

Bull. Soc. géol. France, 1978, (7), t. XX, n° 4, p. 471-489.

Paléoenvironnement de l'Atlantique sud

par MARTHE MELGUËN *, XAVIER LE PICHON ** et JEAN-CLAUDE SIBUET *

Mots clés. — Relief sous-marin, Sédiment marin, Sédimentation actuelle, Coupe sondage, Secondaire, Tertiaire, Paléogéographie, Paléocourant, Dérive continentale.
Océan Atlantique Sud.

Résumé. — Nous proposons un modèle schématique de l'évolution du paléoenvironnement de l'Atlantique sud depuis le Crétacé inférieur. La reconstruction proposée est basée sur l'ensemble des données des forages effectués par le « *Glomar Challenger* » dans l'Atlantique sud. Elle intègre ces données au cadre structural fourni par la tectonique des plaques. Une attention particulière est accordée à la méthodologie utilisée pour reconstruire la morphologie de la croûte océanique, d'une part, la couverture sédimentaire, d'autre part, tout au long de l'ouverture de l'océan. Des cartes de paléobathymétrie, paléocirculation et paléofaciès sont présentées. Les cartes de paléofaciès sont en grande partie basées sur une nouvelle courbe de paléo-CCD (*paleo-calcite compensation depth*), proposée pour l'Atlantique sud.

Au Crétacé inférieur, l'Atlantique sud est formé de deux bassins étroits séparés par la dorsale Rio Grande Rise-Walvis. La circulation entre l'Atlantique sud et l'océan Antarctique d'une part, l'Atlantique nord d'autre part, s'établit respectivement au début et à la fin du Crétacé. Pendant la majeure partie du Crétacé l'Atlantique sud possédait des caractères océanographiques propres. Sa sédimentation, à dominance terrigène, était marquée par deux importantes phases euxiniques, caractérisées par le dépôt de schistes noirs bitumineux et de sapropèles.

A la fin du Crétacé, l'Atlantique sud fait partie intégralement du système océanique mondial. L'établissement de la circulation antarctique profonde à l'Oligocène entraîne des changements majeurs dans la distribution des faciès sédimentaires et annonce la mise en place dans l'Atlantique sud de l'environnement océanique actuel. —

Abstract. — A schematic model of the evolution of the South Atlantic paleoenvironment since the early Cretaceous is proposed. The reconstruction here proposed is based on all the data offered for the South Atlantic by the Deep-Sea Drilling Project. These data are integrated within the framework of Plate Tectonics. The emphasis is put on the methodology available to reconstruct the ocean crust morphology and its sedimentary cover throughout the opening of the ocean. Paleobathymetric, paleocirculation and paleofacies maps are presented. The paleofacies maps are in great part based on a new paleo-CCD (*paleo-calcite compensation depth*) curve, which is tentatively proposed here for the South Atlantic.

During the early Cretaceous the South Atlantic consisted of two narrow basins divided by the Rio Grande Rise-Walvis Ridge barrier. Free circulation between the South Atlantic and the Antarctic Ocean on one hand, the North Atlantic on the other hand, was respectively established during the early and the late Cretaceous. During the major part of the Cretaceous the south Atlantic had its own oceanographic characters. Its sedimentation, dominantly terrigenous, was marked by two important anoxic phases, characterized by the deposition of black shales and sapropels. In the late Cretaceous the South Atlantic became part of the world ocean system. The establishment of the deep antarctic circulation during Oligocene induced major changes in the sedimentary facies distribution and announced the establishment of the present oceanic environment in the South Atlantic. —

INTRODUCTION.

Depuis une dizaine d'années, les forages du « *Glomar Challenger* » ont apporté une série de données nouvelles constituant une base précieuse pour l'étude du paléoenvironnement océanique. Dans l'Atlantique sud, 24 forages (fig. 1) ont été réalisés au cours des Legs 3, 36, 39, 40 [Maxwell *et al.*, 1970; Barker *et al.*, 1974; Supko *et al.*, 1977; Bolli *et al.*, 1978]. Les données actuellement disponibles demeurent cependant relativement limitées. Ainsi, 4 forages seulement ont été effectués dans les bassins profonds (bassins d'Argentine, du Brésil

et du Cap : Legs 36, 39, 40) et 2 forages, au niveau des marges (marges du Cap et d'Angola : Leg 40). Ainsi, s'il est théoriquement possible de reconstruire, au moins de façon schématique, l'évolution complète d'un océan, dans la pratique, en raison du nombre limité des forages effectués jusqu'à présent, les

* Centre océanologique de Bretagne, B. P. 337, 29273 Brest Cedex.

** C.N.E.X.O., 66, avenue d'Iéna, 75016 Paris.

Contribution n° 575 du Département scientifique du Centre océanologique de Bretagne.

Note présentée le 12 décembre 1977, manuscrit définitif reçu le 12 avril 1978.

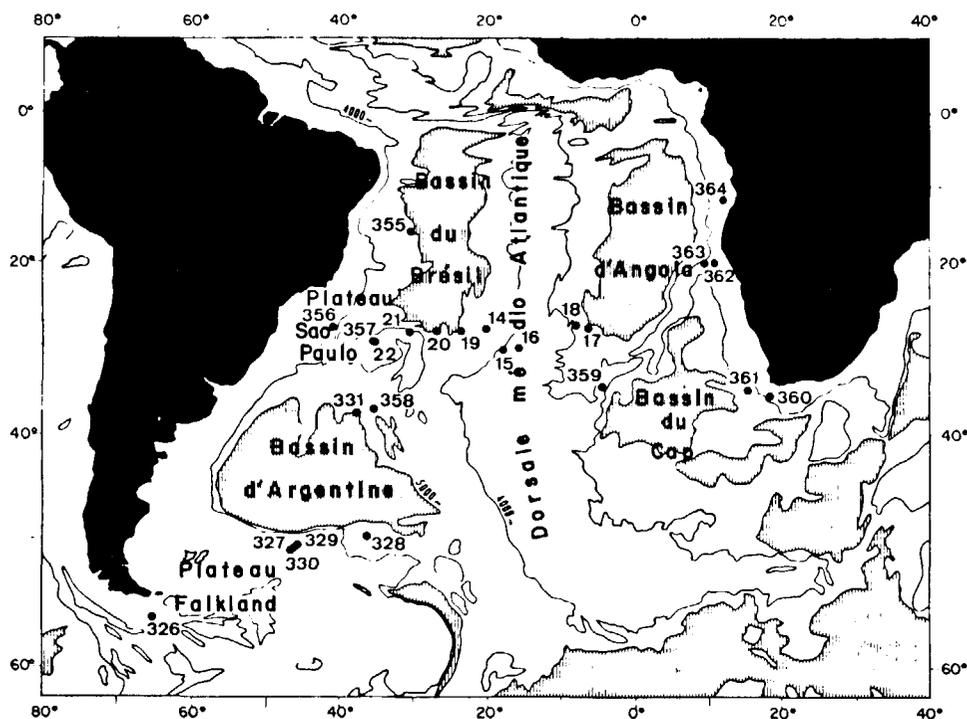


Fig. 1. — Carte topographique de l'Atlantique sud. Les sites de forage D.S.D.P., sont indiqués par leur numéro. L'isobathe 5 000 m délimite les quatre principaux bassins : bassins du Brésil, d'Angola, du Cap et d'Argentine.

reconstructions demeurent entachées d'erreurs. De plus, la paléo-océanographie étant une science nouvelle et en progression rapide, toute tentative de synthèse ne peut être qu'incomplète et en grande partie hypothétique. Par conséquent, cet article n'a d'autre ambition que celle de proposer une méthode de reconstruction schématique de l'évolution d'un océan donné. Il reprend et complète l'article de Le Pichon *et al.* (1978). L'Atlantique sud a été choisi à titre d'exemple parce que son évolution cinématique est relativement simple, comme le montre la distribution des isochrones du socle [Vine et Matthews, 1963 ; Ladd, 1976].

La première partie de cet article porte sur l'environnement océanique actuel, considéré comme clé pour l'interprétation du paléoenvironnement. La seconde partie concerne la méthode de reconstruction du paléoenvironnement et traite de la paléosituation des continents, de la paléobathymétrie de l'océan, de la paléoprosfondeur de compensation de la calcite (C.C.D.), des paléofaciès et de la paléocirculation. Dans une troisième partie, nous présentons une brève synthèse de l'évolution de l'Atlantique sud depuis ses premiers stades d'ouverture.

I. — ENVIRONNEMENT OcéANIQUE ACTUEL.

— *Topographie, bathymétrie, circulation océanique.* L'Atlantique sud s'étend entre les zones de fracture

équatoriales, au Nord, et les zones de fracture Falkland-Agulhas, au Sud. La dorsale médio-Atlantique, d'une part, les rides aiséismiques de Walvis et du Rio Grande d'autre part, le divisent en 4 principaux bassins : les bassins du Brésil, d'Argentine, du Cap et d'Angola (fig. 1). La dorsale médio-Atlantique et les deux rides aiséismiques culminent respectivement à des profondeurs d'eau moyennes de 2 600 et 1 500 m. Les bassins adjacents, par contre, atteignent des profondeurs voisines de 6 000 m. La dorsale et les rides aiséismiques jouent le rôle de barrière pour la circulation profonde. La figure 2 présente de façon schématique les lignes majeures de la circulation océanique dans l'Atlantique sud. La circulation profonde est dominée par le courant antarctique profond (A.A.B.W.), dont la limite supérieure est située entre 3 500 et 4 200 m [Le Pichon *et al.*, 1971 a ; Johnson *et al.*, 1976]. Le courant antarctique profond balaie très largement les bassins du Cap, d'Argentine, du Brésil, mais pénètre à peine dans le bassin d'Angola, où par conséquent les eaux du fond sont moins froides [Wüst, 1936].

Au-dessus du courant antarctique profond, mais en sens inverse et le long des côtes américaines seulement, s'écoule le courant nord-atlantique, dont la limite supérieure est proche de 1 000 m. La figure 2 présente également, mais de façon schématique, la répartition des courants de surface. Cette

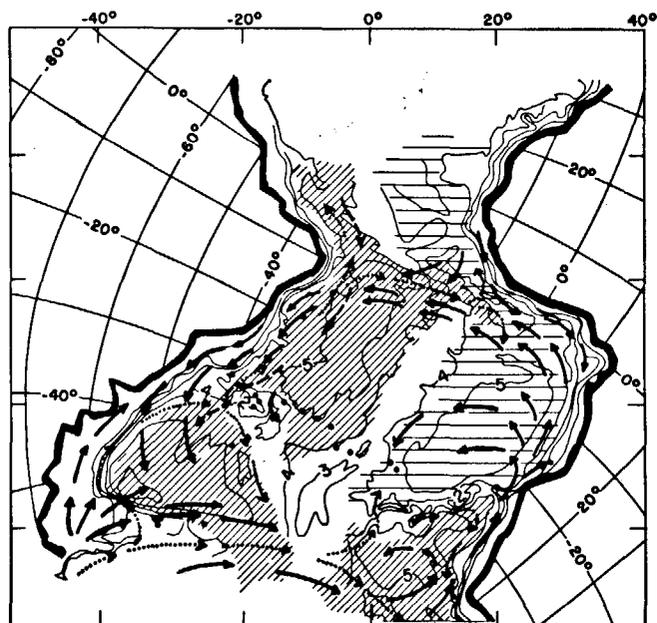


FIG. 2. --- Carte bathymétrique (isobathes tous les kilomètres) de l'Atlantique sud en projection Mercator oblique (pôle de projection 30° N, 60° E). L'équateur de projection est vertical et est identifié au sommet de la figure pour aider à estimer la distortion. La même projection est utilisée dans toutes les figures. La distribution des principaux courants de surface et de fond, ainsi que les températures du fond résultant d'une compilation des travaux de Wüst [1936], Le Pichon *et al.* [1971 a et b], Metcalf *et al.* [1964], Shannon et Ryswijck [1969], Connary [1972], Connary et Ewing [1974]. Flèches en trait continu : courants de surface ; flèches en tireté : courant nord-atlantique ; flèches en pointillé : courant antarctique profond. Hachures horizontales : température de l'eau du fond supérieure à 1,6° C ; hachures obliques inférieures à 1,6° C.

carte sert de guide pour la reconstruction de la paléocirculation.

La circulation océanique de surface contrôle la productivité primaire des eaux de surface, le transport des particules, le degré de dissolution des éléments carbonatés, et par conséquent, la distribution des sédiments sur le fond.

— *Degré de dissolution des carbonates, lysocline, C.C.D.* Deux niveaux caractérisent le degré de dissolution des carbonates : la lysocline et la C.C.D. (profondeur de compensation de la calcite). La lysocline, définie par Berger [1970 a], est la profondeur à laquelle le degré de dissolution de la calcite subit une très nette et rapide augmentation. Au large du Brésil, par exemple, la lysocline des Foraminifères planctoniques se reconnaît au passage brusque du degré de fragmentation des tests, de moins de 20 % à plus de 50 % [Melguen et Thiede, 1974]. Ce brusque passage semble cependant n'être observé que dans les zones océaniques balayées par des courants profonds. Ailleurs le degré de dissolution augmente progressivement à profondeur d'eau croissante. C'est

le cas, par exemple, dans certains bassins de l'océan Indien [Leclaire et Clocchiatti, 1976 ; Clocchiatti, 1976]. Quand elle existe, la lysocline se situe à différentes profondeurs pour différents organismes [Schneidermann, 1973 ; Berger, 1973 ; Berger et Roth, 1975 ; Adelseck, 1977]. Tout au long de cet article, il ne sera question que de la lysocline des Foraminifères planctoniques. Dans l'Atlantique sud elle coïncide avec la limite supérieure du courant antarctique profond et se situe en moyenne à 500 m au-dessus de la C.C.D. [Melguen et Thiede, 1974]. La profondeur de la lysocline par rapport à celle de la C.C.D. peut cependant, dans l'océan mondial, varier de 0 à 1 000 m, selon que l'on se situe au niveau des marges continentales, en régime océanique à forte ou faible productivité primaire, sur le passage ou hors des zones de passage de courants profonds [Berger, 1968 ; Berger et Winterer, 1974 ; Berger *et al.*, 1976]. Il peut, évidemment, en être de même pour l'Atlantique sud, où, comme nous le verrons pour la C.C.D., le plateau de Falkland et le bassin d'Angola, par exemple, appartiennent à un régime particulier à forte productivité primaire. Les données de l'Actuel demeurant, cependant, à la fois incomplètes et controversées, il n'est pas possible d'estimer avec précision la lysocline pour chaque zone de l'Atlantique sud. C'est la raison pour laquelle, au cours de la reconstruction, nous avons opté pour une position moyenne de la lysocline, soit environ 500 m au-dessus de la C.C.D.

La C.C.D. (*calcite compensation depth*), terme introduit par Arrhenius en 1952 et défini par Bramlette [1961], est la profondeur à laquelle il y a compensation entre la vitesse d'apport et celle de dissolution des carbonates. Cette profondeur est contrôlée par de nombreux facteurs, dont la température des masses d'eau profonde, leur teneur en CO₂, leur pression, la productivité primaire des eaux de surface, l'abondance relative du carbonate issu du continent, le climat etc. [Tappan, 1968 ; Berger, 1970 a, 1970 b ; Broecker, 1971 ; Berger et Winterer, 1974 ; Berger et Roth, 1975 ; Seibold, 1970]. Pour ces raisons, la C.C.D. n'est donc pas constante d'un point à l'autre de l'Atlantique sud. Elle varie non seulement d'un bassin à l'autre, mais à l'intérieur d'un même bassin (fig. 3). Selon Ellis et Moore [1973], la C.C.D. varie de 5 000 m dans le bassin d'Argentine, à 5 200 m dans le bassin du Cap, à plus de 5 500 m dans le bassin d'Angola. Dans ce dernier bassin, la C.C.D. varierait, selon Berger [1968], de 5 200 à 5 800 m du Nord au Sud, et dépasserait même, selon Biscaye *et al.* [1976], 6 000 m. Les avis demeurant partagés, nous avons considéré dans cet article, que la C.C.D. dans les bassins du Cap, du Brésil, d'Angola est respectivement en moyenne de 200, 500 et 1 000 m plus profonde que la C.C.D. du bassin d'Argentine. Ces

différences sont en majeure partie liées à la circulation du courant antarctique profond. Le second facteur important contrôlant la C.C.D. dans l'Atlantique sud est la fertilité des eaux de surface [Steeman-Neilsen et Jensen, 1957]. Elle entraîne une nette élévation de la C.C.D. dans des zones telles le plateau de Falkland (fig. 3) ou la marge d'Angola [Melguen, 1978].

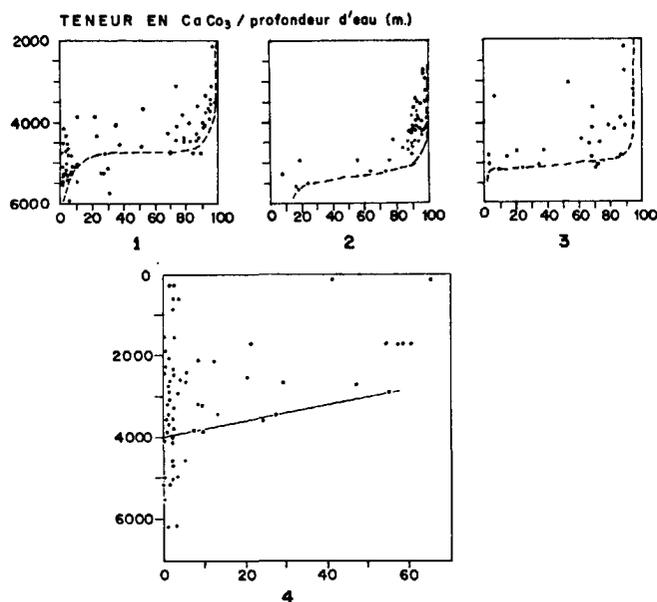


FIG. 3. — Variation des teneurs en carbonate de calcium à profondeur d'eau croissante dans les sédiments de surface de l'Atlantique sud.

1, 2, 3 : bassins d'Argentine et du Brésil, d'Angola, du Cap, d'après Ellis et Moore [1973] ; 4 : plateau de Falkland et 50° sud d'après Biscaye *et al.* [1976].

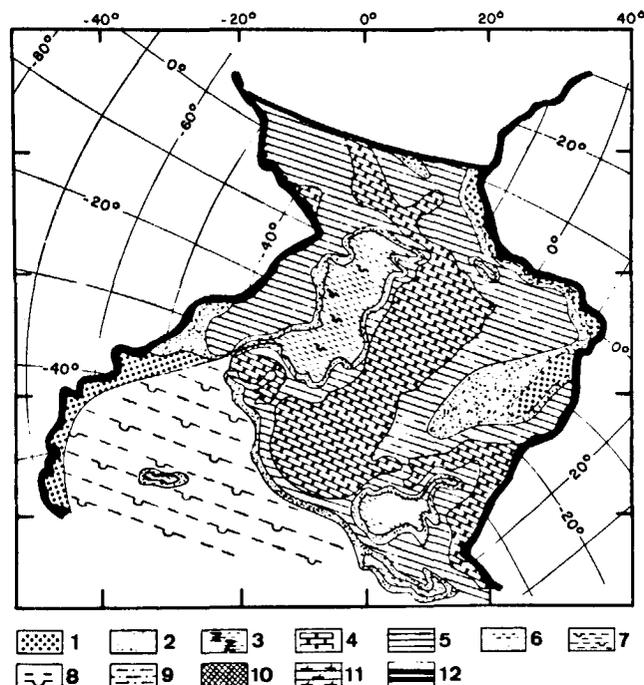


FIG. 4. — Carte de distribution des faciès sédimentaires actuels dans l'Atlantique sud. Cette carte est le résultat d'une compilation de nombreux travaux, dont ceux de Biscaye [1965], Ewing [1965], Lisitzin [1971], Ewing *et al.* [1973], Ellis et Moore [1973], Calvert et Price [1971], Ramsay [1974], Siesser *et al.* [1974], Gardner [1975], Biscaye *et al.* [1976], Burekle et Stanton [1976]. Les symboles définis ci-dessous sont ceux adoptés tout au long de cet article pour illustrer les différents types de faciès : 1, vase ; 2, vase à *Coccolithes* et à *Foraminifères* ; 3, argile à zéolithes ; 4, boue pélagique calcaire ou craie ; 5, marne ; 6, argile pélagique ; 7, argile pélagique à Diatomées ; 8, vase à Radiolaires et Diatomées ; 9, schistes et grès ; 10, évaporites ; 11, calcaire dolomitique ; 12, sapropèle.

— *Distribution des sédiments de surface.* La figure 4 présente de façon simplifiée la distribution des principaux faciès sédimentaires. La définition des faciès pélagiques et leur répartition à profondeur d'eau croissante sont basées respectivement sur la classification du D.S.D.P. (Deep Sea Drilling Project, Initial Reports) et sur les études menées dans le Chenal de Vema par Melguen et Thiede [1974]. Si le schéma obtenu s'applique à la sédimentation de la dorsale médio-atlantique et des bassins profonds de l'Atlantique sud, il ne convient pas pour la marge continentale. Pour la marge, nous avons adopté un schéma simplifié, basé en partie sur nos propres observations au niveau du bassin de Sao Paulo (mission Géobrasil du C.N.E.X.O., rapport non publié), du delta du Niger [Thiede *et al.*, 1974], et sur la marge d'Angola [Melguen *et al.*, 1975]. Les types de faciès observés sont les suivants :

vase : argile silteuse contenant moins de 10 % de composants biogènes calcaires ou siliceux ;

vase à Coccolithes et Foraminifères : vase différent de la précédente par l'abondance (10-30 %) des nanno- et micro-organismes calcaires ;

vase à Diatomées et Radiolaires : vase contenant de 10 à 30 % de micro-organismes siliceux et caractérisant les zones de marge continentale à forte productivité primaire ;

argile des grands fonds : faciès essentiellement argileux, contenant moins de 2 % de carbonate de calcium ;

marnes : sédiment composé de 30 à 60 % de carbonate de calcium, dont essentiellement des nanno- ou micro-organismes calcaires. Au niveau de la dorsale médio-atlantique, ce faciès résulte d'une dissolution partielle du carbonate de calcium et se rencontre de part et d'autre de la lysocline. Le long des marges continentales, par contre, il résulte essentiellement d'une dilution par du matériel terrigène non carbonaté ;

boue pélagique calcaire : sédiment contenant plus de 60 % de carbonate de calcium d'origine pélagique (nannoplancton ou Foraminifères). C'est essentiellement un faciès de dorsale.

La profondeur relative de ces faciès par rapport à la C.C.D. a été déterminée au large du Brésil [Melguen et Thiede, 1974]. Du plus profond des bassins au sommet de la dorsale médio-atlantique, elle est la suivante : *argile des grands fonds* : au-dessous, ou au niveau, de la C.C.D. ; *vase à Coccolithes et à Foraminifères* : de la C.C.D. à environ 200 m au-dessus ; *marnes* : du faciès précédent à environ 1 000 m au-dessus de la C.C.D. ; *boues pélagiques calcaires* : de la limite supérieure des marnes au sommet de la dorsale. Cette distribution schématique ne s'applique pas aux marges continentales, dont la répartition des faciès dépend essentiellement de l'abondance relative et de la composition de l'apport terrigène. Ainsi, par exemple, la marge continentale d'Argentine est en majeure partie recouverte de vase très pauvre en carbonate, tandis que celle du bassin du Cap est extrêmement riche en boue pélagique calcaire (fig. 4).

Tout comme la répartition actuelle des courants nous sert de guide pour la reconstruction des cartes de paléocirculation, l'actuelle distribution des faciès sédimentaires (fig. 4) nous sert de référence pour la reconstruction des paléofaciès. Ceci est surtout vrai au niveau des marges continentales, où nous manquons de forages, et où nous n'avons que très peu d'informations concernant, notamment, les variations de l'apport terrigène dans le passé. A noter, également, d'autres caractéristiques de cette distribution : l'étendue des faciès carbonatés au niveau des dorsales, la restriction des vases siliceuses au Sud du bassin d'Argentine, la répartition variable des argiles pélagiques dans les bassins profonds. Cette dernière, fortement liée à la circulation du courant antarctique profond, reflète les changements de la C.C.D. d'un bassin à l'autre.

II. — MÉTHODE DE RECONSTRUCTION DU PALÉO-ENVIRONNEMENT.

— *Paléosituation de l'Afrique et de l'Amérique.* Les continents africain et sud-américain se sont comportés en plaques rigides tout au long de leur dérive. L'ajustement bathymétrique des contours de l'Amérique du Sud et de l'Afrique [Bullard *et al.*, 1965] montre que les continents africain et sud-américain ne se sont pas déformés au cours de l'ouverture de l'Atlantique sud. La paléosituation de ces deux continents au fur et à mesure de l'ouverture de l'Atlantique sud est obtenue en utilisant les paramètres de reconstruction de Ladd [1974,

1976] et de Sibuet et Mascle (1978). Trois stades majeurs dans l'évolution cinématique de l'Atlantique sud sont illustrés : l'Aptien/Albien [anomalie Mo : 110 Ma, d'après Van Hinte, 1976], le Coniacien/Santonien [anomalie 34 : 79 Ma, d'après Van Hinte, 1976] et l'Oligocène inférieur [anomalie 13 : 36 Ma, d'après Berggren et Van Couvering, 1974]. Est également illustré un stade de fin d'évolution : le Miocène supérieur [anomalie 5 : 9 Ma, d'après Berggren et Van Couvering, 1974]. Toutes les cartes sont représentées en projection Mercator oblique afin d'avoir un minimum de distorsion dans la représentation de l'Atlantique sud. Les paramètres de reconstruction des stades majeurs de l'évolution sont donnés dans le tableau suivant :

Époque	Anomalie magnétique	Âge en Ma	Pôle de rotation		Angle de rotation
			Latitude	Longitude	
limite Albien-Aptien *	Mo	110	46,64° N	31,09° W	52,39°
limite Coniacien/Santonien **	34	79	63° N	36° W	33,8°
Oligocène inférieur **	13	36	58° N	35° W	13,5°

* Sibuet et Mascle (1978) ; ** Ladd [1974, 1976].

— *Paléobathymétrie de l'Atlantique sud.* La paléobathymétrie est la base de toute reconstruction du paléoenvironnement océanique. Sclater et McKenzie [1973] ont proposé une première reconstruction paléobathymétrique de l'Atlantique sud. Depuis 1973, cependant, de nouvelles données magnétiques ont été obtenues [Ladd, 1974, 1976]. Elles ont permis de procéder à une reconstruction plus précise [Le Pichon *et al.*, 1978 ; Sibuet et Mascle, 1978].

Globalement, la profondeur de la croûte océanique typique est fonction de son âge (fig. 5) et du réajustement isostatique dû à la surcharge sédimentaire. Du fait des densités respectives de la croûte (3,4 g/cm³) et des sédiments (2,2 g/cm³), le réajustement isostatique est égal à environ la moitié de l'épaisseur des sédiments [Berger, 1972]. Ainsi la paléop profondeur calculée au temps *t* est égale à la profondeur de la croûte au temps *t* diminuée de la moitié de l'épaisseur des sédiments déposés à cette époque. L'estimation des épaisseurs de sédiments correspondant aux différentes périodes de l'évolution a été faite à partir de la figure 6 et des résultats de forages [Leg 3 : Maxwell *et al.*, 1970 ; Leg 36 : Barker *et al.*, 1974 ; Leg 39 : Supko *et al.*, 1977 ; Leg 40 :

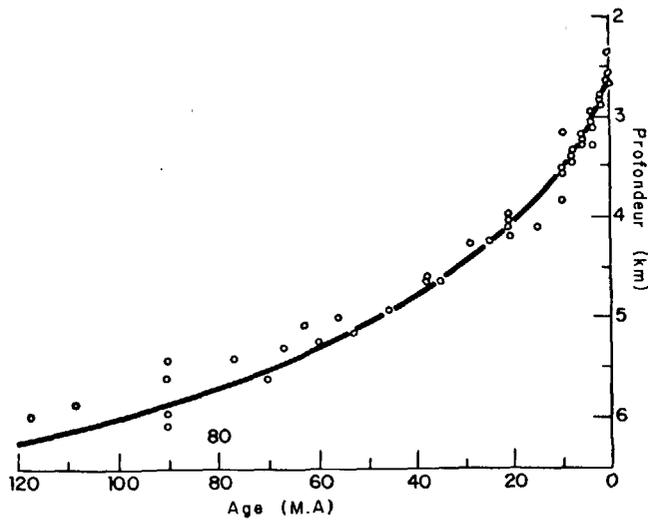


Fig. 5. - Courbe empirique donnant la profondeur de la croûte océanique en fonction de son âge. Courbe proposée par Le Pichon *et al.* [1976] et basée sur les données de Selater *et al.* [1971], Tréhu *et al.* [1976]. La profondeur (en ordonnée) est en kilomètres ; l'âge (en abscisse) est en millions d'années.

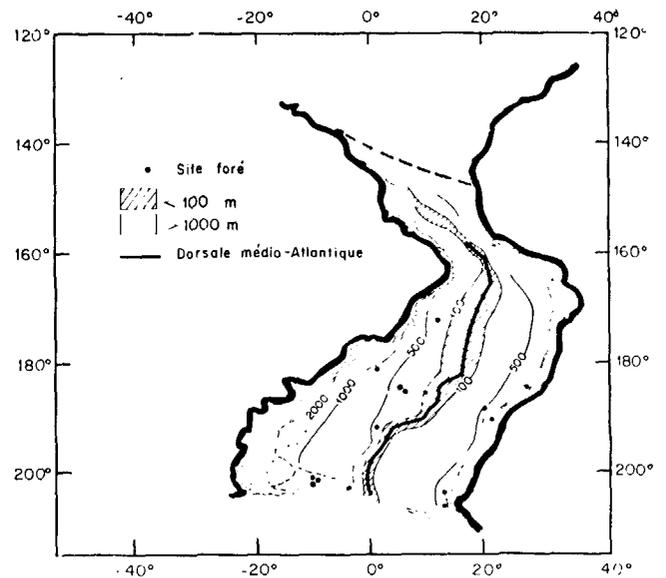


Fig. 7. - Carte de distribution des isopaques de sédiments non consolidés ou semi-consolidés au Maestrichtien (anomalie 31, 68 Ma). Isopaques obtenus en déduisant des isopaques actuels l'épaisseur des sédiments déposés depuis le Maestrichtien. Épaisseur calculée d'après les résultats de forages.

Bolli *et al.*, 1978]. Pour obtenir la carte des isopaques de sédiments au temps *t* (ex. fig. 7), il suffit, en effet, d'enlever de l'épaisseur actuelle des sédiments (fig. 6) une épaisseur égale à celle des sédiments déposés depuis le temps *t* (épaisseur appréciée essentiellement d'après les résultats de forages).

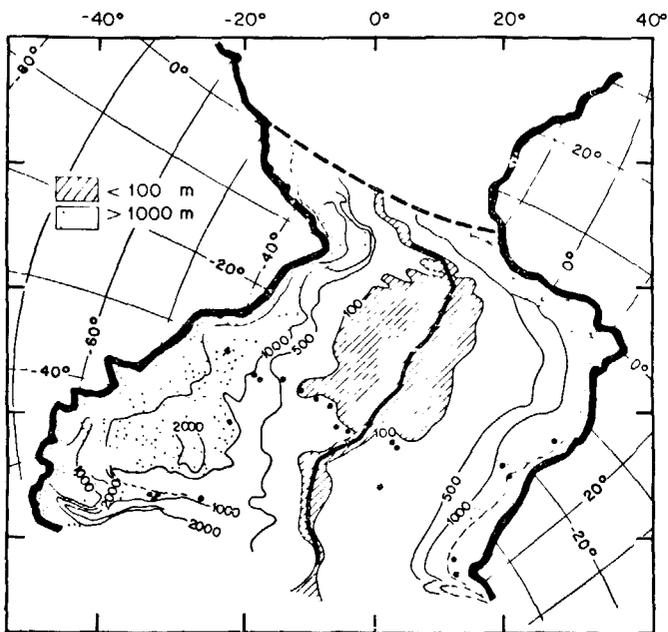


Fig. 6. — Carte de distribution actuelle des isopaques de sédiments non consolidés ou semi-consolidés d'après Ewing *et al.* [1973] et Emery *et al.* [1975]. Les isopaques sont en mètres.

Cette méthode de calcul des paléop profondeurs ne s'applique ni au domaine des marges continentales, ni à celui des rides aiséismiques. Dans le premier cas, on tient compte de la courbe de subsidence de la marge. Dans le second, on admet implicitement que la différence de profondeur entre le sommet d'une ride aiséismique et le bassin océanique adjacent n'a pas varié au cours des temps [Selater et McKenzie, 1973].

Les échelles de temps utilisées sont celles de Van Hinte [1976] pour le Crétacé et de Berggren et Van Couvering [1974] pour le Tertiaire.

— *Paléo-C.C.D.* La distribution des faciès sédimentaires est, nous l'avons vu précédemment, liée à la profondeur de la C.C.D. Pour reconstruire les cartes de paléo-faciès correspondant à différents stades d'ouverture de l'océan, il est donc nécessaire de connaître les variations de la profondeur de la C.C.D. dans le temps et l'espace. Ces variations sont sensibles, non seulement d'un bassin à l'autre, mais encore à l'intérieur d'un même bassin. Cependant, du fait du nombre limité des forages effectués dans l'Atlantique sud, les variations de la paléo-C.C.D. demeurent difficiles à appréhender. Toute reconstruction basée sur les résultats de ces forages nécessite une extrapolation importante d'un site de forage à l'autre. La courbe de C.C.D. proposée est par conséquent une courbe moyenne établie pour les bassins du Cap et d'Argentine. La C.C.D. des autres bassins est obtenue par différence à partir

de cette courbe moyenne. Par référence aux conditions actuelles, la C.C.D. pourrait avoir été respectivement 500 et 1 000 m plus profonde dans les bassins du Brésil et d'Angola que dans les bassins du Cap et d'Argentine. Cette hypothèse ne s'applique cependant qu'à la période qui a suivi l'installation de la circulation antarctique profonde dans l'Atlantique sud, c'est-à-dire à la période post-éocène [Margolis et Kennett, 1970 ; Kennett *et al.*, 1973 ; Kennett *et al.*, 1974 ; Shackleton et Kennett, 1975 *a, b* ; Supko *et al.*, 1977]. Pour la période pré-oligocène, la C.C.D. des bassins du Brésil et d'Angola, estimée d'après les résultats des forages de ces bassins, paraît être approximativement la même dans les deux bassins, soit environ 500 m plus profonde que celle des bassins du Cap et d'Argentine.

La courbe de C.C.D. moyenne est essentiellement basée sur les paléop profondeurs de deux faciès clés (ex. : fig. 8) : les argiles des grands fonds (déposées

Foraminifères planctoniques sont supposées s'être déposées au niveau de la lysocline (environ 500 m au-dessus de la C.C.D.). Une attention particulière est également apportée à la paléop profondeur des boues pélagiques calcaires bien préservées et considérées dans l'Atlantique sud comme ayant été déposées à 1 000 m au moins au-dessus de la C.C.D. [Melguen et Thiede, 1974]. La détermination des faciès est faite d'après l'observation des frottis de sédiment, l'analyse des teneurs en CaCO_3 et en fraction sableuse (≥ 63 microns), la composition de la fraction sableuse et le degré de fragmentation des Foraminifères planctoniques (ex. fig. 10, 11, 12). La courbe de C.C.D. a été établie en tenant compte de la paléobathymétrie des faciès précités à tous les sites de forages des bassins du Cap et d'Argentine (fig. 8).

Comme le reflète la figure 9, cette courbe de C.C.D. moyenne se situe très nettement au-dessus

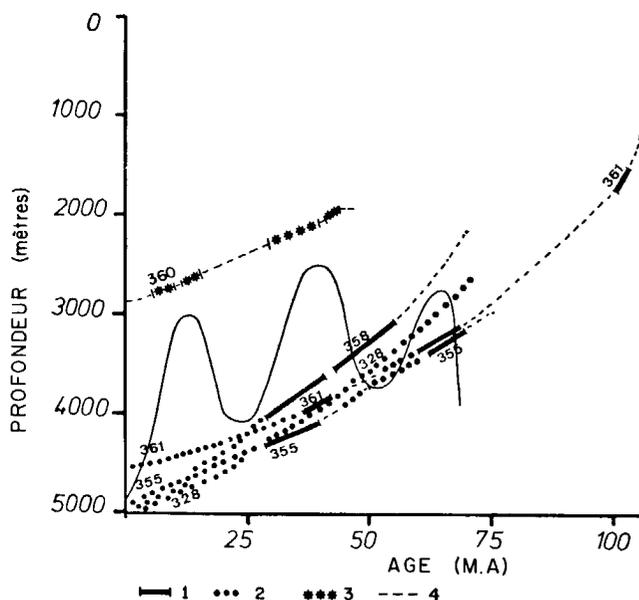


FIG. 8. — Évolution paléobathymétrique des sites 355 (leg 39, bassin du Brésil), 328 et 358 (legs 36 et 39, bassin d'Argentine), sites 360 et 361 (leg 40, bassin du Cap). La courbe de CCD moyenne a été établie pour les bassins du Cap et d'Argentine en tenant compte de la paléobathymétrie des faciès clés (argiles pélagiques des grands fonds, marnes déposées au niveau de la lysocline, boues pélagiques calcaires bien préservées) au niveau de tous les sites forés dans ces deux bassins. 1 : hiatus ; 2 : argiles pélagiques des grands fonds ; 3 : marnes déposées au niveau de la lysocline ; 4 : autres types de sédiments. Les hiatus peuvent indiquer des changements dans la paléocirculation océanique. A noter leur fréquence au Maestrichtien, à l'Éocène/Oligocène. De nombreux hiatus sont aussi présents au Miocène/Pliocène dans les zones de passage privilégié du courant antarctique profond, telles celle du passage Drake [Ciesielski et Wise, 1977] ou celle du chenal de Vema [Melguen *et al.*, sous presse].

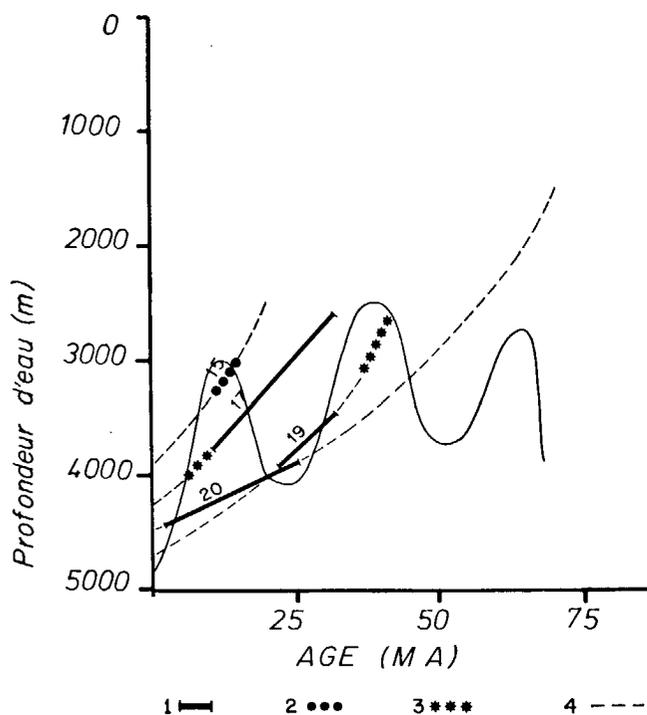


FIG. 9. — Évolution paléobathymétrique des sites 15, 17, 19, 20, forés sur les flancs de la dorsale médio-atlantique [D.S.D.P., leg 3, Maxwell *et al.*, 1970], avec attention particulière portée à la paléobathymétrie de faciès clés = argiles pélagiques des grands fonds et marnes déposées au niveau de la lysocline. Est également représentée la courbe de CCD moyenne établie dans les bassins du Cap et d'Argentine (fig. 8). Cette courbe moyenne passe nettement au-dessus de la lysocline du bassin du Brésil et d'Angola à l'Éocène/Oligocène (sites 19 et 17). Elle demeure à environ 1 000 m au-dessus de la lysocline du bassin d'Angola au Miocène (site 17), mais devient proche à cette époque de la CCD du bassin du Brésil (site 15).

1 : hiatus ; 2 : argile pélagique des grands fonds ; 3 : marnes déposées au niveau de la lysocline ; 4 : autres types de sédiments.

au niveau ou en dessous de la C.C.D.) et les marnes, qui, du fait du degré de fragmentation de leurs

de la lysocline du bassin du Brésil, à l'Éocène/Oligocène (cf. marnes éocènes/oligocènes déposées au niveau de la lysocline au site 19, fig. 9), c'est-à-dire avant l'établissement de la circulation antarctique profonde dans le bassin du Brésil. Au Miocène, par contre, cette circulation étant également bien établie au Nord du Rio Grande Rise, la C.C.D. du bassin du Brésil se rapproche de la C.C.D. moyenne (cf. argiles pélagiques du site 15, fig. 9). Il n'en va pas de même dans le bassin d'Angola, où, au Miocène, la lysocline se situe à environ 1 000 m au-dessous de la C.C.D. moyenne des bassins du Cap et d'Argentine (cf. marnes miocènes déposées au niveau de la lysocline au site 17, fig. 9). Cette observation s'explique très bien par le fait que la circulation profonde demeure presque nulle dans le bassin d'Angola. Les points de la courbe de C.C.D. moyenne (fig. 13) ont été discutés en détail dans un article précédent [Le Pichon *et al.*, 1978]. Dans le cas où pour certaines périodes les forages n'apportent aucune indication quant à la position de la C.C.D., les valeurs de C.C.D. proposées par d'autres auteurs [Berger et Roth, 1975 ; Van Andel, 1975] sont utilisées. Aucun indice, cependant, ne permet d'estimer

la C.C.D. à l'Aptien/Albien, période pour laquelle les forages n'ont atteint que des schistes bitumineux ou des sapropèles.

La courbe de paléo-C.C.D. sert de base pour la reconstruction des cartes de paléo-faciès. Les divergences existant entre cette courbe (fig. 13) et celle proposée par Van Andel *et al.* [1977], est essentiellement due au fait que nous avons considéré que la limite faciès non carbonatés/carbonatés se situe là où la teneur en CaCO₃ est égale ou inférieure à 5 %, tandis que Van Andel *et al.* [1977] ont choisi comme limite une teneur de 20 %.

— *Paléo-faciès.* Connaissant la paléobathymétrie et la paléo-C.C.D., il est possible de reconstruire les cartes de paléo-faciès en adoptant le modèle défini par Melguen et Thiede [1974] et donnant, pour l'Actuel, la distribution des faciès de part et d'autre de la C.C.D. Au niveau des marges, cependant, le manque de données concernant l'évolution des apports terrigènes au cours des temps, amène à intégrer dans la reconstruction les lignes majeures de leur distribution actuelle. Il faut aussi considérer de façon particulière les périodes de stagnation

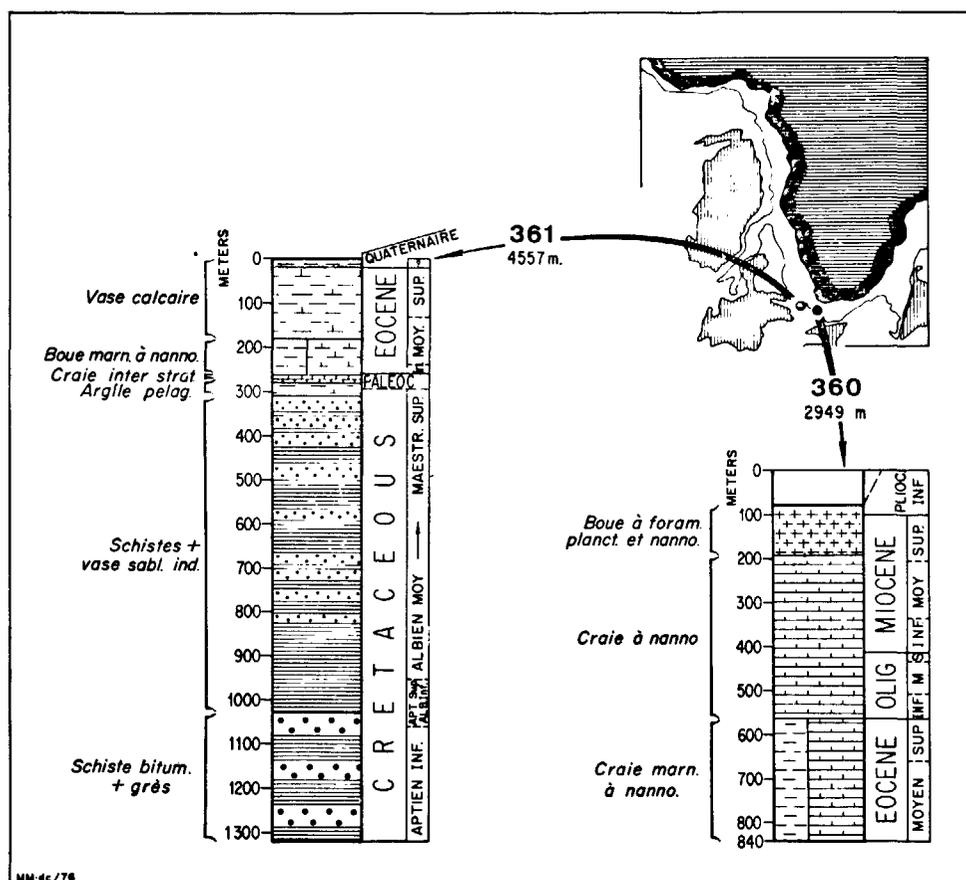


FIG. 10. — Évolution des faciès sédimentaires le long des sites 360 et 361 forés le long de la marge continentale et dans le bassin du Cap [D.S.D.P. Leg 40, Bolli *et al.*, 1975].

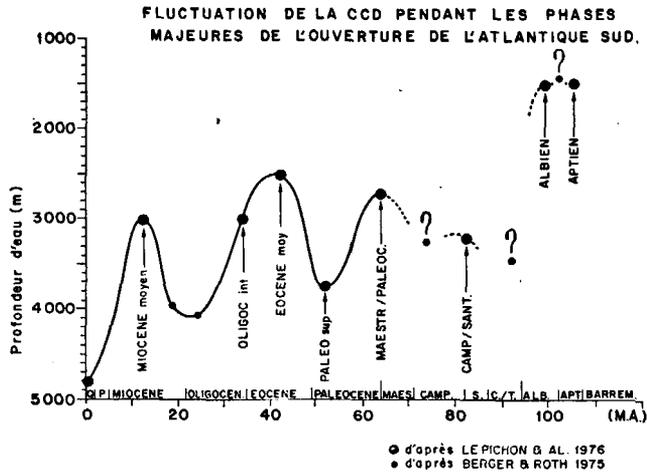


FIG. 13. — Fluctuations de la CCD depuis le Crétacé dans l'Atlantique sud. Courbe moyenne établie pour les bassins du Cap et d'Argentine. La valeur de la CCD à l'Aptien-Albien est tout à fait improbable. Elle est évaluée d'après la paléobathymétrie des schistes bitumineux décarbonatés déposés au site 361 (bassin du Cap). Van Andel *et al.* [1977] la situent vers 3 000 m. Au Santonien-Campanien la valeur de la CCD est basée sur la paléobathymétrie (\approx 3 000 m) des schistes noirs décarbonatés déposés au site 361 (bassin du Cap). La valeur choisie (3 200 m) tient compte de la valeur proposée (3 200 m) par Van Andel [1975]. Au Maestrichtien-Paléocène la CCD (3 000 m) est évaluée d'après la paléobathymétrie des argiles pélagiques déposées au site 328 (bassin d'Argentine). Cette valeur de CCD est confirmée par la présence à la même époque d'argiles pélagiques des grands fonds aux sites 361 (bassin du Cap) et 355 (bassin du Brésil), à des profondeurs de 3 200 - 3 400 m. Cette valeur est en accord avec celle proposée par Van Andel *et al.* [1977]. Au Paléocène la CCD (3 600 m) est basée sur la paléobathymétrie des argiles pélagiques déposées au site 355 (bassin du Brésil). Cette valeur est en accord avec la valeur proposée (3 500 m) par Van Andel [1975]. La CCD (2 500 m) proposée pour l'Éocène moyen est estimée d'après la paléobathymétrie (2 000 m) des marnes déposées au niveau de la lysocline (fig. 8). Cette valeur semble être confirmée par la présence d'argiles pélagiques à 3 700 m de profondeur au site 361 (bassin du Cap). Elle est peu différente de la valeur proposée (3 000 m) par Berger et Roth [1975] pour les bassins situés plus au Nord. Pour l'Oligocène inférieur la CCD (3 000 m) est évaluée d'après la paléobathymétrie des marnes déposées au site 360 (bassin du Cap). Elle est très proche de la CCD (3 200 m) proposée par Berger et Roth [1975]. La CCD (3 000 m) du Miocène moyen est basée sur la paléobathymétrie (2 500 m) des marnes déposées au niveau de la lysocline au site 360 (bassin du Cap, fig. 8), et sur celle (\approx 3 000 m) d'argiles pélagiques déposées au site 15 (bassin du Brésil, fig. 9). Berger et Roth [1975] proposent pour le Miocène moyen une CCD de 2 500 m. Du Miocène moyen/supérieur à l'actuel la CCD s'est abaissée progressivement jusqu'à atteindre 4 800 m dans le bassin d'Argentine. Dans la période pré-Oligocène, c'est-à-dire celle précédant l'établissement de la circulation Antarctique profonde, la CCD des bassins du Brésil et d'Angola est estimée d'après la paléobathymétrie des faciès clés déposés respectivement aux sites 355 et 364. A partir de l'Oligocène la CCD de ces bassins est obtenue à partir de la courbe de CCD des bassins du Cap et d'Argentine, qui est considérée comme étant respectivement de 500 m et 1 000 m (en moyenne) moins profonde que la CCD des bassins du Brésil et d'Angola.

crétacées, antérieures à l'établissement de la circulation océanique profonde et pendant lesquelles la

Bull. Soc. géol. Fr., 1978, n° 4

C.C.D., n'ayant pu être définie, la distribution des paléo-faciès demeure hypothétique.

— *Paléocirculation.* Nous avons vu le rôle joué par les courants, et notamment par les courants profonds, sur la fertilité des eaux, le transport et l'érosion des sédiments, les processus de dissolution des carbonates. Pour mieux comprendre la distribution des faciès sédimentaires, il est donc important d'essayer de reconstruire, au moins dans ses grandes lignes, la paléo-circulation profonde.

Une première approche [Ewing *et al.*, 1973] consiste à essayer de relier les réflecteurs sismiques aux périodes d'installation ou d'intensification de la circulation profonde. Ceci est particulièrement vrai dans le bassin d'Argentine, où le réflecteur A, daté de l'Oligocène [Supko *et al.*, 1975], correspond à l'installation définitive du Courant Antarctique Profond.

Une seconde approche tient compte du fait que les courants de fond engendrent des processus de dissolution et d'érosion, qui se traduisent par des hiatus dans la colonne sédimentaire. Ainsi la distribution des hiatus dans un océan donné peut, sur la base de leur paléoprofondeur (ex. fig. 8), permettre d'ébaucher l'évolution de la paléo-circulation.

Enfin, des indices de paléocirculation sont fournis par les cortèges minéralogiques présents dans les sédiments. Ainsi, dans l'Atlantique sud, par exemple, le courant antarctique profond transporte des minéraux issus des latitudes élevées et moyennes (chlorite, illite bien cristallisée, montmorillonite, feldspaths, quartz), tandis que le courant nord-atlantique transporte des minéraux issus des basses latitudes [kaolinite, illite mal cristallisée, interstratifiés chlorite montmorillonite; Melguen *et al.*, sous presse].

L'ensemble de ces observations et hypothèses permet de proposer une esquisse de cartes de paléocourants à divers stades de l'ouverture de l'Atlantique sud.

III. — SCHEMA D'ÉVOLUTION DU PALÉOENVIRONNEMENT DE L'ATLANTIQUE SUD DEPUIS LE CRÉTACÉ.

Les figures 14 à 17, puis 20 à 25, correspondent à une série de cartes présentant l'évolution de la paléobathymétrie, des paléocourants et des paléo-faciès depuis l'Aptien/Albien. Ces cartes, établies selon la méthode précédemment présentée, illustrent l'évolution de l'océan au cours des phases majeures de son ouverture. Ces phases sont au nombre de quatre : la phase Valanginien-limite Albien/Aptien, la phase Albien/Aptien-Santonien, la phase Campanien - Oligocène et la phase Oligocène-actuel.

1) *Valanginien-limite Albien/Aptien* (127-110 Ma). Cette phase est celle du début d'ouverture. Elle va

PALÉOENVIRONNEMENT DE L'ATLANTIQUE SUD

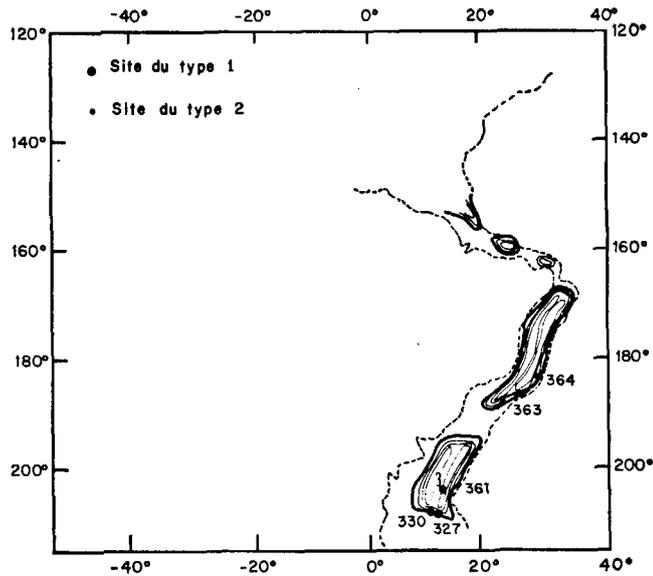


FIG. 14. — Paléobathymétrie de l'Atlantique sud à l'Aptien-Albien (anomalie MO, 100 Ma). Deux bassins atteignant déjà plus de 3 km de profondeur sont bien différenciés au Nord et au Sud de la dorsale Walvis-Rio Grande. Profondeur d'eau en kilomètres. Aux sites du type 1 (sites 327, 330, 361) ont été forés des sapropèles et des schistes bitumineux. Aux sites du type 2 (sites 363, 364) les faciès précités n'ont pas été rencontrés.

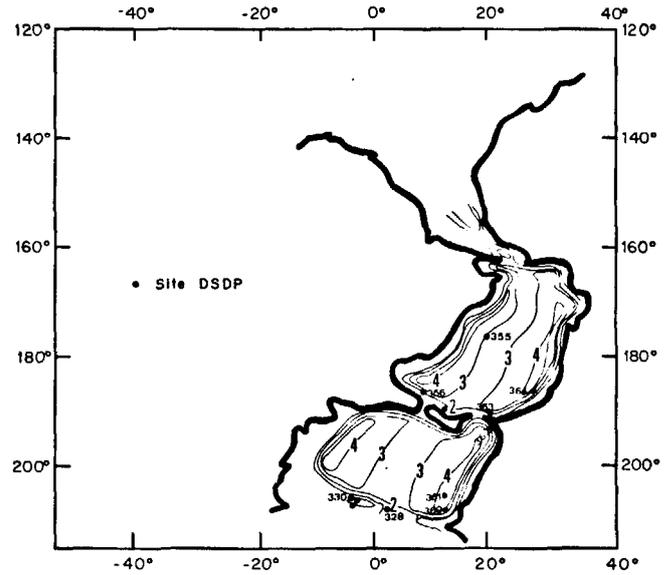


FIG. 16. — Paléobathymétrie de l'Atlantique sud au Campanien-Santonien (anomalie 34, 79 Ma). Profondeur d'eau en kilomètres. Ne sont représentés que les sites de forages ayant atteint des séquences sédimentaires Campanien-Santonien.

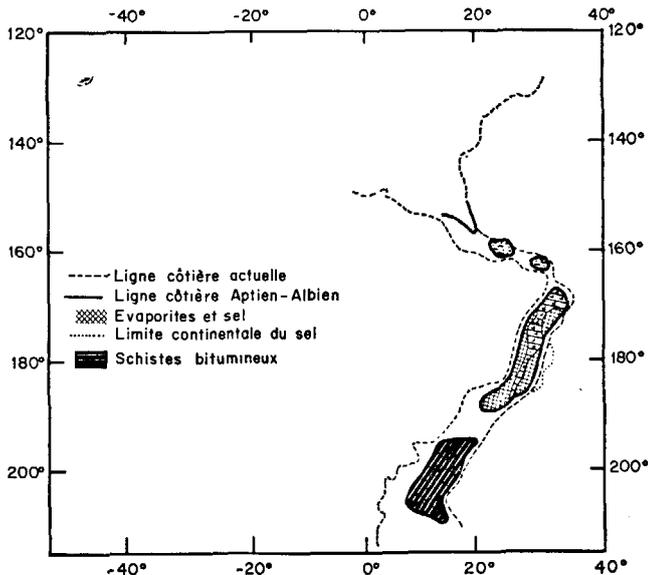


FIG. 15. — Distribution des faciès sédimentaires dans l'Atlantique sud à l'Aptien-Albien (anomalie MO, 110 Ma). Reconstruction basée essentiellement sur les résultats des legs 36 et 40 [Barker *et al.*, 1974 ; Bolli *et al.*, 1975 et 1978]. Les limites des bassins salifères sont empruntées à Leyden *et al.* [1976]. La CCD du bassin sud demeure indéfinie. Le bassin est supposé être stagnant dans sa totalité. Pour la signification des symboles des faciès, voir la figure 4.

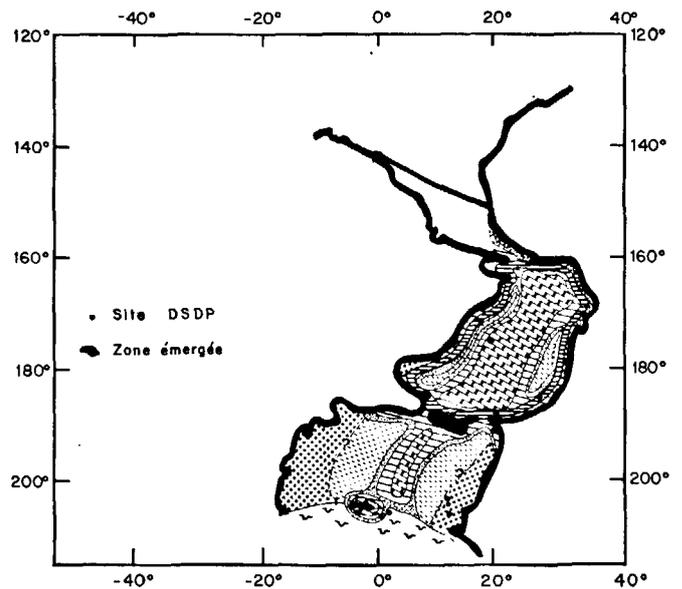


FIG. 17. — Distribution des faciès dans l'Atlantique sud au Campanien-Santonien (anomalie 34 : 79 Ma). Reconstruction essentiellement basée sur les résultats du D.S.D.P. [legs 36, 39 et 40 ; Barker *et al.*, 1974 ; Supko *et al.*, 1977 ; Bolli *et al.*, 1975 et 1978]. La CCD est estimée à 3 200 m dans les bassins du Cap et d'Argentine, et à 4 000 m dans les bassins du Brésil et d'Angola. A noter la ceinture de sapropèles sur le pourtour de ces deux derniers bassins. Probablement liée à un minimum d'oxygène, elle disparaît au Santonien, au moment de l'établissement de la communication Atlantique sud-Atlantique nord. Pour la signification des symboles des faciès, voir la figure 4.

du stade rift à celui de bassin étroit stagnant. La figure 14 montre qu'à l'Aptien-Albien, l'Atlantique sud est formé de deux bassins étroits, fermés au Sud et au Nord, et profonds de plus de 3 km. Dans le bassin sud se déposent d'épaisses séquences de grès à plantes, intercalées dans des centaines de mètres de schistes bitumineux (fig. 15). Ces schistes noirs bitumineux semblent indiquer que le bassin était, momentanément au moins, stagnant. L'étude comparée de la relation teneur en carbone organique/profondeur de dépôt de sédiments, d'une part dans l'Atlantique sud à l'Aptien-Albien, d'autre part dans le golfe de Californie à l'Holocène, fait dire à Thiede et Van Andel [1977, fig. 18] que les schistes

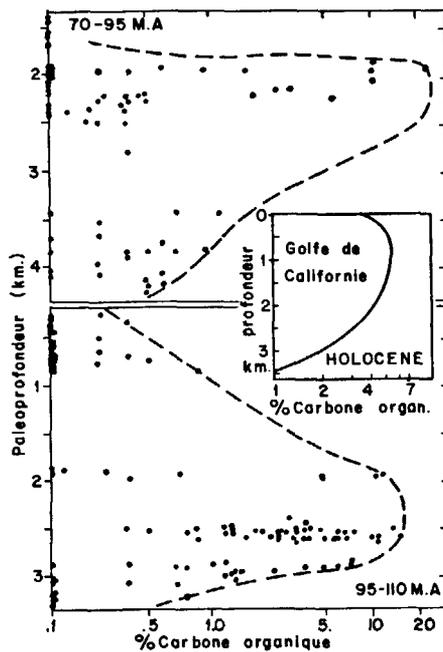


FIG. 18. --- Relation entre la teneur des sédiments de l'Atlantique sud en carbone organique et leur paléoprotendeur au Crétacé inférieur (95-110 Ma) et supérieur (70-95 Ma). Résultats du D.S.D.P. [legs 36, 39, 40; Barker *et al.*, 1974; Supko *et al.*, 1977; Bolli *et al.*, 1975 et 1978]. Comparaison avec les sédiments Holocène du golfe de Californie, d'après Thiede et Van Andel [1977].

bitumineux Aptien/Albien se sont probablement déposés dans un bassin euxinique du type de la mer Noire (fig. 19). Cependant, les parties centrales des bassins Aptien/Albien n'ayant pas été forées, des incertitudes demeurent. Ces incertitudes concernent également la profondeur de la C.C.D. à cette époque. Van Andel *et al.* [1977] la situe à environ 3 000 m, c'est-à-dire au plus profond du bassin. Cette hypothèse est difficilement acceptable si l'on admet que les conditions euxiniques qui règnent dans l'ensemble du bassin masquent la position de la C.C.D. Le bassin au Nord de la ride de Walvis est

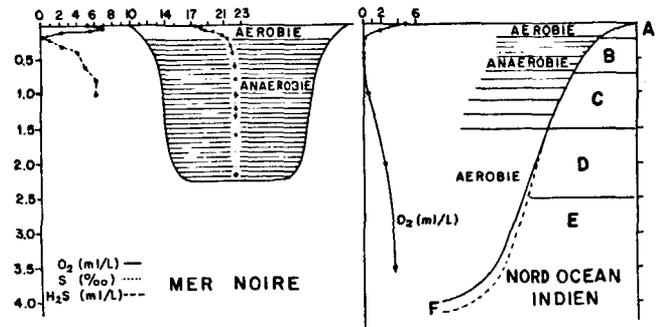


FIG. 19. --- Représentation schématique d'après Thiede et Van Andel [1977] de masses d'eau aérobies et anaérobies et de leur influence sur les sédiments dans des bassins de deux types : la mer Noire et le Nord de l'Océan Indien. En mer Noire, la zone aérobie est très riche en organismes benthiques. La zone anaérobie, par contre, est dépourvue de traces de vie benthique.

A : vase sableuse ; B : vase laminée dépourvue de zoobenthos à l'exception de Foraminifères ; C : vase gris olive ; D : vase brun foncé ; E : vase brun clair ; F : couche de sédiments oxygénés.

caractérisé à l'Aptien par le dépôt d'évaporites [Leyden *et al.*, 1976]. Les conditions euxiniques cessent à la fin du Crétacé inférieur dans le bassin sud, tandis qu'elles persistent de façon intermittente jusqu'au Santonien dans le bassin nord. Le rôle de barrière joué à cette époque par la dorsale Walvis-Rio Grande est évident.

2) Aptien/Albien-Santonien (127-79 Ma ; fig. 16, 17, 18, 19). Le passage au Crétacé supérieur est marqué par un élargissement et un approfondissement continus de l'océan (fig. 16). Des conditions franchement océaniques s'installent dans le bassin sud, tandis que le bassin nord demeure localement et par intermittence stagnant. En effet, à la différence du bassin sud, où des schistes bitumineux et des sapropèles semblent s'être déposés sur toute l'étendue du bassin au Crétacé inférieur, le bassin nord semble ne présenter une ceinture de sapropèles qu'au niveau des marges et des rides aiséismiques (fig. 17). Ces sapropèles n'ont, en effet, été forés qu'au niveau de la marge du Brésil [Supko *et al.*, 1975, 1977], de la marge d'Angola et de la dorsale de Walvis [Bolli *et al.*, 1975]. Les sédiments de même âge forés dans le bassin du Brésil se sont déposés dans des conditions oxygénées [Supko *et al.*, 1975, 1977]. Selon Thiede et Van Andel [1977], les sapropèles turonien-santonien se seraient déposés au niveau d'une masse d'eau caractérisée par un minimum d'oxygène, semblable à celui rencontré actuellement au Nord de l'océan Indien (fig. 19) ou dans le golfe de Californie (fig. 18). La sédimentation à caractère euxinique cesse définitivement dans l'Atlantique sud au Santonien, c'est-à-dire à l'établissement de la communication Atlantique

PALÉOENVIRONNEMENT DE L'ATLANTIQUE SUD

sud/Atlantique nord. Une communication golfe de Guinée/Téthys semble également exister à cette époque au travers de l'Afrique du Nord [Machens, 1973].

Si parallèlement à la grande transgression l'apport terrigène diminue fortement dans l'ensemble de l'Atlantique sud à la fin du Crétacé il demeure néanmoins important le long des côtes de l'Amérique du Sud. Cet apport semble lié au soulèvement de la Cordillère des Andes, et à celui de la chaîne de la Sierra do Mar au Brésil [McCoy *et al.*, 1977].

3) *Campanien-Oligocène inférieur* (79-36 Ma ; fig. 20, 21, 22). La figure 20 montre que cette seconde phase d'ouverture se caractérise par la disparition définitive des barrières est-ouest (zone de fracture équatoriale, zone de fracture Agulhas-Falkland, dorsale Walvis/Rio Grande). L'océan Atlantique devient partie intégrale de l'océan mondial.

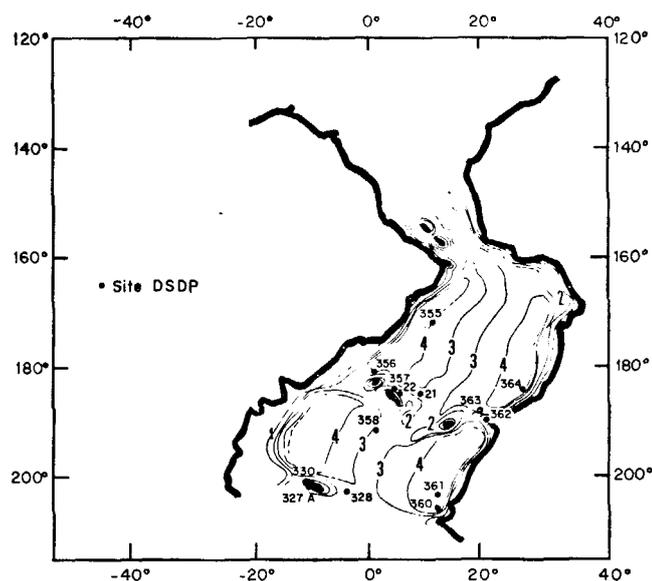


FIG. 20. — Paléobathymétrie de l'Atlantique sud au Maestrichtien (anomalie 31 : 68 Ma). Profondeur d'eau en kilomètres. Emplacement et numéro de forages ayant atteint le Maestrichtien sont indiqués. Ne sont représentés que les sites de forages ayant atteint les séquences sédimentaires du Maestrichtien.

La circulation d'eau bien oxygénée dans tout l'Atlantique sud entraîne l'explosion de la vie planctonique et, par conséquent, le dépôt de boues pélagiques riches en carbonate. C'est, notamment, le cas des craies maestrichtiennes (fig. 21). C'est également au Maestrichtien, comme le montre la distribution des hiatus qu'apparaissent à l'Ouest du bassin d'Argentine les premiers indices d'une circulation intermédiaire (1 000-3 000 m). Cette période se caractérise aussi par une nette diminution de la vitesse de sédimentation, qui passe de 60 m/Ma

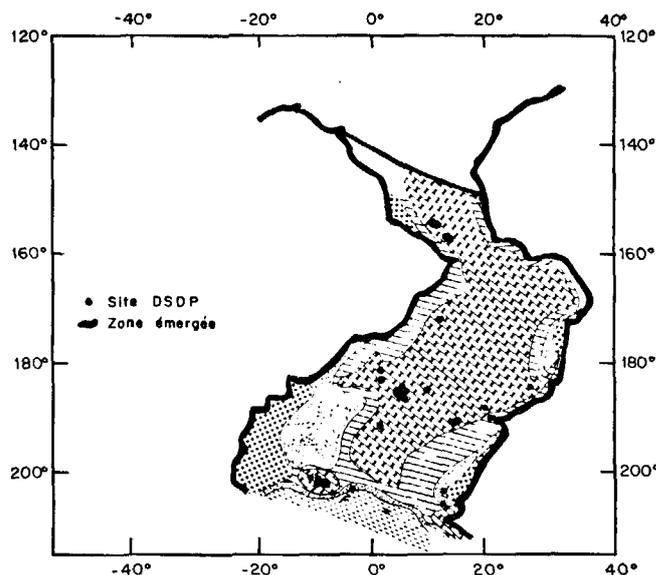


FIG. 21. — Distribution des faciès dans l'Atlantique sud au Maestrichtien (anomalie 31 : 68 Ma). Distribution basée sur les résultats du D.S.D.P. [legs 36, 39 et 40 ; Barker *et al.*, 1974 ; Supko *et al.*, 1977 ; Bolli *et al.*, 1975 et 1978]. La CCD est estimée à 4 500 m et plus dans les différents bassins. Pour la signification des symboles des faciès, voir la figure 4.

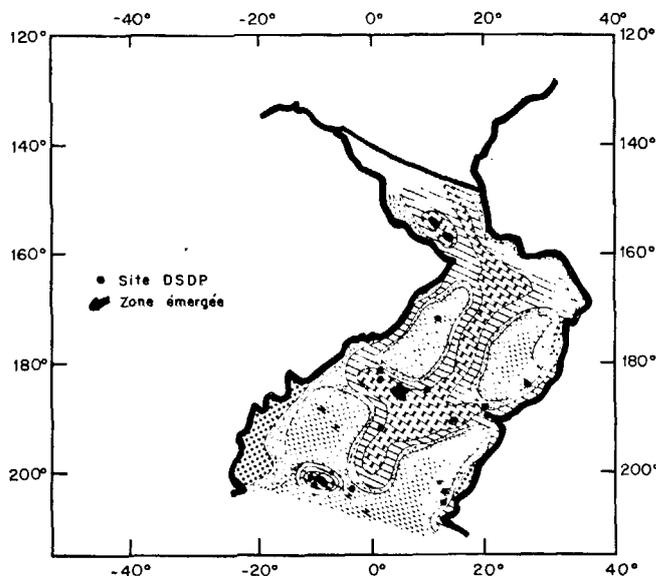


FIG. 22. — Distribution des faciès dans l'Atlantique sud à la limite Maestrichtien-Paléocène (anomalie 29 : 64 Ma). Reconstruction basée sur les résultats du D.S.D.P. [legs 36, 39 et 40 ; Barker *et al.*, 1974 ; Supko *et al.*, 1977 ; Bolli *et al.*, 1975 et 1978]. La CCD est estimée à 3 300 m pour les bassins du Brésil et d'Angola et à 2 700 m pour les bassins du Cap et d'Argentine. Pour la signification des symboles des faciès voir la figure 4.

à l'Aptien-Albien, à moins de 6 m/Ma à la limite Crétacé-Tertiaire. Cette diminution est due d'une part à la décroissance des apports terrigènes dans

l'ensemble de l'Atlantique sud à la fin du Crétacé supérieur [Barker *et al.*, 1974; Supko *et al.*, 1975; Bolli *et al.*, 1975], d'autre part à une remontée importante de la C.C.D. à la limite Crétacé-Tertiaire [Worsley, 1974]. Ainsi, le Paléocène est marqué par l'extension des séries condensées, fortement affectées par la dissolution et principalement composées d'argiles pélagiques (fig. 22). Le Paléocène est aussi caractérisé par la première apparition des faciès biogènes siliceux dans l'Atlantique sud [McCoy *et al.*, 1977]. Ces faciès se développent au niveau du plateau de Falkland et dans tout le bassin d'Argentine à l'Éocène [Ramsay, 1973]. Ils reflètent une nette augmentation de la productivité océanique primaire, liée à la remontée des eaux froides antarctiques vers le bassin d'Argentine. Cette circulation accrue des eaux froides vers le Nord est elle-même liée à la détérioration du climat de l'hémisphère sud au début de la glaciation antarctique [Geitzenauer *et al.*, 1968]. Tout comme la limite Crétacé/Tertiaire, l'Éocène supérieur est caractérisé par de nombreux hiatus [Moore *et al.*, sous presse].

La pénétration des eaux antarctiques s'accroît à l'Oligocène, parallèlement au développement de la calotte glaciaire antarctique et à l'établissement de la circulation circumpolaire après la séparation de l'Antarctique et de l'Australie [Kennett *et al.*, 1975].

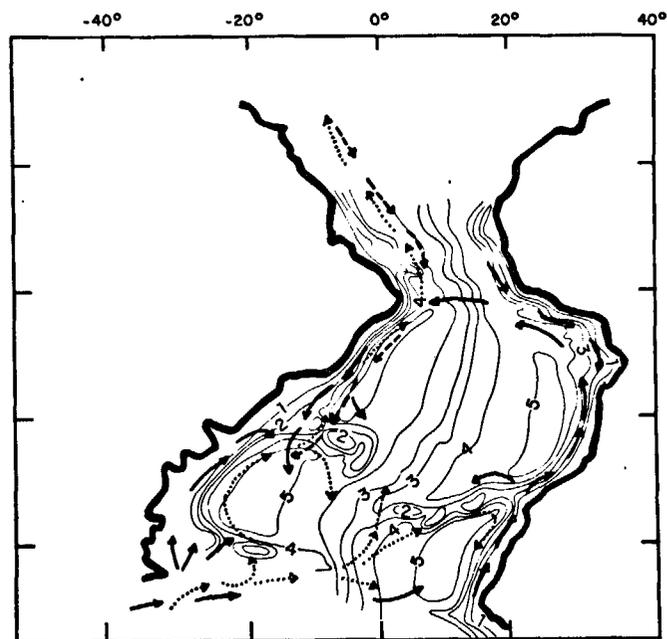


FIG. 23. — Paléobathymétrie et paléocirculation de l'Atlantique sud à l'Oligocène inférieur (anomalie 13, 36 Ma). Flèches en trait continu : courants de surface et courants intermédiaires ; flèches en tireté : courant nord-atlantique ; flèches en pointillé : courant antarctique profond. Profondeur d'eau en kilomètres. Ne sont représentés que les sites de forages ayant atteint des séquences sédimentaires Oligocène inférieur.

Bull. Soc. géol. Fr., 1978, n° 4

4) Oligocène inférieur-Actuel (36 Ma, fig. 23, 24, 25). L'Oligocène marque le passage aux conditions

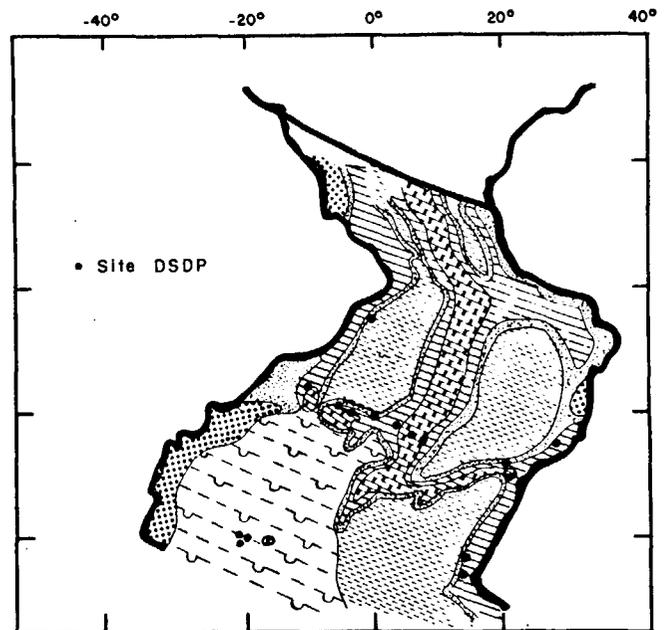


FIG. 24. — Distribution des faciès dans l'Atlantique sud à l'Oligocène inférieur (anomalie 13, 36 Ma). Reconstruction basée sur les résultats du D.S.D.P. [legs 3, 36, 39 et 40; Maxwell *et al.*, 1970; Barker *et al.*, 1974; Supko *et al.*, 1977; Bolli *et al.*, 1975 et 1978]. La CCD est estimée à 3 000 m dans les bassins du Cap et d'Argentine, à 3 500 m dans le bassin du Brésil, à 4 000 m dans le bassin d'Angola. La différenciation d'un bassin à l'autre est liée à l'établissement du courant antarctique profond. Pour la signification des symboles des faciès, voir la figure 4.

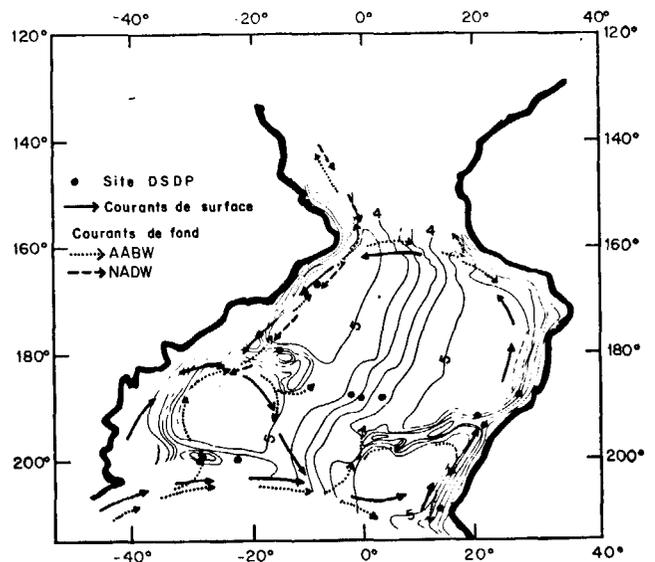


FIG. 25. — Paléobathymétrie (isobathes tous les kilomètres) et paléocirculation de l'Atlantique sud au Miocène supérieur (anomalie 5, 9 Ma). Flèche en pointillé : courant antarctique profond (AABW) ; flèche en tireté : courant nord-atlantique (NADW). La profondeur d'eau des quatre bassins dépasse 5 000 m. Ne sont représentés que les sites des forages ayant atteint des séquences sédimentaires Miocène supérieur.

actuelles de circulation et de sédimentation. A l'Oligocène inférieur, l'Atlantique sud est déjà largement ouvert et ses bassins atteignent plus de 5 000 m de profondeur (fig. 23). Les prémices de la circulation antarctique profonde sont apparues à la limite Éocène/Oligocène [Margolis et Kennett, 1970 ; Kennett *et al.*, 1974 ; Shackleton et Kennett, 1975 *a* et *b*], mais la circulation n'acquiert ses caractéristiques actuelles qu'à l'Oligocène supérieur [Supko *et al.*, 1975]. Dès l'Oligocène inférieur, la pénétration du courant antarctique profond dans le bassin du Brésil y favorise une remontée de la C.C.D. Dès lors, la distribution des faciès dans ce bassin (fig. 24) se rapproche de celle des bassins du Cap et d'Argentine, avec toujours, cependant, un niveau de compensation de la calcite situé nettement plus profondément (≈ 500 m) que celui des bassins du Cap et d'Argentine. La chute générale de la C.C.D. à l'Oligocène, probablement liée à une augmentation de la productivité océanique, entraîne une extension des faciès carbonatés. Cette extension est d'autant plus nette que l'apport terrigène du continent n'augmente pas [McCoy *et al.*, 1977]. Ce changement majeur intervenu dans la distribution des faciès à l'Oligocène ne sera interrompu qu'au Miocène à cause d'une nouvelle montée de la C.C.D. (fig. 13). L'Oligocène est encore caractérisé d'une part par l'apparition de faciès siliceux sur la marge d'Angola, y reflétant les premiers phénomènes d'*upwelling*, d'autre part par le dépôt extensif sur toutes les dorsales de craie à *Braarudosphaera* [Bolli *et al.*, 1978 ; Noël et Melguen, 1978].

Au Miocène, la configuration géométrique de l'Atlantique sud (fig. 25) est tout à fait semblable à sa configuration actuelle. Le passage Drake s'ouvre au Miocène inférieur [Ciesielski et Wise, 1977].

Le front polaire miocène migre vers le Nord et fait reculer vers le Nord la zone de forte productivité des carbonates, entraînant au Sud du 40^e degré un remplacement des faciès carbonatés par des faciès biogènes siliceux [Ciesielski et Wise, 1977 ; McCoy *et al.*, 1977].

La carte de distribution des sédiments au Miocène supérieur (fig. 26) est proche de celle de distribution actuelle des sédiments (fig. 4). Elle en diffère essentiellement par une plus grande extension des argiles pélagiques, due à la position relativement élevée de la C.C.D. (fig. 13). La chute progressive de la C.C.D. du Miocène à l'Actuel se traduit par la suite par une régression progressive de l'étendue des argiles pélagiques de grand fond, tandis que progresse celle des marnes et des boues calcaires. La sédimentation est également modifiée au niveau des marges par un apport accru de matériel terrigène, lié à une succession de cycles transgression/régression [McCoy *et al.*, 1977].

D'importantes fluctuations du courant antarctique

profond, liées aux maxima de la glaciation antarctique, se manifestent du Miocène au Pliocène [Melguen *et al.*, sous presse]. Le Miocène moyen/supérieur et l'une des trois grandes périodes à hiatus, qui ont jalonné l'évolution du paléoenvironnement de l'Atlan-

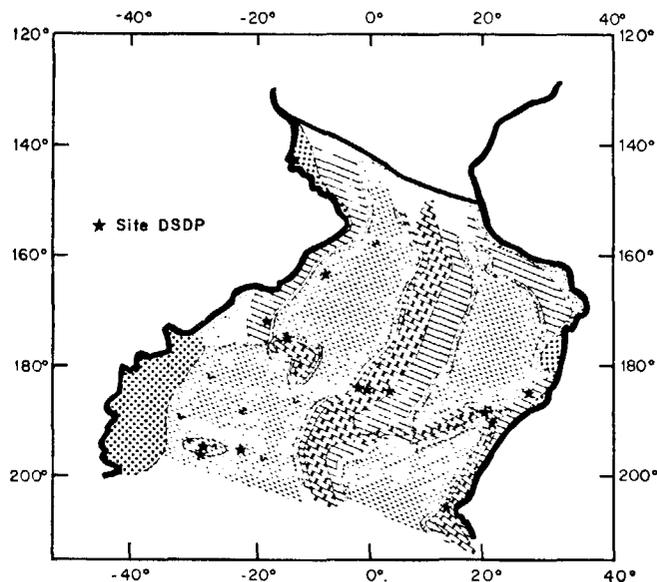


Fig. 26. — Distribution des faciès dans l'Atlantique sud au Miocène supérieur (anomalie 5, 9 Ma). Reconstruction basée sur les résultats du D.S.D.P. [legs 3, 36, 39, 40 ; Maxwell *et al.*, 1970 ; Barker *et al.*, 1974 ; Supko *et al.*, 1977 ; Bolli *et al.*, 1975 et 1978]. La CCD est estimée à environ 4 000 m dans les bassins du Cap et d'Argentine, à 4 500 m dans le bassin du Brésil, à 5 000 m dans le bassin d'Angola. Pour la signification des symboles des faciès voir la figure 4.

tique sud. De plus, il existe un parallélisme frappant entre la répartition chronologique des hiatus dans l'Atlantique sud et dans le Pacifique est [Moore *et al.*, sous presse]. Ce parallélisme suggère une cause d'érosion commune : le courant antarctique profond [Van Andel *et al.*, 1977].

Le Miocène est encore caractérisé par l'établissement de la circulation du courant antarctique dans la zone de fracture de la Romanche [fig. 25 ; Sclater et McKenzie, 1973 ; Berggren et Hollister, 1974]. Concernant le courant nord-atlantique, nous ne possédons pas d'indices de son passage dans l'Atlantique sud avant le Miocène [Melguen *et al.*, sous presse]. Il semble, cependant, qu'il ait été bien établi dans l'Atlantique nord depuis l'Éocène inférieur/moyen [Berggren et Hollister, 1974]. Les phénomènes d'*upwelling*, liés au courant du Benguela le long de la marge d'Afrique du Sud commencent à se manifester à l'Éocène, mais sont surtout nets au Miocène supérieur et au Pliocène [Melguen, 1978].

CONCLUSION.

Comme nous l'avons dit, le but de cet article n'est pas de présenter une synthèse de toutes les connaissances acquises jusqu'à présent sur l'Atlantique sud, ni de retracer l'évolution complète de son paléoenvironnement. Ce modèle schématique de l'évolution d'un océan, s'appuyant sur la théorie de la tectonique des plaques et intégrant les données des forages D.S.D.P. [legs 3, 36, 39, 40; Maxwell *et al.*, 1970; Barker *et al.*, 1974; Supko *et al.*, 1977; Bolli *et al.*, 1978], est avant tout un modèle de travail présentant de grandes similitudes avec le modèle proposé par Van Andel *et al.* [1977].

Des divergences apparaissent entre notre modèle et celui récemment présenté par McCoy *et al.* [1977]. Ces divergences concernant notamment la distribution des faciès terrigènes au niveau des marges d'Amérique du Sud et celle des faciès biogènes siliceux dans le bassin du Cap au Tertiaire. Au niveau des marges de l'Amérique du Sud, les vases terrigènes sont, selon McCoy *et al.* [1977], plus largement répandues qu'elles ne le sont sur notre reconstruction et s'étendent jusqu'au centre des bassins d'Argentine et du Brésil. Aucune distinction n'est faite entre vases terrigènes et argile pélagique des grands fonds. Selon ces auteurs, toute la marge brésilienne est au Miocène recouverte d'un faciès marneux, semblable à celui rencontré à la même époque le long de la marge d'Afrique du Sud et s'étendant dans le bassin du Brésil jusqu'à une profondeur d'eau supérieure à 4 000 m. Cela est surprenant étant donné la remontée de la C.C.D. à près de 3 000 m au Miocène. A noter, d'ailleurs, que la reconstruction de McCoy *et al.* [1977], ne tient compte, ni des variations de la C.C.D., ni de l'évolution paléobathymétrique de l'Atlantique sud. Ce dernier point les conduit, notamment, à établir une circulation des masses d'eau de fond et de surface d'une extrémité à l'autre de l'Atlantique sud dès le Crétacé inférieur. Cette

hypothèse est, comme le montre la figure 14, apparemment mal fondée.

Pour ce qui est des faciès biogènes siliceux, McCoy *et al.* [1977], étendent leur distribution dès le Miocène, non seulement au plateau de Falkland et au bassin d'Argentine, mais également à l'ensemble du bassin du Cap. Leur reconstruction est alors basée, non seulement sur les résultats des forages du D.S.D.P., mais aussi sur une vingtaine de carottes à piston prélevées dans les bassins d'Argentine et du Cap, ce qui la rend crédible.

Il est certain que les résultats des 24 forages effectués par le « *Glomar Challenger* » demeurent insuffisants pour reconstruire de façon satisfaisante l'évolution du paléoenvironnement de l'Atlantique sud. L'originalité du modèle de McCoy *et al.* [1977] par rapport à celui de Van Andel *et al.* [1977] et par rapport au nôtre, réside, non seulement dans une méthode de reconstruction différente, mais aussi dans les données de base utilisées. En effet, en plus des résultats du D.S.D.P., ce modèle utilise pour le Néogène, l'information fournie par 300 carottes, prélevées (par carottiers à piston) dans l'Atlantique sud par l'« *Atlantis* », le « *Véma* » et le « *Conrad* ». Il constitue donc pour la période Mio-Pliocène une précieuse source d'information. Est également précieuse l'étude récente du plateau de Falkland par Ciesielski et Wise [1977].

Remerciements.

L'essentiel de ces résultats a fait l'objet d'une communication à la Joint Oceanographic Assembly à Edimbourg en août 1976. Nous remercions les responsables du D.S.D.P. ainsi que les chefs de mission du Leg 40 [W. B. F. Ryan et H. Bolli] de nous avoir permis d'utiliser ces résultats avant la publication des rapports initiaux.

Nous remercions D. Carré et A. Grotte pour le soin apporté aux dessins, N. Guillo pour la frappe du manuscrit.

Références

- ADELSECK C. G. Jr. (1977). — Recent and late Pleistocene sediments from the eastern equatorial Pacific Ocean : sedimentation and dissolution. Thèse, 192 p., Univ. California, 192 p.
- ARRHENIUS G. O. (1952). — Sediment cores from the East Pacific. Rep. Swed. deep sea Exped. (1947-1948), parts 1-4, 5, p. 1-288.
- BARKER P. F., DALZIEL I. W. D., ELLIOTT D. H., BORCH C. C. VON DER, THOMPSON R. W., PLAFKER G., TJALSMA R. C., WISE S. W., DINKELMAN M. G., GOMBOS A. M., LONARDI A. et TARNEY J. (1974). — Southwestern Atlantic, leg. 36 *Geotimes*, vol. 19, n° 11, p. 16-18.
- Bull. Soc. géol. Fr.*, 1978, n° 4

PALEOENVIRONNEMENT DE L'ATLANTIQUE SUD

- BERGER W. H. (1968). — Planktonic Foraminifera-selective solution and paleo-climatic interpretation. *Deep Sea Res.*, 15, p. 31-43.
- BERGER H. W. (1970 a). — Planktonic foraminifera-selective solution and the lysocline. *Marine Geol.*, vol. 8, p. 111-138.
- BERGER W. H. (1970 b). — Biogenous deep-sea sediments : fractionation by deep sea circulation. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 81, p. 1385-1402.
- BERGER W. H. (1972). — Deep Sea Carbonates : dissolution facies and age-depth constancy. *Nature, Lond.*, vol. 236, p. 392-395.
- BERGER W. H. (1973). — Deep-Sea Carbonates : evidence for a coccolith lysocline. *Deep Sea Res.*, vol. 20, p. 917-921.
- BERGER W. H. et WINTERER E. L. (1974). — Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In : « Pelagic sediments on Land and under the Sea », K. J. HSÜ et H. JENKYN (Ed.), *Spec. Publ. Internat. Assoc. Sedim.*, vol. 1, p. 11-48.
- BERGER W. H. et ROTH P. H. (1975). — Oceanic Micro-paleontology - Progress and prospect. *Rev. Geophys. space physics*, vol. 13, n° 3, p. 561-636.
- BERGER W. H., ADELSECK C. G. et MAYER L. A. (1976). — Distribution of carbonate in surface sediments of the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, vol. 81, p. 2617-2627.
- BERGGREN W. A. et HOLLISTER C. D. (1974). — Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean. In : studies in Paleo-oceanography, W. W. HAY (ed.), *Soc. Econ. Paleont. mineral. Spec. public*, n° 20, p. 126-186.
- BERGGREN W. A. et VAN COUVERING J. A. (1974). — The late neogene biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 16, n° 1/2, p. 1-216.
- BISCAYE P. E. (1965). — Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 76, p. 803-832.
- BISCAYE P. E. et DASCH E. F. (1968). — Source of Argentine Basin Sediment, Southwestern South Atlantic Ocean. *Geol. Soc. Amer., Abstract*, p. 28.
- BISCAYE P. E., KOLLA V. et TUREKIAN K. K. (1976). — Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic ocean. *J. Geophys. Res.*, vol. 81, n° 15, p. 2595-2603.
- BOLLI H. M., RYAN W. B. F., MCKNIGHT B. K., KAGAMI H., MELGUEN M., SIESSER W. G., NATLAND J., LONGORIA J. F., PROTO-DECIMA F., FORESMAN J. B. et HOTTMAN W. E. (1975). — Basins and Margins of the eastern South Atlantic. *Geotimes*, vol. 20, n° 6, p. 22-24.
- BOLLI H. M., RYAN W. B. F., MCKNIGHT B. K., KAGAMI H., MELGUEN M., SIESSER W. G., NATLAND J., LONGORIA J. F., PROTO-DECIMA F., FORESMAN J. B. et HOTTMAN W. E. (1978). — Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 40 (U.S. Government Printing Office, Washington).
- BORNHOLD B. D. (1973). — Late Quaternary sedimentation in the eastern Angola Basin. Woods Hole Oceanographic Institution. Technical Report (manuscript non publié).
- BRAMLETTE M. N. (1961). — Pelagic sediments. In : Oceanography. Lectures at the international Oceanographic Congress (p. 345-366). Mary SEARS (Ed.) Amer. Ass. Advan. Sci. Publ. 67, New-York, 635 p.
- BRAMLETTE M. N. (1965). — Massive extinctions in biota at the end of Mesozoic time. *Science*, 148, p. 1696-1699.
- BROECKER W. S. (1971). — A kinematic model for the chemical composition of sea water. *Quaternary Res.*, vol. 1, p. 188-207.
- BULLARD E. C., EVERETT J. E. et SMITH A. G. (1965). — The fit of the continents around the Atlantic. In : A Symposium on Continental Drift. P. M. S. BLACKETT, E. BULLARD et S. K. RUNCORN (ed.). *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 1088, p. 41-51.
- BURCKLE L. H. et STANTON D. (1976). — Distribution of displaced Antarctic diatoms in the Argentine Basin. Third symposium on Recent and Fossil Marine Diatoms, Kiel, September 9-13, 1974, *Reimer Simonsen* (ed.), 1975. Royal Octavo. Vol. III, p. 283-292.
- CALVERT S. E. et PRICE N. B. (1971). — Recent sediments of the south West African Shelf. In : The Geology of the East Atlantic Continental Margin, F. M. DELANY (ed.). *Inst. Geol. Sc. Rept. n° 70/16*, p. 173-185.
- CHAMLEY H. (1975). — Influence des courants profonds au large du Brésil sur la sédimentation argileuse récente. IX^e Congr. International sédiment., Nice 1975, thème 8, p. 13-17.
- CIESIELSKI P. F. et WISE S. W. (1977). — Geologic history of the Maurice Ewing Bank of the Falkland Plateau (southwest Atlantic sector of the southern ocean) based on piston and drill cores. *Marine Geol.*, vol. 25, p. 175-207.
- CLOCCHIATTI M. (1976). — Sédimentation pélagique néogène et quaternaire et dissolution des carbonates dans le bassin de Madagascar. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XVIII, n° 6, p. 1613-1624.
- CONNARY S. D. (1972). — Investigations of the Walvis Ridge and environs. Ph. D. dissert, Columbia Univ., 228 p.
- CONNARY S. D. et EWING M. (1974). — Penetration of Antarctic water from the Cape Basin into the Angola Basin. *J. Geophys. Res.*, vol. 79, n° 3, p. 463-469.
- ELLIS D. B. et MOORE T. C. Jr. (1973). — Calcium carbonate, opal and quartz in Holocene pelagic sediments and the calcite compensation level in the South Atlantic Ocean. *J. Marine Res.*, vol. 31, n° 3, p. 210-227.
- EMERY K. O., UCHUPI E., BOWIN C., PHILLIPS J. et SIMPSON E. S. W. (1975). — Continental margin off Western Africa-Cape St Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South-West Africa); *A.A.P.G. Bull.*, vol. 59, n° 1, p. 3-59.
- EWING M. (1965). — The sediments of the Argentine Basin. *Qual. J. Roy. Astronom. Soc.*, vol. 6., p. 10-27.
- EWING M., CARPENTER G., WINDISCH C. et EWING J. (1973). — Sediment distribution in the Oceans. *The Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 84, p. 71-88.
- GARDNER J. V. (1975). — Late Pleistocene carbonate dissolution cycles in the eastern equatorial Atlantic. In : « Dissolution of Deep sea carbonates », Cushman foundation for foraminiferal research, *Spec. Public. n° 13*, p. 129-141.
- GEITZENAUER K. R., MARGOLIS S. V. et EDWARDS D. S. (1968). — Evidence consistent with Eocene glaciation in a South Pacific deep-sea sedimentary core. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol. 4, p. 173-177.
- GOLDBERG E. D. et GRIFFIN J. J. (1964). — Sedimentation rates and mineralogy in the South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, vol. 69, p. 4293-4309.
- HEIRTZLER J. R., DICKSON G. O., HERRON E. M., PITMAN III W. C. et LE PICHON X. (1968). — Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Res.*, vol. 73, p. 2119-2136.
- HOLLISTER C. D. et ELDER R. B. (1969). — Contour currents in the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, vol. 16, p. 99-101.

- JOHNSON D., MCDOWELL S. E. et REID J. L. Jr. (1975). — Antarctic Bottom Water Transport through the Vema Channel (sous presse).
- JOHNSON D. A., MCDOWELL S. E., SULLIVAN L. G. et BISCAYE P. E. (1976). — Abyssal hydrography, nephelometry, currents and benthic boundary layer structure in the Vema channel. *J. Geophys. Res.*, vol. 81, n° 33, p. 5771-5786.
- KENNETT J. P., BURNS R. E., ANDREWS J. E., CHURKIN M., DAVIES T. A., DUMITRICA P., EDWARDS A. R., GALEHOUSE J. S., PACKHAM G. H., VAN DER LINGEN G. J. (1973). — Australian-Antarctic Continental Drift, Palaeocirculation changes and Oligocene Deep-Sea Erosion. *Science*, vol. 239, n° 91, p. 51-55.
- KENNETT J. P., HOUTZ R. E., ANDREWS P. V., EDWARDS A. R., GOSTIN V. A., HAJOS N., HAMPTON M., JENKINS D. G., MARGOLIS S. V., OVENSINE A. T. et PERCH-NIELSEN K. (1974). — Development of the circum-Antarctic Current. *Science*, vol. 186, p. 144-147.
- KENNETT J. P., HOUTZ R. E., ANDREWS P. V., EDWARDS A. R., GOSTIN V. A., HAJOS N., HAMPTON M., JENKINS D. G., MARGOLIS S. V., OVENSINE A. T. et PERCH-NIELSEN K. (1975). — Cenozoic paleoceanography in the southwest Pacific Ocean and the development of the circum-antarctic current. Initial Reports Deep-Sea Drilling Project (U.S. Government Printing Office, Washington), vol. 29, p. 1155-1169.
- LADD J. W. (1974). — South Atlantic sea-floor spreading and Caribbean tectonics. Ph. D. thesis, New-York, Columbia University, 251 p.
- LADD J. W. (1976). — Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 87, p. 969-976.
- LANGSETH M. G., LE PICHON X. et EWING M. (1966). — Crustal structure of the mid-ocean ridges, 5. Heat flow through the Atlantic Ocean floor and convection currents. *J. Geophys. Res.*, vol. 71, p. 5321-5355.
- LARSON R. L. et LADD J. W. (1973). — Evidence for the opening of the south Atlantic in the Early Cretaceous. *Nature*, vol. 246, p. 299-312.
- LECLAIRE I. et CLOCCHIATTI M. (1976). — La dissolution des carbonates en milieu océanique. Son rôle dans la genèse des dépôts pélagiques pendant le Cénozoïque. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XVIII, p. 1315-1335.
- LE PICHON X., EWING M. et TRUCHAN M. (1971 a). — Sediment transport and distribution in the Argentine Basin, 2. Antarctic bottom current passage into the Brazil Basin. In : « Physics and Chemistry of the Earth, VIII, L. H. AHRENS (ed.), p. 31-48.
- LE PICHON X. et HAYES D. H. (1971 b). — Marginal offsets, fracture and the early opening of the South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, vol. 76, p. 6283-6293.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et BONNIN J. (1973). — Plate Tectonics. Elsevier, 312 p.
- LE PICHON X., SIBUET J. C. et FRANCHETEAU J. (1977). — The fit of the continents around the North Atlantic ocean. *Tectonophysics*, 38, p. 169-209.
- LE PICHON X., MELGUEN M. et SIBUET J. C. (1978). — A schematic model of the evolution of the South Atlantic. In « Advances in Oceanography » H. CHARNOCKET Sir G. Deacon (ed.), 1-48.
- LEYDEN R., ASMUS H., ZEMBRUSKI S. et BRYAN G. (1976). — South Atlantic Diapiric structures. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 60, n° 2, p. 196-212.
- LISITZIN A. P. (1971). — Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments. In : « The micropaleontology of Oceans », (p. 173-195) M. N. FUNNEL et W. R. RIEDEL (ed.), Cambridge University Press, 828 p.
- LONARDI A. G. et EWING M. (1971). — Sediment transport and distribution in the Argentine Basin, 4. Bathymetry of the continental margin, Argentine Basin and other related provinces. Canyons and sources of sediments. In : Physics and Chemistry of the Earth, L. H. AHRENS (ed.), VIII, p. 73-121.
- MACHENS E. (1973). — The geologic history of the marginal basins along the north shore of the gulf of Guinea. In : « The ocean basins and margins ». Vol. 1, South Atlantic. NAIRN A. E. M. et STEHLI F. G. (eds.). New-York (Plenum Press), p. 351-390.
- MARGOLIS S. V. et KENNETT J. P. (1970). — Antarctic glaciation during the Tertiary recorded in sub-Antarctic deep-sea cores. *Science*, vol. 170, p. 1085-1087.
- MAXWELL A. E. et al. (1970). — Initial Reports of the Deep Sea Drilling Projects (U.S. Government Printing Office, Washington), vol. III, 806 p.
- MCCOY F. W. et ZIMMERMAN H. B. (1977). — A history of sediment lithofacies in the south Atlantic Ocean. In : SUPKO P. R., PERCH-NIELSEN K. et al., Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project (U.S. Government Printing Office, Washington), vol. 39, p. 1047-1079.
- MCKENZIE D. P. et SCLATER J. G. (1969). — Heat flow in the eastern Pacific and sea-floor spreading. *Bull. Volcanol.*, vol. 33, (1), p. 101-118.
- 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. In : BOLLI et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (U.S. Government Printing Office, Washington), vol. 40, p. 981-1024.
- MELGUEN M. et THIEDE J. (1974). — Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from the Vema Channel and the Rio Grande Rise (Southwest Atlantic Ocean). *Marine Geol.*, vol. 17, p. 341-353.
- MELGUEN M. et THIEDE J. (1975). — Influence des courants profonds au large du Brésil sur la distribution des faciès sédimentaires récents. IX^e Congr. International sédiment., Nice 1975, thème 8, p. 51-55.
- MELGUEN M., BOLLI H. M., RYAN W. B. F., MCKNIGHT B. K., KAGAMI H., SIESSER W. G., NATLAND J., LONGORIA J. F., PROTO-DECIMA F., FORESMAN J. B. et HOTTMAN W. E. (1975). — Facies evolution and carbonate dissolution cycles in sediments from basins and continental margins of the eastern South Atlantic since early Cretaceous. IX^e Congr. International Sédiment., Nice, 1975, thème 8 ; p. 43-50.
- MELGUEN M., DEBRABANT P., CHAMLEY H., MAILLOT H., HOFFERT M., et COURTOIS C. (sous presse). — Influence des courants profonds sur les faciès sédimentaires du Vema channel (Atlantique sud) à la fin du Cénozoïque. *Bull. Soc. géol. France*.
- METCALF W. G., HEEZEN B. C. et STALCUP M. C. (1964). — The sill depth of the Mid-Atlantic Ridge in equatorial regions. *Deep-Sea Res.* vol. 11, p. 1-10.
- MOORE T. C., VAN ANDEL T. H., SANCETTA C. et PISIAS N. (sous presse). — Cenozoic hiatuses in pelagic sediments. In : RIEDEL W. R. et SAITO T. (eds.), Marine plankton and sediments, New-York. Micropaleontology Press.
- MURRAY J. et RENARD A. F. (1891). — Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyages of the « H.M.S. Challenger » in the years 1872 to 1976. In : « Challenger Reports », H.M.S.O., Edinburgh, 525 p.
- NOEL D. et MELGUEN M. (1978). — Nannofacies of Cape Basin and Walvis Ridge sediments (Leg 40). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (U.S. Government Printing Office, Washington, vol. 40), p. 487-524.

PALÉOENVIRONNEMENT DE L'ATLANTIQUE SUD

- PRATJE O. (1939). — Sediments of South Atlantic. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 23, p. 1 666-1 672.
- RAMSAY A. T. S. (1973). — A history of organic siliceous sediments in the oceans. *Paleont. Assoc. London, spec. oaper. paleont.*, vol. 12, p. 199-234.
- RAMSAY A. T. S. (1974). — The distribution of calcium carbonates in deep sea sediments. In : « Studies in Paleo-oceanography », HAY W. W. (ed.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. publ.*, n° 20, p. 58-76.
- SCHNEIDERMAN N. (1973). — Deposition of coccoliths in the compensation zone of the Atlantic Ocean. In : *Proc. Symposium Calcareous nannofossils, Gulf Coast Sec., Soc. Econ. Paleont. mineral.* SMITH L. A. et HARDENBOL J. (Ed.), Houston, Texas, p. 140-151.
- SCLATER J. G., ANDERSON R. N. et BELL M. L. (1971). — Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, vol. 76, p. 7888-7915.
- SCLATER J. et MCKENZIE D. P. (1973). — Paleobathymetry of the South Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 84, p. 3203-3215.
- SEIBOLD E. (1970). — Nebenmeere in humiden und ariden Klimabereich. *Geol. Rundschau*, vol. 60, p. 73-105.
- SHACKLETON N. J. et KENNETT J. P. (1975 a). — Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation : oxygen and carbon isotope analyses in D.S.D.P. sites 277, 279 and 281. In : KENNETT J. P., HOUTZ R. E. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (U.S. Government Printing Office, Washington), vol. 29, p. 743-755.
- SHACKLETON N. J. et KENNETT J. P. (1975 b). — Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes at D.S.D.P. site 284 - implications for glacial History of the northern hemisphere and Antarctica. In : KENNETT J. P., HOUTZ R. E. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (U.S. Gov. Printing Office, Washington), vol. 29, p. 801-807.
- SHANNON L. V. et RIJSWIJCK M. VAN (1969). — Physical Oceanography of the Walvis Ridge region - invest. Rept. Div. Sea Fisheries South Africa, n° 70.
- SIBUET J. C. et MASCLE J. (1978). — Plate kinematic implications of Atlantic Equatorial fracture zone trends. *J. Geophys. Res.*, p. 3401-3421.
- SIESSER W. G., SCRUTTON R. A. et SIMPSON E. S. W. (1974). — Atlantic and Indian ocean Margins of Southern Africa. In : « The Geology of continental Margins », C. A. BURK, C. L. DRAKE (Ed). New-York, Springer-Verlag, p. 641-654.
- STEEMAN NIELSEN E. et JENSEN A. E. (1957). — Primary oceanic production. *Galathea Reports*, vol. 1, p. 47-136.
- SUPKO P. R., PERCH-NIELSEN K., BOERSMA A., BONATTI E., CARLSON R. L., DINKELMAN M. G., FODOR R. V., KUMAR N., MCCOY F., NEPROCHNOV Y. P., THIEDE J. et ZIMMERMAN H. B. (1975). — Leg 39 examines facies changes in South Atlantic. *Geotimes*, vol. 20, n° 3, p. 26-28.
- SUPKO P. R., PERCH-NIELSEN K., BOERSMA A., BONATTI E., CARLSON R. L., DINKELMAN M. G., FODOR R. V., KUMAR N., MCCOY F., NEPROCHNOV Y. P., THIEDE J. et ZIMMERMAN H. B. (1977). — Site chapters, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project (Washington, U.S. Government Printing Office), vol. 39.
- TAKAHASHI T. (1975). — Carbonate chemistry of seawater and the calcite compensation depth in the oceans. In : *Dissolution of Deep-Sea Carbonates*, edit. by W. SLITER, A. W. H. BÉ et W. BERGER (ed.), Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Washington D. C., Spec. Public., 13, p. 11-26.
- TAPPAN H. (1968). — Primary production, isotopes, extinctions and the atmosphere. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, vol. 4, p. 187-210.
- TARLING D. H. et MITCHELL J. G. (1976). — Revised Cenozoic polarity time scale. *Geology*, p. 133-136.
- THIEDE J., PASTOURET L. et MELGUEN M. (1974). — Sédimentation profonde au large du delta du Niger (golfe de Guinée). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 278, Sér. D, p. 987-990.
- THIEDE J. et VAN ANDEL T. H. (1977). — The paleoenvironment of anaerobic sediments in the late Mesozoic South Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol. 33, p. 301-309.
- THIERSTEIN H. R. (sous presse). — Biostratigraphy of marine Mesozoic sediments by calcareous nannoplankton. Third Planktonic Conference Proceedings.
- TREHU A., SCLATER J. et NABELEK J. (1976). — The depth and thickness of the ocean crust and its dependence upon age. *Bull. Soc. géol. France*, vol. 18, n° 4, p. 917-930.
- TUREKIAN K. K. (1964). — The geochemistry of the Atlantic Ocean basin. *Trans. N. Y. Ac. Sc.*, Sér. 2, 26, p. 312-330.
- VAN ANDEL T. H. (1975). — Mesozoic Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth. Planet. Sc. Lett.*, vol. 26, p. 187-194.
- VAN ANDEL T. H., THIEDE J., SCLATER J. G. et HAY W. W. (1977). — Depositional history and paleo-oceanography of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. *J. Geol.*, vol. 85, n° 6.
- VAN HINTE J. E. (1976). — A cretaceous time scale. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 60, p. 498-516.
- VINE F. J. et MATTHEWS D. H. (1963). — Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, vol. 199, p. 947-949.
- WATKINS N. D. et KENNETT J. P. (1971). — Antarctic bottom water - a major change in velocity during the late Cenozoic between Australia and Antarctica. *Science*, vol. 173, p. 813-818.
- WORSLEY T. (1974). — The Cretaceous-Tertiary Boundary event in the ocean. In : *Studies in paleo-oceanography* HAY W. W. (ed.), Societ. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Public., p. 94-120.
- WÜST G. (1936). — Das Bodenwasser und die Gliederung der Atlantischen Tiefsee. *Dtsch. Atlant. Exped. « Meteor » 1925-1927*, vol. 6, p. 1-106.