX (ANGOLA-BRESIL)	
1. L'interrelation morphogénétique des deux ensembles.	51
2. La dorsale médio-atlantique : le relief le plus récent.	52
3. Les bassins océaniques : symétrie générale de reliefs confir- mée par les isochrones du socle basaltique.	53
4. Les enseignements des séries sédimentaires.	55
II - LES PLATEAUX MARGINAUX PERNAMBUCO ET SÃO PAULO.	58
1. Le plateau Pernambuco.	58
2. Le plateau São Paulo : problèmes de genèse.	59
3. L'évolution morphologique du plateau.	61

	Pages
III - LES CHAINES ASEISMIQUES RIO GRANDE ET WALVIS.	62
1. Les problèmes posés par la physiographie des chaînes.	62
2. La nature du socle : des informations sur la genèse des chaînes.	63
3. Le rôle des zones de fracture et des sauts de dorsale.	65
4. L'évolution des deux chaînes : subsidence et action des courants de fond.	66
IV - LES TEMPS FORTS DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE EN ATLANTIQUE SUD. ...	68
1. La phase d'ouverture initiale.	68
2. L'ouverture définitive de l'Atlantique sud septentrional (Turono-Sénonien).	69
3. Affaiblissement du point chaud et mise en place des courants de fond (Eo-Oligocène).	70
CONCLUSION : DES CORRESPONDANCES DANS LES TEMPS FORTS D'EVOLUTION AU BRESIL ET EN ATLANTIQUE.	71
TROISIEME PARTIE : GEOMORPHOLOGIE ET EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DU BOURRELET MARGINAL ANGOLAIS.	80
I - UN BOURRELET MARGINAL INEGALEMENT AFFIRME.	80
1. Définition et physiographie du bourrelet sud-ouest africain.	80
2. Les traits typiquement angolais.	81
3. Les problèmes posés par l'analyse physiographique.	83
II - GENESE ET EVOLUTION DU BOURRELET : LES INDICATIONS DES SOCLES ET DES BASSINS SEDIMENTAIRES.	83
1. Le contact entre deux socles.	83
2. La mise en place des bassins sédimentaires et l'individualisation topographique du bourrelet.	84
3. La genèse et l'évolution du bourrelet angolais : premières conclusions.	88
III - INTERPRETATION GEOMORPHOLOGIQUE DES ENSEMBLES MAJEURS DU BOURRELET	89
1. L'interprétation morphologique de la marge continentale.	89
2. L'interprétation des formes dans un ensellement du bourrelet : le cas de la Chela.	90
3. L'interprétation des formes du bourrelet surélevé.	94

