

*GROUPE DE RECHERCHE - G.D.R. "G.ED.O."
GENESE ET EVOLUTION DES DOMAINES OCEANIQUES*

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE
DE
BRETAGNE OCCIDENTALE

Mohamed SAHABI

UN MODELE GENERAL DE D'EVOLUTION DE L'OCEAN INDIEN

VOLUME 1

Soutenue le 2 Décembre 1993, devant la commission d'examen

Messieurs :

**JUTEAU T.,
BONNIN J.,
SEGOUFIN J.,
OLIVET J. L.,
GOSLIN J.,
PATRIAT P.,
PIQUE A.,**

Professeur, UFR Sciences et Techniques, U. B. O., Brest;
Professeur, Institut du Physique du Globe, Strasbourg;
Directeur de Recherche, Institut du Physique du Globe, Paris VI;
Chercheur, IFREMER centre Brest;
Directeur de Recherche, UFR Sciences et Techniques, U. B. O., Brest;
Directeur de Recherche, Institut du Physique du Globe, Paris VI;
Professeur, UFR Sciences et Techniques, U. B. O., Brest

A mes parents,



"C'est comme si nous devions reconstituer une page de journal déchirée, en mettant les morceaux bord à bord, puis en vérifiant si les lignes imprimées correspondent. Si oui, on doit conclure que les morceaux étaient bien placés de cette façon à l'origine. Si ce test est positif pour une seule ligne, l'exactitude de la reconstitution est hautement probable, mais s'il l'est pour n lignes, la probabilité devient une certitude."

Alfred WEGENER (1880-1930)

AVANT-PROPOS

Lorsque Mme D. Gérard, enseignante à l'Université Hassan II de Casablanca, m'a recommandé auprès de R. Blanchet, à l'époque Directeur de la formation doctorale des Géosciences Marines à l'Université de Bretagne Occidentale, je ne savais pas que j'allais être conquis par la géologie marine dans une région aussi sympathique que la Bretagne. Mes premiers pas dans la recherche ont été dirigés par B. Savoye lors de mon stage de DEA à IFREMER dans le groupe "Environnements Sédimentaires". Par la suite, T. Juteau, nouveau Directeur de la formation doctorale, m'a permis d'entreprendre un travail de recherche dans le cadre d'une thèse "nouveau régime" à IFREMER, dans le groupe "Lithosphère", sous la direction scientifique de J.L. Olivet.

Ce travail étant achevé, il m'est agréable de remercier les personnes qui ont contribué directement ou indirectement à sa réalisation :

Pour la confiance qui m'ont accordé, en m'acceillant à Brest et en m'offrant la possibilité de poursuivre mes études de troisième cycle, je remercie les Professeurs R. Blanchet et T. Juteau. Je remercie T. Juteau aussi d'avoir accepté d'être le président de la commission d'examen qui jugea ce travail.

Pour m'avoir proposé ce sujet, conseillé et fait profité de sa grande connaissance des Sciences de la Terre, j'exprime ma profonde reconnaissance à J.L. Olivet qui me dirigea durant ces années que dura ma thèse. Je le remercie également pour ses qualités humaines, notamment lors de nombreux moments de doute que chacun peut avoir dans ce genre de parcours.

Pour m'avoir permis d'utiliser et avoir amélioré, en fonction de mes besoins, ses programmes de reconstitutions, j'exprime ma très profonde gratitude à P. Beuzart. Je lui suis très reconnaissant de l'intérêt qu'il a porté à mes travaux et du temps qu'il m'a consacré en discussions et corrections.

J'adresse également mes remerciements à J. Bonnin et J.M. Auzende, qui indirectement, par la mise au point de la méthode utilisée pour l'élaboration de mon modèle cinématique avec J.L. Olivet, ont contribué largement à la réalisation de ce travail. Je remercie J. Bonnin aussi d'avoir accepté d'en être le rapporteur.

Je remercie très sincèrement P. Patriat de m'avoir confié son pointage d'anomalies magnétiques sous forme numérique pour tester mon modèle d'évolution et d'avoir accepté de juger ce travail.

Pour le traitement des données altimétriques SEASAT et GEOSAT, j'ai bénéficié de la compétence de l'équipe spécialisée de l'Université de Bretagne Occidentale. Je tiens à remercier vivement L. Gilg-Capar, D. Aslanian, J. Goslin et M. Maia pour leur aide efficace et leur gentillesse.

Je remercie également M. Voisset, J.P. Le Formal et P. Pelleau d'avoir toujours tout fait pour résoudre mes problèmes informatiques, surtout lors de la "transition" VAX-SUN ainsi que le "pro" de GMT*, S.K. Hsu.

Je remercie les membres du jury J. Bonnin, J. Goslin, T. Juteau, J.L. Olivet, P. Patriat, A. Piqué et J. Ségoufin qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail. Leurs critiques étaient justes et constructives.

Lors de mon séjour à IFREMER, j'ai pu embarquer sur les missions Norestlante III et Sopacmaps I. J'exprime ma sympathie aux chefs de projet plus particulièrement à J.C. Sibuet et G. Pautot, pour m'avoir donné une expérience à la mer hautement enrichissante.

J'ai participé également à la préparation de la mission Pacantarctic aux côtés de L. Géli, qui hélas n'a pas eu lieu pour des problèmes techniques liés au bateau (ce n'est qu'une partie remise!). Pour avoir partagé son expérience et son enthousiasme toujours dans la bonne humeur, je le remercie sincèrement et l'assure de toute mon amitié.

Financièrement, les derniers mois de la thèse sont difficiles à gérer surtout lorsqu'on dépasse largement le quota des trois ans. Je voudrais remercier la Direction Scientifique de l'IFREMER d'avoir trouvé un financement me permettant d'achever cette thèse dans des conditions acceptables. Je suis également reconnaissant pour les efforts engagés par la Direction des Relations Internationales et de Coopération, par le Département des Géosciences Marines de l'IFREMER et par le Centre National de Recherche au Maroc, plus particulièrement L. Géli, Liet Chim, B. Metayer, J.P. Henriot et le Professeur D. Ben Sari,

qui m'ont permis d'avoir un financement du Ministère des affaires étrangères dans le cadre d'une formation post doctorale.

Je souhaite remercier les chercheurs, les techniciens et les secrétaires du Département des Géosciences Marines de l'IFREMER et de l'Université de Bretagne Occidentale, pour leurs conseils, l'intérêt qu'ils ont porté à mes travaux et leur gentillesse. J'exprime ma sympathie plus particulièrement à J.P. Réhault, J.M. Auzende, D. Gibert, S. Monti, H. Ondréas, J. Quentel, N. Uchard, B. Loubrieu, P. Pelleau, C. Satra et bien sûr B. Savoye qui fût mon premier guide en géologie marine lors de mon DEA.

Cette liste resterait inachevée si j'oubliais de remercier tous mes amis de l'IFREMER et de l'UBO qui m'ont accompagné et soutenu au cours de ces années de DEA et de thèse, avec une mention particulière à mes trois compagnons de calvaire Christophe, Vassilios et Giovanni. Je n'oublierais pas Laure, Agnès et Victoire, je les remercie d'avoir été là, la veille de ma soutenance!!! ainsi que Hélène, Florence, Christophe, Savério et Fred., pour l'après-midi perdue à photocopier, "troutrouter" et relier les exemplaires de mon mémoire.

Un grand merci également à mes amis du Plouzané A.C. pour leurs encouragements et pour ces nombreux moments de détente et de plaisir passés sur les terrains de l'Ouest. Merci à Jo, Stéphane, Bruno, Guy et bien sûr Mireille.

Ce travail n'aurait jamais vu le jour sans le soutien constant de mes parents. Je leur dédie ce mémoire, témoignage de ma profonde reconnaissance.

Enfin, celle qui a le plus de mérite dans cette histoire c'est Caroline...

** Les figures de ce mémoire ont été réalisées à l'aide du logiciel GMT (Generic Mapping Tools) de Wessel et Smith [1991].*

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

Depuis le travail de Norton et Sclater en 1979, l'évolution de l'océan Indien n'a plus fait l'objet d'une synthèse générale capable de lier, en remontant jusqu'aux phases initiales, les mouvements relatifs entre les cinq plaques majeures qui le composent. Les phases récentes ont été étudiées avec beaucoup de précision, surtout au voisinage du point triple; les phases initiales ont donné lieu à des modèles plus ou moins spéculatifs, en général centrés sur un couple de marges à la fois.

En contraste avec les données océanographiques, très irrégulièrement réparties, la carte de l'anomalie de gravité du monde de Sandwell et Smith, tirée des données altimétriques SEASAT, GEOSAT et ERS1, déclassifiées récemment au sud de 30°S, donne une image homogène des fonds; les traits majeurs de l'évolution y sont très clairement marqués.

Le travail que nous présentons tente une synthèse générale prenant en compte ces traits majeurs, ainsi que les nombreuses contraintes fournies par les travaux réalisés ces dernières années sur, et autour de structures clés comme le système Kerguelen-ride de Broken ou le plateau continental du Mozambique.

Dans la première partie, nous présenterons les bassins océaniques constituant l'océan Indien; nous discuterons, pour chaque bassin, les différentes interprétations des anomalies magnétiques, proposées dans les travaux antérieurs. Nous indiquerons aussi la direction d'ouverture de chaque bassin, et nous décrirons les principales zones de fracture qui guident cette ouverture.

La deuxième partie est consacrée à une discussion des problèmes cinématiques rencontrés lors de la revue des travaux antérieurs; ces problèmes concernent : la reconstitution initiale, les directions d'ouverture, et les structures anormales. Chacun de ces sujets fera l'objet d'un chapitre.

Dans la troisième partie, nous présenterons la démarche, la méthode, les données utilisées, et les époques de reconstitution que nous avons choisi de présenter dans ce travail. Ensuite nous discuterons, étape par étape, l'évolution de l'ensemble des bassins de l'océan Indien.

Les échelles des inversions magnétiques utilisées dans ce travail sont celle de Cande et Kent [1992, figure I-1-A] pour les époques postérieures à l'anomalie 34, et celle de Kent et Gradstein [1986, figure I-1-B] pour les époques mésozoïques.

PREMIERE PARTIE

LES BASSINS OCEANIQUES

Les bassins océaniques

1.1 - Introduction

L'océan Indien est caractérisé par la présence d'un système de trois dorsales médio-océaniques : la dorsale sud ouest indienne, la dorsale sud est indienne et la dorsale centrale indienne. Elles se rejoignent au point triple de Rodriguez (25,30°S-70°E), situé en son centre. Ces dorsales médio-océaniques délimitent plusieurs bassins océaniques, avec les continents péri-indiens et les rides anormales qui caractérisent cet océan (figure I-2). Chacun de ces bassins a une histoire spécifique qui se rattache à une chronologie propre.

Les bassins océaniques de l'océan Indien peuvent être classés en deux groupes :

Les bassins océaniques fossiles :

Ce sont des bassins qui ont été créés à l'axe d'accrétion de dorsales et qui ont évolué pendant une période déterminée. Ces bassins sont :

- Le bassin de Somalie Occidental et le bassin de Somalie Septentrional : ces deux bassins constituent, avec le bassin du Mozambique, les plus anciens bassins de l'océan Indien Occidental. Ils se sont ouverts lors de la dérive de Madagascar et de l'Inde vers le sud, depuis la dislocation du Gondwana jusqu'à l'époque de l'anomalie M10 [130 Ma; Rabinowitz et al., 1983] ou l'époque de l'anomalie M0 [119 Ma; Ségoufin et Patriat, 1980].

- Le bassin des Mascareignes : ce bassin s'est ouvert lors de la séparation de l'Inde et de Madagascar, entre une époque peu antérieure à l'anomalie 34 (avant 83 Ma) et une époque peu postérieure à l'anomalie 27 (après 62 Ma) [DeRibet, 1989; Dymont, 1991].

- Le bassin de Wharton : ce bassin a fonctionné entre l'Inde et l'Australie depuis l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen (avant 83 Ma) jusqu'à l'époque de l'anomalie 20 (43 Ma environ). Une grande partie du flanc nord de ce bassin a disparu dans la zone de subduction de Java [Liu et al., 1983; Royer et Sandwell, 1989].

- Les bassins adjacents à la marge ouest australienne : ce sont les bassins d'Argo, de Cuvier, de Gascogne et de Perth. Ils se sont ouverts lors de la séparation initiale entre une plaque, qui se situerait au nord de l'Inde dans le Gondwana, et l'Australie. Cette ouverture se serait produite à partir de l'époque de l'anomalie M25 [156 Ma; Veevers et al., 1985] ou M26 [158 Ma; Fullerton et al., 1989] pour le bassin d'Argo, et entre l'époque de l'anomalie M10 (130 Ma)-M9 (129 Ma) et l'époque de l'anomalie M0 (119 Ma) pour les bassins de Cuvier, de Gascogne et de Perth [Powell et al., 1988].

Les bassins liés aux dorsales actuelles :

La dorsale sud est indienne s'étend du point triple de Rodriguez, à l'ouest, au point triple des Macquaries, à l'est. Les bassins issus du fonctionnement de cette dorsale sont le bassin Australie-Antarctique, sur les deux flancs de sa branche orientale, à l'est des îles St Paul et Amsterdam, et les bassins Central Indien et de Crozet, sur les flancs de sa branche occidentale, à l'ouest de ces îles.

La dorsale sud ouest indienne s'étend du point triple de Bouvet, à l'ouest, au point triple de Rodriguez, à l'est. Les bassins issus du fonctionnement de cette dorsale sont : le bassin du Mozambique, le bassin des Aiguilles et la partie méridionale du bassin de Madagascar, sur son flanc nord, et le bassin d'Enderby et la partie septentrionale du bassin de Crozet, sur son flanc sud.

La dorsale centrale indienne s'étend du point triple de Rodriguez au sud jusqu'à l'Equateur. Elle se prolonge vers le NW par la dorsale de Carlsberg, jusqu'à la zone de fracture d'Owen. Les bassins issus du fonctionnement de ces deux dorsales sont le bassin d'Arabie et la partie la plus occidentale du bassin Central Indien, sur le flanc NE, et le bassin de Somalie Oriental et la partie orientale du bassin de Madagascar, sur le flanc SW.

Dans ce chapitre, nous discuterons, pour chaque bassin, les différentes interprétations des anomalies magnétiques proposées dans les travaux antérieurs, en précisant les plus anciennes et les plus jeunes. Nous indiquerons aussi la direction d'ouverture de chaque bassin et nous décrirons les principales zones de fracture qui guident cette ouverture.

Sur les figures, nous ne montrerons que les identifications des anomalies magnétiques des époques de reconstitutions que nous avons choisi de présenter dans ce travail (anomalies 20, 24, 28, 32, 34, M0, M10 et M22).

1.2 - Les bassins fossiles

1.2.1 - Le bassin de Somalie

Le bassin de Somalie est limité au sud par le canal du Mozambique, Madagascar et le banc des Amirantes; au nord et à l'est par la dorsale de Carlsberg et la ride centrale indienne; et à l'ouest par l'Afrique. Sa profondeur dépasse 5000 m. Il est divisé en trois parties : le bassin de Somalie Occidental, le bassin de Somalie Oriental et le bassin de Somalie Septentrional. Dans ce paragraphe, nous examinerons les bassins de Somalie Occidental et Septentrional, considérés comme des bassins fossiles. Le bassin de Somalie Oriental est issu de la dorsale de Carlsberg et sera présenté dans le paragraphe 1.3.3.

Le bassin de Somalie Occidental

Le bassin de Somalie Occidental est montré sur la figure I-3. Il est limité à l'ouest par l'Afrique, à l'est par les zones de fracture Vlcc, Dhow et Ars, au sud par Madagascar et au nord, par le bassin de Somalie Septentrional. Cochran [1988] propose une limite entre les bassins de Somalie Occidental et Septentrional à l'ouest de l'extrémité méridionale de la ride de Chain. Le forage DSDP-241 [Schlich, Simpson et al., 1974b] situé dans ce bassin, a atteint des sédiments d'âge Turonien inférieur (environ 90 Ma).

Dans le bassin de Somalie Occidental ont été reconnues des anomalies magnétiques mésozoïques. Ségoufin et Patriat [1980]; Parsons et al. [1981]; Masson et al. [1982] et Rabinowitz et al. [1983], les ont interprétées de manières différentes. L'accord existe sur la présence d'une dorsale fossile d'orientation E-W, responsable de la séparation de Madagascar et de l'Afrique, qui est enfouie sous une épaisse couverture sédimentaire.

Les anomalies magnétiques sur la figure I-3 proviennent d'une compilation des travaux de Ségoufin et Patriat [1980] et de Cochran [1988].

Pour Ségoufin et Patriat [1980], la plus ancienne anomalie magnétique reconnue dans le bassin est l'anomalie M21 (150 Ma, Tithonique); la plus jeune est l'anomalie M0 (119 Ma, Aptien). L'absence d'identification d'anomalies magnétiques dans le bassin des Comores les amènent à suggérer qu'il serait de nature continentale. Les interprétations de Cochran [1988] (réinterprétation de profils magnétiques déjà publiés) et ceux de Raillard [1990] (interprétation d'un profil magnétique et sismique réalisé lors de la campagne MACAMO II, 1989) s'accordent avec celle proposée par Ségoufin et Patriat. Cependant, Cochran identifie la plus ancienne anomalie magnétique comme étant l'anomalie M22 (152 Ma, limite Kimmeridgien-Tithonique).

Pour Masson et al. [1982] et Parsons et al. [1981], la plus ancienne anomalie magnétique identifiée est l'anomalie M22 (152 Ma, limite Kimmeridgien-Tithonique); la plus jeune est l'anomalie M2 (123 Ma, Barrémien). Ils identifient également des anomalies magnétiques mésozoïques M22 à M10 dans le bassin des Comores, auquel ils attribuent une nature océanique. Notons que les profils magnétiques de cette région n'ont jamais été publiés.

Pour Rabinowitz et al. [1983], la plus ancienne anomalie magnétique reconnue est l'anomalie M25 (156 Ma, Oxfordien supérieur); la plus jeune est l'anomalie M10 (130 Ma, Hauterivien). Ils localisent l'axe de la dorsale fossile à 150-200 km au sud de la position proposée par Ségoufin et Patriat [1980]. Rabinowitz et al. [1982; 1983] et Coffin et al. [1986b] suggèrent la présence de zones magnétiques calmes du Jurassique au pied des marges homologues de l'Afrique de l'Est et de Madagascar; du côté de Madagascar, elle correspondrait au bassin des Comores : pour eux, ce bassin serait de nature océanique.

Dans ce travail, nous avons utilisé l'hypothèse de Ségoufin et Patriat [1980], pour la raison suivante : la position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique à laquelle nous aboutissons à l'époque de l'anomalie M10 (130 Ma), est bien contrainte par les anomalies magnétiques mésozoïques et les zones de fracture des bassins du Mozambique et d'Enderby. Si l'on admet avec Rabinowitz et al. [1983], que Madagascar a atteint sa place actuelle à l'époque de l'anomalie M10 par rapport à l'Afrique (figure I-4-A), la position de Madagascar par rapport à l'Antarctique à l'époque de l'anomalie M10 montre un assemblage très serré. L'Inde a alors une position qui empiète largement sur l'Antarctique. Pour éviter ce recouvrement, il faudrait déplacé l'Inde vers le NNE, dans la direction que forme l'assemblage des marges homologues et linéaires de Madagascar et de l'Inde. Cette hypothèse est problématique pour l'évolution antérieure à l'époque de l'anomalie M10 du système Madagascar-Inde-Antarctique et pour les directions d'ouverture des bassins situés à l'ouest de l'Australie, matérialisées par les zones de fracture de Cape-Range, de Cuvier-Wallaby et du Naturaliste. Par contre, si on admet que Madagascar a atteint sa place actuelle à l'époque de l'anomalie M0 [Ségoufin et Patriat, 1980; figure I-4-B], par rapport à l'Afrique, elle serait située à l'époque de l'anomalie M10, à 400 km au nord de sa position actuelle. Nous verrons que dans ce cas, la position de Madagascar et de l'Inde par rapport à l'Antarctique à l'époque de l'anomalie M10, est cohérente avec l'évolution mésozoïque de l'ensemble des plaques de l'océan Indien.

Les principales zones de fracture cartographiées dans le bassin de Somalie Occidentale sont : la ride de Davie [Heirtzler et Burroughs, 1971], les zones de fracture Vlcc, Dhow et Ars [Bunce et Molnar, 1977], et les fractures G et H [Ségoufin et Patriat, 1980].

La ride de Davie constitue le principal trait structural du bassin de Somalie Occidentale. Elle s'étend sur un millier de kilomètres et relie les marges homologues de l'Afrique et de Madagascar. Royer et al. [1990], à partir de données altimétriques, Malod et al. [1991] et Raillard [1990], à partir d'une étude structurale de la marge orientale de l'Afrique, pointent cette structure entre la marge est du Kenya, à 10°S et la marge SW de Madagascar, à 22°S. Le tracé proposé par ces auteurs pour la ride de Davie montre une direction NNW-SSE. Cette ride se présente sous forme d'un petit cercle concave vers

l'ouest. Ce tracé est différent de celui proposé par Coffin et Rabinowitz [1987]; pour ces derniers, la ride de Davie serait linéaire et de direction N-S. Elle se prolongerait au nord, jusqu'à 2°S; l'extention de cette structure au nord de 10°S, est très hypothétique.

La ride de Davie a été considérée comme une faille transformante majeure qui décale les axes d'accrétion océanique du bassin du Mozambique et du bassin de Somalie Occidental, pendant la période anomalie M22-anomalie M0 [Ségoufin et Patriat, 1980], ou la période anomalie M25-anomalie M10 [Rabinowitz et al., 1983]. Sa direction a été souvent utilisée pour déterminer la position initiale de Madagascar par rapport à l'Afrique [Norton et Sclater, 1979; Coffin et Rabinowitz, 1987; Malod et al., 1991]. Cette ride serait le siège d'une réactivation tectonique récente suivant des directions E-W, liée à la séparation entre l'Afrique et la Somalie [Malod et al., 1991; Raillard, 1990]. Il s'agirait probablement d'une prolongation de la branche orientale du rift est africain.

Les zones de fracture Dhow, Vlcc et Ars constituent la limite orientale du bassin de Somalie Occidental. Elles ont été reconnues par Bunce et Molnar [1977]. Ces zones de fracture montrent une direction générale N-S. Leur tracé est moins précis que celui de la ride de Davie. Comme la ride de Davie, ces zones de fracture ont été considérées par Cochran [1988] comme un système de failles transformantes qui décaleraient les axes d'accrétion océanique du bassin de Somalie Occidental et d'un bassin mésozoïque formé par la séparation initiale de l'Inde par rapport à l'Afrique. Bunce et Molnar [1977], Coffin et Rabinowitz [1987] utilisent la direction de ces zones de fracture, au même titre que la direction de la fracture de Davie, pour l'ouverture du bassin de Somalie Occidental.

Les zones de fracture G et H ont été simplement déduites de l'interprétation des anomalies magnétiques [Ségoufin, 1981; Ségoufin et Patriat, 1980]. Elles sont de direction N-S et décalent l'axe d'accrétion du bassin de Somalie Occidental. Sur le flanc nord de ce bassin, le tracé des fractures G et H est contrôlé sur plusieurs routes; cependant, on ne dispose que de peu de routes pour déterminer avec précision leur extention sur le flanc sud.

Pour l'étude de l'évolution de Madagascar par rapport à l'Afrique, nous avons utilisé principalement la direction NNW-SSE de la ride de Davie. Cette direction est bien marquée sur les cartes gravimétriques de Haxby [1987] et de Sandwell et Smith [1992], et sur les cartes altimétriques de Royer et al. [1990]. Nous verrons que le pôle de rotation calculé en utilisant cette direction montre des trajectoires synthétiques parallèles aux zones de fracture de Davie, Dhow et Vlcc, ainsi qu'aux segments des fractures G et H situés sur le flanc nord de la dorsale.

D'autre part, l'utilisation d'un seul pôle de rotation ne permet pas d'aboutir à une reconstitution initiale entre Madagascar et l'Afrique, en respectant le parallélisme des lignes de côte et des lignes de socle de leurs marges homologues, et la correspondance des principaux traits structuraux situés sur ces deux continents. Nous avons donc utilisé la direction NNW-SSE de la fracture de Davie pour fermer le bassin de Somalie Occidental jusqu'à une époque antérieure à l'époque de l'anomalie M22; ensuite, nous avons utilisé une direction NW-SE entre l'époque antérieure à l'anomalie M22 et l'époque de la reconstitution initiale. Cette dernière direction est bien marquée sur les marges homologues de Madagascar et de l'Afrique.

Le bassin de Somalie Septentrional

Le bassin de Somalie Septentrional est aussi représenté sur la figure I-3. Il est limité au nord par l'île de Socotra, au sud par le bassin de Somalie Occidental, à l'ouest par la marge somalienne et à l'est par la ride Chain. Ce bassin n'a été que très peu étudié.

Dans ce bassin, le forage DSDP-234 [Fisher, Bunce et al., 1974], situé à l'ouest de la pointe sud de la ride Chain, montre que les plus anciens sédiments atteints sont d'âge oligocène inférieur (entre 36 et 30 Ma). Le socle et les sédiments qui le surmontent n'ont pas été atteints. D'autre part, aucune anomalie magnétique n'a été identifiée; par conséquent, l'âge de ce bassin reste inconnu.

Cochran [1988] suggère qu'il s'agirait d'un bassin mésozoïque fossile d'âge Jurassique. Le bassin représenterait la partie résiduelle d'un grand bassin océanique mésozoïque qui se serait situé à la place occupée actuellement par les bassins de Somalie Oriental et Septentrional. D'après cet auteur, ce grand bassin mésozoïque a été créé lors du mouvement initial de l'Inde et de Madagascar vers le sud, en même temps que le bassin de Somalie Occidental et le bassin du Mozambique (figure I-5-A). Les zones de fracture Vlcc, Ars et Dhow, décaleraient l'axe d'accrétion de ce grand bassin mésozoïque et celui du bassin de Somalie Occidental. une grande partie de ce grand bassin (située à l'est de la ride Chain) aurait disparu lors de la séparation entre l'Inde et Afrique-Madagascar, à partir du Crétacé supérieur. Elle serait remplacée par le bassin de Somalie Oriental et le bassin d'Arabie (figure I-5-B). La limite entre la croûte paléocène et la croûte jurassique résiduelle du bassin de Somalie Septentrional serait représentée par la ride Chain.

1.2.2 - Le bassin des Mascareignes

Le bassin des Mascareignes est montré sur la figure I-6. Il est situé entre Madagascar et le plateau des Mascareignes. Il est limité au nord par le banc des Seychelles et l'arc des Amirantes et au sud par le bassin de Madagascar. La frontière avec le bassin de Madagascar, au sud, est matérialisée par la fracture de Maurice [fracture B; Schlich, 1982; DeRibet, 1989]. Cependant, la frontière avec le bassin de Somalie Oriental, au nord, reste difficile à localiser de façon précise. Elle se situerait dans la région de l'arc des Amirantes [Masson, 1984; Dymont, 1991]. Ce bassin est caractérisé par la présence d'une dorsale fossile d'orientation NW-SE, reconnue seulement dans sa partie méridionale. Le forage DSDP-239 [Schlich, Simpson et al., 1974a] effectué dans ce bassin (21°S - 51°E) a atteint les sédiments qui surmontent le socle basaltique : ces sédiments ont été datés du Campagnien (environ 80 Ma).

Des anomalies magnétiques ont été identifiées dans la partie méridionale du bassin des Mascareignes, sur les deux flancs de son axe d'accrétion fossile [Schlich et Fondeur, 1974; Schlich, 1982; Patriat et Schlich, non publié; DeRibet, 1989; Dymont, 1991]. Elles sont contrôlées par le forage DSDP-239; la plus ancienne anomalie reconnue est l'anomalie 34 (83 Ma); la plus jeune anomalie magnétique est l'anomalie 27 (62 Ma). L'axe d'accrétion fossile du bassin des Mascareignes a donc fonctionné entre une époque peu antérieure à l'anomalie 34 (avant 83 Ma) et une époque peu postérieure à l'anomalie 27 (après 62 Ma). La figure I-7 montre la compilation des anomalies magnétiques de Dymont [1991]. Elles sont disposées en éventail ce qui témoigne de la proximité du pôle d'ouverture : celui ci serait situé au NW du banc des Seychelles.

L'axe d'accrétion fossile est décalé par des zones de fracture de direction générale NE-SW. Ce sont les fractures B, C, D, E [Schlich, 1982; Patriat et Schlich, non publié; DeRibet, 1989; Dymont, 1991]. Les fractures D et E sont essentiellement déduites de l'interprétation des anomalies magnétiques. Les fractures B et C sont, par contre, bien marquées sur la carte bathymétrique GEBCO, les cartes altimétriques de Gilg-Capar et al. [non publié], et les cartes gravimétriques de Haxby [1987] et Sandwell et Smith [1992]. Elles correspondent à la ride de Wilshaw (fracture C) et à la fracture de Maurice (fracture B). Sur la carte bathymétrique GEBCO, l'extrémité NE de la fracture Wilshaw (à l'ouest du banc de Nazareth), montre une direction ENE-WSW à E-W. Cependant, la direction de son extrémité SW est moins nette. Elle pourrait être WNW-ESE. Cette direction est celle d'un haut topographique, situé à l'est de la marge orientale de Madagascar, à la latitude 23°30S. Ces observations suggèrent un changement dans la direction d'ouverture

initiale du bassin des Mascareignes. Nous y reviendrons dans le chapitre consacré à notre modèle cinématique.

L'ouverture du bassin des Mascareignes, entre les époques des anomalies 32 (73 Ma) et 27 (62 Ma), s'est produite en même temps que celle de deux autres bassins qui lui sont voisins : le bassin de Madagascar au sud, et le bassin de Somalie Oriental au nord. Les orientations des linéations magnétiques et des zones de fracture dans le bassin des Mascareignes et dans le bassin de Madagascar, de part et d'autre de la zone de fracture de Maurice, sont très proches. Cette observation laisse supposer que l'évolution de ces deux bassins peut être décrite par un même pôle de rotation; cette hypothèse a été retenue par Dymant [1991]; sa reconstitution de Madagascar et du plateau des Mascareignes à l'époque de l'anomalie 34, montre un recouvrement du banc continental des Seychelles sur le nord de Madagascar; il l'explique par la présence d'une importante déformation dans la partie septentrionale du bassin des Mascareignes.

Dans nos reconstitutions cinématiques, nous avons considéré, de la même manière que DeRibet [1989], que les bassins de Mascareignes et de Madagascar ont subi une évolution indépendante. La frontière entre ces deux bassins correspond à la zone de fracture de Maurice.

1.2.3 - Les bassins adjacents à la marge occidentale de l'Australie

Les bassins adjacents à la marge occidentale de l'Australie sont du nord au sud : les bassins d'Argo, de Gascogne, de Cuvier et de Perth. Nous discuterons séparément le bassin d'Argo d'une part, et les bassins de Gascogne, de Cuvier et de Perth d'autre part. Par rapport au bassin de Wharton, ces bassins sont situés à l'est du méridien 100°E.

Le bassin d'Argo

Le bassin d'Argo est limité au nord par la fosse de Java, au sud par le plateau Exmouth, à l'est par la marge continentale de l'Australie et à l'ouest par le bassin de Wharton. Il est considéré comme le plus ancien bassin de l'océan Indien Oriental (figure I-2). Des anomalies magnétiques mésozoïques ont été identifiées dans ce bassin par Larson [1975], Veevers et al. [1985]. La figure I-8 montre la compilation des anomalies magnétiques identifiées dans les bassins d'Argo, de Cuvier et de Gascogne par Fullerton et al. [1989]. La plus ancienne anomalie magnétique identifiée dans ce bassin est l'anomalie M26 (158 Ma, Oxfordien), pour Fullerton et al. [1989], l'anomalie M25 (156 Ma, Oxfordien supérieur), pour Veevers et al. [1985]. La plus jeune est l'anomalie M16 (142 Ma, Berriasien). L'ouverture du bassin d'Argo se serait donc produite avant l'époque de l'anomalie M26 ou de l'anomalie M25. Cependant, les informations stratigraphiques, fournies par le forage ODP-765 (1988) et publiés par Gradstein et al. [1990], contredisent l'interprétation des anomalies magnétiques. En effet, l'analyse stratigraphique de ce forage ne montre pas de sédiments jurassiques : les premiers sédiments déposés sur le socle océanique sont d'âge berriasien supérieur-valanginien inférieur (140 Ma). D'après cette information la croûte océanique du bassin d'Argo est donc plus jeune d'environ 18 à 16 Ma que l'âge déduit des anomalies magnétiques. De même, l'analyse stratigraphique du forage DSDP-261 [Veevers, Heirtzler et al., 1974] suggère que le substratum attribué à l'anomalie M23 (154 Ma, Kimmeridgien) correspond plutôt à une croûte océanique d'âge crétacé inférieur (140 Ma). Dans ce bassin les zones de fracture sont déduites essentiellement de l'interprétation des anomalies magnétiques.

Les orientations des linéations magnétiques et des failles transformantes dans le bassin d'Argo sont très différentes de celles des bassins de Gascogne, de Cuvier et de Perth (figure I-8). Dans le bassin d'Argo, les linéations magnétiques sont orientées ENE-WSW et les failles transformantes sont orientées NNW-SSE. Dans les bassins de Cuvier, de Gascogne et de Perth, les linéations magnétiques sont orientées NE-SW et les failles

transformantes sont orientées NW-SE. Ces différences évoquent une évolution indépendante entre le bassin d'Argo d'une part, et les bassins de Cuvier, de Gascogne et de Perth d'autre part.

Les bassins de Gascogne de Cuvier et de Perth

Les bassins de Gascogne, de Cuvier et de Perth sont montrés sur la figures I-10. Le bassin de Gascogne s'étend au large du plateau Exmouth. Le bassin de Cuvier se situe entre le plateau de Wallaby au sud et le plateau Exmouth au nord. Le bassin de Perth se situe entre le plateau de Wallaby au nord et le plateau du Naturaliste au sud.

Des anomalies magnétiques mésozoïques ont été reconnues dans ces trois bassins par Larson [1975], Larson et al. [1979] dans les bassins de Cuvier et de Gascogne; par Markl [1974, 1978] dans le bassin de Perth. Elles sont contrôlées par le forage DSDP-260 [Davies, Luyendyk et al., 1974] et le forage ODP-766 (1988), dans le bassin de Gascogne, le forage DSDP-263 [Davies, Luyendyk et al., 1974], dans le bassin de Cuvier et les forages DSDP-256, 257 [Davies, Luyendyk et al., 1974] et 259 [Veevers, Heirtzler et al., 1974], dans le bassin de Perth. La figure I-9 montre la compilation des anomalies magnétiques identifiées dans ces bassins, établie par Powell et al. [1988]. La plus ancienne anomalie identifiée est l'anomalie M10 (130 Ma, Hauterivien), dans les bassins de Gascogne et de Cuvier, et l'anomalie M9 (129 Ma, Hauterivien), dans le bassin de Perth. La plus jeune anomalie identifiée est l'anomalie M0 (119 Ma, Aptien), dans les trois bassins. L'ouverture de ces bassins se serait donc effectuée peu avant l'époque de l'anomalie M10-M9.

Les linéations magnétiques dans ces trois bassins sont orientées NE-SW. Elles sont interrompues vers le nord par le bassin d'Argo et vers le sud par la ride de Broken.

L'étude détaillée des anomalies magnétiques dans ces bassins, effectuée par Veevers et al. [1985] et Johnson et al. [1980], a mis en évidence deux axes d'accrétion fossiles orientés NE-SW, dans les bassins de Gascogne et de Cuvier, et un seul axe d'accrétion fossile orienté également NE-SW dans le bassin de Perth (figure I-9). Le premier saut de dorsale dans les bassins de Gascogne et de Cuvier est local : il ne se produit que dans ces deux bassins. Il est survenu peu avant l'époque de l'anomalie M4 (avant 126 Ma, Hauterivien). Le deuxième saut de dorsale dans les bassins de Gascogne et de Cuvier, et dans le bassin de Perth, s'inscrit dans un cadre de réorganisation générale de l'océan Indien; il est survenu pendant la période magnétique calme du Crétacé moyen (entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de l'anomalie 34). Powell et al. [1988] suggèrent que l'axe d'accrétion fossile situé dans le bassin de Perth est matérialisé, sur la carte bathymétrique GEBCO, par les rides de Lost-Dutchmen et de Dirck-Hartog : il s'étendrait vers le nord dans les bassins de Gascogne et de Cuvier, à l'ouest de la ride d'Horizon, après un décalage important au niveau du système de zones de fracture de Cuvier-Wallaby.

Les principales zones de fracture dans ces trois bassins sont du nord au sud : la fracture de Cape-Range, les fractures de Cuvier-Wallaby et la fracture du Naturaliste. La fracture de Cape-Range s'étend au pied de la marge SW du plateau Exmouth. Les fractures de Cuvier-Wallaby correspondent en fait à un système de zones de fracture peu espacées, situées entre le sud de la ride Lost-Dutchmen et le bord sud du plateau de Wallaby. L'extrémité NW de cette fracture serait connectée à la fracture Investigator de direction N-S, située dans le bassin de Wharton. La fracture du Naturaliste s'étend de la pointe SW du plateau du Naturaliste jusqu'à la ride de Dirck-Hartog, à l'est de la ride de Tryal. La direction générale de ces fractures est NW-SE; elle est bien établie sur les cartes gravimétriques de Haxby [1987] et de Sandwell et Smith [1992]. Elles fournissent une contrainte importante sur la direction de l'ouverture mésozoïque des bassins de Gascogne, de Cuvier et de Perth. Nous les avons utilisées pour l'étude de l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Oriental.

L'adoption de la solution de type DuToit pour l'arrangement de l'Inde au sein du Gondwana, avant toute ouverture océanique [DuToit, 1937; Smith et Hallam, 1970; et Dietz et Holden, 1970], la présence de structures ordonnées à l'ouest du continent australien telles que les fractures de Cape-Range, de Cuvier-Wallaby et du Naturaliste, la découverte d'anomalies magnétiques mésozoïques anciennes d'environ 130 Ma (M10) [Markl, 1974; Larson, 1977], ainsi que les formations atteintes lors des forages DSDP et ODP sur la marge ouest australienne et dans les bassins avoisinants (forages DSDP-256, 257, 260, 261, 263 et forages ODP-765, 766), imposent la présence d'une plaque adjacente, à l'origine, à la marge australienne : la "Greater India" [Veevers et al., 1975; Johnson et al., 1976; Johnson et al., 1980; Klootwijk et al. 1985; Powell et al., 1988].

Les limites d'extension de ce bloc continental au nord de l'Inde sont hypothétiques. Sa limite occidentale épouserait la marge ouest australienne entre la pointe sud du plateau du Naturaliste jusqu'à la limite septentrionale du bassin d'Argo. Nous avons vu que les linéations magnétiques et les zones de fracture du bassin d'Argo et celles des bassins de Gascogne, de Cuvier et de Perth montrent des directions différentes. Ces observations suggèrent que la plaque située au nord de l'Inde est constituée de deux blocs qui ont évolué indépendamment. Le bloc d'Argo qui aurait occupé la place actuelle du bassin d'Argo; un bloc qui aurait occupé la place actuelle des bassins de Perth, de Gascogne et de Cuvier que nous appellerons le bloc Nord de l'Inde.

L'évolution du bloc Nord de l'Inde par rapport à l'Inde et à l'Australie reste énigmatique, en raison de l'absence d'identifications d'anomalies magnétiques mésozoïques et des directions d'ouverture entre l'Inde et l'Antarctique, et en raison de la disparition du bloc Nord de l'Inde. Deux hypothèses peuvent être proposées :

- La première hypothèse consiste à considérer l'Inde et son bloc Nord solidaires. Ils se sépareraient de l'Australie en suivant la direction des fractures de Cape-Range, de Cuvier-Wallaby et du Naturaliste.

- La deuxième hypothèse consiste à considérer que l'ouverture des bassins de Gascogne, de Cuvier et de Perth s'est effectuée par détachements successifs de blocs, du nord vers le sud, comme peut le suggérer les premières anomalies magnétiques identifiées qui sont plus anciennes au nord (anomalie M10, dans les bassins de Gascogne et de Cuvier) qu'au sud (anomalie M9, dans le bassin de Perth). Les frontières entre ces blocs seraient situées dans les prolongements des principales zones de fracture situées à l'ouest de l'Australie (Cape-Range, Cuvier-Wallaby, Naturaliste).

La solution choisie doit satisfaire à une cohérence régionale : l'évolution entre le bloc Nord de l'Inde et l'Australie doit suivre la direction des zones de fracture de la marge ouest australienne. De même l'évolution entre l'Inde et le bloc Nord de l'Inde ne devrait pas montrer des impossibilités géologiques, telle qu'une compression entre ces deux continents par exemple, au cours de leur évolution. La solution doit satisfaire aussi à une cohérence globale : l'évolution mésozoïque entre l'Australie, l'Inde et le bloc Nord Inde dépend étroitement de l'évolution mésozoïque entre l'Antarctique et l'Afrique d'une part et entre l'Afrique et Madagascar d'autre part, puisque entre la période avant rupture et une époque peu avant l'anomalie M10, l'Australie était solidaire de l'Antarctique et l'Inde solidaire de Madagascar.

1.2.4 - Le bassin de Wharton

Le bassin de Wharton est montré sur la figure I-10. Il est limité au nord par la fosse de Java, au sud par la ride de Broken, à l'ouest par la ride de Ninetyeast et à l'est par les bassins mésozoïques situés à l'ouest de l'Australie (à l'ouest du méridien 100° E). Des anomalies magnétiques ont été identifiées dans ce bassin par Sclater et Fisher [1974], Liu et al. [1982; 1983] et Geller et al. [1983]. Elles sont contrôlées par les forages

DSDP-211, 212 et 213 [Von der Borch, Sclater et al., 1974]. La figure I-11 montre la compilation des anomalies magnétiques identifiées dans ce bassin d'après Liu et al. [1983]. Ce bassin est caractérisé par la présence d'une dorsale fossile orientée E-W, reconnue par Liu et al. [1982; 1983]. Cette dorsale aurait fonctionné entre l'Inde et l'Australie, entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de l'anomalie 18-20 [Royer et Sandwell, 1989]. La plus ancienne anomalie magnétique identifiée dans ce bassin est l'anomalie 33 (76 Ma); la plus jeune est l'anomalie 21 [47 Ma, Liu et al., 1983] ou l'anomalie 20 [43 Ma, Royer et Sandwell, 1989]. Les anomalies magnétiques les mieux identifiées se situent sur le flanc sud de l'axe d'accrétion fossile. Cependant, sur le flanc nord les identifications sont peu nombreuses, puisqu'une grande partie de la croûte océanique de ce flanc a disparu sous l'archipel indonésien. Nous considérons que, les anomalies magnétiques identifiées dans le bassin de Wharton sont peu contraignantes pour les reconstitutions cinématiques.

Les zones de fracture du bassin de Wharton, déduites de l'interprétation des anomalies magnétiques, montrent une orientation générale N-S. Les cartes gravimétriques de Sandwell et Smith [1992] et de Haxby [1987] mettent en évidence deux zones de fracture importantes de directions différentes.

- La première zone de fracture est située juste à l'est de la ride de Ninetyeast. Elle s'étend sur environ 1500 km, entre 22°S et 8°S. Elle est orientée N5° et montre la même direction que la ride de Ninetyeast. Cette zone de fracture a été interprétée par Norton et Sclater [1979] et Sclater et Fisher [1974] comme une faille transformante majeure qui décalerait l'axe d'accrétion du bassin de Wharton et l'axe d'accrétion qui fonctionnait entre l'Inde et l'Antarctique, pendant la période anomalie 34-anomalie 20.

- La deuxième zone de fracture est située au SE de la ride de Ninetyeast, juste au nord de la ride de Broken. Elle s'étend entre 21°S et 29°S. Elle est orientée N356°, c'est-à-dire qu'elle montre une différence d'orientation de 9° avec la zone de fracture précédente. Nous verrons que la direction de cette fracture correspond au mouvement de l'Inde par rapport à l'Australie entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen.

La zone de fracture Investigator, bien marquée sur la carte GEBCO, entre 2°S et 18°S, n'est pas soulignée sur les cartes gravimétriques. D'après Powell et al. [1988] et Royer et Sandwell [1989], l'extrémité méridionale de cette fracture serait connectée au système de fractures de Cuvier-Wallaby de direction NW-SE. Ce changement de direction témoignerait de la réorganisation majeure survenue dans l'océan Indien entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de l'anomalie M0. Aucune information directe n'existe pour déterminer la période exacte de ce changement de direction.

D'autres part, le bassin de Wharton est marqué par des directions NE-SW, perpendiculaires à la fosse de subduction Java. Ces directions ne correspondent pas à des directions de mouvements relatifs entre l'Inde et l'Australie; elles seraient liées aux déformations compressives de la plaque Indo-australienne [Royer et Chang, 1991; Gordon et al., 1990; Wiens et al., 1985].

1.3 - Les bassins liés aux dorsales actuelles

1.3.1 - La dorsale sud est indienne

La dorsale sud est indienne s'étend du point triple de Rodriguez à l'ouest, jusqu'au point triple des Macquaries à l'est. Elle a adopté sa configuration actuelle peu après l'époque de la réorganisation majeure survenue dans l'océan Indien aux environs de l'époque de l'anomalie 20 (43 Ma). Cette réorganisation est liée au début de la collision entre l'Inde et l'Eurasie. Elle se traduit dans cette région par la jonction de deux axes

d'accrétion qui fonctionnaient entre les époques des anomalies 34 (83 Ma) et 20 (43 Ma) : le premier axe d'accrétion fonctionnait entre l'Inde et l'Antarctique; il est à l'origine de la formation des domaines océaniques anciens (antérieurs à l'anomalie 20) du bassin Central Indien sur son flanc nord et du bassin de Crozet sur son flanc sud. Le deuxième axe d'accrétion fonctionnait entre l'Australie et l'Antarctique; Il est à l'origine de la formation des domaines océaniques anciens (antérieurs à l'anomalie 20) du bassin Australie-Antarctique. Après l'époque de l'anomalie 20, l'ouverture des domaines récents (postérieurs à l'anomalie 20) de ces trois bassins (Central Indien, Crozet et Australie-Antarctique) s'est poursuivie jusqu'à l'Actuel. Nous commencerons par présenter et discuter les anomalies magnétiques et les zones de fracture du bassin Central Indien et du bassin de Crozet. Ensuite, nous présenterons et discuterons les anomalies magnétiques et les zones de fracture du bassin Australie-Antarctique.

Le bassin Central Indien et le bassin de Crozet

Nous commencerons par présenter et discuter les anomalies magnétiques et les zones de fracture des domaines océaniques anciens créés, avant l'époque de l'anomalie 20, dans le bassin de Crozet et dans le bassin Central Indien. Ensuite, nous présenterons les anomalies magnétiques et les zones de fracture des domaines océaniques créés après l'époque de l'anomalie 20, dans ces deux bassins.

Domaines océaniques créés avant l'époque de l'anomalie 20

Le bassin Central Indien

Le bassin Central Indien est montré sur la figure I-12. Il est limité au sud par la ride sud est indienne et la ride centrale indienne au niveau du point triple de Rodriguez, au nord par la marge sud est indienne, à l'ouest par la ride de Chagos-Laccadive et à l'est par la ride de Ninetyeast.

Au nord de l'Equateur, le bassin Central Indien est caractérisé par la présence d'une épaisse couche sédimentaire liée aux apports continentaux du Gange et du Brahmapoutre. Aucune anomalie magnétique n'a été identifiée dans cette région. La croûte océanique sous cette couche sédimentaire serait d'âge mésozoïque. Le début de la séparation entre l'Antarctique et l'Inde se serait produit aux environs de l'époque de l'anomalie M10 [Royer et Coffin, 1992; Nogi et al., 1991; Powell et al., 1988].

Au sud de l'Equateur, des anomalies magnétiques ont été reconnues dans ce bassin par McKenzie et Sclater [1971], Sclater et Fisher [1974], Sclater et al. [1976] et Patriat [1985]. La figure I-13 montre la compilation des anomalies magnétiques de Patriat et Ségoufin [1988]. La plus ancienne anomalie identifiée est l'anomalie 34 (83 Ma). Dans la partie orientale du bassin Central Indien entre 85°E et la ride de Ninetyeast, aucune anomalie magnétique de la séquence 34-24 n'a été identifiée. La relation entre ce bassin et la ride de Ninetyeast reste inconnue. Sclater et Fisher [1974], Royer et Sandwell [1989] établissent des linéations magnétiques hypothétiques à l'ouest de la ride de Ninetyeast, en utilisant les résultats des forages DSDP et ODP effectués sur ou au voisinage de cette ride, ainsi que les taux d'ouverture de la dorsale calculés à différentes époques dans le reste du bassin Central Indien.

Le bassin Central Indien est caractérisé par la présence de déformations diffuses postérieures à l'époque de l'anomalie 20, dans sa partie équatoriale [Wiens et al., 1985; Gordon et al., 1990]. Cette déformation serait compressive dans sa partie orientale, à l'ouest de la ride de Ninetyeast, et extensive à l'est de la ride de Chagos.

Les anomalies magnétiques identifiées entre les époques des anomalies 34 et 20 sont décalées par des zones de fracture de direction N-S. Ces zones de fractures sont essentiellement déduites de l'interprétation des anomalies magnétiques [Patriat et Ségoufin, 1988]. Ce sont : la Boussole (appelée aussi fracture A par Schlich, 1982; DeRibet, 1989; Dymont, 1991), située à l'est de la partie méridionale de la ride de Chagos-Laccadive; et l'Astrolabe, située à l'ouest de 80°E. Ces deux fractures ne figurent ni sur la carte bathymétrique GEBCO, ni sur les cartes altimétriques et les cartes gravimétriques. Dans leur modèle cinématique, Patriat et Ségoufin [1988] utilisent la position de ces fractures pour superposer au mieux les anomalies magnétiques, à une époque donnée. Cependant, aucune importance n'est donnée à leur direction. Une autre zone de fracture a été déduite de l'interprétation des anomalies magnétiques : la fracture 85°E [Sclater et Fisher, 1974]. Elle serait l'homologue de la fracture des Kerguelen.

A partir de la carte bathymétrique GEBCO, nous avons tracé la zone de fracture située au pied de la marge orientale de la ride de Chagos-Laccadive. Ce tracé correspond au fossé de la fracture. Elle se situerait donc à l'ouest de la fracture la Boussole. Nous l'avons appelée la fracture de Chagos. Cette zone de fracture s'étend entre les linéations magnétiques 31 au nord et 20 au sud et montre une orientation N11°. Sa direction est différente de la bordure orientale de la ride de Chagos (N20°). Dans ce travail, nous considérons que la fracture de Chagos est l'homologue de la fracture de Maurice, située au SE du plateau des Mascareignes. Ce couple de zones de fracture constitue une frontière de plaques transformante entre l'axe d'accrétion du bassin de Madagascar et celui du bassin des Mascareignes, pendant la période anomalie 28-anomalie 32, et entre l'axe d'accrétion du bassin de Madagascar et celui du bassin de Somalie Oriental, pendant la période anomalie 28-anomalie 20. Les directions de ces deux zones de fracture seront utilisées pour contraindre le mouvement entre l'Inde et l'Afrique entre les époques des anomalies 32 et 20.

Le bassin de Crozet

Le bassin de Crozet est limité par la ride sud ouest indienne, au nord. Par la ride de Conrad (Monts Ob et de Lèna) et la partie septentrionale du plateau des Kerguelen, au sud; par les fractures de St-Paul et Amsterdam et la dorsale sud est indienne, à l'est. Ce bassin est considéré comme l'homologue de la partie orientale du bassin Central Indien. Des anomalies magnétiques ont été reconnues dans ce bassin par McKenzie et Sclater [1971]; Sclater et Fisher [1974]; Patriat et al. [1985] et Patriat [1985]. La figure I-14 montre la compilation des anomalies magnétiques de Royer et Sandwell [1989]. La plus ancienne anomalie magnétique identifiée est l'anomalie 34 [Patriat et al., 1985]; elle se situe au nord de la ride de Conrad, dans la partie occidentale de ce bassin, et au SW des îles des Kerguelen, dans sa partie orientale.

La croûte océanique du bassin de Crozet créée entre les époques des anomalies 34 et 20 montre deux familles de zones de fracture d'orientations légèrement différentes. Ces zones de fracture ont été pointées en utilisant les cartes altimétriques de Gilg-Capar et al. [non publié] et de Royer et Sandwell [1989], et les cartes gravimétriques de Haxby [1987] et de Sandwell et Smith [1992]. Elles sont montrées sur les figures I-15-A et I-15-B.

- Les zones de fracture situées à l'est du plateau de Crozet que nous avons nommées : les zones de fracture du bassin de Crozet. Ces fractures sont orientées N30° et décalent les anomalies magnétiques 20, 24 et 28. Cependant, la présence de reliefs sous-marins (les monts du Marion Dufresne) ne permet pas de voir si elles décalent aussi les anomalies magnétiques 32. Nous utiliserons ces zones de fracture pour contraindre le mouvement entre l'Inde et l'Antarctique entre l'époque de l'anomalie 20 et l'époque de l'anomalie 32.

- Les zones de fracture situées au SW des îles des Kerguelen et à l'est des monts du Marion Dufresne. Nous les avons désignées : zones de fracture des Kerguelen. Elles sont orientées N40° et décalent les anomalies magnétiques 34. La plus importante fracture correspond à la fracture des Kerguelen [Royer et Sandwell, 1989]; elle s'étend sur plus de 1400 km, depuis le SW des îles Kerguelen (50°S) jusqu'à 62°S; elle décale les anomalies 34 et 32 situées au sud des monts Marion Dufresne et les anomalies 34 et 32 situées au sud des îles Kerguelen, d'environ 650 km. Nous utiliserons ce système de zones de fracture pour contraindre le mouvement entre l'Inde et l'Antarctique entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen. A l'est de la partie septentrionale de la fracture des Kerguelen, on retrouve des fractures de direction identique à celle de la fracture des Kerguelen. Cependant, à l'est de la partie méridionale de cette fracture, on observe des directions N-S qui buttent sur la fracture des Kerguelen. Nous verrons que la partie septentrionale de la fracture des Kerguelen ne correspond pas à une simple zone de fracture à cause du mouvement différentiel que nous proposons entre le domaine central et le domaine sud du plateau des Kerguelen. Nous verrons aussi que les directions N-S qui buttent sur la partie méridionale de la fracture des Kerguelen correspondraient à la direction d'ouverture entre l'Inde et l'Antarctique avant l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen.

D'autre part, dans le bassin situé au sud du banc des Elans, Nogi et al. [1991] ont identifié une séquence d'anomalies magnétiques mésozoïques M0-M8. Les profils utilisés pour ces identifications n'ont pas été publiés.

Les domaines océaniques créés après l'époque de l'anomalie 20

Les anomalies magnétiques identifiées entre les époques des anomalies 20 et l'Actuel dans le bassin Central Indien et le bassin de Crozet ont été créés sur la branche occidentale de la ride sud est indienne [voir compilation de Patriat et Ségoufin, 1988; figure I-13]; elles sont décalées par des zones de fracture de direction NE-SW; ces zones de fracture sont montrées sur les figures I-15-A et I-15-B. L'orientation générale de ces zones de fracture suggère que le mouvement entre l'Inde et l'Antarctique n'a pas subi de changements importants depuis l'époque de l'anomalie 20. Dans notre modèle cinématique, nous ne considérons qu'une seule étape pour l'évolution entre ces deux plaques depuis l'anomalie 20 jusqu'à l'Actuel.

La différence des directions des zones de fracture avant et après l'époque de l'anomalie 20, dans le bassin Central Indien et dans le bassin de Crozet, témoigne de la réorganisation majeure qui s'est produite aux environs de l'époque de l'anomalie 20. Cette réorganisation est liée au début de la collision entre l'Inde et l'Eurasie.

Le bassin Australie-Antarctique

Le bassin Australie-Antarctique est montré sur les figures I-16-A et I-16-B. Il est limité au nord par la marge sud australienne et la ride de Broken; au sud par la marge de l'Antarctique; à l'ouest par la plateau des Kerguelen et les zones de fracture St-Paul et Amsterdam; et à l'est par la Tasmanie, la ride de Tasmanie et la fracture de la Tasmanie.

Pour simplifier la description de ce bassin, nous le partagerons en deux domaines: les zones magnétiques calmes du Crétacé moyen, et les domaines océaniques créés postérieurement à l'époque de la période magnétique calme.

Les zones magnétiques calmes du Crétacé

La période magnétique calme du Crétacé correspond à la période située entre les époques de l'anomalie 34 et de l'anomalie M0. Cette période est caractérisée par l'absence

d'inversions du champ magnétique terrestre. Dans le bassin Australie-Antarctique, on note la présence de deux zones magnétiques calmes du Crétacé [Konig, 1981; Veevers, 1986]. Elles se situent juste au sud de la marge sud australienne, et juste au nord de la marge de l'Antarctique. La carte gravimétrique de Sandwell et Smith [1992] montre que ces zones présentent une signature différente de celle de la croûte océanique créée après l'époque de l'anomalie 34 (figure I-16-B).

La figure I-17-A montre la marge sud australienne. Sur cette marge, la zone magnétique calme s'étend de la marge de la Tasmanie à l'est, jusqu'au sud du plateau du Naturaliste à l'ouest; la zone de Diamantina constituerait son prolongement vers l'ouest. Cette zone magnétique calme est encadrée au nord par la ligne de rupture de la pente continentale (ride interne). Le prolongement de cette ligne de rupture peut faire l'objet de deux hypothèses. Elle se prolongerait soit au nord du bassin du Naturaliste soit au sud de ce bassin. Nous discuterons ces hypothèses dans la partie de notre modèle cinématique. La zone magnétique calme est encadrée au sud, par une ride parallèle à la marge sud australienne (ride externe). Le flanc nord de cette ride coïncide avec l'isochrone magnétique 34 de cette région. Elle se prolongerait vers l'ouest par la ride de Diamantina.

La figure I-17-B montre la marge nord Antarctique. Sur cette marge, la zone magnétique calme s'étend de la région du cap Adore à l'est jusqu'à 90°E à l'ouest. Comme la zone magnétique calme de la marge sud australienne, cette zone est encadrée au sud par la ligne de rupture de la pente continentale (ride interne) et au nord par une ride parallèle à la marge de l'Antarctique (ride externe). Le tracé de cette ride externe est moins net que celui de la ride externe de la zone magnétique calme de la marge sud australienne. Elle coïnciderait avec l'isochrone magnétique 34 de cette région et se prolongerait vers l'ouest par le flanc nord des Kerguelen Sud.

Les zones magnétiques calmes homologues du bassin Australie-Antarctique se sont formées depuis le début de la séparation entre l'Antarctique et l'Australie jusqu'à l'époque de l'anomalie 34 (83 Ma). Cette séparation a été datée de 125 Ma [M5; Stagg et Willcox, 1992], entre 110 et 90 Ma [Cande et Mutter, 1982; Veevers, 1986] et 50 Ma [Weissel et Hayes, 1972]. Elle se serait effectuée suivant une direction NW-SE [Willcox et Stagg, 1990], N-S [Royer et Sandwell, 1989] et NNE-SSW [Powell et al., 1988], avec un taux très faible inférieur à 10 km/Ma [Veevers, 1986; Veevers et al., 1990].

Les domaines océaniques postérieurs à l'époque magnétique calme du Crétacé

Dans le bassin Australie-Antarctique, les anomalies magnétiques ont été identifiées par Tilbury [1981], Stock et Molnar [1982], Vogt et al. [1983], Cande et Mutter [1982], Royer et Schlich [1988] et Veevers [1986]. La figure I-18 montre la compilation des anomalies magnétiques dans ce bassin par Royer et Sandwell [1989]. L'âge de la plus ancienne anomalie magnétique identifiée semble diminuer de l'est vers l'ouest.

A l'est, la plus ancienne anomalie magnétique a fait l'objet de plusieurs interprétations. Weissel et Hayes [1972] supposent qu'il s'agit de l'anomalie 22. Cande et Mutter [1982] l'ont interprétée comme une anomalie 34. Enfin, Veevers [1986] l'a interprétée comme la limite océan-continent. Dans ce travail, nous considérons, de la même manière que Powell et al. [1988] et Royer et Sandwell [1989], que la plus ancienne anomalie est l'anomalie 34 identifiée par Veevers [1986]. Les identifications de l'anomalie 34 sont peu nombreuses sur les deux flancs de la dorsale est indienne : 5 identifications sur le flanc nord et 3 identifications sur le flanc sud, entre les longitudes 125°E et 135°E.

Les anomalies magnétiques identifiées entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de l'anomalie 20 sont très rapprochées à cause du taux d'ouverture très faible de la dorsale sud est indienne (5 à 10 km/Ma), pendant cette période. Ces anomalies

magnétiques sont linéaires. Elles ne semblent être décalées que par une zone de fracture : le prolongement vers le sud de la fracture de George V.

A l'ouest, la plus ancienne anomalie magnétique identifiée est l'anomalie 18. Sur le flanc nord, elle se situe sur le bord sud de la ride de Diamantina. Sur le flanc sud, elle se situe au nord de la ride Kerguelen Nord et de la ride Kerguelen Sud.

Encore plus à l'ouest, entre la ride de Broken et le domaine septentrional des Kerguelen, la plus ancienne anomalie magnétique est l'anomalie 13.

Les anomalies magnétiques identifiées entre l'époque de l'anomalie 18 et l'Actuel, dans la totalité du bassin Australie-Antarctique sont plus espacées que celles identifiées entre les époques des anomalies 34 à 20. Elles sont par conséquent mieux individualisées. Ceci est lié à l'accélération de l'ouverture de la dorsale sud est indienne à partir de l'époque de l'anomalie 20-18. Le taux d'ouverture passe de 5 à 10 km/Ma avant l'époque de l'anomalie 18-20, à 50 km/Ma après cette époque. Cette accélération témoigne de la dernière réorganisation majeure survenue dans l'océan Indien. Ces anomalies magnétiques sont décalées par des zones de fracture qui sont orientées NE-SW entre le plateau des Kerguelen et la ride de Broken. Elles deviennent N-S à NNW-SSE entre l'Antarctique et l'Australie. Elles sont montrées sur les figures I-16-A et I-16-B. La direction de ces zones de fracture nous servira pour déterminer la position de l'Antarctique et du plateau des Kerguelen par rapport à l'Australie et à la ride de Broken à l'époque de l'anomalie 20.

1.3.2 - La dorsale sud ouest indienne

La dorsale sud ouest indienne s'étend du point triple de Bouvet (55°S-0°5W) au point triple de Rodriguez (25°S-70°E). Les plus anciens bassins issus du fonctionnement de cette dorsale correspondent à la partie septentrionale du bassin du Mozambique sur le flanc nord, et la partie méridionale du bassin d'Enderby sur le flanc sud. Ces bassins ont fonctionné avant la période magnétique calme du Crétacé (avant l'époque de l'anomalie M0). Les bassins créés après la période magnétique calme (après l'époque de l'anomalie 34) correspondent au bassin des Aiguilles, la partie méridionale du bassin du Mozambique et le bassin de Madagascar sur le flanc nord, et la partie septentrionale du bassin d'Enderby et du bassin de Crozet, sur le flanc sud.

Nous commencerons par présenter et discuter les anomalies magnétiques et les zones de fracture des domaines anciens créés avant la période magnétique calme du Crétacé. Ensuite, nous présenterons et discuterons les zones de fracture des domaines océaniques créés pendant la période magnétique calme du Crétacé. Enfin, nous présenterons et discuterons les anomalies magnétiques et les zones de fracture des bassins créés après cette période magnétique calme.

Les domaines mésozoïques issus du fonctionnement de la dorsale sud ouest indienne

Les plus anciens bassins issus du fonctionnement de la dorsale sud ouest indienne correspondent à la partie septentrionale du bassin du Mozambique et la partie méridionale du bassin d'Enderby.

La partie septentrionale du bassin de Mozambique est limitée à l'ouest par la ride du Mozambique, à l'est par Madagascar et son plateau, au nord par le canal du Mozambique et au sud par la zone magnétique calme du Crétacé. Deux séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques ont été reconnues dans ce bassin par Ségoufin [1978] et Simpson et al. [1979]. La plus ancienne anomalie magnétique mésozoïque identifiée par ces auteurs est l'anomalie M22 (152 Ma, limite Kimmeridgien-Tithonique).

La plus jeune correspond à l'anomalie M0 (119 Ma, Aptien) pour Ségoufin [1978], et à l'anomalie M2 (123 Ma, Barrémien), pour Simpson et al. [1979]. Ces deux séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques sont décalées par une zone de fracture : la fracture F de Ségoufin [1978], déduite de l'interprétation des anomalies magnétiques. Elle présente une orientation générale NNW-SSE, identique à l'orientation de la partie septentrionale de l'escarpement oriental de la ride du Mozambique (au nord de 34°S). Nous les utiliserons pour contraindre l'évolution initiale de ce bassin.

Dans la partie méridionale du bassin d'Enderby, au large de la Terre de Maud, deux séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques ont été reconnues par Bergh [1977, 1987]. Pour Bergh [1977], la plus ancienne anomalie magnétique mésozoïque identifiée est l'anomalie M16 (142 Ma, Berriasien); la plus jeune est l'anomalie M1 (122 Ma, Barremien). Pour Bergh [1987], la plus ancienne anomalie identifiée est l'anomalie M11 (133 Ma, Valanginien); la plus jeune est l'anomalie M0 (119 Ma, Aptien). Ces deux séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques sont décalées par une zone de fracture. A l'ouest de ces deux séquences d'anomalies magnétiques, Bergh [1987] a tracé la zone de fracture d'Astrid. Ces zones de fracture sont d'orientation générale NNE-SSW.

Dans les reconstitutions cinématiques mésozoïques de Norton et Sclater [1979], Ségoufin et Patriat [1981], Martin et Hartnady [1986] et Royer et Coffin [1992], les anomalies magnétiques identifiées dans le bassin d'Enderby sont considérées comme les homologues de celles identifiées dans le bassin du Mozambique. L'assemblage de ces anomalies magnétiques homologues sera discuté dans le chapitre 2 de la deuxième partie. Ces auteurs les utilisent pour contraindre l'ouverture initiale de l'océan Indien Occidental. Dans notre travail, nous considérons que les identifications d'anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin du Mozambique et dans le bassin d'Enderby sont trop peu nombreuses pour contraindre à elles seules l'ouverture initiale de cet océan.

Les domaines océaniques créés lors de la période magnétique calme du Crétacé par la dorsale sud ouest indienne

La période magnétique calme du Crétacé, nous l'avons déjà dit, se situe entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de l'anomalie 34. Elle est caractérisée par l'absence d'inversions du champ magnétique terrestre. Les domaines océaniques créés lors de cette période sont : les domaines du bassin du Mozambique et du bassin d'Enderby situés entre les linéations magnétiques M0 et 34 (figures I-19-A et I-19-B).

Ces deux domaines océaniques montrent la présence de zones de fracture. Elles sont pointées en utilisant la carte bathymétrique GEBCO, les cartes gravimétriques de Haxby et Hayes [1991] et de Sandwell et Smith [1992] et les cartes altimétriques de Gilg-Capar et al. [non publié]. Les principales zones de fracture sont : les fractures du Mozambique, de Madagascar et des Aiguilles, situées dans la partie méridionale du bassin du Mozambique et du bassin des Aiguilles, et les fractures de Conrad et d'Astrid, situées dans la partie septentrionale du bassin d'Enderby. Elles sont montrées sur les figures I-19-A et I-19-B.

- La fracture du Mozambique est pointée sur la plaque africaine et se situe au SE de la partie méridionale de la ride du Mozambique. Elle est de direction NNE-SSW et se confond avec la partie méridionale (au sud de 34°S) de l'escarpement du Mozambique. Nous l'avons appelée ainsi pour la différencier de la partie septentrionale (au nord de 34°S) de l'escarpement du Mozambique, orientée N-S.

- La fracture des Aiguilles est située sur la plaque africaine. Elle longe la marge SE du plateau des Aiguilles. Elle est de direction NNE-SSW. Cette fracture a été déjà utilisée par Martin et Hartnady [1986] (fracture AA') pour déterminer la direction

d'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique pendant la période magnétique calme du Crétacé.

- La fracture de Madagascar est située à l'ouest de la partie méridionale du plateau de Madagascar. Elle est de direction NNE-SSW.

- La fracture de Conrad est située sur la plaque Antarctique, à l'ouest de la ride de Conrad. Elle s'étend de 62°S à 50°S. Elle montre une direction NNE-SSW.

- La fracture d'Astrid est située sur la plaque Antarctique, au large de la ride d'Astrid [Bergh, 1987]. Sa direction est NNE-SSW. Elle est très bien marquée entre 65°S et 56°S. Au sud de 65°S, le signal altimétrique devient diffus et sa relation avec la ride d'Astrid est mal définie.

La direction générale de l'ensemble de ces zones de fracture est NNE-SSW. Cette direction fournit une contrainte fondamentale dans l'étude de l'évolution de la dorsale sud ouest indienne, pendant la période magnétique calme du Crétacé.

Les domaines océaniques créés après la période magnétique calme du Crétacé par la dorsale sud ouest indienne

Il s'agit des domaines océaniques créés de part et d'autre de la ride sud ouest indienne, depuis l'époque de l'anomalie 34 jusqu'à l'Actuel. Sur le flanc nord on trouve : le bassin des Aiguilles et les domaines les plus méridionaux des bassins du Mozambique et de Madagascar. Sur le flanc sud, on trouve les domaines les plus septentrionaux des bassins d'Enderby et de Crozet.

Les anomalies magnétiques entre l'époque de l'anomalie 34 et l'Actuel ont été reconnues sur les flancs de la ride sud ouest indienne :

A l'ouest de la zone de fracture de Prince Edward, les anomalies magnétiques ont été reconnues par Bergh [1971], LaBrecque et Hayes [1979], Bergh et Barrett [1980], Ségoufin [1981], Bergh [1986] et Royer et al. [1988], dans le bassin des Aiguilles, le domaine le plus méridional du bassin de Mozambique et le domaine le plus septentrional du bassin d'Enderby.

A l'est de la zone de fracture de Prince Edward, les anomalies magnétiques ont été reconnues par Bergh et Norton [1976], Bergh [1977], Norton et Sclater [1979], Patriat [1979], Fisher et Sclater [1983], Patriat et al. [1985] et Patriat [1985], dans le domaine méridional du bassin de Madagascar et le domaine septentrional du bassin de Crozet.

Enfin, à proximité du point triple de Rodriguez, les anomalies magnétiques ont été reconnues par Sclater et al. [1981], Tapscott et al. [1980] et Patriat [1985].

La figure I-20 montre une compilation de toutes les données magnétiques identifiées sur les flancs de la ride sud ouest indienne, établie par Royer et al. [1988].

La direction d'ouverture de la dorsale sud ouest indienne, entre l'époque de l'anomalie 34 et l'Actuel, a fait l'objet de deux interprétations différentes.

- Norton et Sclater [1979] et Fisher et Sclater [1983] suggèrent que l'évolution de l'Antarctique par rapport à l'Afrique n'a pas subi de changements importants de direction, depuis l'époque de l'anomalie 34 jusqu'à l'Actuel. Dans ce cas, les zones de fracture de la dorsale sud ouest indienne montrent une seule direction qui est NNE-SSW.

- Patriat et al. [1985] puis Royer et al. [1988] suggèrent que l'évolution entre l'Antarctique et l'Afrique a subi un changement de direction important entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque de l'anomalie 26-24. Dans ce cas, avant l'époque de l'anomalie 32 et après l'époque de l'anomalie 26-24, la direction d'ouverture de la dorsale sud ouest indienne serait NNE-SSW. Entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque de l'anomalie 26-24, elle serait NNW-SSE.

Dans le chapitre 2 de la deuxième partie consacré au problème de directions d'ouverture, nous essayerons d'examiner en détail ces deux hypothèses et nous présenterons les conséquences de chacune d'entre elles sur l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Occidental.

La carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992], réalisée à partir d'une couverture altimétrique très dense, montre clairement le changement de direction proposé par Patriat et al. [1985] et Royer et al. [1988] (figure I-19-B). C'est cette hypothèse que nous avons finalement retenue dans ce travail.

Les figures I-19-A et I-19-B montrent également les principales zones de fracture qui décalent l'axe de la dorsale sud ouest indienne entre l'époque de l'anomalie 20 et l'Actuel. Ce sont de l'ouest vers l'est : DuToit, Bain, Prince Edward, Discovery, Indomed, Gallieni, Atlantis et Melville. Ces zones de fracture sont de plus en plus jeunes en se rapprochant du point triple de Rodriguez. Elles sont orientées NNE-SSW à N-S. La direction de ces zones de fracture sera utilisée, dans ce travail, pour contraindre le mouvement entre l'Afrique et l'Antarctique durant les derniers 43 Ma.

1.3.3 - La dorsale centrale indienne et la dorsale de Carlsberg

La dorsale centrale indienne s'étend de l'Equateur jusqu'au point triple de Rodriguez. Elle est constituée de nombreux segments décalés par des zones de fracture, de direction générale NE-SW.

La dorsale de Carlsberg prolonge vers le NW la dorsale centrale indienne. Elle s'interrompt au NW contre la zone de fracture d'Owen. A la différence de la dorsale centrale indienne, la dorsale de Carlsberg ne présente aucun décalage.

La dorsale de Carlsberg est à l'origine de la formation du bassin de Somalie Oriental et du bassin d'Arabie. La dorsale centrale indienne est à l'origine de la formation du domaine septentrional du bassin de Madagascar et du domaine occidental du bassin Central Indien (figure I-21).

Nous commencerons par présenter et discuter les anomalies magnétiques et les zones de fracture des bassins issus de la dorsale de Carlsberg. Ensuite, nous présenterons les anomalies magnétiques et les zones de fracture des bassins issus de la dorsale centrale indienne.

Le bassin de Somalie Oriental et le bassin d'Arabie

Le bassin de Somalie Oriental est séparé du bassin de Somalie Occidental par le complexe de zones de fracture Vlcc, Dhow et Ars. La différence d'âge entre les croûtes océaniques de ces deux bassins est estimée par Coffin et Rabinowitz [1987] à plus de 50 Ma. Des forages DSDP et ODP ont été effectués dans ce bassin : le forage DSDP-235, [Fisher, Bunce et al., 1974], situé à l'est de la terminaison sud de la ride Chain, a atteint des sédiments d'âge crétacé supérieur (72 à 67 Ma, Maestrichtien). Le forage DSDP-236 [Fisher, Bunce et al., 1974], situé au NE du banc des Seychelles, a atteint des sédiments d'âge paléocène supérieur (environ 60 Ma). Le forage DSDP-240 [Simpson, Schlich et al., 1974], situé à l'est des fractures Vlcc, Dhow et Ars, a atteint des sédiments d'âge

éocène inférieur (environ 55 Ma). Les forages ODP-709, 710 et 711 [Backman, Duncan et al., 1988], n'avaient pas comme objectif d'atteindre le socle océanique. Par conséquent, ils ne donnent aucune contrainte concernant l'âge et la nature du socle.

Des anomalies magnétiques ont été reconnues dans le bassin de Somalie Oriental [McKenzie et Sclater, 1971; Fisher et al., 1971; Tisseau, 1978 et DeRibet, 1989]. Dans le domaine septentrional de ce bassin, à l'est de la ride Chain, la plus ancienne anomalie magnétique reconnue d'une façon certaine [Tisseau, 1978] est l'anomalie 28 (64 Ma, Paléocène inférieur). Une anomalie 29 (66 Ma, Paléocène inférieur) a été identifiée par DeRibet [1989] mais elle est proposée sous réserve par cet auteur. Dans sa partie méridionale, à l'est du banc Saya de Malha, la plus ancienne anomalie reconnue par Fisher et al. [1971] est l'anomalie 6. Les linéations magnétiques identifiées entre les époques des anomalies 29 et 20 sont orientées WNW-ESE, alors que celles identifiées entre l'époque de l'anomalie 20 et l'Actuel sont orientées NW-SE.

Le bassin d'Arabie est limitée au nord par l'Arabie, au sud par la dorsale de Carlsberg et la ride centrale indienne, à l'ouest par la zone de fracture d'Owen et à l'est par la ride des Chagos Laccadives. Ce bassin est considéré comme l'homologue du bassin de Somalie Oriental.

Des anomalies magnétiques ont été reconnues dans le bassin d'Arabie par Karasik et al. [1986] [cf DeRibet, 1989]. Dans la partie septentrionale de ce bassin, la plus ancienne anomalie identifiée d'une manière certaine est l'anomalie 29. Dans sa partie méridionale, la plus ancienne anomalie identifiée est l'anomalie 6. Les linéations magnétiques identifiées entre les époques de l'anomalie 29 et de l'anomalie 10 sont orientées E-W. Celles identifiées entre l'époque de l'anomalie 10 et l'Actuel sont orientées NW-SE.

Dans la partie méridionale du bassin de Somalie Oriental et la partie septentrionale du bassin d'Arabie, la carte bathymétrique GEBCO et les cartes altimétriques ne montrent pas de zones de fracture qui peuvent contraindre la direction de séparation entre l'Inde et le plateau des Mascareignes.

Le bassin de Madagascar et le domaine occidental du bassin Central Indien

Le bassin de Madagascar est limité au nord, par la fracture de Maurice, qui le sépare du bassin des Mascareignes, au sud par la dorsale sud ouest indienne, à l'ouest par le plateau de Madagascar et à l'est par la dorsale centrale indienne. La partie la plus méridionale de ce bassin est créée par la ride sud ouest indienne. La grande partie septentrionale est créée à l'axe de la dorsale centrale indienne.

Des anomalies magnétiques ont été reconnues dans le bassin de Madagascar par Schlich [1975, 1982]. La plus ancienne anomalie identifiée est l'anomalie 30. Les linéations magnétiques identifiées entre les époques des anomalies 32 et 18 sont orientées WNW-ESE. Celles identifiées entre les époques de l'anomalie 18 et l'Actuel sont orientées NNW-SSE.

Le domaine occidental du bassin Central Indien est considéré comme l'homologue du bassin de Madagascar. Nous l'avons déjà présenté.

Les directions différentes des linéations magnétiques, avant et après l'époque de l'anomalie 18-20, dans le bassin de Madagascar et dans le bassin Central Indien, témoignent de la dernière réorganisation majeure survenue dans l'océan Indien, aux environs de l'époque de l'anomalie 20.

L'examen détaillé des zones de fracture qui décalent la dorsale centrale indienne montre que leur direction est différente de part et d'autre de la ride de Rodriguez. Au sud de cette ride la direction de ces zones de fracture est ENE-WSW. Au nord, elles sont orientées NE-SW. Dyment [1991], à partir de reconstitutions cinématiques entre l'Inde et l'Afrique postérieures à l'époque de l'anomalie 20, fondées essentiellement sur les anomalies magnétiques, montre qu'il est impossible de réaliser un assemblage cohérent autour du point triple de Rodriguez, en prenant en compte l'ensemble des anomalies magnétiques identifiées sur les deux flancs de la dorsale centrale indienne. Il explique cette impossibilité par la présence d'une "zone triple" entre 10°S et l'Equateur. Cette "zone triple" correspondrait à l'intersection entre la zone de déformation diffuse [Wiens et al., 1985; Gordon et al., 1990] et la ride centrale Indienne.

1.4 - Le point triple de Rodriguez

Le point triple de Rodriguez correspond au point de rencontre des trois dorsales de l'océan Indien, différentes par leur direction d'ouverture et leur taux d'expansion. Actuellement, il se situe à 25°30S et 70°E. Il a été décrit pour la première fois par McKenzie et Sclater [1971]. Par la suite, il a fait l'objet de plusieurs études détaillées [Tapscott et al., 1980; Patriat et Courtillot, 1984; Schlich et al. [1987]; Patriat et Parson [1989]; Munshy et Schlich, 1989; 1990]. Le point triple de Rodriguez fonctionne depuis le début de la séparation entre l'Inde et Madagascar, peu avant l'époque de l'anomalie 34. Patriat et Ségoufin [1988], à partir de reconstitutions cinématiques entre l'Antarctique, l'Afrique et l'Inde, entre l'époque de l'anomalie 29 et l'Actuel, ont déterminé les traces fossiles de ce point triple sur les trois plaques. Elles sont montrées sur la figure I-13.

1.5 - La vallée du Natal

La vallée du Natal est bordée par la ride du Mozambique à l'est et le SE de l'Afrique à l'ouest. Elle résulte de l'ouverture de l'Amérique de Sud et de l'Afrique un peu avant l'époque de l'anomalie M10 (Hauterivien). Une séquence d'anomalies magnétiques mésozoïques a été reconnue dans cette vallée par Goodlad et al. [1982]. La plus ancienne anomalie mésozoïque identifiée est l'anomalie M10 (130 Ma, Hauterivien); la plus jeune est l'anomalie M0 (119 Ma, Aptien). Les linéations magnétiques sont orientées NW-SE, perpendiculairement à la zone de fracture de Falkland-Aiguilles. Une séquence d'anomalies magnétiques symétrique (M10-M0) a été découverte dans le bassin de Georgia par Barker, Dalziel et al. [1977] et Barker [1979]. Le plateau des Falkland et le banc de Maurice Ewing, dont la nature continentale est démontrée par Barker, Dalziel et al. [1977], s'emboîteraient dans cette vallée lors de la reconstitution initiale du Gondwana comme l'ont fait Martin et al. [1981; 1982a] et Norton et Sclater [1979].

1.6 - Conclusion

Les données bathymétriques, magnétiques et altimétriques acquises dans les bassins constituant l'océan Indien, ont une répartition inégale.

Les domaines océaniques créés au sud de 30°S, montrent une couverture altimétrique importante et homogène (SEASAT, GEOSAT et ERS1, espacement des profils de 4 km environ à l'Equateur) par rapport à ceux créés au nord (SEASAT, GEOSAT, espacement des profils de 150 km environ). De même, les identifications des anomalies magnétiques sont plus nombreuses dans les aires océaniques récents, postérieurs à la période magnétique calme du Crétacé moyen, notamment entre l'Antarctique et l'Afrique et entre l'Inde et l'Antarctique.

Donc, les contraintes utilisées pour élaborer notre modèle cinématique ne présentent pas partout le même poids.

Le tracé des zones de fracture des domaines océaniques créés au sud de 30°S, telles que les fractures de Mozambique, de Madagascar, des Aiguilles, d'Astrid, de Conrad, les fractures du bassin de Crozet et des Kerguelen, les fractures qui décalent la dorsale sud ouest indienne et la dorsale sud est indienne, apparaît de manière très précise. Nous leur attribuons un poids important dans nos reconstitutions cinématiques.

Le tracé des zones de fracture des domaines océaniques créés au nord de 30°S, telles que les fractures de Maurice, de Chagos, les fractures situées à l'ouest de l'Australie et les fractures qui décalent l'axe de l'accrétion de la dorsale centrale indienne ne montre pas la même précision. Cependant, l'orientation générale des ces fractures est bien contrôlée.

Par conséquent, pour la reconstitution d'une époque donnée nous commencerons par établir une reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique bien contrainte, puisque pratiquement l'ensemble des domaines océaniques créés à l'axe de la dorsale sud ouest indienne se situent au sud de 30°S. Ensuite, nous intégrerons l'Inde puis l'Australie.

DEUXIEME PARTIE

LES PROBLEMES POSES

Chapitre I : Le problème de la reconstitution initiale

Les problèmes posés

Introduction

Les différents bassins de l'océan Indien, leurs marges et les structures qui les caractérisent ont fait l'objet de nombreux travaux détaillés. Tenter une synthèse qui permette d'élaborer un modèle global de son évolution, nous conduit à confronter ces interprétations et à les replacer dans le cadre beaucoup plus général de l'océan Indien, depuis sa naissance jusqu'aux périodes récentes. On verra que ces interprétations sont fondées sur des hypothèses souvent antagonistes dont les conséquences sur l'évolution globale sont radicalement différentes.

Dans cette partie, nous allons discuter les principaux points de vue rencontrés. Pour cela, nous allons en faire l'analyse cinématique, d'abord pour poser correctement le problème, ensuite pour essayer de le résoudre. Pour cette analyse cinématique, nous procédons de la manière suivante :

-La numérisation : les données utiles (bathymétrie, altimétrie, gravimétrie, magnétisme, géologie continentale) ont été compilées puis digitalisées, avant d'être introduites dans les différentes reconstitutions.

-Mise à la même échelle : les reconstitutions des différents auteurs seront présentées sous forme de cartes en projection Mercator. La position des plaques les unes par rapport aux autres, à une époque donnée, sera réalisée par rapport à l'Afrique fixe. Ceci nous permettra :

-D'une part, de comparer et discuter facilement les principales caractéristiques des reconstitutions. Ce sera le cas quand nous présenterons les reconstitutions initiales proposées par les différents auteurs, dans le chapitre I.

-D'autre part, de mieux juger la cohérence de l'évolution d'une plaque par rapport à une autre, lorsque plusieurs stades sont proposés. Ce sera le cas quand nous aborderons le problème des directions d'ouverture dans le chapitre II.

Les principaux points de divergence rencontrés sont classés en trois catégories. Ils feront l'objet chacun d'un chapitre:

- La reconstitution initiale.
- Les directions d'ouverture.
- Les rides asismiques.

1- Le problème de la reconstitution initiale

1.1 - Introduction

Dans ce chapitre :

-Nous passerons en revue les différentes reconstitutions initiales de l'océan Indien, proposées dans les travaux antérieurs. Nous évoquerons et discuterons les principaux problèmes qu'elles soulèvent.

-Ensuite, nous présenterons la reconstitution initiale déduite de ce travail. Nous discuterons les contraintes et la démarche utilisées pour la reconstitution de chaque couple de plaques.

1.2 - Les reconstitutions initiales antérieures

Dans ce paragraphe, nous allons voir comment les différents auteurs ont envisagé leur reconstitution initiale et sur quelles bases? Suivant l'échelle de travail utilisée, on peut les regrouper en deux familles :

-Les reconstitutions globales, c'est-à-dire les reconstitutions qui prennent en compte l'ensemble des continents bordant l'océan Indien.

-Les reconstitutions partielles, qui ne prennent en considération que l'assemblage de deux ou trois plaques, sans se préoccuper de l'emplacement des autres plaques, dans le Gondwana.

1.2.1 - Les reconstitutions globales

Parmi eux nous citons :

-Les reconstitutions uniquement consacrées à faire un assemblage morphologique. Nous discuterons la reconstitution de Lawver et Scotese [1987].

-Les reconstitutions qui sont intégrées dans un modèle d'évolution générale de l'océan Indien. C'est l'exemple de la reconstitution de Norton et Sclater [1979].

-Enfin, quelques autres reconstitutions, qui ne sont ni morphologiques, ni cinématiques, mais fondées sur des critères géologiques [Ricou et al., 1990] ou paléomagnétiques [Besse et Courtillot, 1988].

La reconstitution de Lawver et Scotese [1987]

La reconstitution de Lawver et Scotese [1987], comme celle de Dietz [1973] ou de Bullard et al. [1965] pour l'Atlantique, préconise un ajustement morphologique aussi serré que possible des marges continentales.

Ce travail s'appuie sur un schéma de l'évolution de l'océan Indien, établi par Lawver et al. [1985] : les anomalies magnétiques et les zones de fracture ne sont représentées que schématiquement.

Leur reconstitution initiale est représentée sur la figure II-1 :

-Pour l'assemblage entre Madagascar et l'Afrique, ces auteurs utilisent la solution devenue maintenant classique, après la découverte des anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin de Somalie Occidentale [Ségoufin et Patriat, 1980; Rabinowitz et al., 1983]. Madagascar s'emboîte avec les côtes du Kenya et de la Somalie. L'emboitage n'est pas parfait : au sud les lignes de côte sont bien superposées, mais au centre elles se chevauchent, et au nord il subsiste un espace d'environ 150 km, qui correspond aux pentes continentales.

-L'assemblage de l'Inde, le Sri-Lanka et l'Antarctique ressemble à celui de DuToit [1937]. Le Sri-Lanka est déplacé par rapport à l'Inde dans le sens horaire suivant l'idée de Katz [1978]; il trouve ainsi sa place sur la marge antarctique dans la baie de Lützow-Holm, juste à l'est de la ride de Gunnerus. Les lignes de pente de l'ensemble Inde-Sri-Lanka, matérialisées par la ligne bathymétrique 2000 m, s'emboîtent de façon remarquable avec celle de l'Antarctique au niveau de la Terre d'Enderby. En Antarctique, dans la région de la Terre de McRobertson, la ligne de pente ne suit pas la forme de la ligne de côte, à cause de la présence du bassin d'Amery entre ces deux lignes. Dans cette région, l'assemblage des lignes de côte montre un hiatus de 300 km. A l'est du bassin d'Amery, le NE de l'Inde chevauche largement l'Antarctique.

L'assemblage entre l'Inde et l'Antarctique dans une reconstitution initiale, la présence de structures ordonnées à l'ouest de l'Australie, telles que les fractures de Cape-Range, de Cuvier-Wallaby et du Naturaliste, et l'identification des anomalies magnétiques mésozoïques dans les bassins situés à l'ouest de l'Australie par Markl [1974, 1978] et par Larson [1975, 1977], imposent la présence d'une plaque qui constituerait le prolongement vers le nord du continent Indien. Cette plaque serait adjacente à la marge ouest australienne : c'est la notion de la "Greater India" [Powell et Conaghan, 1973; Crawford, 1974; Veevers et al., 1975].

-La position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique dans cette reconstitution montre un recouvrement entre l'Antarctique et la totalité de la ride du Mozambique. Cette position implique que la ride du Mozambique est de nature océanique. D'après Lawver et Scotese, la limite de la croûte continentale à épaisseur normale serait située à l'est de la chaîne de Lebombo. Cependant, la nature continentale de la ride du Mozambique a été démontrée par les travaux de Mougenot et al. [1991] et Ralliard [1990]. D'autre part, l'assemblage de Lawver et Scotese montre un recouvrement de 110 km entre les lignes de côte de l'Antarctique et de l'Afrique au niveau de 24°S; il montre aussi un grand hiatus dans l'assemblage initial du système Madagascar-Antarctique-Afrique entre 11°S et 16°S, puisque ces auteurs considèrent que le plateau de Madagascar est de nature océanique.

-L'assemblage entre Madagascar et l'Inde est fondé sur la forme des lignes de côte orientale de Madagascar et occidentale de l'Inde [Katz et Prémoli, 1979] et non sur la forme du plateau continental de l'Inde qui est différente.

-L'Australie s'emboîte avec l'Antarctique le long de la Terre d'Adélie. Au niveau et à l'est de la grande baie de l'Australie, on note un recouvrement de 200 km des lignes de pente continentale, matérialisées par leur ligne bathymétrique 2000 m, alors que les lignes de côte sont espacées de 300 km. Dans cette région de l'Australie, la ligne de côte et la ligne de pente ne sont pas parallèles, à cause de la présence de bassins profonds entre les deux. A l'ouest de la grande baie de l'Australie, les lignes de côte montrent un parallélisme remarquable et les lignes de pente se superposent. A l'est, on

note un recouvrement de la ride de la Tasmanie et de la ligne de pente de la marge de l'Antarctique, au niveau de la Terre de Victoria.

-L'assemblage initial entre l'Arabie, la Somalie et l'Afrique n'est pas satisfaisant. Entre l'Arabie et l'Afrique, l'assemblage entre les lignes de côte ne montre pas de parallélisme, comparé à celui de McKenzie et al. [1970]. Entre la Somalie et l'Arabie, l'assemblage montre un recouvrement qui s'accroît de l'est vers l'ouest. Il atteint 100 km dans sa partie occidentale.

-L'assemblage de l'Amérique du Sud avec l'Afrique est très proche de celui de Rabinowitz et LaBrecque [1979] et de Ladd [1974]. Il montre un chevauchement de 200 km, entre le plateau des Falkland, dont la nature continentale a été démontré par Barker, Dalziel et al. [1977], et la ride continentale du Mozambique.

-La péninsule antarctique chevauche largement le plateau continental des Falkland. Dans notre travail, nous ne traiterons pas ce problème, à cause de l'histoire de déformation complexe que présente la péninsule Antarctique.

La reconstitution initiale de Lawver et Scotese se fonde essentiellement sur le parallélisme des lignes de côte des continents péri-indiens. Cependant, dans l'assemblage initial d'un couple de plaques, il existe des régions qui ne montrent pas de parallélisme entre les lignes de côte. C'est le cas par exemple entre Madagascar et l'Afrique, entre l'Inde et l'Antarctique, entre l'Australie et l'Antarctique et entre le Mozambique et la Terre de Maud. Par conséquent, il subsiste des hiatus dans leur reconstitution, par exemple au NW de Madagascar, au niveau de la grande baie de l'Australie et au niveau du bassin d'Amery. On note aussi des recouvrements entre le Mozambique et l'Antarctique et entre l'Arabie et la Somalie.

D'autre part, le fait de pouvoir réaliser une telle reconstitution, un assemblage aussi remarquable des lignes de côte (d'une vision globale), démontre que les plaques constituant le Gondwana n'ont pas subi de déformations importantes, comme celles suggérées par exemple par Ricou et al. [1990] pour l'Antarctique (Voir paragraphe ci-dessous). Mais, une telle reconstitution suppose des extentions considérables de la croûte continentale sous les marges lors du "rifting", de l'ordre de 280 km entre l'Australie et l'Antarctique par exemple [Etheridge et al., 1989]. D'autre part, ces reconstitutions initiales uniquement morphologiques ne sont pas reliées aux premiers stades d'ouverture océanique contrôlés par les anomalies magnétiques et les zones de fracture.

La reconstitution de Norton et Sclater [1979]

La reconstitution initiale de Norton et Sclater [1979] est intégrée dans un modèle général d'évolution de l'océan Indien, contraint à la fois par les anomalies magnétiques et surtout les directions des zones de fracture.

Leur reconstitution initiale est représentée sur la figure II-2. Sur cette figure, on peut observer les points suivants :

-L'assemblage entre Madagascar et l'Afrique est guidé par les directions des fractures Vlcc-Dhow et Ars et par la fracture de Davie. Celle-ci est interprétée comme le guide fondamental pour la fermeture du bassin de Somalie Occidental. Cet assemblage est beaucoup moins serré que celui proposé par Lawver et Scotese [1987]. Il laisse, par conséquent, deux hiatus d'environ 100 km entre les lignes de pente continentale, au NW et à l'ouest de Madagascar. Au SW, les lignes de côte de ces deux continents se superposent. Cet assemblage montre une orientation de la marge est malgache de N14°. Cette orientation est liée au fait que ces auteurs utilisent la direction N-S de la ride de Davie, préconisée par Heirtzler et Burroughs [1971]. Cette direction

est différente de celle établie récemment à partir de données géologiques [Malod et al., 1991] et altimétriques [Haxby, 1987; Sandwell et Smith, 1992], qui est NNW-SSE et que nous utilisons dans ce travail.

-L'assemblage entre l'Inde et l'Antarctique est légèrement différent de celui de Lawver et Scotese [1987]. On note un recouvrement d'environ 200 km des lignes de pente au niveau de la Terre d'Enderby. De part et d'autre, les lignes de pente sont superposées. Au niveau du bassin d'Amery, les lignes de côte de ces deux continents sont espacées d'environ 500 km. Aucune rotation n'est proposée pour le Sri-Lanka qui chevauche, par conséquent, largement l'Antarctique.

-L'assemblage de l'Antarctique et de l'Afrique découle de leur reconstitution de l'époque de l'anomalie M1. Ces auteurs placent l'Antarctique 250 km à l'est de la position proposée par Lawver et Scotese [1987]. Cette position de l'Antarctique évite ainsi son chevauchement avec la ride du Mozambique supposée par ces auteurs de nature continentale. L'assemblage entre Madagascar, l'Inde et l'Antarctique laisse un grand hiatus au sud et au NE de Madagascar. Pour combler celui du nord, ces auteurs font appel au banc des Seychelles qu'ils considèrent être de nature continentale. Cependant celui du sud subsiste puisqu'ils proposent une origine océanique pour le plateau de Madagascar. Celui-ci correspondrait, pour eux, à la trace de fonctionnement du point triple du système Afrique-Madagascar-Antarctique, pendant la période reconstitution initiale-anomalie M1.

-L'assemblage de l'Inde et de Madagascar découle de leur position à l'époque de l'anomalie 34. Il superpose leur ligne de pente continentale.

-L'assemblage entre l'Australie et l'Antarctique au niveau de la Terre d'Adélie, superpose les lignes de pente continentale. Il est beaucoup moins serré que celui proposé par Lawver et Scotese [1987]. Au niveau de la baie d'Australie, les lignes de côte sont espacées de 500 km. A l'est de la grande baie d'Australie, on note un recouvrement de la ride de la Tasmanie et de la marge de l'Antarctique, au niveau de la Terre de Victoria.

-L'emboîtement entre l'Amérique du Sud et l'Afrique et entre l'Arabie et l'Afrique sont les mêmes que ceux utilisés par Lawver et Scotese [1987]. Les mêmes observations restent valables : un recouvrement d'environ 200 km entre le plateau des Falkland et la ride du Mozambique. Les lignes de côte de l'Afrique et de l'Arabie ne montrent pas de parallélisme. Cependant, l'assemblage entre l'Arabie et la Somalie montre une superposition parfaite des lignes de côte.

La démarche utilisée par ces auteurs, qui consiste à se servir des stades mieux contraints par les anomalies magnétiques et surtout des zones de fracture comme assise pour déterminer leur reconstitution initiale, nous paraît cohérente. Cependant, les données magnétiques dont ils disposaient à l'époque étaient relativement peu abondantes et la bathymétrie moins précise, surtout pour les régions anciennes de l'océan Indien. Ils considèrent les stades initiaux de leur modèle comme spéculatifs.

D'autre part, la reconstitution initiale de Norton et Sclater [1979] est parmi les rares reconstitutions qui tient compte de la nature continentale de la ride du Mozambique. La raison en est que ces auteurs n'envisagent pas de changements majeurs de direction dans l'évolution de la ride sud ouest indienne, entre l'époque de l'anomalie 34 et l'Actuel (nous discuterons ce problème avec plus de détail dans le chapitre 2). A l'anomalie M1, les escarpements du Mozambique [Ségoufin, 1981] et d'Explora-Andénès [Hinz et Krause, 1982; Kristoffersen et Haugland, 1986] s'alignent. L'assemblage initial entre la marge orientale de la mer de Weddell et la ride du Mozambique, proposé par ces auteurs, ne montre pas de recouvrement. Pour eux, la ride du Mozambique occupait, dans le Gondwana, la place qu'elle occupe actuellement, par rapport à l'Afrique.

Autre type de reconstitutions initiales

Il s'agit des reconstitutions qui ne sont ni morphologiques ni cinématiques, mais fondées sur des critères géologiques : la reconstitution de Ricou et al. [1990], ou paléomagnétiques : la reconstitution de Besse et Courtillot [1988].

La reconstitution de Ricou et al. [1990]

Shields [1976], en se fondant sur des critères géologiques, paléoclimatiques et morphologiques, a proposé un schéma de reconstitution du Gondwana dans lequel il considère que la marge est indienne avait pour homologue non pas la marge de l'Antarctique au niveau de la Terre d'Enderby, mais la marge ouest australienne. Le grand hiatus, provoqué par cet emboîtement, est comblé par la totalité des plateaux sous-marins connus à l'époque, qu'il suppose de nature continentale (figure II-3).

Ricou et al. [1990] se sont inspirés de cette idée pour proposer un modèle fondé essentiellement sur des considérations géologiques tirées de la carte géologique du Gondwana publiée par DeWit et al. [1988].

Leur reconstitution est représentée sur la figure II-4. Ses caractéristiques principales sont les suivantes :

-L'emboîtement entre Madagascar et l'Afrique emprunté à Norton et Sclater [1979], et celui entre l'Amérique du Sud et l'Afrique emprunté à Rabinowitz et LaBrecque [1979], restent classiques. Ils sont voisins de ceux de Lawver et Scotese [1987].

-L'assemblage entre l'Arabie et l'Afrique et entre la Somalie et l'Arabie montre une superposition remarquable des lignes de côte de ces continents.

-L'assemblage entre l'Afrique et la Terre de Maud en Antarctique repose sur la correspondance des terrains géologiques, notamment la similitude de la nature et de l'âge des socles, des deux continents. Il montre un chevauchement d'environ 700 km de l'Antarctique sur l'Afrique, la ride du Mozambique et le plateau des Falkland.

-Ces auteurs supposent que les socles et les grabens permo-triasiques sub-perpendiculaires à la marge indienne trouvent leurs homologues en Australie et non pas en Antarctique. Ils réfutent ainsi l'hypothèse de l'existence d'un domaine continental qui se situerait à l'ouest de l'Australie : "Greater India". L'assemblage entre l'Inde et l'Australie dans une reconstitution initiale a été déjà évoqué par Crawford [1969,1970] et Veevers et al. [1971].

Cependant, DeWit et al. [1988] ont publié une carte géologique des continents péri-indiens rassemblés au sein du Gondwana par les paramètres de Norton et Sclater [1979]. L'emboîtement de l'Inde s'effectue avec l'Antarctique. Il montre la ressemblance des terrains géologiques, notamment des charnokites d'âge précambrien, situées dans le sud de l'Inde et dans la Terre d'Enderby. Plus récemment, Yoshida et al. [1992], adopte un emboîtement entre l'Inde, Sri-Lanka et l'Antarctique en se fondant sur les mêmes critères géologiques que DeWit et al. [1988] : les charnokites précambriennes.

-L'assemblage entre l'Australie et l'Antarctique est extrêmement serré : il est fondé sur la superposition des lignes de côte et distribue lacunes et recouvrements. Au niveau de la grande baie d'Australie, les lignes de côte sont espacées de 200 km. La ride de la Tasmanie chevauche ici largement l'Antarctique. Cette reconstitution

impliquerait que l'étirement de la croûte continentale atteindrait jusqu'à 350 km, alors que la quantité d'étirement pur calculée par Etheridge et al. [1989] n'est que de 280 km.

-Entre l'Inde, l'Australie et l'Antarctique subsiste un grand hiatus qui serait occupé, d'après ces auteurs, par le Sri-Lanka et les plateaux de la marge occidentale de l'Australie : les plateaux du Naturaliste, de Wallaby et de Cuvier. Dans cette hypothèse, le Sri-Lanka occuperait par rapport à l'Inde une position éloignée de sa position actuelle d'un millier de kilomètres; alors que, la position initiale de Sri-Lanka par rapport à l'Inde généralement admise, n'est que légèrement différente de sa position actuelle.

-L'assemblage entre les fragments oriental (Terre d'Adélie-Australie-Inde) et occidental (Terre de Maud-Madagascar-Afrique) du Gondwana est réalisé en supposant un grand décrochement dextre de 450 km qui traverserait le continent Antarctique depuis le bassin d'Amery jusqu'à la mer de Ross, le divisant en deux blocs : la Terre d'Adélie et la Terre de Maud. Ces auteurs interprètent cet accident comme une zone de rupture majeure qui se prolongerait vers le NW entre Madagascar et l'Inde et vers le SE par "la faille Alpine" de la Nouvelle Zélande, dans leur position au sein du Gondwana. Cet assemblage laisse tout de même subsister un large hiatus entre l'Inde et Madagascar qui ne peut être comblé par l'ensemble du plateau des Mascareignes.

Outre les problèmes qu'on vient d'énumérer, la reconstitution de Ricou et al. [1990] ne se fonde sur aucune donnée océanique, et le passage à des situations plus récentes (époques des anomalies M0 puis 34), en respectant les contraintes fournies par les anomalies magnétiques et les zones de fracture, s'avère impossible.

La reconstitution de Besse et Courtillot [1988]

Dans leur travail, Besse et Courtillot [1988] tiennent compte de l'ensemble des plaques bordant l'océan Indien et la Téthys, y compris des blocs impliqués dans la collision entre l'Inde et l'Asie, tels que le Tibet, ou dans l'ouverture de bassins secondaires, comme le banc des Seychelles et le plateau des Mascareignes. Comme dans le modèle de Norton et Sclater [1979], leur reconstitution initiale est intégrée dans un modèle globale de l'évolution de l'océan Indien. La donnée fondamentale sur laquelle ils se fondent pour établir cette reconstitution est le paléomagnétisme des continents péri-indiens, il permet de déterminer la position géographique latitudinale de ces continents dans le Gondwana.

Dans ce travail, nous avons reproduit leur reconstitution à l'anomalie M25, dont les paramètres sont connus. Elle est représentée sur la figure II-5. A partir de celle-ci, et de leur commentaire des stades d'ouverture initiaux, nous pouvons relever quelques points concernant leur reconstitution initiale :

-L'assemblage Initial de Madagascar et de l'Antarctique par rapport à l'Afrique découle de leurs positions à l'époque de l'anomalie M25. Ces auteurs préconisent que l'assemblage entre l'Antarctique et l'Afrique soit similaire à celui de Norton et Sclater [1979]. Leur reconstitution initiale impliquerait donc une nature continentale pour la ride du Mozambique. Elle occuperait sa place actuelle. Cependant, leur reconstitution à l'époque de l'anomalie M25 montre déjà un chevauchement entre l'Antarctique et cette ride, ce qui est incohérent.

-Entre l'Inde et l'Antarctique, leur reconstitution à l'époque de l'anomalie M25 montre un recouvrement important de la partie sud de l'Inde et de Sri-Lanka sur l'Antarctique au niveau de la Terre d'Enderby.

-Entre Madagascar et l'Inde, leur reconstitution à l'époque de l'anomalie M25 montre un grand hiatus, malgré la présence de la totalité du plateau des Mascareignes; or la nature continentale de ce plateau n'est nullement prouvée.

-Entre l'Arabie et l'Afrique, ces auteurs reprennent le pôle de McKenzie et al. [1970], mais avec un angle beaucoup plus fort, celui de Courtillot et al. [1987] : les lignes de côte de l'Afrique et de l'Arabie se chevauchent de 120 km. Celles de la Somalie et de l'Arabie montrent aussi un recouvrement qui s'accroît de l'est vers l'ouest. De plus, cette reconstitution entraîne un raccourcissement important (100 km environ) au niveau du rift est-africain (voir ci-dessous paragraphe 1.2.3).

1.2.2 - Les reconstitutions partielles

Ce type de reconstitution ne s'intéresse qu'à l'assemblage de deux ou trois plaques, sans se préoccuper de l'emplacement du reste dans le Gondwana. Parmi eux, nous citons le travail de Martin et Hartnady [1986], consacré à l'évolution initiale du système Antarctique-Amérique du Sud-Afrique, et celui de Powell et al. [1988], consacré à l'évolution initiale du système Inde-Antarctique-Australie.

La reconstitution de Martin et Hartnady [1986]

Le travail de Martin et Hartnady [1986] repose sur des données marines : anomalies magnétiques et zones de fracture relevées dans les bassins du Mozambique, Enderby et dans la vallée de Natal. D'autre part, leur reconstitution met en correspondance des structures et des formations géologiques de l'Afrique et de l'Antarctique.

La reconstitution initiale proposée par Martin et Hartnady, dont les paramètres n'ont pas été publiés, découle de la position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie M25, montrée sur la figure II-6. Pour remonter à la reconstitution initiale à partir de cette époque (M25), ces auteurs utilisent la direction N-S de l'alignement Lebombo-marge orientale de la mer de Weddell. Cet alignement est qualifié d'important : ils l'interprètent comme une faille transformante majeure qui guide le mouvement initial de l'Antarctique par rapport à l'Afrique. Le plateau des Falkland et le plateau des Aiguilles viennent s'ajuster le long de cet alignement, entre le Sud de l'Afrique et la marge de la mer de Weddell.

Cependant, si l'on admet que la reconstitution initiale proposée par Martin et Hartnady est possible, l'ensemble de la croûte de la plaque africaine chevauchée par l'Antarctique devrait être de nature océanique ou constituée de croûte continentale extrêmement étirée. Quand à la ride du Mozambique, elle est dans ce modèle considérée comme de nature océanique. Or, nous avons vu que les travaux de Mougenot et al. [1991] et Raillard [1990] établissaient la nature continentale de cette ride.

La reconstitution de Powell et al. [1988]

Le travail de Powell et al. [1988], représenté sur la figure II-7, intéresse la partie orientale du Gondwana : Inde-Australie-Antarctique. La reconstitution initiale s'appuie sur un modèle d'évolution fondé sur une étude approfondie des anomalies magnétiques mésozoïques des bassins situés à l'ouest de l'Australie (les bassins de Perth, de Cuvier et de Gascogne), c'est-à-dire en regard du prolongement supposé de l'Inde. On peut faire les observations suivantes :

-Les marges de l'Antarctique et de l'Inde sont jointes au niveau des isobathes 2000 m. Les lignes de côte de ces deux continents montrent un parallélisme

remarquable, sauf au niveau de la Terre de McRobertson. A l'est, le NE de l'Inde chevauche l'Antarctique. A l'ouest, Sri-Lanka est déplacée dans le sens horaire par rapport à l'Inde. Sa partie orientale occupe la place de la ride de Gunnerus. La linéarité des marges de l'Antarctique et de l'Inde conduit ces auteurs à proposer un mouvement transformant dextre, lors de la séparation initiale entre ces deux plaques.

-L'emboîtement entre l'Australie et l'Antarctique est beaucoup moins convaincant : l'assemblage des gradients gravimétriques qui marquent les lignes de rupture de la pente continentale montre des lacunes à l'ouest de la grande baie d'Australie et un recouvrement à l'est. A l'est, on note aussi le recouvrement de la Tasmanie et de la ride de Tasmanie avec l'Antarctique, au niveau de la Terre de Victoria. Pour éviter ce chevauchement, ces auteurs proposent un mouvement indépendant sénestre de la Tasmanie et/ou de la ride de la Tasmanie par rapport à l'Australie.

L'assemblage de l'Inde, Sri-lanka et l'Antarctique proposé par ces auteurs semble séduisant à première vue. Cependant, la question qui se pose : quelles seraient les conséquences de cet assemblage sur la position initiale de l'Inde par rapport à Madagascar, ou encore celles de l'Inde et de Madagascar par rapport à l'Afrique? Nous pensons que la solution doit satisfaire à une cohérence globale et non pas régionale.

Conclusion

De nombreuses autres reconstitutions ont été proposées qui n'intéressent qu'un couple de plaques : Madagascar-Afrique [Coffin et Rabinowitz, 1987; Rajaomazava, 1991], Inde-Antarctique [Yoshida et al., 1992] et Australie-Antarctique [Sproll et Dietz, 1969; Veevers, 1986; Royer et Sandwell, 1989]; ou trois plaques : Afrique-Madagascar-Antarctique [Ségoufin et Patriat, 1981; Raillard, 1990]. Ces reconstitutions permettent de proposer des solutions qui peuvent être parfois satisfaisantes. Nous sommes amenés à être prudents pour nous prononcer en faveur de telle ou telle reconstitution, car elles ne proposent qu'une solution partielle qui souvent ne s'harmonise pas avec une solution globale.

1.2.3 - Conclusion sur les reconstitutions initiales des travaux antérieurs

De la revue des travaux antérieurs concernant la reconstitution initiale de l'océan Indien ressortent trois questions :

-La relation entre la reconstitution initiale de l'océan Indien et son évolution mésozoïque : la cohérence dans le temps.

-L'assemblage plus ou moins serré entre deux plaques dans une reconstitution initiale : la cohérence dans l'espace.

-La position des plaques secondaires dans le Gondwana.

La relation entre la reconstitution initiale de l'océan Indien et son évolution mésozoïque

Nous avons vu dans les travaux discutés ci-dessus que pour effectuer une reconstitution initiale entre un couple de plaques, dans l'océan Indien, certains auteurs cherchaient le meilleur ajustement possible, soit morphologique [Lawver et Scotese, 1987], soit géologique [Ricou et al., 1990], sans lier celle-ci aux premiers mouvements d'ouverture océanique contrôlés par les anomalies magnétiques isochrones et les zones de fracture.

Lorsque les anomalies magnétiques et les zones de fracture reconnues dans un bassin permettent de reconstituer des stades anciens, proche de l'ouverture initiale, les auteurs utilisent en général le pôle relatif qui décrit les stades les plus anciens et prolongent le mouvement jusqu'à leur reconstitution initiale. Ce qui impose un mouvement continu entre la reconstitution initiale et les premiers stades d'ouverture. Ainsi, Le Pichon et Hayes [1971] pour l'Atlantique Sud, Le Pichon et Fox [1971] pour l'Atlantique Central et Le Pichon et Francheteau [1978] pour la mer Rouge et le golfe d'Aden, ont fait l'hypothèse qu'un changement de direction pendant la séparation initiale entre deux continents est "mécaniquement" très difficile : les plaques lithosphériques sont encore très épaisses par rapport à celles situées au voisinage d'une ride médio-océanique. Un ajustement dans la direction d'ouverture ne peut intervenir que lorsque la distance qui sépare les continents en mouvement est le double de la longueur du décalage initial. Ils favorisent ainsi une ouverture initiale avec une rotation simple que décrit la direction des zones de fracture marginales. Ces auteurs admettent, par conséquent, une relation étroite entre la direction de la distension et celle du premier stade de l'ouverture océanique. Dans le cas de la mer Rouge et du golfe d'Aden, le pôle de rotation totale calculé par Le Pichon et Francheteau [1978] pour la reconstitution initiale sert même à calculer des stades intermédiaires.

Par conséquent, nous avons réalisé notre reconstitution initiale en faisant en sorte que le passage aux stades océaniques, contrôlés par les anomalies magnétiques et les zones de fracture, suive les principaux traits structuraux marqués sur les marges homologues des continents considérés.

Assemblage plus ou moins serré dans la reconstitution initiale entre deux plaques

Lawver et Scotese [1987] et Powell et al. [1988], ont tendance à serrer au maximum l'assemblage initial des lignes de côte des continents bordant l'océan Indien. La raison pour laquelle ces auteurs envisagent un assemblage très serré est que certains modèles actuels admettent que le mode de formation des marges continentales se produit avec conservation de leur volume. L'amincissement de la croûte continentale s'effectuerait alors par un processus d'étirement [McKenzie, 1978; Jarvis et McKenzie, 1980] ou de détachement [Wernicke, 1981, 1985].

Un exemple spectaculaire, à propos d'un assemblage serré entre deux marges continentales homologues, mérite d'être cité : c'est celui de l'assemblage initial entre l'Arabie, la Nubie, la Somalie et le Sinaï. La figure II-8-A montre la position de ces plaques dans la situation actuelle. Le parallélisme extraordinaire des marges continentales de l'Arabie et de la Nubie d'une part, et celles de la Somalie et de l'Arabie d'autre part, permet un emboîtement parfait de leurs lignes de côte, voir même la ligne 1000 m d'altitude, sauf dans la région des Afars. Dans cette région, le bloc Danakil aurait subi une évolution indépendante de celle de l'Arabie, l'Afrique et la Somalie [Sichler, 1980]. L'adoption d'assemblages plus au moins serrés, entre les lignes de côte de l'Afrique, l'Arabie et la Somalie aura des répercussions différentes au niveau des frontières Sinaï-Arabie et Nubie-Somalie : plus l'assemblage est serré, plus les mouvements relatifs au niveau de ces frontières sont importants.

McKenzie et al. [1970], pour déterminer la position de la Somalie et de l'Arabie par rapport à la Nubie au début du Miocène, c'est-à-dire avant toute ouverture océanique, ont utilisé des pôles qui superposent les lignes de côte de ces continents. Cette reconstitution est représentée sur la figure II-8-B. Cette figure montre que l'assemblage des lignes de côte de l'Arabie et de la Nubie est parfait; celui de la Somalie et de l'Arabie l'est moins. Un meilleur emboîtement entre les lignes de côte de l'Arabie et de la Somalie, tout en respectant les directions des zones de fracture du golf d'Aden, peut être réalisé [voir Norton et Sclater, 1979, par exemple]. Girdler [1977] a montré

que si l'on adopte un assemblage de cette manière, cela impliquerait un mouvement transformant d'environ 107 km entre le Sinaï et l'Arabie et une ouverture du rift est africain de 100 km. Il faut noter que d'autres auteurs comme Besse et Courtillot [1988], Lawver et Scotese [1987], présentent des reconstitutions initiales de cette région qui montrent des recouvrements importants des lignes de côte. Pour expliquer ce recouvrement, ces auteurs utilisent la théorie de Vink [1982] ou de Courtillot [1980, 1982], selon laquelle l'ouverture océanique s'effectue par la propagation d'un rift de l'est vers l'ouest.

Le Pichon et Francheteau [1978] ont repris le pôle de McKenzie et al. [1970], pour l'assemblage entre la Nubie et l'Arabie, mais avec un angle moins important ($3,25^\circ$ au lieu de $5,75^\circ$). Leur reconstitution est montrée sur la figure II-8-C. Le mouvement transformant est alors ramené à 40 km entre le Sinaï et l'Arabie. Cependant, le pôle utilisé pour déterminer le mouvement de la Somalie par rapport à la Nubie, ($1,07^\circ\text{N}$ et $27,4^\circ\text{E}$) est situé de telle manière qu'on obtient une ouverture de la partie septentrionale du rift est africain de l'ordre de 35 à 40 km.

Les géologues travaillant sur le rift est africain estiment envisageable un maximum d'extension de 30 à 40 km et cette quantité devrait diminuer vers le sud. A l'autre extrémité du système, dans la mer Morte, le mouvement transformant le long de la faille de Levant est très variable suivant les auteurs : entre 40 km [Girdler, 1977] et 105 km [Freund, 1970].

La conclusion importante qui ressort de cet exemple est que, pour avoir des mouvements qui ne sont pas excessifs entre la Nubie et la Somalie dans le rift est africain, et au niveau de la mer Morte le long de la faille de Levant, comme l'ont fait Le Pichon et Francheteau [1978], il ne faut pas serrer beaucoup. Les reconstitutions de ces auteurs montrent, cependant, un grand hiatus dans l'assemblage entre l'Arabie et la Somalie. Ce hiatus correspondrait à la zone magnétique calme [Cochran, 1981].

Cet exemple illustre bien l'importance de l'échelle de travail pour aborder le problème de la reconstitution initiale (prise en compte des données marines de la mer Rouge et du golfe d'Aden et des données du terrain du rift est africain). Par conséquent, un assemblage plus ou moins serré lors de la reconstitution initiale entre couple de plaques doit être cohérent avec l'assemblage de l'ensemble des plaques en présence.

La position des plaques secondaires dans le Gondwana

Il s'agit ici de blocs continentaux de petite taille, comparés aux plaques majeures. Ce sont le plateau des Aiguilles, le Sri-Lanka, la Tasmanie, la ride de Tasmanie et la ride du Mozambique, dont la nature continentale a été démontrée par Mougenot et al. [1991] et Raillard [1990].

Le plateau des Aiguilles, le Sri-Lanka, la Tasmanie et la ride de Tasmanie ont été déjà considérées comme des microplaques (Martin et al. [1982b], pour le plateau des Aiguilles; Katz [1978] pour le Sri-Lanka; et Houtz et al. [1977] pour la Tasmanie et la ride de Tasmanie), qui n'occupaient pas, dans le Gondwana, la place qu'elles occupent actuellement par rapport aux plaques auxquelles elles se sont rattachées.

Cependant, dans la plus part des reconstitutions initiales, la ride du Mozambique a été interprétée, à tort, comme étant de nature océanique. La place que cette ride continentale occupe dans le Gondwana ne peut être avancée qu'après avoir fermé l'ensemble des bassins constituant l'océan Indien, en utilisant anomalies magnétiques et zones de fracture et avoir assuré une cohérence globale de la reconstitution initiale de cet océan.

1.3 - La reconstitution initiale proposée dans ce travail

1.3.1 - Introduction

La reconstitution initiale que nous proposons dans ce travail essaye de pallier les critiques faites aux auteurs précédents. Elle est représentée sur la figure II-9.

Pour réaliser cette reconstitution initiale, nous nous sommes fondés sur des contraintes différentes, suivant l'échelle de travail considérée.

A l'échelle de l'océan Indien, les contraintes utilisées sont :

- La cohérence entre la reconstitution initiale globale et l'évolution mésozoïque de cet océan.
- La cohérence de l'assemblage des continents péri-indiens dans le Gondwana.

A l'échelle de la reconstitution initiale de deux continents, nous avons utilisé comme contraintes :

- Des contraintes morphologiques : parallélisme des lignes de pente ou des lignes de côte.
- Des contraintes structurales : zones de fracture, directions marquées sur les marges continentales.
- Des contraintes géophysiques : gradients magnétiques et gravimétriques qui marquent les lignes de rupture de la pente continentale. Ces gradients peuvent être considérés comme des limites continent-océan.

Dans ce chapitre, pour la reconstitution initiale de chaque couple de plaques, nous présenterons les contraintes et la démarche utilisées. Nous discuterons différentes configurations possibles pour montrer les principales caractéristiques de celle retenue dans ce travail.

1.3.2 - Reconstitution initiale

Les reconstitutions initiales, entre couples de plaques de l'océan Indien se rapportent à des âges différents : Miocène inférieur pour le triplet Somalie-Arabie-Afrique; Crétacé moyen, pour les couples Antarctique-Australie et Inde-Madagascar; Crétacé inférieur, pour les couples Afrique-Amérique du Sud, Inde-Australie et Inde-Antarctique; Jurassique supérieur, pour les couples Afrique-Antarctique et Afrique-Madagascar. Nous commencerons par les reconstitutions initiales qui se rapportent aux âges les plus anciens.

Le système Madagascar-Afrique

L'anomalie M22 est la plus ancienne anomalie identifiée par Cochran [1988] dans le bassin de Somalie Occidentale. La position de Madagascar par rapport à l'Afrique à cette époque est contrainte par les identifications d'anomalies magnétiques et surtout par la direction NNW-SSE [Malod et al., 1991] de la zone de fracture de Davie.

Pour réaliser l'assemblage initial entre ces deux plaques, nous avons suivi la démarche suivante. Dans un premier temps, nous avons appliqué à Madagascar, à partir de sa position à l'époque de l'anomalie M22, une rotation supplémentaire par rapport à l'Afrique avec un pôle qui décrit au mieux la partie septentrionale de la ride de Davie. Cette rotation nous a permis de mettre en correspondance les accidents structuraux

marqués sur leurs marges homologues. Ces accidents structuraux témoignent de l'ouverture du bassin de Somalie Occidental qui s'est produite suivant une direction NW-SE. Ensuite, nous avons appliqué à Madagascar par rapport à l'Afrique une autre rotation avec un pôle qui décrit au mieux les accidents structuraux que montrent les deux marges homologues de l'Afrique et de Madagascar. La quantité de rapprochement de ces marges homologues est en liaison étroite avec l'assemblage initial entre l'Afrique et l'Antarctique : en effet, dans notre modèle cinématique, nous considérons que les ouvertures initiales du bassin de Somalie Occidental et du bassin du Mozambique se sont effectuées simultanément. Le mouvement de Madagascar et de l'Antarctique par rapport à l'Afrique, entre l'époque de la reconstitution initiale et l'époque de l'anomalie M22, est modélisée par une seule et même rotation. Par conséquent, la quantité de rapprochement entre Madagascar et l'Afrique ne doit pas entraîner un chevauchement des lignes de côte de l'Afrique et de l'Antarctique.

L'emboîtement entre Madagascar et l'Afrique que nous proposons est représenté sur la figure II-10. Il montre :

-Une superposition des lignes de pente, matérialisées par les lignes bathymétriques 2000 m, au NW et au SW de Madagascar; leur chevauchement au centre, et au nord. Au centre, la ligne de côte de Madagascar chevauche les lignes de côte de l'Afrique et de la Somalie; cependant, elle est parallèle à la limite du socle africain.

-La juxtaposition des bassins mésozoïques de Madagascar (Majunga et Morandava) et des bassins mésozoïques côtiers de l'Afrique de l'Est (Mandéra Mombasa et le bassin tanzanien). Ces bassins présentent des similarités stratigraphiques et tectoniques.

-L'alignement des failles d'Aswa, située en Afrique, et de Ranotsara, située à Madagascar.

-La juxtaposition de l'escarpement SW de Madagascar et de l'escarpement de la marge de la Tanzanie situé au niveau de 8°S. Ces deux escarpements sont orientés NW-SE.

La figure II-11. montre une comparaison entre les orientations de la marge orientale de Madagascar dans sa position du Gondwana, utilisées dans les travaux antérieurs et celle proposée dans ce travail. L'orientation de la marge orientale de Madagascar dans notre reconstitution initiale est N28°. Elle est différente de celle proposée par Coffin et Rabinowitz [1987] qui est de N13° et de Norton et Sclater [1979] qui est de N14°. Par contre, elle est similaire de celle de Lawver et Scotese [1987] qui est de N28° et très proche de celle de Rajaomazava [1991], qui est de N27°. L'orientation de la marge est malgache que nous adoptons dans ce travail permet d'établir un assemblage initial cohérent entre l'Inde et Madagascar d'une part, et entre l'Inde et l'Antarctique d'autre part.

Le système Antarctique-Afrique

Les contraintes utilisées pour déterminer la position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique dans le Gondwana sont :

- La nature continentale de la ride du Mozambique.
- Les stades mésozoïques contrôlés par les anomalies magnétiques et les zones de fracture, en particulier les époques des anomalies M0 et M10.
- La cohérence de l'évolution mésozoïque du système Inde-Antarctique-Afrique-Madagascar.

Dans un premier temps, nous avons considéré que la ride continentale du Mozambique occupait sa position actuelle dans le Gondwana. L'escarpement Explora-Andénès de la marge orientale de la mer de Weddell [Hinz et Krause, 1982] et l'escarpement oriental de la ride du Mozambique [Ségoufin, 1981], sont considérés comme homologues. Nous les avons superposés. Cette solution ne respecte pas la direction d'ouverture mésozoïque entre l'Antarctique et l'Afrique fournie par la partie méridionale de la zone de fracture d'Astrid. Elle ne respecte pas non plus la cohérence de la reconstitution initiale globale de l'océan Indien : en effet, cette solution déplace l'Antarctique vers l'est. L'assemblage initial entre l'Antarctique et l'Inde est moins satisfaisant.

Nous avons donc réalisé notre reconstitution initiale entre l'Antarctique et l'Afrique en utilisant principalement les directions d'ouverture marquées sur les deux marges homologues de ces continents, en s'assurant de la cohérence de l'évolution mésozoïque du système Madagascar-Afrique-Inde-Antarctique. La quantité de rapprochement entre l'Antarctique et l'Afrique, comme nous l'avons déjà dit, dépend étroitement de l'assemblage initial entre Madagascar et l'Afrique. Nous avons représenté cet assemblage sur la figure II-12. Cette figure montre que :

-La marge de l'Antarctique, en regard de la mer de Weddell est l'homologue de la ride du Mozambique. Nous verrons dans le chapitre consacré à notre modèle cinématique que l'évolution mésozoïque entre l'Antarctique et l'Afrique implique un recouvrement de ces deux marges. Ceci signifierait que si la ride du Mozambique est de nature continentale comme l'ont démontré Mougénot et al. [1991] et Raillard [1990], elle n'occuperait pas la place qu'elle occupe actuellement, dans le Gondwana. La nature du mouvement entre ces deux marges, considéré comme transformant par Raillard [1990] et Lawver et al [1991], est en réalité plus complexe.

-Les formations volcaniques de la chaîne de Lebombo et de la vallée de Zambèze au Mozambique datées du Karroo [Eales et al., 1984] présentent un parallélisme avec les directions des épanchements volcaniques d'âge voisin [Hinz et Kristoffersen, 1987], au niveau du prisme Explora-Andénès.

-Une superposition des lignes de côte au niveau de 16°S. Cet assemblage est très serré dans la mesure où la ligne du socle africain dans cette région épouse étroitement la ligne de côte. Cet assemblage nous est imposé par la position initiale de Madagascar par rapport à l'Afrique. En effet, à partir de l'époque de l'anomalie M22, l'Inde, Madagascar et l'Antarctique constituent une seule entité. Pour remonter à la reconstitution initiale, à partir de cette époque, nous sommes obligés de ne considérer qu'un seul mouvement pour tout ce bloc. Ce qui signifie que si on adopte un assemblage moins serré entre l'Antarctique et l'Afrique, un large hiatus subsisterait entre Madagascar et l'Afrique, au NW et au SW de Madagascar (figure II-13).

Notre assemblage initial entre l'Antarctique et l'Afrique peut être amélioré, si on considère que le bloc au nord de la vallée du Zambèze a subi, comme la Somalie, lors de l'ouverture du rift est africain au Miocène inférieur, un léger mouvement différentiel par rapport à l'Afrique. Cette hypothèse reste à vérifier.

L'assemblage initial du système Inde-Madagascar-Afrique-Antarctique montre un grand hiatus. Ce hiatus est comblé par la partie septentrionale du plateau de Madagascar.

Le système Amérique du Sud-Afrique

L'emboîtement entre le plateau des Falkland, le plateau des Aiguilles et l'Afrique du Sud est emprunté à Martin et al. [1982a]. Il montre un hiatus : à l'ouest de la partie méridionale de la ride du Mozambique.

Les systèmes Inde-Antarctique et Inde-Australie

Notre reconstitution initiale de l'océan Indien emboîte l'Inde à l'Antarctique [DuToit, 1937; Smith et Hallam, 1970] et non pas l'Inde à l'Australie comme l'ont préconisé Crawford [1969], Veevers et al. [1971] et Ricou et al. [1990]. Cet emboîtement suggère l'existence, dans le Gondwana, d'un bloc continental à l'ouest de l'Australie : "Greater India" [Powell et Conaghan, 1973; Crawford, 1974; Veevers et al., 1975]

La reconstitution initiale entre l'Inde et l'Antarctique est contrainte par :

-L'assemblage morphologique des marges homologues de ces continents : la marge est indienne et la marge de la Terre d'Enderby.

-La cohérence de l'évolution mésozoïque du système Inde-Australie-Antarctique.

L'assemblage initial entre l'Inde et l'Antarctique que nous proposons dans ce travail est montré sur la figure II-14. Sur cette figure, on peut faire les observations suivantes :

-Nous avons appliqué à Sri-Lanka une rotation dextre par rapport à l'Inde pour éviter son chevauchement avec l'Antarctique. Elle occupe, ainsi la place de la ride de Gunnerus prise dans sa position dans le Gondwana.

-Les lignes de pente matérialisées par les lignes bathymétriques 2000 m de la marge est indienne montrent un parallélisme avec la marge de l'Antarctique, au niveau de la Terre d'Enderby. L'assemblage entre ces deux marges se trouve dans le même alignement que l'assemblage entre l'Antarctique et l'Afrique entre 10°S et 20°S, ainsi que les formations volcaniques de Sabi orientées NNE-SSW, situées dans le Mozambique, au nord de la chaîne de Lebombo.

-Les grabens de Godavari et de Mahanadi de la marge est indienne [Sastri et al., 1981] et le graben de Lambert [Grew, 1982a], situé sur la Terre d'Enderby, d'âge voisin (Permien) s'orientent dans la même direction. Ces grabens sont interprétés comme des branches de rifts avortés lors de la séparation initiale entre l'Antarctique et l'Inde [Stagg, 1985].

L'assemblage entre l'Inde et l'Antarctique que nous proposons est moins remarquable d'un point de vue morphologique que celui de Lawver et Scotese [1987] et Powell et al. [1988]. Il est possible de l'améliorer localement, mais ce sera au détriment des assemblages initiaux de l'Antarctique par rapport à l'Afrique et/ou de l'Inde par rapport à Madagascar. En plus, il sera problématique pour la cohérence de l'évolution mésozoïque de l'ensemble de l'océan Indien.

Le système Australie-Antarctique

L'assemblage initial entre l'Australie et l'Antarctique que nous présentons dans ce travail repose sur trois points :

-La position de l'Antarctique par rapport à l'Australie à l'époque de l'anomalie 34, la plus ancienne anomalie identifiée dans le bassin Australie-Antarctique. Cette reconstitution est contrôlée par l'assemblage des anomalies magnétiques 34 et les directions d'ouvertures antérieures et postérieures à cette époque entre l'Inde et

l'Australie, et entre l'Inde et l'Antarctique (Voir chapitre des reconstitutions cinématiques).

-La direction d'ouverture initiale entre l'Australie et l'Antarctique. Cette direction est NW-SE [Willcox et Stagg, 1990], comme en témoigne l'orientation des marges occidentales de la Tasmanie et de la ride de Tasmanie, et de la marge de la Terre de Victoria en Antarctique. Dans cette hypothèse, nous considérons que le mouvement entre ces deux marges est de nature transformante, depuis le Crétacé moyen jusqu'à l'Oligocène.

-Le parallélisme des lignes de gradient gravimétrique qui correspondent aux lignes de rupture des pentes continentales [Royer et Sandwell, 1989].

La figure II-15 montre notre assemblage initial entre l'Australie et l'Antarctique qui est proche de celui de Sproll et Dietz [1969]. Cet assemblage superpose les lignes de pente continentale de ces deux continents, à l'est et à l'ouest, et indique un recouvrement au centre, à l'est de la grande baie d'Australie. Ce recouvrement est lié à la présence d'un bassin entre la ligne de pente et la ligne de côte de la Terre de George V en Antarctique. La ride de Tasmanie chevauche la marge de l'Antarctique au sud de la Terre de Victoria. Ce chevauchement disparaît si on considère, comme Houtz et al. [1977], que cette ride s'est déplacée vers l'ouest. La rotation dextre qui la ramène à sa position actuelle se serait produite à partir de l'Oligocène après la séparation définitive entre l'Antarctique et l'Australie [Royer et Sandwell, 1989].

Les figures 2-16-A, B, C permettent une comparaison entre notre reconstitution initiale entre ces deux plaques (figure II-16-A), celle de Royer et Sandwell [1989; figure II-16-B) et celle de Powell et al. [1988; figure II-16-C]. L'assemblage de Royer et Sandwell [1989] est un peu plus serré que le nôtre. Ils placent l'Antarctique légèrement plus à l'est. L'assemblage initial de ces auteurs implique une direction d'ouverture entre l'Australie et l'Antarctique, pendant la période magnétique calme du Crétacé, qui est NW-SE, à l'est; elle devient N-S, à l'ouest et au centre. La reconstitution de Powell et al. [1988] montre par contre un assemblage entre les lignes de pente de ces deux continents qui distribue lacunes et recouvrements. L'Antarctique est placé beaucoup plus à l'est, d'environ 400 km par rapport à notre reconstitution et d'environ 250 km par rapport à celle de Royer et Sandwell [1989]. La reconstitution initiale de ces auteurs implique une direction d'ouverture NE-SW entre ces deux plaques, pendant la période magnétique calme du Crétacé. Cette direction est incompatible avec l'orientation des marges de la Tasmanie et la marge de la Terre de Victoria.

Le système Inde-Madagascar

La position initiale de l'Inde par rapport à Madagascar est contrainte essentiellement par :

-La morphologie linéaire des lignes de pente et des lignes de côte de leurs marges homologues.

-La direction de la fracture des Kerguelen qui permet de vérifier la cohérence du mouvement entre l'Antarctique et l'Inde, lors de la séparation initiale entre l'Inde et Madagascar.

Pour déterminer cet assemblage nous avons suivi la démarche suivante.

La plus ancienne position de l'Inde par rapport à Madagascar, contrainte par les anomalies magnétiques et les zones de fracture, est celle qui correspond à l'époque de l'anomalie 34. Pour réaliser l'assemblage initial entre ces deux plaques, nous sommes partis de la position de l'Inde par rapport à Madagascar à l'anomalie 34. Nous avons

fermé la totalité du bassin des Mascareignes, en s'assurant de la cohérence du mouvement entre l'Inde et l'Antarctique. Ce mouvement doit suivre la direction de la fracture des Kerguelen, pointée à partir de cartes altimétriques de Gilg-Capar et al. [non publié] et de la carte gravimétrique de Sandwell et Smith [1992]. Cette fracture constitue une contrainte fondamentale dans l'évolution du système Inde-Antarctique, entre l'époque de la réorganisation majeure survenue pendant la période magnétique calme du Crétacé moyen et l'époque de l'anomalie 32.

L'assemblage auquel nous aboutissons est représenté sur la figure II-17. Les lignes de côte linéaires des deux marges homologues est malgache et ouest indienne montre un parallélisme remarquable. Cependant, les lignes de pente se chevauchent d'environ 90 km. Cet assemblage ne correspond pas à l'assemblage de l'Inde par rapport à Madagascar, pendant l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Occidental. Il correspond en fait à la position de l'Inde par rapport à Madagascar juste avant le début de l'ouverture du bassin des Mascareignes. Pour réaliser l'assemblage initial entre ces deux plaques, nous avons appliqué à l'Inde à partir de cette position, en même temps que Madagascar, la rotation qui amène Madagascar à sa position à l'époque de l'anomalie M10. Si on admet que nos positions de l'Antarctique et de Madagascar par rapport à l'Afrique, à cette époque, bien contrôlées par les anomalies magnétiques et les zones de fracture, sont correctes, la position occupée par l'Inde provoque un recouvrement entre la ligne de côte est indienne et la ligne de côte de la Terre d'Enderby en Antarctique, comme le montre la figure II-18. Pour éviter ce recouvrement, nous avons déplacé l'Inde par rapport à Madagascar d'environ 300 km vers le NNE, c'est-à-dire, dans la direction de leurs marges homologues. Cette configuration est représentée sur la figure II-19. Nous considérons par conséquent, que les deux marges homologues est malgache et ouest indienne ont évolué en marges transformantes avant l'ouverture du bassin des Mascareignes. Nous discuterons cette hypothèse dans le chapitre de nos reconstitutions cinématiques.

En utilisant cette démarche, nous obtenons un assemblage initial entre l'Inde et Madagascar qui montre un recouvrement de 90 km entre les lignes de pente continentale. Un assemblage moins serré qui tente de superposer les lignes de pente de ces deux plaques, comme l'ont fait Norton et Sclater [1979], déplacerait l'Inde vers l'est. L'assemblage initial entre l'Inde et l'Antarctique serait alors moins satisfaisant.

La figure II-20 montre que l'assemblage initial entre l'Inde, Madagascar et l'Afrique est satisfaisant. Cependant, on note un recouvrement entre le bloc de Socotra et le NW de l'Inde; ce recouvrement disparaît si on déplace le bloc de Socotra contre la marge de l'Arabie. Dans cette hypothèse ce bloc aurait subi un mouvement différentiel par rapport à la Somalie lors de l'ouverture initiale de l'océan Indien Occidental : il aurait suivi momentanément l'Inde et Madagascar pendant leur dérive vers le sud avant de s'attacher définitivement à la Somalie.

Le système Arabie-Somalie-Afrique

L'assemblage initial proposé pour cette région est similaire à celui de Le Pichon et Francheteau [1978, figure II-8-C]. Cet assemblage tient compte des directions de zones de fracture du golf d'Aden et de la mer Rouge. Il est beaucoup moins serré que celui proposé par McKenzie et al. [1970], parce qu'il tient compte des contraintes géologiques, fournies par les travaux menés sur la mer Morte et surtout ceux menés sur le rift est africain. Nous les avons discuté ci-dessus dans le paragraphe 1.2.3. Il laisse un hiatus dans l'assemblage entre la Somalie et l'Arabie.

1.3.3 - Conclusion.

La reconstitution initiale présentée dans ce travail montre quatre choses :

1 - Elle montre, d'un point de vue global, un assemblage morphologique remarquable des lignes de côtes et des lignes de pente des continents péri-indiens. Cet assemblage morphologique présente peu de différences avec celui proposé par Lawver et Scotese [1987]. Cette reconstitution initiale est reliée aux premiers stades d'ouverture océanique contrôlés par les anomalies magnétiques et les zones de fracture. De ce fait, elle présente une cohérence spatiale de l'assemblage de l'ensemble des plaques en présence, et une cohérence dans le temps pour l'évolution initial de l'ensemble de l'océan Indien.

Cette reconstitution initiale a été effectuée, en supposant que les continents péri-indiens n'ont subi aucune déformation intra-continentale, ce qui n'est pas le cas. Plusieurs bassins ont été cartographiés sur l'ensemble des bordures de ces continents : en Inde [Sastri et al., 1981; Biswas, 1982; Sahni, 1982]; en Afrique [Flores, 1973; Kent, 1974]; en Australie [Douglas et Corliss, 1982; Veevers, 1982]; en Antarctique [Grew, 1982; Federov et al., 1982] et à Madagascar [Besairie, 1970].

D'autre part, le fait de pouvoir ajuster parfaitement les lignes de côte entre la Somalie et l'Arabie, et entre l'Arabie et la Nubie, comme l'ont fait Norton et Sclater [1979] par exemple, implique que les plaques n'ont pas subi de déformations importantes. Nous considérons que ces déformations intra-continentales restent de second ordre, comme celles que l'ont soupçonné à l'intérieur des plaques océaniques (de l'ordre de la dizaine de kilomètres). Par conséquent, en tenant compte de déformations intra-continentales, nous ne modifions que de très peu notre reconstitution initiale.

2 - Cette reconstitution initiale montre deux catégories de marges :

-Des marges homologues qui montrent des lignes de côte et de pente de forme identique. L'assemblage initial entre ce type de marges montre un parallélisme remarquable. C'est l'exemple des marges homologues de l'Arabie et de la Nubie, de l'Arabie et de la Somalie, de la marge est indienne et de la marge de la Terre d'Enderby et enfin de la marge est malgache et de la marge ouest indienne. Cette morphologie identique impliquerait que ces marges continentales ont subi une déformation homogène.

-Des marges homologues qui montrent des lignes de côte de formes différentes. C'est l'exemple de la marge sud australienne et la marge de la Terre d'Adélie, de la marge du Mozambique et la marge de la Terre de Maud, et enfin la marge ouest malgache et la marge est africaine. La forme différente de ces marges témoignerait d'une déformation hétérogène lors du rifting continental entre les plaques considérées, comme l'ont suggéré Dunbar et Sawyer [1989] pour les marges homologues de l'Atlantique Nord et Central et de la mer de Labrador.

Dans ce travail, nous n'aborderons pas le problème de formation des marges. Nous voudrions simplement montrer que ce problème s'imbrique étroitement avec celui de la reconstitution initiale.

3 - Cette reconstitution initiale montre que la ride continentale du Mozambique et le bloc continental de Socotra occupaient des positions dans le Gondwana différentes de celles qu'ils occupent actuellement, par rapport aux continents auxquels ils se sont rattachés. Nous ne reviendrons pas sur les raisons de cohérence qui nous ont conduit à les considérer ainsi. Ces blocs continentaux font donc partie des microcontinents de l'océan Indien, tels que le plateau des Aiguilles, le Sri-lanka, la Tasmanie et la ride de Tasmanie qui, à une certaine époque, ont eu une évolution indépendante des plaques auxquelles ils appartiennent actuellement.

4 - Cette reconstitution montre un certain nombre de hiatus dans l'assemblage des lignes de pente continentales. Ces hiatus sont situés entre l'Arabie et la Somalie, entre Madagascar et l'Afrique au NW et au SW, entre l'Inde et l'Antarctique au niveau du bassin d'Amery et entre l'Australie et l'Antarctique au niveau de la grande baie d'Australie. Les hiatus situés entre l'Arabie et la Somalie, entre le NW de Madagascar et l'Afrique coïncident avec des régions qui montrent des zones magnétiques calmes [Cochran, 1981, pour le golf d'Aden; Coffin, 1985, pour le bassin de Somalie]; ces hiatus sont comparables à ceux qui subsistent dans les reconstitutions de l'Atlantique Nord et Central d'Olivet et al. [1984] et dans le golf du Lion de Gueguen et al. [1993]. De la même manière que dans l'océan Indien, ces hiatus correspondent en bonne partie aux zones magnétiques calmes; ces zones magnétiques calmes ont été interprétées comme résultant de mouvements purement verticaux [Falvey et Mutter, 1981; Talwani et al., 1978] ou comme résultant d'une extension extrêmement lente [Cochran, 1981; Coffin, 1985]. D'autres hiatus dans l'assemblage des lignes de côte ont été énumérés : entre l'Australie et l'Antarctique et entre l'Inde et l'Antarctique. Ces hiatus sont liés à la présence de bassins piégés entre la ligne de côte et la ligne de pente du continent considéré; c'est l'exemple du bassin d'Amery et du bassin situé au niveau de la Terre de George V sur la marge de l'Antarctique et de la grande baie d'Australie sur la marge sud australienne.

Enfin, un grand hiatus dans l'assemblage du système Inde-Madagascar-Afrique-Antarctique. Ce hiatus correspond à la partie septentrionale du plateau de Madagascar, dont la nature purement continentale n'est nullement prouvée. Néanmoins, Goslin [1981] et Goslin et al. [1981] ont montré que la partie septentrionale du plateau de Madagascar présente des caractères géophysiques anormaux, différents de ceux que montrent la partie méridionale de ce plateau reconnu par ces auteurs comme de nature océanique.

DEUXIEME PARTIE

LES PROBLEMES POSES

**Chapitre II : Le problème des directions
d'ouverture**

2 - Le problème des directions d'ouverture

2.1 - Introduction

Les dorsales est indienne et centrale indienne peuvent se caractériser par des taux d'ouverture moyens de 35 à 50 km/Ma [Fisher et al., 1971; Schlich, 1982] et de 60 à 70 km/Ma [McKenzie et Sclater, 1971; Schlich et Patriat, 1971a et b; Sclater et Fisher, 1974], respectivement. Le début de leur fonctionnement remonte à la période magnétique calme du Crétacé moyen. Les travaux antérieurs menés sur les bassins issus de ces deux dorsales ne montrent pas de divergences majeures, en ce qui concerne leur mode d'évolution. Nous reviendrons sur certaines spécificités rencontrées lors de l'étude de l'évolution de ces deux dorsales dans le chapitre des reconstitutions cinématiques.

Cependant, la dorsale sud ouest indienne est considérée comme une dorsale très lente : le taux d'ouverture est compris entre 10 et 20 km/Ma [Schlich, 1982; Bergh, 1971]. Elle présente aussi la particularité d'avoir fonctionné depuis le début de l'ouverture de l'océan Indien (avant 160 Ma) jusqu'à l'Actuel. De part et d'autre de cette dorsale, nous trouvons des bassins mésozoïques (Enderby et Mozambique), des zones magnétiques calmes du Crétacé et des bassins plus jeunes, postérieurs à l'époque de l'anomalie 34 (Bassins des Aiguilles, de Madagascar, d'Antarctique-Afrique et de Crozet). Les travaux menés antérieurement pour éclaircir le mode d'évolution des bassins issus de cette dorsale, ont abouti à des interprétations géodynamiques différentes.

Dans ce chapitre, nous attacherons une importance particulière à l'évolution de la dorsale sud ouest indienne. Nous considérons que celle-ci constitue un point clé pour comprendre l'évolution globale de l'océan Indien car elle a enregistré l'évolution cinématique depuis le début de l'ouverture. Nous discuterons donc les différents modèles proposés dans les travaux antérieurs pour l'évolution de cette ride, entre l'Actuel et l'époque de l'anomalie M22.

Nous avons subdivisé l'évolution de cette dorsale en quatre étapes majeures afin de mieux faire ressortir les principales divergences rencontrées dans les travaux antérieurs. Ces étapes sont : Actuel-anomalie 20; anomalie 20-anomalie 34; anomalie 34-anomalie M0, et anomalie M0-anomalie M22.

Pour chaque étape, nous présenterons les différentes hypothèses utilisées dans les travaux antérieurs et nous préciserons celle qui a été retenue dans ce travail.

2.2 - Evolution de la ride sud ouest indienne entre l'Actuel et l'époque de l'anomalie 20

Les reconstitutions cinématiques fondées essentiellement sur les identifications des anomalies magnétiques, comme celles de Patriat et Ségoufin [1988] pour le système Inde-Antarctique-Afrique; celles de Royer et Sandwell [1989] pour le système Inde-Australie-Antarctique, celles de Cande et Kent [1992] pour le système Australie-Antarctique, et celles de Cande et al. [1988] pour l'Atlantique Sud, utilisent l'hypothèse

qui consiste à modéliser l'évolution d'une plaque par rapport à une autre par plusieurs rotations, pour la période comprise entre l'anomalie 20 et l'Actuel : ces auteurs décomposent le mouvement en plusieurs phases de courte durée alors qu'on observe un mouvement continue, avec de faibles réajustements, qui peut être décrit par une rotation unique.

D'autres reconstitutions cinématiques fondées essentiellement sur les directions des zones de fracture comme celles de Sclater et al. [1981] et de Fisher et Sclater [1983] pour le système Antactique-Afrique-Inde, celles d'Olivet et al. [1984] pour l'Atlantique Nord et Central, et celles de Gibert et al. [1988] pour l'Atlantique Sud, utilisent l'hypothèse qui consiste à modéliser l'évolution d'une plaque par rapport à une autre par une seule rotation, pour une période qui s'étend sur une quarantaine de millions d'années (anomalie 20-Actuel). Les trajectoires synthétiques de cette rotation décrivent au mieux la direction de l'ensemble des zones de fracture de la dorsale considérée qui ont fonctionné pendant cette époque. Dans ce travail, nous avons utilisé cette hypothèse.

La figure II-21-A montre le pointé des minima et des maxima des zones de fracture de la branche occidentale de la dorsale sud est indienne, obtenu à partir des données altimétriques SEASAT et GEOSAT (courtes longueur d'onde). Elle montre aussi les trajectoires synthétiques des rotations de Patriat et Ségoufin [1988] et celles calculées dans ce travail, pour l'évolution entre l'Inde et l'Antarctique, depuis l'époque de l'anomalie 20. Patriat et Ségoufin [1988] décomposent le mouvement entre ces deux plaques en plusieurs phases. Chacune de ces phases est décrite par une rotation. Dans les deux travaux, ces trajectoires synthétiques épousent de façon remarquable les directions de l'ensemble des zones de fracture.

La figure II-21-B montre la comparaison entre les trajectoires synthétiques de Patriat et Ségoufin [1988] et celles calculées dans ce travail. L'observation importante qui ressort de cette figure est que nos trajectoires ne montrent pas de grandes différences avec celles de Patriat et Ségoufin [1988]. Nous attribuons ces petites différences à une déformation intraplaque [voir Gibert et al., 1988]. Par conséquent, nous considérons que l'approximation d'une seule étape pour décrire le mouvement entre un couple de plaques, au cours des derniers 43 millions d'années est satisfaisante dans l'optique de synthétiser l'évolution de l'océan Indien depuis son origine. Cependant, la divergence qui existe se situe à l'approche des isochrones 20, nous reviendrons sur ce sujet dans la troisième partie (méthode et démarche utilisées).

L'hypothèse que nous adoptons, constitue le fondement même de notre travail puisque nous considérons que l'évolution des plaques constituant l'océan Indien peut être décrite par de grandes phases cinématiques (20 à 40 Ma), qu'on retrouve, avec peu de décalages, dans tout les océans. A l'échelle d'un océan, cette hypothèse donne une approximation correcte de la position dans le temps des périodes de réorganisations majeures. Elle n'exclue pas par ailleurs l'existence de changements de second ordre de portée plus régionale.

2.3 - Evolution de la ride sud ouest indienne entre l'époque de l'anomalie 20 et l'époque de l'anomalie 34

L'évolution de la dorsale sud ouest indienne, entre l'époque de l'anomalie 20 et l'époque de l'anomalie 34, a fait l'objet de deux hypothèses différentes :

-Une évolution, sans changement de direction depuis l'époque de l'anomalie 34 jusqu'à l'Actuel [Norton et Sclater, 1979; Fisher et Sclater, 1983; Martin et Hartnady, 1986].

-Une évolution, avec un changement de direction entre l'époque de l'anomalie 24 et l'époque de l'anomalie 32 [Patriat et al., 1985; Royer et al., 1988].

En partant de l'Actuel et suivant que l'on adopte l'une ou l'autre de ces deux hypothèses, on aboutit à des configurations de l'axe de la dorsale, à l'époque de l'anomalie 34, très différentes.

2.3.1 - La première hypothèse : évolution de la dorsale sans changement de direction

L'hypothèse d'une évolution de la dorsale sud ouest indienne sans changement de direction entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de l'anomalie 20 a été adoptée par Norton et Sclater [1979], Fisher et Sclater [1983] et Martin et Hartnady [1986]. Elle repose essentiellement sur la continuité vers le NNE sur la plaque africaine, et vers le SSW sur la plaque Antarctique, sans changement de direction notable, des principales zones de fracture (Prince Edward, DuToit et Bain), qui décalent la ride sud ouest indienne. Dans cette hypothèse, l'homologue de la fracture d'Astrid serait la zone de fracture de Madagascar. La figure II-22-A montre les trajectoires synthétiques du pôle de rotation finie de la période anomalie 34-Actuel de Fisher et Sclater [1983]. D'après ces auteurs, le mouvement entre l'Afrique et l'Antarctique serait, pour les derniers 83 Ma, décrit par une rotation unique, correspondant aux grandes zones de fracture observées.

2.3.2 - La seconde hypothèse : évolution de la dorsale avec changement de direction

L'hypothèse d'une évolution de la dorsale sud ouest indienne avec un changement de direction entre les époques de l'anomalie 20 et de l'anomalie 34 a été proposée par Patriat et al. [1985], puis par Royer et al. [1988]. Elle s'appuie essentiellement sur une étude très poussée des anomalies magnétiques 34 à 20 identifiées entre l'Afrique et l'Antarctique. L'asymétrie des taux d'ouverture entre les isochrones 28 et 24 à l'est de la fracture de Prince Edward, et la différence de l'orientation des linéations magnétiques 24 à 26 et des linéations magnétiques 32 à 34 dans le bassin de Crozet, ont conduit Patriat et al. [1985] puis Royer et al. [1988], à proposer un changement de l'orientation de l'ouverture de la dorsale sud ouest indienne, pendant la période située entre l'époque de l'anomalie 24 et l'époque de l'anomalie 32. Pendant cette période, l'ouverture océanique est orientée NNW-SSE. La figure II-22-B montre l'orientation de la direction d'ouverture de la dorsale sud ouest indienne dans cette hypothèse, entre l'époque de l'anomalie 34 et l'Actuel : elle est N13° de la période magnétique calme du Crétacé à l'anomalie 32 et de l'époque de l'anomalie 24 à l'Actuel; entre les époques des anomalies 32 et 24, elle est N340°; c'est-à-dire que, pendant 20 Ma, l'orientation de la direction de l'ouverture océanique entre l'Antarctique et l'Afrique a subi un changement de plus de 30°.

Dans l'hypothèse de Patriat et al. [1985] et Royer et al. [1988], les fractures d'Astrid et de Conrad sont considérées comme les homologues des fractures du Mozambique et de Madagascar, respectivement.

2.3.3 - Comment choisir entre ces deux hypothèses?

Avant la publication de la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992], il nous a été difficile de nous prononcer en faveur de l'une de ces deux hypothèses. La densité des anomalies magnétiques identifiées, entre les époques de l'anomalie 34 et de l'anomalie 20, n'est pas homogène de part et d'autre de la dorsale sud ouest indienne. Par exemple, entre la fracture DuToit et la fracture de Prince Edward,

les rares identifications qui ont été faites sont hypothétiques; la difficulté à identifier des anomalies magnétiques dans cette région de l'océan Indien Occidental est liée au taux d'ouverture faible de la dorsale, à une topographie très rugueuse et à la présence de plusieurs édifices volcaniques. Nous avons considéré par conséquent, que les identifications des anomalies magnétiques ne pourraient être utilisées comme la seule contrainte pour établir un modèle d'évolution cohérent de l'océan Indien Occidental.

D'autre part, les données bathymétriques GEBCO et altimétriques SEASAT et GEOSAT [Royer et al., 1990; Gilg-Capar et al., non publié] dans la région située entre les fractures de Prince Edward et de DuToit ne mettent pas en évidence, clairement et sans ambiguïté, le changement de direction des zones de fracture, prédit par le modèle de Patriat et al. [1985] et de Royer et al. [1988]. En effet, dans cette région où les zones de fracture sont très rapprochées, l'interprétation des cartes altimétriques reste très difficile. L'éspacement entre les profils altimétriques est trop important (160 km environ à l'Equateur) pour permettre de confirmer ou d'infirmer l'hypothèse d'un changement de direction. Par conséquent, si l'on ne considérait que la période de l'évolution de la dorsale sud ouest indienne entre l'époque de l'anomalie 20 et l'époque de l'anomalie 34, les deux hypothèses restaient envisageables. Pour choisir entre ces deux hypothèses, nous étions amenés à examiner les répercussions de chacune d'entre elles sur l'évolution mésozoïque de l'océan Indien. Ces répercussions sont fondamentalement différentes sur l'évolution initiale de la dorsale sud ouest indienne et sur l'assemblage de l'ensemble des plaques en présence (Inde-Madagascar; Inde-Antarctique et Madagascar-Afrique).

Cependant, la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992], réalisée à partir des données altimétriques SEASAT, GEOSAT et ERS1, montre une couverture altimétrique très dense. Les trajectoires des satellites sont très rapprochées (4-5 km à l'Equateur). Sur cette carte, on observe clairement la présence d'un changement de direction dans l'évolution de la dorsale sud ouest indienne, entre l'époque de l'anomalie 20-24 et l'époque de l'anomalie 32, proposé par Patriat et al. [1985] et Royer et al. [1988]. C'est donc cette hypothèse qui a été finalement retenue dans ce travail.

2.4 - Evolution de la ride sud ouest indienne pendant la période magnétique calme du Crétacé (anomalie 34-anomalie M0)

La période magnétique calme du Crétacé correspond à la période située entre les époques de l'anomalie 34 (83 Ma) et l'époque de l'anomalie M0 (119 Ma). Dans ce paragraphe, nous commencerons par présenter les différentes configurations de l'axe de la dorsale entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0, proposées dans les travaux antérieurs. Ensuite, nous analyserons les directions d'ouverture entre ces deux plaques pendant cette période.

2.4.1 - Les différentes configurations de l'axe de la dorsale entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0, proposées dans les travaux antérieurs

Dans le bassin du Mozambique, Ségoufin [1978] et Simpson et al. [1979] ont identifié des anomalies magnétiques mésozoïques allant de M22 à M0. La direction d'ouverture de ce bassin pendant cette période est NNW-SSE. Le taux d'ouverture calculé sur cette base est de l'ordre de 30 km/Ma.

Dans le bassin d'Enderby au large de la Terre de Maud, Bergh [1977] identifie des anomalies magnétiques mésozoïques allant de M0 à M11. Le taux d'ouverture calculé est de 30 à 40 km/Ma.

La majorité des auteurs considèrent les anomalies magnétiques mésozoïques du bassin du Mozambique et celles du bassin d'Enderby, comme homologues. Ils les utilisent comme la seule contrainte pour proposer des reconstitutions cinématiques mésozoïques de l'océan Indien Occidental. L'assemblage de ces anomalies magnétiques diffère suivant les auteurs. Quatre hypothèses ont été proposées :

Les figures II-23-A et II-23-B montrent la position actuelle des anomalies mésozoïques dans le bassin du Mozambique et dans le bassin d'Enderby, respectivement. Sur ces figures, nous n'avons représenté que les identifications des anomalies magnétiques des époques que nous avons choisi de présenter dans ce travail (M0-M10 et M22). Nous appellerons, par la suite, séquence occidentale du bassin de Mozambique, la séquence allant de M22 à M2, située juste à l'est de l'escarpement du Mozambique; et séquence orientale du bassin du Mozambique, la séquence allant de M10 à M0, située à l'est de la fracture F de Ségoufin [1981]. De même, nous appellerons séquence occidentale du bassin d'Enderby, la séquence allant de M9 à M0, située juste à l'est de la fracture d'Astrid; séquence orientale du bassin d'Enderby, la séquence allant de M11 à M2, située encore plus à l'est.

La figure II-24-A montre l'assemblage des anomalies magnétiques mésozoïques entre l'Antarctique et l'Afrique, à l'époque de l'anomalie M2, de Martin et Hartnady [1986]. Ces auteurs superposent les séquences occidentales des bassins du Mozambique et d'Enderby entre elles et les séquences orientales de ces deux bassins entre elles. Cette reconstitution montre que la zone de fracture d'Astrid du côté de l'Antarctique se situe à environ 100 km de l'escarpement du Mozambique du côté de l'Afrique.

La figure II-24-B montre l'assemblage des anomalies magnétiques mésozoïques entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0, de Royer et Coffin [1992]. Dans cette reconstitution, les anomalies M0 identifiées dans le bassin d'Enderby sont situées à la latitude 30°S, juste à l'est de la ride du Mozambique. Le décalage entre la séquence orientale du bassin d'Enderby et la séquence occidentale du bassin du Mozambique est de l'ordre de 400 km. Dans cette hypothèse, la fracture d'Astrid se superpose à l'escarpement du Mozambique.

Nous remarquerons sur les figures II-24-A et II-24-B que la marge de la mer de Weddell se situe au sud de la ride continentale du Mozambique. La fermeture totale du bassin du Mozambique, en suivant les directions NNW-SSE, qui est généralement admise dans les travaux antérieurs [Norton et Sclater, 1979; Ségoufin et Patriat, 1981 et Martin et Hartnady, 1986], entraîne un chevauchement de la marge de l'Antarctique sur la ride du Mozambique.

La figure II-24-C montre l'assemblage des anomalies magnétiques mésozoïques entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0, de Norton et Sclater [1979]. Dans cette reconstitution, les anomalies magnétiques mésozoïques identifiées dans le bassin d'Enderby sont situées à la latitude 25°S, à l'est de la séquence orientale des anomalies mésozoïques identifiées dans le bassin du Mozambique. Le décalage des anomalies magnétiques M0 est de l'ordre de 200 km. La ride d'Astrid et la fracture qui lui est associée se trouvent décalées, plus vers l'est, par rapport aux deux hypothèses précédentes. Nous remarquerons que cette hypothèse est la seule qui aligne la marge orientale de la mer de Weddell et l'escarpement oriental de la ride du Mozambique.

La figure II-24-D montre l'assemblage des anomalies magnétiques mésozoïques entre l'Antarctique et l'Afrique, de Raillard [1990]. Les anomalies magnétiques mésozoïques du bassin d'Enderby chevauchent largement le continent malgache; ce qui est invraisemblable.

A ces quatre reconstitutions cinématiques s'ajoutent les deux configurations schématiques établies par Bergh [1987].

-La première configuration est montrée sur la figure II-25-A. Elle consiste à superposer les séquences occidentales du bassin du Mozambique et du bassin d'Enderby entre elles et les séquences orientales entre elles. Cette configuration est identique à celle de Martin et Hartnady [1986; figure II-24-A]. La zone de fracture d'Astrid se situe à environ 100 km à l'est de l'escarpement du Mozambique.

-La deuxième configuration est montrée sur la figure II-25-B. Elle consiste à superposer la séquence orientale du bassin d'Enderby à la séquence occidentale du bassin du Mozambique. Dans cette configuration, la zone de fracture d'Astrid se superpose à l'escarpement du Mozambique. Cette configuration est identique à celle adoptée par Ségoufin [1981] et Ségoufin et Patriat [1981].

A notre avis, nous considérons que les anomalies magnétiques mésozoïques identifiées dans le bassin d'Enderby et dans le bassin du Mozambique sont peu nombreuses. Elles ne peuvent à elles seules contraindre l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Occidental. Par conséquent, pour réaliser la reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0, nous avons utilisé, outre les anomalies magnétiques mésozoïques de ces deux bassins, les directions des principales zones de fracture qui ont fonctionné entre ces deux plaques, pendant la période magnétique calme du Crétacé.

Notre reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0 est représentée sur la figure II-26. Elle est très proche de la première configuration de Bergh [1987, figure II-25-B] et celle de Martin et Hartnady [1986] : superposition des séquences occidentales du bassin d'Enderby et du bassin du Mozambique entre elles et des séquences orientales entre elles. La zone de fracture d'Astrid s'aligne avec la fracture du Mozambique. La fracture qui décale les deux séquences d'anomalies magnétiques du bassin d'Enderby se superpose à la zone de fracture F de Ségoufin [1981].

2.4.2 - Direction d'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique, pendant la période magnétique calme du Crétacé moyen (anomalie 34-anomalie M0)

Le tracé des zones de fracture à partir de la carte bathymétrique [GEBCO], les cartes altimétriques [Gilg-Capar et al., non publié] et la carte de l'anomalie de gravité [Sandwell et Smith, 1992], permet de déterminer la direction de l'ouverture océanique de la dorsale sud ouest indienne, pendant la période magnétique calme du Crétacé moyen (anomalie 34-anomalie M0). Celle-ci serait identique à celle de l'évolution actuelle de la ride sud ouest indienne : NNE-SSW. Ces zones de fracture sont montrées sur les figures II-27-A et II-27-B. Ce sont : sur la plaque africaine, la fracture du Mozambique située au SE de la ride du Mozambique; la fracture de Madagascar, située au SW de la partie méridionale du plateau de Madagascar; la fracture des Aiguilles, située au SE du plateau des Aiguilles. Du côté de l'Antarctique, ce sont : la fracture d'Astrid, située dans le bassin d'Enderby au NE de la ride d'Astrid; la fracture de Conrad située à l'ouest et au SW de la ride de Conrad. Nous considérons que la direction de ces zones de fracture constitue une contrainte fondamentale pour contrôler le mouvement entre l'Antarctique et l'Afrique, entre les époques des anomalies 34 et M0.

2.5 - Evolution de la ride sud ouest indienne entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de l'anomalie M22

Les contraintes utilisées pour contrôler l'évolution de la ride sud ouest indienne entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de l'anomalie M22 sont faibles. Nous disposons de deux identifications de l'anomalie magnétique M22, dans le bassin du Mozambique [Ségoufin, 1978] et d'aucune identification de cette anomalie dans le bassin d'Enderby. De même, seules les zones de fracture du bassin d'Enderby ayant fonctionné pendant cette période ont été pointées sur les cartes gravimétriques de Sandwell et Smith [1992], de Marks et McAdoo [1992] et de Haxby et Hayes [1991]. Il s'agit de la partie méridionale de la fracture d'Astrid et la fracture qui décale les deux séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques du bassin d'Enderby. La zone de fracture F dans le bassin du Mozambique est déduite de l'interprétation des anomalies magnétiques .

Entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de l'anomalie M22, l'ouverture du bassin du Mozambique est accompagnée de l'ouverture du bassin de Somalie Occidental et des bassins adjacents à la marge ouest australienne. Cette ouverture est contrôlée par la direction de la fracture de Davie et celle des fractures situées sur la marge ouest australienne, respectivement. Nous avons donc utilisé, comme contrainte supplémentaire, la cohérence de l'évolution initiale de l'ensemble de l'océan Indien.

2.6 - Revue de quelques modèles de l'évolution initiale de l'océan Indien Occidental présentés dans les travaux antérieurs

Plusieurs modèles d'évolution initiale de l'océan Indien Occidental ont été proposés dans les travaux antérieurs. Ces modèles sont fondés sur des données différentes. Nous les avons classés en trois catégories.

-Les modèles fondés essentiellement sur des données géophysiques marines (anomalies magnétiques). Parmi eux, nous discuterons les modèles de Royer et Coffin [1992] et de Ségoufin et Patriat [1981].

-Les modèles contraints par les données géologiques des continents et des marges bordant l'océan Indien. Parmi eux, nous discuterons le modèle de Raillard [1990], fondé sur les travaux effectués sur et autour de la ride du Mozambique, et le modèle de Martin et Hartnady [1986], contraint essentiellement par la correspondance des terrains géologiques en Antarctique et en Afrique.

-Enfin, des modèles qui utilisent à la fois des données géophysiques (anomalies magnétiques) et géologiques (zones de fracture, directions structurales et rides anormales), pour mieux comprendre l'histoire de l'évolution de l'ensemble de l'océan Indien depuis son origine. Nous discuterons le modèle de Norton et Sclater [1979].

2.6.1 - Modèles de l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Occidental fondés sur les données géophysiques marines

Il s'agit des modèles fondés essentiellement sur les identifications des anomalies magnétiques. Nous commencerons par présenter la reconstitution du système Afrique-Antarctique-Inde, à l'époque de l'anomalie 34 de Royer et al. [1988]. Ensuite, nous discuterons les modèles de l'évolution initiale de l'océan Indien de Royer et Coffin [1992] et de Ségoufin et Patriat [1981].

Configuration de l'axe de la dorsale sud ouest indienne à l'époque de l'anomalie 34, de Royer et al. [1988]

La figure II-28 représente la reconstitution de l'époque de l'anomalie 34, établie à partir des paramètres publiés par Royer et al. [1988]. Cette figure montre que :

-Les anomalies magnétiques 34 du bassin d'Enderby, au nord de la ride de Maud, se superposent à celles situées dans le bassin des Aiguilles, à l'ouest de la fracture des Aiguilles. Les identifications 34 alignées N-S constitueraient la troisième branche du point triple du système Amérique du Sud-Antarctique-Afrique (il se situerait, à cette époque, au SW du plateau des Aiguilles). Enfin, les anomalies magnétiques identifiées du côté Antarctique, entre la fracture de Prince Edward et la ride de Conrad, se superposent à celles identifiées du côté Afrique, au SW du plateau de Madagascar [Patriat et al., 1985].

-Les zones de fracture d'Astrid et du Mozambique s'alignent de façon remarquable. De même que les zones de fracture de Conrad et de Madagascar. Ces couples de zones de fracture, considérées comme homologues, ont fonctionné avant l'époque de l'anomalie 34. Il serait donc logique de maintenir leur alignement dans les reconstitutions mésozoïques antérieures. Ce qui n'est pas le cas dans les travaux que nous discuterons ci-dessous.

-La partie septentrionale de la ride de Conrad se superpose à la partie méridionale du plateau de Madagascar. Les bordures occidentales de ces deux rides, matérialisées par leurs lignes bathymétriques 3000 m, se trouvent dans le même alignement.

La reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 34 de Royer et al. [1988] est bien contrainte par les anomalies magnétiques et les directions des zones de fracture. Elle est contrainte aussi par l'évolution postérieure à cette époque de la dorsale sud ouest indienne. Cette évolution est confirmée par la carte de l'anomalie de gravité du monde de Sandwell et Smith [1992]. Cette reconstitution montre clairement que l'homologue de la fracture d'Astrid est la fracture du Mozambique, et que l'homologue de la fracture de Conrad est la fracture de Madagascar. De ce fait, elle constitue un point de départ solide pour l'étude de l'évolution mésozoïque entre l'Antarctique et l'Afrique. Nous l'avons utilisée dans ce travail.

Le travail de Royer et Coffin [1992]

Le travail de Royer et Coffin [1992] correspond à une série de reconstitutions du système Antarctique-Afrique-Madagascar-Inde entre les époques de l'anomalie 34 et à 165 Ma. Ces auteurs présentent des reconstitutions à 100 Ma, aux époques des anomalies M0, M10 et une reconstitution à 165 Ma.

Reconstitution à 100 Ma

La figure II-29-A représente la reconstitution à 100 Ma de Royer et Coffin [1992]. La position de l'Inde par rapport à Madagascar montrée sur cette figure est celle utilisée dans notre travail.

Entre l'Antarctique et l'Afrique, les couples de zones de fracture homologues Madagascar-Conrad et Mozambique-Astrid ne se présentent pas dans le même alignement. La fracture d'Astrid s'aligne plutôt avec l'escarpement du Mozambique, alors que la fracture de Conrad ne montre pas de correspondant sur la plaque africaine.

Reconstitution de l'époque de l'anomalie M0

La figure II-29-B représente la reconstitution de l'Antarctique par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0, établie à partir des paramètres de Royer et Coffin [1992]. Les positions de Madagascar et de l'Inde par rapport à l'Afrique sont celles utilisées dans ce travail.

Entre l'Antarctique et l'Afrique :

-L'assemblage des anomalies magnétiques mésozoïques M0 est discuté dans le paragraphe 2.3.1 (figure II-24-B). Les anomalies magnétiques M0 du bassin d'Enderby se situent à la latitude 30°S, juste à l'est de la ride du Mozambique.

-La zone de fracture d'Astrid s'aligne avec l'escarpement du Mozambique, comme dans leur reconstitution à 100 Ma.

-Les rides d'Astrid et de Maud se situent au sud et au SW du plateau du Mozambique, respectivement.

Reconstitution de l'époque de l'anomalie M10

La reconstitution à l'époque de l'anomalie M10, entre l'Antarctique et l'Afrique, de Royer et Coffin [1992] est montrée sur la figure II-29-C. Les positions de l'Inde et de Madagascar par rapport à l'Afrique sont celles utilisées dans ce travail.

Entre l'Antarctique et l'Afrique, la linéation magnétique M10 de la séquence occidentale du bassin d'Enderby se superpose aux anomalies magnétiques de la séquence orientale du bassin du Mozambique. La partie méridionale de la fracture d'Astrid se superpose à la zone de fracture F de Ségoufin [1981]. La marge orientale de la mer de Weddell se trouve à peu de chose près dans l'alignement de l'escarpement du Mozambique. Nous verrons dans le paragraphe ci-dessous que cette reconstitution implique un taux d'ouverture important entre l'Antarctique et l'Afrique, pendant la période anomalie M0-anomalie M10.

Reconstitution il y a 165 Ma

La figure II-29-D représente la reconstitution à 165 Ma entre l'Antarctique, l'Inde et l'Afrique de Royer et Coffin [1992]. La position de Madagascar par rapport à l'Afrique est celle utilisée dans ce travail. Elle est contrôlée par la direction de la zone de fracture de Davie.

Entre Madagascar dans cette position et l'Inde, l'assemblage de leurs marges homologues ne montre pas un parallélisme. Il est possible de le réaliser, mais au détriment de la direction d'ouverture du bassin de Somalie Occidentale qui ne décrirait plus la fracture de Davie.

Entre l'Inde et l'Antarctique, l'assemblage morphologique des marges homologues est remarquable.

Entre l'Antarctique et l'Afrique, la marge de la Terre de Maud, en regard de la mer de Weddell, se trouve à 350 km à l'est de la ride du Mozambique. Les séquences magnétiques mésozoïques du bassin d'Enderby se trouvent au NW des séquences magnétiques mésozoïques du bassin du Mozambique.

Cette reconstitution implique un changement de direction important (d'environ 30°) dans l'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie M10.

Conclusion

Les figures II-30-A et II-30-B résument l'histoire de l'évolution mésozoïque entre l'Antarctique et l'Afrique de Royer et Coffin [1992]. Elles montrent les trajectoires synthétiques des rotations finies de l'Antarctique par rapport à l'Afrique (figure II-30-A) et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique (figure II-30-B), entre 165 Ma et l'époque de l'anomalie 34.

Entre 165 Ma et l'époque de l'anomalie M10, la direction d'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique est NE-SW. Cette direction pourrait expliquer quelques directions structurales orientées NE-SW, situées à la latitude 31°S dans le bassin du Mozambique et dans la partie méridionale de la ride du Mozambique [voir la carte de Sandwell et Smith, 1992].

Entre les époques de l'anomalie M10 et de l'anomalie 34, la direction d'ouverture entre ces deux plaques est NNE-SSW. Les trajectoires synthétiques ne décrivent pas la direction des zones de fracture de Madagascar et du Mozambique du côté de l'Afrique et les fractures d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique.

Ces auteurs introduisent un changement de direction majeure (environ 30°) dans la séparation entre l'Antarctique et l'Afrique, à l'époque de l'anomalie M10. Cependant, la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992] ne montre pas de structures homologues aux directions NE-SW du bassin du Mozambique (à 31°S), sur la plaque Antarctique, permettant de confirmer ce changement de direction. D'autre part, l'évolution proposée par ces auteurs entre les époques des anomalies M10 et M0 impliquent un taux de séparation entre l'Antarctique et l'Afrique pendant cette période d'environ 80 km/Ma, alors que le taux calculé sur la base des anomalies magnétiques mésozoïques dans les bassins du Mozambique et d'Enderby n'est que de la moitié [35 km/Ma; Bergh, 1977; Ségoufin, 1978].

Le modèle de Ségoufin et Patriat [1981] et de Ségoufin [1981]

Le modèle d'évolution de Ségoufin et Patriat [1981] et de Ségoufin [1981] repose sur trois reconstitutions de l'océan Indien Occidental aux époques des anomalies 34, M2 et M21. Nous présenterons ces reconstitutions et nous analyserons les directions d'ouverture entre paires de plaque pour une période donnée.

La reconstitution de l'époque de l'anomalie 34

La figure II-31-A montre la reconstitution de l'océan Indien Occidental de Ségoufin et Patriat [1981], à l'époque de l'anomalie 34. Entre l'Antarctique et l'Afrique :

-L'assemblage entre les anomalies magnétiques du bassin d'Enderby, au nord de la ride de Maud, et celles du bassin des Aiguilles, au SE du plateau des Aiguilles, montre un recouvrement d'environ 80 km.

-Les zones de fracture d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique ne s'alignent pas avec les zones de fracture du Mozambique et de Madagascar, du côté de l'Afrique, respectivement, comme c'est le cas dans la reconstitution de Royer et al. [1988].

-La ride de Conrad se superpose à la partie méridionale du plateau de Madagascar.

La reconstitution de l'époque de l'anomalie M2

La reconstitution de Ségoufin et Patriat [1981], à l'époque de l'anomalie M2 est montrée sur la figure II-31-B.

Entre l'Antarctique et l'Afrique, l'assemblage entre les anomalies magnétiques mésozoïques des bassins d'Enderby et du Mozambique montre que la séquence orientale du bassin d'Enderby se superpose à la séquence occidentale du bassin du Mozambique. La fracture d'Astrid se superpose à l'escarpement du Mozambique, comme dans le modèle de Royer et Coffin [1992]. Ces deux structures sont considérées comme homologues.

La reconstitution de l'époque de l'anomalie M21

La reconstitution de l'époque de l'anomalie M21 de Ségoufin et Patriat [1981] est montrée sur la figure II-31-C.

Entre l'Antarctique et l'Afrique, la marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell chevauche la ride continentale du Mozambique. L'escarpement d'Explora-Andénès [Hinz, 1981] s'aligne avec la chaîne volcanique du Lebombo, en Afrique du Sud.

Conclusion

Pour l'évolution initial du système Antarctique-Afrique-Madagascar, Ségoufin et Patriat [1981] appliquent, à partir de l'époque de l'anomalie M0, une seule et même rotation à Madagascar et à l'Antarctique, pour fermer les bassins de Somalie Occidentale et du Mozambique. Cette rotation est calculée en utilisant la direction des zones de fracture, déduites de l'interprétation des anomalies magnétiques identifiées dans le bassin de Somalie Occidentale. Les trajectoires synthétiques de cette rotation ne décrivent pas le tracé NNW-SSE de la fracture de Davie, montré sur les cartes gravimétriques récentes de Haxby [1987] et de Sandwell et Smith [1992].

Les figures II-32-A et II-32-B résument l'évolution mésozoïque entre l'Antarctique et l'Afrique proposée par ces auteurs. Elles montrent respectivement, les trajectoires synthétiques des rotations finies de l'Antarctique par rapport à l'Afrique et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique, entre les époques des anomalies 34 et M21. Pour la période anomalie 34-anomalie M2, ces trajectoires synthétiques sont obliques par rapport aux zones de fracture du Mozambique, de Madagascar, de Conrad et d'Astrid.

2.6.2 - Modèles de l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Occidental basés sur les données géologiques

Nous rappelons ici qu'il s'agit de modèles cinématiques fondés sur des travaux effectués sur les continents et les marges bordant l'océan Indien Occidental.

Le modèle d'évolution de Raillard [1990]

Le modèle d'évolution proposé par Raillard [1990], entre l'Antarctique, l'Afrique et Madagascar présente la particularité suivante : l'analyse des roches draguées sur la ride du Mozambique conclut à sa nature continentale. Pour tenir compte de cette contrainte, cet auteur, à partir de la reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à

l'époque de l'anomalie 34 de Royer et al. [1988], remonte à une reconstitution initiale entre ces deux plaques qui ne montre pas de recouvrement entre l'Antarctique et la ride du Mozambique.

Le modèle proposé par cet auteur correspond à des reconstitutions du système Antarctique-Afrique-Madagascar aux époques de l'anomalie M0, de l'anomalie M10 et à l'époque de la reconstitution initiale. Nous les présenterons et nous analyserons les mouvements entre paire de plaques pour une période donnée.

La reconstitution de l'époque de l'anomalie M0

La figure II-33-A représente la reconstitution de l'Antarctique et de Madagascar par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0 de Raillard [1990].

Entre Madagascar et l'Afrique, l'assemblage des anomalies magnétiques est satisfaisant.

Entre l'Antarctique et l'Afrique :

-Les anomalies magnétiques M0 du bassin d'Enderby chevauchent le continent malgache. Ce qui est invraisemblable.

-L'escarpement d'Explora-Andénès de la marge orientale de la mer de Weddell s'aligne avec la zone de fracture du Mozambique.

-La ride d'Astrid se trouve à l'ouest de la partie septentrionale du plateau de Madagascar. Ces deux structures sont considérées par cet auteur comme homologues.

-La zone de fracture d'Astrid se retrouve dans le prolongement vers le NNE de la fracture de Madagascar.

La reconstitution de l'époque de l'anomalie M10

La figure II-33-B représente la reconstitution de l'Antarctique et de Madagascar par rapport à l'Afrique de Raillard [1990], à l'époque de l'anomalie M10.

Entre Madagascar et l'Afrique, l'ouverture du bassin de Somalie Occidental décrit correctement le tracé NNW-SSE de la fracture de Davie. Cependant, l'assemblage des anomalies magnétiques homologues M10, montre un recouvrement d'environ 150 km.

Entre l'Antarctique et l'Afrique, les linéations magnétiques mésozoïques du bassin d'Enderby se retrouvent au SE du continent malgache, entre l'Inde et l'Antarctique. D'après cet auteur, ces anomalies ne sont pas les homologues de celles identifiées dans le bassin du Mozambique. Elles auraient été créées à l'axe de la dorsale qui séparait l'Inde et l'Antarctique. Il date la séparation entre ces deux plaques de cette époque.

-L'escarpement d'Explora-Andénès ne s'aligne pas avec la zone de fracture du Mozambique comme pour l'époque de l'anomalie M0; il se retrouve décalé plus vers l'est.

-La zone de fracture d'Astrid s'aligne avec l'escarpement de la marge orientale de Madagascar. D'après cet auteur, la direction de cet alignement correspondrait à la direction de la séparation initiale entre l'Inde et l'Antarctique.

La reconstitution initiale

La figure II-33-C représente la reconstitution initiale entre l'Antarctique, l'Afrique et Madagascar réalisée à partir des paramètres de Raillard [1990].

Entre l'Antarctique et l'Afrique, la marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell serait l'homologue de la ride continentale du Mozambique.

Entre Madagascar et l'Afrique, l'assemblage des lignes de côte de Madagascar et de l'Afrique montre une lacune de 300 km au centre, et une autre lacune encore plus importante au nord.

Conclusion

Les figures II-34-A et II-34-B résument l'évolution entre l'Antarctique et l'Afrique proposée par Raillard [1990], entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de la reconstitution initiale. Ces figures montrent les trajectoires synthétiques des rotations finies, utilisés pour décrire l'évolution mésozoïque de l'Antarctique par rapport à l'Afrique (figure II-34-A) et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique (figure II-34-B).

Entre l'époque de la reconstitution initiale et l'époque de l'anomalie M10, cet auteur utilise une seule et même rotation, calculée à partir de la direction de la fracture de Davie, pour déterminer la position de Madagascar et de l'Antarctique par rapport à l'Afrique.

Entre l'époque de l'anomalie M10 et l'époque de l'anomalie 34, les trajectoires synthétiques sont obliques par rapport aux principales zones de fracture qui ont fonctionné pendant cette période : les fractures du Mozambique et de Madagascar du côté de l'Afrique, et les fractures d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique.

Le modèle de Raillard [1990] présente d'autres incohérences. En effet, l'analyse du mouvement entre Madagascar et l'Antarctique pendant leur évolution mésozoïque montre une ouverture entre ces deux plaques entre l'époque de la reconstitution initiale et l'époque de l'anomalie M10, et une compression entre l'époque de l'anomalie M10 et l'époque de l'anomalie M0. D'autre part, la reconstitution initiale du système Afrique-Madagascar et Antarctique ne permet pas de réaliser un assemblage morphologique satisfaisant des marges homologues de l'Inde et de l'Antarctique et celles de l'Inde et de Madagascar.

Le modèle de Martin et Hartnady [1986]

L'évolution de l'Antarctique par rapport à l'Afrique entre les époques de l'anomalie 34 et de l'anomalie 20 de Martin et Hartnady [1986] ne montre pas de changement de direction important comparable à celui proposé par Patriat et al. [1985] et Royer et al. [1988], pour la période anomalie 24-anomalie 32. La figure II-35-A illustre leur reconstitution, entre ces deux plaques, à l'époque de l'anomalie 34. L'assemblage des anomalies magnétiques identifiées dans le bassin d'Enderby et celles identifiées dans le bassin des Aiguilles montre un recouvrement de 300 km.

La figure II-35-B illustre la reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique, à l'époque de l'anomalie M2, proposée par ces auteurs.

-L'assemblage des anomalies magnétiques mésozoïques est discuté dans le paragraphe 2.3.1. Ces auteurs superposent les séquences occidentales des bassins du

Mozambique et d'Enderby entre elles et les séquences orientales entre elles. Dans cette reconstitution, l'Antarctique se trouve décalé de 100 km vers l'est et de 400 km vers le nord par rapport à la position de Royer et Coffin [1992].

-Les escarpements d'Explora-Andénès et du Mozambique ne se présentent pas dans l'alignement l'un de l'autre.

-La fracture d'Astrid est considérée comme l'homologue d'une fracture située à 100 km, à l'est de l'escarpement du Mozambique [zone de fracture E de Ségoufin, 1978].

Dans leurs reconstitutions antérieures à l'époque de l'anomalie M2 (reconstitution de l'époque de l'anomalie M25, discutée dans le chapitre 1), la direction utilisée par ces auteurs pour fermer le bassin du Mozambique est NNW-SSE. Par conséquent, un recouvrement se produit entre l'Antarctique et la ride continentale du Mozambique.

L'évolution mésozoïque entre l'Antarctique et l'Afrique présentée par Martin et Hartnady [1986] se fonde sur la mise en correspondance de structures géologiques d'âges comparables situées en Antarctique et en Afrique. Cette évolution propose des solutions qui restent régionales puisqu'elle ne prend en considération que deux plaques. L'évolution de l'Inde et de Madagascar n'a pas été évoquée.

Les figures II-36-A et II-36-B montrent respectivement les trajectoires synthétiques des pôles de rotations finies de Martin et Hartnady [1986], utilisées entre l'Antarctique et l'Afrique et entre l'Afrique et l'Antarctique, pour la période anomalie 34-anomalie M0. Elles sont obliques par rapport aux zones de fracture du Mozambique, de Madagascar, de Conrad et d'Astrid.

2.6.3 - Modèles de l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Occidental fondés à la fois sur les données géophysiques et sur les données géologiques : le modèle de Norton et Sclater [1979]

Il s'agit des modèles qui prennent en considération à la fois les données géophysiques (anomalies magnétiques) et des données géologiques (zones de fracture, directions structurales, rides anormales). Nous discuterons le modèle de Norton et Sclater [1979] et nous analyserons l'évolution mésozoïque entre l'Antarctique et l'Afrique.

Le modèle de Norton et Sclater [1979] reprend en partie le travail de McKenzie et Sclater [1971]. C'est un modèle général de l'évolution de l'océan Indien, liant les mouvements relatifs entre les principales plaques majeures (Afrique-Antarctique-Australie-Inde et Madagascar) qui le composent, depuis son ouverture. Ces auteurs établissent des reconstitutions à différentes époques. Nous discuterons ici l'évolution mésozoïque qu'ils proposent pour l'océan Indien Occidental.

La reconstitution de l'époque de l'anomalie 34

La reconstitution de l'époque de l'anomalie 34 de Norton et Sclater [1979] repose sur une évolution de la dorsale sud ouest indienne entre les époques de l'anomalie 20 et de l'anomalie 34, sans changement de direction majeur. Cette évolution est décrite par une seule rotation pendant toute cette période (voir figure II-22-A). La figure II-37-A montre la reconstitution du système Antarctique-Afrique-Madagascar-Inde de ces auteurs, à cette époque.

-Les anomalies magnétiques 34 identifiées dans le bassin d'Enderby sont décalées, vers le NE, par rapport à celles identifiées dans le bassin des Aiguilles, par la zone de fracture des Aiguilles.

-L'assemblage des anomalies magnétiques entre l'Antarctique et l'Afrique, à l'est de la fracture de Prince Edward, et entre l'Inde et l'Antarctique n'est pas satisfaisant : celui entre l'Inde et l'Antarctique montre un recouvrement important.

-La zone de fracture d'Astrid s'aligne avec la fracture de Madagascar. Ces deux structures sont considérées, dans ce modèle, comme homologues.

-La ride de Conrad se trouve juxtaposée à la partie méridionale du plateau de Madagascar.

La reconstitution de l'époque de l'anomalie M0

La figure II-37-B illustre la reconstitution de l'océan Indien Occidental à l'époque de l'anomalie M0 proposée par Norton et Sclater [1979].

Entre l'Antarctique et l'Afrique :

-L'assemblage des anomalies magnétiques mésozoïques est discuté dans le paragraphe 2.3.1 : les anomalies magnétiques du bassin d'Enderby se situent à la latitude 25°S à l'est de la séquence orientale du bassin du Mozambique.

-L'escarpement d'Explora-Andénès du côté de l'Antarctique s'aligne avec l'escarpement du Mozambique en Afrique. La marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell serait donc l'homologue de la marge de la ride du Mozambique.

-La ride d'Astrid et la fracture qui lui est associée, se trouvent au SW du plateau de Madagascar et à 150 km à l'ouest de sa marge occidentale, respectivement.

Entre Madagascar et l'Afrique, les anomalies magnétiques homologues du bassin de Somalie Occidental montrent un recouvrement de 550 km. La tentative qui permet de placer Madagascar (l'Inde étant solidaire de Madagascar) dans une position proche de sa position actuelle, ce qui est généralement admis pour cette époque, entraîne un recouvrement important de la marge est indienne et de la marge de la Terre d'Enderby en Antarctique.

Pour remonter à leur reconstitution initiale (figure II-2), ces auteurs ferment le bassin du Mozambique en utilisant une direction NNW-SSE. Leur reconstitution initiale ne montrent pas de recouvrement important entre l'Antarctique et la ride du Mozambique. Cette ride est considérée, dans ce modèle, de nature continentale et occuperait la place qu'elle occupe actuellement par rapport à l'Afrique.

Conclusion

Les figures II-38-A et II-38-B résument l'évolution mésozoïque entre l'Antarctique et l'Afrique proposée par ces auteurs. Ces figures montrent respectivement, les trajectoires synthétiques des rotations finies entre l'Antarctique et l'Afrique et entre l'Afrique et l'Antarctique, de la période anomalie 34-reconstitution initiale. Elles ne décrivent pas la direction des fractures du Mozambique, de Madagascar, de Conrad et d'Astrid.

La démarche utilisée par Norton et Sclater [1979] pour l'étude de l'évolution de l'océan Indien est satisfaisante. Elle consiste à traiter l'évolution de l'ensemble des

plaques majeures qui composent cet océan, depuis son origine, en se fondant à la fois sur des données géophysiques et sur des données géologiques. Cependant, les données bathymétriques et magnétiques dont ils disposaient à l'époque étaient trop peu nombreuses pour permettre d'établir un modèle cohérent.

Le travail que nous présentons utilise la même démarche que celle de Norton et Sclater [1979]. Nous effectuerons une synthèse générale de l'évolution de l'océan Indien en prenant en compte les identifications des anomalies magnétiques, les traits majeurs marqués sur la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992], ainsi que les travaux réalisés ces dernières années sur et autour des structures-clés, telles que la ride du Mozambique ou le complexe Kerguelen-ride de Broken.

2.7 - Conclusion

Dans ce travail, pour l'étude de l'évolution de la dorsale sud ouest indienne, nous avons retenu les hypothèses suivantes :

-Entre l'Actuel et l'époque de l'anomalie 20 : nous avons considéré que l'approximation qui consiste à utiliser une seule étape pour l'évolution entre un couple de plaques, pour les derniers 43 Ma est justifiée. Les trajectoires synthétiques de la rotation calculée doivent décrire au mieux la direction des zones de fracture, de la dorsale considérée, qui ont fonctionné pendant cette période.

-Entre l'époque de l'anomalie 20 et l'époque de l'anomalie 34 : la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992] montre clairement la présence d'un changement de direction dans l'évolution de la dorsale sud ouest indienne, entre l'époque de l'anomalie 20-24 et l'époque de l'anomalie 32 [Patriat et al., 1985 et Royer et al., 1988]. C'est cette hypothèse qui a été retenue pour ce travail.

-Entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de l'anomalie M0 : les zones de fracture du Mozambique, de Madagascar et des Aiguilles du côté de l'Afrique, et d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique, permettent de déterminer la direction du mouvement de l'Antarctique par rapport à l'Afrique pendant la période magnétique calme du Crétacé moyen. Nous les avons utilisées comme une contrainte principale pour établir la reconstitution entre ces deux plaques à l'époque de l'anomalie M0.

-Entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de l'anomalie M22 : la direction utilisée pour l'évolution de l'Antarctique par rapport à l'Afrique, pendant cette période est NNW-SSE. L'ouverture du bassin du Mozambique a été accompagnée de l'ouverture du bassin de Somalie Occidentale, et des bassins situés à l'ouest de l'Australie. Nous avons par conséquent tenu à ce que l'évolution entre ces deux plaques s'intègre dans un modèle cohérent de l'évolution mésozoïque de l'ensemble de l'océan Indien.

DEUXIEME PARTIE

LES PROBLEMES POSES

Chapitre III : Le problème des rides asismiques

3 - Le problème des rides asismiques

3.1 - Introduction

Les plateaux et les rides asismiques tiennent, par leur étendue, leur nombre, et leur diversité, une très grande place dans l'océan Indien (figure II-39). Ces structures ont été considérées comme des fragments continentaux [Heezen et Tharp, 1966]. Elles ont été utilisées pour combler les hiatus existants dans les reconstitutions initiales [Shields, 1976]. Elles ont été considérées aussi comme des blocs océaniques. Leur mode de formation serait lié soit à l'activité de points chauds situés dans le manteau [Morgan, 1971; Luyendyk et Rennick, 1977; Morgan, 1971; 1978; 1983; Duncan, 1981], soit au fonctionnement anormal d'une dorsale océanique pendant des périodes particulières [Goslin, 1981; Goslin et Patriat, 1984].

De point de vue de la cinématique, les rides et les plateaux asismiques de l'océan Indien constituent des contraintes importantes dans les reconstitutions paléogéographiques et l'histoire de l'évolution de l'ensemble de cet océan. Lorsque la nature continentale d'une ride est bien établie, telles que la ride du Mozambique [Mougenot et al., 1991; Raillard, 1990], le plateau des Falkland [Barker, Dalziel et al., 1977] et la partie méridionale du plateau des Aiguilles [Tucholke et al., 1981], elle doit obligatoirement figurer dans la reconstitution du Gondwana. Cette contrainte rejette les reconstitutions qui montrent un recouvrement entre un continent et la ride considérée.

Réciproquement, une reconstitution initiale nous permet de faire une hypothèse concernant la nature continentale ou océanique d'une ride asismique. Celle-ci peut être avancée après avoir fermé l'ensemble des bassins océaniques de manière cohérente, en utilisant les anomalies magnétiques et les zones de fracture. Nous verrons que l'assemblage initial entre l'Antarctique et Madagascar que nous proposons dans ce travail, est en faveur d'une nature océanique de la partie méridionale du plateau de Madagascar, puisqu'il chevauche largement l'Antarctique. Cependant, la partie septentrionale de ce plateau (au nord de 30°S) serait de nature continentale, puisqu'elle subsiste dans cet assemblage initial. Goslin [1981] a déjà attiré l'attention sur les caractères géophysiques différents des deux provinces nord et sud de ce plateau.

De même, le chevauchement de deux rides dans une reconstitution implique qu'une au moins est de nature océanique. Elle a été mise en place à l'époque de la première reconstitution dans laquelle les isobathes ne se chevauchent pas : l'assemblage initial entre l'Amérique du Sud et l'Afrique de Martin et al. [1982b, 1986] montre un recouvrement de la partie septentrionale du plateau des Aiguilles avec le plateau des Falkland, dont la nature continentale est démontrée par Barker, Dalziel et al. [1977]. Cette reconstitution impose une nature océanique à la partie septentrionale du plateau des Aiguilles.

Une reconstitution cinématique nous permet aussi de proposer des hypothèses concernant l'âge et le mode de formation des rides asismiques. Ainsi par exemple, nous expliquerons la formation de la ride de Conrad et de la partie méridionale du plateau de Madagascar, par un saut de dorsale vers le nord et au voisinage du point triple du système Inde-Antarctique-Afrique, pendant la période de réorganisation majeure du Crétacé moyen, après avoir reconstruit le stade de l'époque de l'anomalie 34 entre Antarctique-Afrique-Inde, en se fondant sur les anomalies magnétiques et les zones de fracture des bassins avoisinants (bassins de Madagascar, d'Enderby, de Crozet et

Central Indien), et mis en évidence l'asymétrie existante entre les bassins d'Enderby et de Madagascar. Réciproquement, la direction fournie par les flancs occidentaux de ces deux structures constituent des contraintes supplémentaires dans l'étude de l'évolution de la dorsale sud ouest indienne.

Dans ce chapitre, nous présenterons les différentes méthodes utilisées pour l'étude des structures asismiques. Ensuite, nous discuterons la nature, l'origine et le mode de formation de différents rides et plateaux asismiques de l'océan Indien.

3.2 - Les différentes méthodes utilisées pour l'étude des reliefs asismiques

Les rides et les plateaux de l'océan Indien ont fait l'objet de plusieurs travaux détaillés, fondés sur des méthodes d'investigation différentes : bathymétrie, forages et dragages, sismique réflexion, sismique réfraction, gravimétrie et magnétisme, menés dans le but d'éclaircir, en premier lieu, deux points particuliers :

- La nature de leur croûte.
- Leur origine et leur mise en place.

3.2.1 - La bathymétrie

L'analyse des cartes bathymétriques conduit à associer un certain nombre de ces reliefs par paires, par simple comparaison de leur topographie et/ou à cause de leur symétrie par rapport à l'axe d'une dorsale médio-océanique. Une origine commune peut être donc proposée, pour les deux structures ainsi associées. La symétrie de deux rides asismiques de part et d'autre d'une dorsale témoigne d'une nature océanique de leur croûte. Ces deux rides se seraient formées à l'axe d'accrétion pendant une période anormale et se seraient séparées par la suite par le fonctionnement de cette dorsale. C'est le cas de la ride de Conrad et de la partie méridionale du plateau de Madagascar, de la ride de Broken et du plateau des Kerguelen.

3.2.2 - Les prélèvements

Les forages, quand ils atteignent le socle de la ride asismique, et les dragages, quand les roches ramenées sont supposées être en place, permettent de fournir des renseignements clairs sur la nature de la croûte d'une ride asismique. Ainsi, la présence de granite daté de 650 Ma sur les îles des Seychelles [Baker, 1963], de gneiss quartzofeldspatiques montrant des affinités de roches continentales dans la partie méridionale du plateau des Aiguilles [Allen et Tucholke, 1981], de gneiss et de roches métamorphiques datées de 1500 Ma sur la ride du Mozambique [Mougenot et al., 1991; Raillard, 1990], conduit ces auteurs à proposer une nature continentale de ces rides.

De même, les études pétrologiques et géochimiques sur des roches volcaniques prélevées sur certains reliefs asismiques permettent de débattre de la nature continentale ou océanique de ces rides. Par exemple, les études pétrologiques [Watkins et al., 1974] et géochimiques [Dosso et Murthy, 1980] effectuées sur des roches prélevées sur les îles Kerguelen, excluent l'existence d'une croûte continentale en dessous des complexes volcaniques de ces îles.

3.2.3 - Les méthodes géophysiques

Les études locales menées sur les rides asismiques par les méthodes d'investigation géophysiques (sismique réflexion, sismique réfraction, gravimétrie et

magnétisme) n'ont pas permis d'établir définitivement et sans ambiguïté la nature continentale ou océanique, l'âge et le mode de formation d'aucune entre elles. Ces études soulignent, par contre, la complexité de leur structure profonde et superficielle, ainsi que leur caractère fortement atypique.

La sismique réflexion et réfraction

L'analyse des profils de sismiques réflexion et réfraction permet d'apporter des arguments en faveur d'une nature continentale ou océanique de la croûte lorsqu'elle est typique. Ainsi, un Moho situé à une profondeur de 10 à 12 km est caractéristique d'une croûte océanique; une profondeur de 30 km ou davantage, celle des continents. Mais ce critère est insuffisant. La profondeur du Moho calculée sous les rides anormales de l'océan Indien montre souvent des valeurs intermédiaires : le Moho se trouve à 20 km sous la ride de Broken [Francis et Raitt, 1967], à 20 km également sous le plateau des Kerguelen [Houtz et al., 1977], à 22 km sous la ride du Mozambique [Chetty et Green, 1977], et de 22 à 26 km sous le domaine septentrional du plateau de Madagascar, entre 30 et 32°S [Goslin et al., 1980]. Ces valeurs ne permettent pas de trancher entre une nature océanique ou continentale de ces rides. De même pour ces structures, les vitesses à l'intérieur de la croûte ne sont caractéristiques ni d'une croûte océanique ni d'une croûte continentale.

La gravimétrie

L'interprétation des données gravimétriques des reliefs asismiques est une des méthodes qui permet d'obtenir des modèles concernant leur structure profonde, leur origine et surtout l'âge de leur formation. Deux hypothèses sont utilisées : la compensation isostatique locale par présence de matériaux légers sous le relief, et la compensation régionale par déflexion de la croûte et de la lithosphère. Ces deux hypothèses aboutissent à des conséquences géodynamiques contradictoires. La compensation isostatique locale d'un relief est en faveur de la création de ce relief au voisinage d'une dorsale océanique active. L'âge de sa mise en place serait donc synchrone de la lithosphère océanique des bassins adjacents. Par contre, la compensation isostatique régionale d'un relief est en faveur d'une mise en place de ce relief dans une région où la lithosphère est déjà ancienne. L'âge de sa mise en place serait plus récent que celui de la lithosphère océanique qui l'avoisine.

Le magnétisme

L'étude des profils magnétiques recueillis sur les rides asismiques est la méthode qui fournit le moins de contraintes sur leur nature et leur origine. L'absence ou la présence d'anomalies de forte amplitude sur un relief ne peut être prise comme un argument en faveur de sa nature continentale ou océanique. Elle peut, par contre, contribuer à mieux comprendre les phénomènes accompagnant le début d'ouverture d'un océan : la présence d'une forte anomalie magnétique positive sur la ride du Mozambique, par exemple, suggère que les séparations entre l'Antarctique et l'Afrique et entre l'Amérique du Sud et l'Afrique se sont accompagnées d'une activité volcanique importante sur cette ride [Raillard, 1990].

3.3 - Les rides asismiques de l'océan Indien

Dans ce paragraphe nous passerons en revue les différentes rides asismiques de l'océan Indien. Pour chaque ride asismique, nous présenterons sa situation géographique et les travaux dont elle a fait l'objet. Nous discuterons les conséquences cinématiques des différentes interprétations qui découlent de ces travaux. Enfin, nous

préciserons la nature de la contrainte qu'elle pose dans notre modèle cinématique. Pour cela, nous les avons classées en trois catégories :

- Les rides liées aux marges.
- Les rides symétriques fossiles.
- Les autres rides qui ne sont pas liées aux marges et qui ne présentent pas de symétrie.

3.3.1 - Les rides asismiques liées aux marges

La ride du Mozambique

La ride du Mozambique est représentée sur la figure II-40. Il s'agit d'un plateau sous-marin situé au large de l'Afrique du Sud. Elle est encadrée de deux bassins profonds : le bassin du Mozambique à l'est, et la vallée Natal à l'ouest. Sa largeur augmente du nord (200 km à 26°S) vers le sud (450 km à 35°S). Elle est bordée à l'est par un escarpement abrupt : escarpement du Mozambique. Ce trait morphologique se suit de 22°S à 41°S. Entre 22°S et 34°S, sa direction est N-S à NNW-SSE, proche de la direction de la fracture F qui décale les anomalies magnétiques mésozoïques du bassin du Mozambique. Entre 34°S et 41°S, sa direction devient NNE-SSW et se confond avec la zone de fracture du Mozambique. La ride du Mozambique a fait l'objet de nombreux travaux et a été interprétée comme étant de nature océanique, avant d'être considérée comme un élément du continent africain.

Hypothèse en faveur d'une origine océanique

La localisation du Moho à une profondeur de 22 km [Chetty et Green, 1977] n'est pas un critère suffisant pour trancher entre une nature océanique ou continentale de cette ride.

Le forage DSDP-249 [Simpson, Schlich et al., 1974] effectué sur le sommet de la ride du Mozambique, a atteint des basaltes. En absence de datations radiométriques, ces roches ont été supposées contemporaines des sédiments jurassique-crétacé qui les surmontent. L'analyse géochimique de ces basaltes [Erlank et Reid, 1974], a montré qu'ils présentent des similitudes avec les basaltes de type MORB de la ride médio-atlantique. Ce résultat a été utilisé comme un argument en faveur de la nature océanique de cette ride. Cependant, Raillard [1990] a montré, en se fondant sur l'interprétation de profils sismiques, que le substratum de la ride n'a pas été atteint au niveau de ce site et que les basaltes forés appartiennent à un sill.

Maia et al. [1990] ont montré que la ride du Mozambique est en équilibre isostatique avec les bassins océaniques qui l'encadrent, et ont conclu à sa nature océanique : elle se serait formée à la frontière d'accrétion entre l'Afrique et l'Antarctique, pendant une période de fonctionnement anormal, entre les époques de l'anomalie M10 (130 Ma, Hauterivien) et de l'anomalie M2 (123 Ma, Barrémien). La ride d'Astrid serait apparue en même temps que la ride du Mozambique. Elles auraient été séparées par un saut de l'axe d'accrétion vers le sud, à l'époque de l'anomalie M2. A cette époque, la ride du Mozambique se rattache définitivement à l'Afrique. Les résultats obtenus par Maia et al. [1990] rejoignent plus ou moins ceux obtenus par Martin et Hartnady [1986], à partir des reconstitutions cinématiques du système Afrique-Antarctique-Amérique du Sud. D'après Martin et Hartnady [1986], l'âge de la formation de la ride du Mozambique serait plus ancien : époque de l'anomalie M21 (150 Ma, Tithonique).

Cependant, aucune séquence d'anomalies magnétiques mésozoïques symétriques témoignant de l'existence de la paléo-dorsale, responsable de la formation de la ride du Mozambique et de la ride d'Astrid, n'a été enregistrée sur les profils

magnétiques établis sur la ride du Mozambique par Mougenot et al. [1991]; par contre, ces profils magnétiques indiquent des anomalies de grande amplitude. Pour Mougenot et al. [1991], elles correspondraient à des épanchements volcaniques constitués de basaltes tholéïtiques sursaturés. Ces basaltes se rapprocheraient des basaltes jurassiques des affleurements Karroo de Nuanetsi en Afrique du Sud.

Hypothèses en faveur d'une origine continentale

La nature continentale de la ride du Mozambique a été évoquée par analogie avec le plateau des Falkland et la partie méridionale du plateau des Aiguilles, dont la nature continentale a été démontrée par Barker, Dalziel et al. [1977] et par Allen et Tucholke [1981] et Tucholke et al. [1981], respectivement.

Plus récemment, des dragages réalisés sur cette ride ont ramené trois types de roches supposées en place [Raillard, 1990; Mougenot et al., 1991]. Ce sont :

-Des gneïss et des roches métamorphiques datés de 1500 Ma. Le même type de roches a été échantillonné sur le plateau des Falkland [Barker, Dalziel et al., 1977], et la partie méridionale du plateau des Aiguilles [Allen et Tucholke, 1981; Tucholke et al., 1981].

-Des basaltes altérés datés du Jurassique-Crétacé similaires à ceux de Nuanetsi au nord de la chaîne de Lebombo. Ils témoigneraient d'épanchements volcaniques sur la ride pendant l'épisode du Karroo. Des émissions basaltiques d'âge comparable ont été mises en évidence au niveau de la marge orientale de la mer de Weddell : le prisme d'Explora [Hinz, 1981; Hinz et Krause, 1982].

Conclusion

La similitude entre le substratum de la ride du Mozambique et le socle est africain d'une part et les corrélations effectuées entre cette ride et d'autres rides dont la nature continentale a été déjà prouvée (le plateau des Falkland et la partie méridionale du plateau des Aiguilles), constituent des arguments solides en faveur de la nature continentale de cette ride. Les basaltes atteints au forage DSDP-249 [Simpson, Schlich et al., 1974] d'âge jurassique-crétacé, longtemps considérés comme la preuve de sa nature océanique, correspondraient alors à un volcanisme contemporain du coulissement de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique et à l'ouverture de la vallée Natal consécutive, à l'époque de l'anomalie M10 [130 Ma, Goodlad et al., 1982].

Cependant, la place que cette ride occupait par rapport à l'Afrique dans le Gondwana reste inconnue. S'agit-il d'un bloc solidaire de l'Afrique ou bien d'un ou de plusieurs fragments continentaux qui ont été détachés de l'Afrique, lors de l'ouverture initiale de l'océan Indien Occidental ? Si on admet que la ride du Mozambique était solidaire de l'Afrique (c'est-à-dire qu'elle occupait dans le Gondwana la place qu'elle occupe actuellement par rapport à l'Afrique), les reconstitutions initiales qui montrent un recouvrement entre l'Antarctique et cette ride [Martin et Hartnady, 1986; et Lawver et Scotese, 1987] ne peuvent être retenues. Dans cette hypothèse, la marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell devrait se juxtaposer à la bordure orientale de la ride du Mozambique, comme l'ont fait Norton et Sclater [1979] et Raillard [1990]. Nous avons vu dans le chapitre précédent que les reconstitutions initiales de ces auteurs posent des problèmes pour les directions d'ouverture et l'assemblage des anomalies magnétiques pendant l'évolution mésozoïque entre l'Antarctique et l'Afrique.

Nous verrons que l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Occidental que nous proposons dans ce travail montre un recouvrement inévitable de l'Antarctique sur la

ride du Mozambique. Il est inévitable parce que cette évolution est bien contrainte par les anomalies magnétiques et surtout la direction des zones de fractures des bassins du Mozambique et d'Enderby. Par conséquent, nous considérons que la ride du Mozambique n'occupait pas, dans le Gondwana, la place qu'elle occupe actuellement par rapport à l'Afrique. Cette ride serait formée par des fragments continentaux qui se sont détachés de l'Afrique lors de l'ouverture initial de l'océan Indien Occidental.

Les rides d'Astrid et de Gunnerus

La marge de l'Antarctique présente deux reliefs importants qui s'avancent dans le bassin océanique d'Enderby : la ride d'Astrid et la ride de Gunnerus. La figure II-41 montre la localisation de ces deux structures.

La ride d'Astrid

La ride d'Astrid se situe entre 8 et 15°E [carte GEBICO]. Elle présente une direction NNW-SSE jusqu'à 67°S et se prolonge entre 65 et 56°S par la zone de fracture d'Astrid, de direction NNE-SSW [Bergh, 1987]. La présence d'une épaisse couverture sédimentaire rend l'analyse de sa structure difficile.

Là aussi, deux hypothèses ont été proposées : il pourrait s'agir soit d'un édifice volcanique qui s'est formé suivant une direction structurale NNW-SSE préexistante, lors de la séparation entre l'Antarctique et l'Afrique, ou bien d'un fragment continental lié à la marge de l'Antarctique.

Hinz et Krause [1982] mettent en évidence, à partir de profils sismiques, la présence, sous la discordance (dite discordance de la mer de Weddell), d'un niveau formé par des roches intrusives. Ils estiment que ces roches présentent des similitudes avec celles trouvées dans la partie méridionale continentale du plateau des Aiguilles. Par analogie, ces auteurs proposent donc, une nature continentale pour la ride d'Astrid.

Bergh [1987] se fonde sur des critères morphologiques ainsi que sur l'identification d'anomalies magnétiques mésozoïques à l'est de la zone de fracture d'Astrid pour proposer une similitude entre cette ride et la ride du Mozambique. Il suggère que la formation de ces deux rides est liée et correspond à une période de volcanisme excessif.

Les reconstitutions cinématiques de Raillard [1990] mettent en correspondance les formations volcaniques de la ride du Mozambique avec celles du prisme d'Explora. Pour lui, les escarpements de la ride du Mozambique et d'Explora-Andénès se seraient formés le long d'une même faille transformante. La ride d'Astrid située à 450 km vers l'est, serait alors l'homologue de la partie méridionale du plateau de Madagascar, reconnue comme de nature océanique.

Nous avons déjà mentionné que Maia et al. [1990] et Martin et Hartnady [1986] établissent une similitude entre la ride d'Astrid et la ride du Mozambique.

La ride de Gunnerus

La ride de Gunnerus se situe à l'est de la ride d'Astrid entre 30° et 37°E. Les cartes gravimétriques de Sandwell et Smith [1992] et de Haxby et Hayes [1991] montrent que cette ride présente une orientation générale NNE-SSW. Elle est limitée à l'ouest par un escarpement abrupt orienté également NNE-SSW. Cette orientation est identique à celle des zones de fracture situées dans la moitié méridionale du bassin d'Enderby.

La structure de cette ride est totalement inconnue. Elle serait :

-soit de nature continentale et donc figurerait dans la reconstitution initiale de l'océan Indien. Elle correspondrait à la limite occidentale du Sri-Lanka, comme c'est le cas dans les reconstitutions initiales de Lawver et al. [1985] et Yoshida et al. [1992].

-soit de nature volcanique : elle se serait formée lors de la séparation initiale entre l'Inde et l'Antarctique. Sa direction décrirait ainsi la trajectoire du mouvement entre ces deux plaques, pendant cette séparation.

Dans les reconstructions mésozoïques de Martin et Hartnady [1986], la ride de Gunnerus est associée au plateau de Madagascar. D'après ces auteurs, l'origine commune de ces deux structures serait liée à l'activité du point chaud de Prince Edward, pendant la séparation initiale entre Madagascar et l'Antarctique. A cette époque, il serait situé juste au sud de l'île de Madagascar. L'activité de ce point chaud serait responsable aussi de la formation de la ride de Conrad (l'Ob et la Lena) et de la ride de Del-Cano, entre les époques de l'anomalie 34 (83 Ma, Campagnien) et de l'anomalie 29 (65,5 Ma, Paléocène inférieur).

Conclusion

La nature de la croûte sous les rides de Gunnerus et d'Astrid n'est actuellement pas établie. Les interprétations sont fondées uniquement sur leur place dans les reconstitutions paléogéographiques.

Notre reconstitution initiale montre le chevauchement de la ride d'Astrid sur le socle africain et de la ride de Gunnerus sur le Sri-Lanka. Par conséquent, cette reconstitution est en faveur d'une origine océanique pour ces deux structures. La ride d'Astrid se serait formée lors de la séparation entre l'Antarctique et l'Afrique, avant l'époque de l'anomalie M22 (152 Ma, limite Tithonique-Kimmeridgien). Sa direction s'accorde avec la direction de l'ouverture initiale du bassin du Mozambique. La ride de Gunnerus se serait formée lors de la séparation entre l'Inde solidaire de Madagascar et l'Antarctique, pendant la période anomalie M0 (119 Ma, Aptien), période de réorganisation majeure du Crétacé moyen. Sa direction s'accorde avec la direction de l'ouverture entre ces deux plaques, pendant cette période.

Les plateaux liés aux marges ouest et NW australienne

La marge australienne est caractérisée par la présence de plusieurs plateaux séparés par des bassins océaniques : le plateau du Naturaliste au SW, et les plateaux de Cuvier et Exmouth au NW. Ces plateaux sont représentés sur la figure II-42.

Le plateau du Naturaliste

le plateau du Naturaliste est limité au sud par la zone de Diamantina et au nord par la plaine abyssale de Perth. L'épaisseur de la croûte sous ce plateau a été estimée à 22 km [Petrovick, 1975]. Il a été interprété comme une structure continentale par Heezen et Tharp [1966] et Laughton et al. [1970]. Les forages DSDP-264 et 258 [Davies et Luyendyk et al., 1974] n'ont pas atteint le substratum. Veevers et al. [1985] identifie, à partir de profils sismiques, la limite continent-océan sur la marge NW et ouest de l'Australie; cette limite coïncide avec la ligne bathymétrique 4000 m. Il considère que la croûte sous les plateaux du Naturaliste, de Cuvier et Exmouth serait de nature continentale.

Une origine océanique a été aussi évoquée : Luyendyk et Rennick [1977] ont proposé un modèle selon lequel le plateau des Kerguelen, la ride de Broken et le plateau du Naturaliste auraient été créés par l'activité d'un point chaud situé aujourd'hui sous les îles Amsterdam et St. Paul. Veevers [1982] estime qu'il s'agirait d'une croûte océanique soulevée, lors de la première phase d'ouverture océanique entre l'Australie et le bloc situé au nord de l'Inde, entre 160 et 100 Ma. Cette dernière hypothèse nous semble peu probable, puisqu'on ne connaît aucun exemple de ce type de soulèvement, ni dans l'océan Indien Occidental ni dans l'ensemble de l'Atlantique.

Les plateaux de Cuvier et Exmouth

Les plateaux de Cuvier et Exmouth sont situés au NW de l'Australie. Ils sont séparés par un bassin océanique mésozoïque profond : le bassin de Cuvier.

Comme le plateau du Naturaliste, ils ont été considérés comme étant de nature continentale [Heezen et Tharp, 1966; Stagg et Exon, 1979] ou comme des blocs soulevés de croûte océanique lors de la dislocation du Gondwana. [Udintsev, 1965, 1966].

Conclusion

Les reconstitutions du Gondwana, qui placent l'Inde en face de l'Antarctique, ne fournissent aucune solution concernant la nature crustale de ces plateaux. En effet, le bloc Nord de l'Inde adjacent à la marge ouest australienne avant l'ouverture océanique, a disparu aujourd'hui. Dans notre modèle cinématique, nous avons fait l'hypothèse que ces plateaux appartiennent au continent australien.

Tous ces plateaux sont limités par des directions structurales d'orientation générale NW-SE (les fractures de Cuvier-Wallaby, de Cape-Range et du Naturaliste). Ces directions indiquent très précisément l'orientation de l'ouverture initiale des bassins océaniques en regard de cette marge ouest australienne. La séparation entre le bloc situé au nord de l'Inde et l'Australie doit suivre les directions de ces zones de fracture.

La ride de Chagos-Laccadives et le plateau de Madagascar seront décrits et analysés, avec leurs homologues, dans le paragraphe portant sur les structures symétriques fossiles.

3.3.2 - Les structures symétriques fossiles

Le plateau des Kerguelen et la ride de Broken

Le plateau des Kerguelen et la ride de Broken forment une paire de rides anormales et symétriques de part et d'autre de la dorsale sud est indienne. Ils sont représentés sur les figures II-43-A et B et II-44-A et B, respectivement. Sur les figures II-43-A et II-44-A, nous avons reporté les principaux traits tectoniques qui caractérisent ces deux rides, et les principales structures qui leur sont voisines : la zone de Diamantina et la fosse d'Ob pour la ride de Broken, et le bassin de Labuan pour le plateau des Kerguelen. Nous avons reporté aussi la position des différents forages et dragages effectués sur ces deux structures. Ces éléments tectoniques seront présentés et discutés ci dessous.

Le plateau des Kerguelen (figures II-43-A et B) est la plus grande structure anormale de l'océan Indien. Il montre une orientation générale NW-SE. Son flanc NE est abrupt, linéaire et de direction parallèle au tracé de la dorsale sud est indienne. Son flanc SW s'approfondit régulièrement vers le bassin d'Enderby. Houtz et al. [1977]; Li [1988] et Schlich et al. [1988], subdivisent ce plateau en deux domaines morphologiquement distincts : le domaine Nord comprend les îles des Kerguelen et de Heard; le domaine Sud comprend le bassin de Raggat et le banc de Banzare. Houtz et al. [1977] mettent en évidence des horsts et grabens de direction WNW-ESE à NW-SE dans les deux domaines.

Cependant, les cartes gravimétriques de Sandwell et Smith [1992] et de Haxby et Hayes [1991], montrent que le plateau des Kerguelen pourrait être divisé en quatre domaines (figures II-43-A et II-43-B).

-Le domaine Nord comprend les îles Kerguelen.

-Le domaine Central comprend les îles Heard. Son flanc nord est caractérisé par la présence d'une ride : la ride Kerguelen Nord. Son orientation générale est NW-SE. L'extrémité SE de cette ride est connue sous le nom de ride de William.

-Le domaine Sud comprend le bassin de Raggat et le banc de Banzare. Il délimite avec le bassin Antarctique-Australie un bassin profond (5000 m) : le bassin de Labuan [Coffin et al., 1986a]. Ces deux bassins (bassin Australie-Antarctique et bassin de Labuan) sont séparés par une ride : la ride Kerguelen Sud. Elle prolonge la ride Kerguelen Nord vers le SE. Cette ride est moins bien individualisée sur les cartes de Sandwell et Smith [1992] et Haxby et Hayes [1991] que la ride Kerguelen Nord. La zone de transition entre le domaine Central et le domaine Sud du plateau des Kerguelen est marquée par la présence d'un graben de direction N-S appelé Graben 77°E, situé entre 55 et 58°S [Houtz et al., 1977]. Ce domaine est caractérisé par la présence de directions structurales orientées NW-SE dans sa partie orientale, et E-W dans sa partie occidentale au sud du Graben 77°E. Les directions NW-SE sont aussi présentes sur le domaine Central des Kerguelen, mais elles sont moins bien individualisées que sur le domaine Sud.

-Le banc de l'Elan situé à l'ouest du Graben 77°E. Il montre une orientation générale E-W. Il est limité au nord et au sud par deux domaines profonds. Ces deux domaines montrent des rides et des bassins symétriques.

La ride de Broken (figures II-44-A, II-44-B) s'étend à l'ouest du plateau du Naturaliste. Elle montre une orientation générale E-W. Son flanc nord s'approfondit régulièrement vers le bassin de Wharton. Son flanc sud est abrupt et linéaire; il est caractérisé par la présence d'une fosse : la fosse d'Ob. Cette ride est limitée à l'ouest par l'extrémité méridionale de la ride de Ninetyeast et à l'est par le bassin du Naturaliste. Au SE de ce bassin, on trouve la zone de Diamantina. Elle constituerait le prolongement vers l'ouest de la zone magnétique calme du Crétacé moyen, située au sud de l'Australie. Elle est limitée au sud par la ride de Diamantina, d'orientation WNW-ESE, et au nord par le plateau de Naturaliste.

La nature de la croûte du plateau des Kerguelen et de la ride de Broken a donné lieu à différentes hypothèses. Elle n'est pas encore complètement élucidée. Les forages effectués sur la ride de Broken [forages DSDP-254 et 255; Davies, Luyendyk et al., 1974; forages ODP-752 et 755; Pierce, Weissel et al., 1989] et sur le plateau des Kerguelen [forages ODP-736, 737, 744, 745, 747, 748, 749, 750 et 751; Schlich, Wise et al., 1989; Barron, Larson et al., 1989], n'ont pas atteint le socle. Le Moho est situé à 20 km sous la ride de Broken [Francis et Raitt, 1966] et également à 20 km sous le plateau des Kerguelen [Houtz et al., 1977].

Le plateau des Kerguelen et la ride de Broken ont été considérés d'abord comme des microcontinents. Dans la reconstitution initiale de Dietz et Holden [1970], ils remplissent un hiatus entre l'Antarctique et l'Inde. Dans celle de Shields [1976], ils remplissent un hiatus entre l'Inde et l'Australie. Schlich [1982] et Ramsey et al. [1986] proposent une origine mixte pour le plateau des Kerguelen : les domaines Nord et Central seraient de nature volcanique, et le domaine Sud de nature continentale.

L'hypothèse d'une nature continentale de la totalité du plateau des Kerguelen et de la ride de Broken pose un grand problème pour la reconstitution du Gondwana. En effet, toutes les reconstitutions initiales qui adoptent un assemblage entre l'Inde et l'Antarctique, ne montrent pas de hiatus large qui permette de placer ces structures. De même, si on considère que seul le domaine Sud du plateau des Kerguelen est de nature continentale, la place qu'il occuperait au sein du Gondwana pourrait être la région du bassin d'Amery. Cependant, il serait impossible d'établir un modèle d'évolution cohérent de cette structure, entre cette position initiale et celle qu'elle occupe actuellement.

Le plateau des Kerguelen et la ride de Broken ont été également interprétés comme étant de nature océanique. Leur mise en place serait liée :

-soit à l'activité d'un point chaud [Royer et Sandwell, 1989; Luyendyk et Rennick, 1977], qui serait situé actuellement au sud des îles Amsterdam et St. Paul.

-soit à un soulèvement thermique de la croûte océanique lors de la séparation initiale entre l'Australie et l'Antarctique [Udintsev, 1965, 1966].

-soit au fonctionnement anormal de la dorsale sud est indienne pendant une période particulière [Goslin et Patriat, 1984; Rotstein et al., 1991] ou au fonctionnement du point triple du système Antarctique-Australie-Inde [Munsch et Schlich, 1987].

Les études pétrologiques et géochimiques menées sur des échantillons recueillis par dragage ou par forage sur le plateau des Kerguelen et sur la ride de Broken donnent les âges de formation suivants (figure II-43-A) : dans le domaine Sud des Kerguelen, les plus anciens éléments échantillonnés seraient d'âge cénomanien (91-97 Ma) aux sites 748-750; EL54-7 [Quilty, 1973], et Aptien-Albien (100-113 Ma) au sud du Graben 77°E [DR; Leclaire et al., 1987]. Dans le domaine Central, ils seraient d'âge cénomanien 91-97 Ma [PC1; Wicquart, 1983]. Les études pétrologiques et géochimiques des roches issues du domaine Nord (la région des îles Kerguelen) montrent qu'elles présentent un âge plus récent : Eocène à Quaternaire, inférieur à 40 Ma, [Nougier et al., 1983]. D'autres études fondées sur l'interprétation des profils sismiques enregistrés sur le domaine Central du plateau des Kerguelen [Munsch et Schlich, 1987] et sur le bassin de Labuan [Rotstein et al., 1991], donnent un âge plus ancien (100-130 Ma). D'autre part, sur la ride de Broken (figure II-44-A), le plus ancien âge déterminé est turonien 88-91 Ma au site 755.

Deux hypothèses ont été proposées pour l'étude de l'évolution du plateau des Kerguelen et de la ride de Broken, dans le cadre de l'évolution de l'océan Indien Oriental. Ces hypothèses tiennent compte des différents éléments tectoniques situés dans leur voisinage : la zone de Diamantina, la fosse d'Ob et le bassin de Labuan.

-La figure II-45 montre les reconstitutions cinématiques de Mutter et Cande [1983] entre le plateau des Kerguelen et la ride de Broken aux époques de l'anomalie 18 (40 Ma; Eocène moyen; figure II-45-B), de l'anomalie 24 (Eocène inférieur; 53 Ma; figure II-45-C), de l'anomalie 34 (83 Ma; Campagien; figure II-45-D) et à l'époque de la reconstitution initiale (figure II-45-D). La figure II-45-A montre le plateau des Kerguelen et les structures qui le caractérisent [Houtz et al., 1977], dans sa position actuelle. Ces auteurs considèrent la totalité du plateau des Kerguelen comme

une seule entité. Leur reconstitution à l'époque de l'anomalie 34 (figure II-45-D) montre un recouvrement entre ce plateau et la ride de Broken. Le flanc sud de la ride de Broken serait l'homologue des horsts et grabens du domaine Central du plateau des Kerguelen. Ces auteurs suggèrent que ces structures correspondent à la frontière de plaques entre l'Antarctique et l'Australie. Cette frontière s'étendrait vers l'est par la zone de Diamantina et le bassin de Labuan, considérés donc comme homologues. La séparation initiale entre la ride de Broken et le plateau des Kerguelen se serait effectuée le long de cette frontière. A l'anomalie 24 (figure II-45-C), un saut de la dorsale sud est indienne se produirait, vers le nord. Les horsts et grabens se trouvent ainsi piégés sur le plateau des Kerguelen. Ce saut de dorsale serait responsable de la formation de la fosse d'Ob, au sud de la ride de Broken. Leur reconstitution à l'époque de l'anomalie 18 montre qu'à cette époque la ride de Broken et le plateau des Kerguelen sont déjà séparés.

L'assemblage initial entre le plateau des Kerguelen et la ride de Broken de Mutter et Cande [1983] (figure II-45-D) ne respecte pas le parallélisme des lignes de pente de ces deux structures. D'autre part, la plus ancienne anomalie identifiée au pied des pentes du plateau des Kerguelen et de la ride de Broken correspond à l'anomalie 18. De même, l'analyse stratigraphique des forages ODP-752 et 754 et du forage DSDP-255 sur la ride de Broken ont montré que la discordance stratigraphique liée à l'épisode du rifting entre le domaine Central du plateau des Kerguelen et la ride de Broken ne pourrait pas être antérieure à l'anomalie 18 (42 Ma). Ces observations excluent une séparation entre ces deux structures entre les anomalies 24 et 18, comme c'est le cas dans le modèle de Mutter et Cande [1983].

-Royer et Sandwell [1989] proposent une évolution de ces deux structures différente de celle des auteurs précédents. Ils suggèrent un mouvement différentiel entre les domaines Central et Sud des Kerguelen, depuis le début de la séparation entre l'Antarctique et l'Australie, jusqu'à l'anomalie 20-18. Le mouvement entre ces deux domaines serait de nature transformante. Sa direction serait représentée par le Graben 77°E, orienté N-S. Dans ce modèle, les deux domaines Central et Sud du plateau des Kerguelen seraient pris dans deux plaques différentes, entre l'époque de leur formation et l'époque de l'anomalie 20-18 : le domaine Central des Kerguelen serait attaché à la ride de Broken et donc à la plaque australienne depuis sa formation jusqu'à l'Eocène inférieur (Anomalies 20-18, 43-40 Ma). Le domaine Sud, serait attaché à la plaque Antarctique depuis sa formation. Dans ce modèle, le bassin de Labuan et la zone de Diamantina sont considérés comme homologues. Ils se seraient formés à l'axe d'accrétion de la dorsale sud est indienne qui fonctionnait entre l'Antarctique et l'Australie, depuis le début de l'ouverture du bassin Australie-Antarctique jusqu'à l'époque de l'anomalie 18-20. D'après ces auteurs, un saut de l'axe d'accrétion de cette dorsale vers le nord s'est produit à l'époque de l'anomalie 20-18. Il serait responsable de la formation de la fosse d'Ob et de la ride de Diamantina. Le nouvel axe s'installe entre la ride de Broken et le domaine Central du plateau des Kerguelen. La séparation de ces deux structures daterait de cette époque.

Conclusion

La majorité des auteurs s'accordent actuellement sur une nature océanique de la ride de Broken et du plateau des Kerguelen. Cependant, l'âge et le mode de leur formation restent hypothétiques. Dans notre travail, nous considérons que la formation de la ride de Broken et du plateau des Kerguelen est liée au début du fonctionnement du point triple du système Inde-Antarctique-Australie. Le domaine Sud se serait formé entre une époque peu antérieure à l'anomalie M10 et l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen. Sa fabrication coïnciderait avec le début de la séparation entre l'Antarctique et l'Australie. Le domaine Central du plateau des Kerguelen et la ride de Broken se seraient formés entre l'époque de la réorganisation du Crétacé et l'époque de l'anomalie 20.

Nous verrons aussi que l'application d'un même pôle de rotation à la totalité du plateau des Kerguelen [l'idée de Mutter et Cande, 1983] entraîne un chevauchement du domaine Central des Kerguelen sur la ride de Broken entre les époques des anomalies 34 (83 Ma) et 20 (43 Ma). Ce chevauchement est inacceptable puisque ces deux structures existaient depuis le Cénomaniens (91 à 97 Ma; forages ODP-DSDP). Pour éviter ce chevauchement, nous proposons une évolution différentielle entre les deux domaines Central et Sud du plateau des Kerguelen par rapport à la ride Broken, entre l'époque de leur formation et l'époque de l'anomalie 20-18, comme elle a été suggérée par Royer et Sandwell [1989]. Nous soulignerons les différences entre notre modèle d'évolution et celui de ces auteurs dans le chapitre des reconstitutions cinématiques.

La ride des Chagos-Laccadives et le plateau des Mascareignes

La ride des Chagos-Laccadives et le plateau des Mascareignes sont deux rides symétriques, situées de part et d'autre de la dorsale centrale indienne.

La ride des Chagos-Laccadives est représentée sur la figure II-46. Elle est liée à la marge ouest indienne au nord, et s'étend jusqu'à la latitude 12°S au sud. Elle marque la frontière de deux bassins océaniques : le bassin d'Arabie à l'ouest et le bassin Central Indien à l'est. La largeur de cette ride varie du nord (440 km à 10°N) au sud (240 km à 6°S). Sa direction générale varie aussi : la partie septentrionale, située entre 15°N et 3°S, présente une direction N-S; cette partie comprend les bancs Laccadives et Maldives. La partie méridionale située entre 3°S et 12°S présente une direction NNE-SSW; elle comprend le banc de Chagos, limité à l'est par la zone de fracture de Chagos. Nous adopterons l'appellation fracture de Chagos, dont la description a été faite dans le paragraphe consacré au bassin Central Indien. La nature crustale de la ride des Chagos-Laccadives n'est pas encore connue : le Moho est situé à 16-20 km [Francis et al., 1966] et les forages DSDP-219 [Witmatrsh, Weser et al., 1974] et ODP-712, 713, 714, 715, 716 [Backman, Duncan et al., 1988] n'ont pas atteint son socle. Les datations effectuées sur ces forages montrent une décroissance de l'âge des sédiments atteints du nord vers le sud : 59 Ma (site 219); 52 à 53 Ma (site 715), 47 à 48 Ma (site 713) et 31 à 34 (site 238).

Le plateau des Mascareignes est représenté sur la figure II-47. Il est divisé en deux parties, avec des orientations nettement différentes : la partie septentrionale s'étend du banc des Seychelles au nord, jusqu'au banc de Saya de Malha compris au sud; elle présente une direction générale NW-SE et sépare deux bassins : le bassin des Mascareignes et celui de Somalie Oriental. La partie méridionale s'étend du banc de Somerville au nord, jusqu'à l'île de la Réunion au sud; elle comprend les bancs de Nazareth, de Cargados, de Carajos et les îles Maurice et la Réunion; cette partie présente une direction générale NNE-SSW; elle sépare deux bassins : le bassin des Mascareignes au NW, et le bassin de Madagascar au SE. Au pied du flanc SE de la partie méridionale du plateau des Mascareignes, on note la présence de la fracture de Maurice. La nature continentale du banc des Seychelles a été avancée depuis longtemps du fait de la présence sur ces îles de granite [Baker, 1963], daté à 650 Ma par la méthode K-Ar [Miller et Mudie, 1961; Baker et Miller, 1963]. Cependant, l'extension de ce granite sous le plateau des Mascareignes n'a pu être précisée. Les forages DSDP-237 [Bunce, Fisher et al., 1974] et ODP-705, 706, 707 [Backman, Duncan et al., 1988], n'ont pas atteint son socle. Les datations effectuées sur ces forages ainsi que sur des forages industriels (SM1, NB1) montrent également une décroissance de l'âge des sédiments atteints du nord vers le sud : 58 à 62 Ma (site SM1); 35 à 36 Ma (site 706); 37 à 57 Ma (site NB1); 8 à 1 Ma (Maurice) et 2 à 0 Ma (Réunion).

Plusieurs hypothèses concernant le mode de formation et de l'évolution de la ride des Chagos-Laccadives et du plateau des Mascareignes ont été avancées.

-Fisher et al. [1971] et McKenzie et Sclater [1971] proposent que la ride des Chagos-Laccadives et la partie méridionale du plateau des Mascareignes auraient formé une seule structure créée par volcanisme, entre l'Eocène inférieur (51 Ma) et l'Oligocène inférieur (35 Ma), le long d'une faille transformante majeure qui reliait la dorsale de Carlsberg et la ride sud est indienne (figure II-48). Ces deux structures se sont séparées à l'Oligocène inférieur par initiation du fonctionnement de la ride centrale indienne. Aucune hypothèse pour le mode de formation de la partie septentrionale du plateau des Mascareignes n'a été proposée. Par la suite, Sclater et Fisher [1974] et Norton et Sclater [1979] utilisent la direction de la ride des Chagos-Laccadives et de la partie méridionale du plateau des Mascareignes, ainsi que celle de la ride de Ninetyeast, pour déterminer le déplacement de l'Inde vers le nord, entre les époques des anomalies 34 et 18.

-Goslin et Patriat [1984] favorisent un mode de formation de la partie septentrionale du plateau des Mascareignes en deux temps. Sa partie occidentale se serait formée, peu avant l'époque de l'anomalie 34 (avant 83 Ma), pendant le début de la séparation entre l'Inde et Madagascar. Sa partie orientale se serait formée en même temps que la partie septentrionale de la ride des Chagos-Laccadives après un saut vers le nord de la dorsale du bassin des Mascareignes, à l'époque de l'anomalie 28 (64 Ma). Les bancs de Nazareth, de Cargados et de Carajos et le banc de Chagos auraient commencé à se former à l'Eocène moyen (anomalie 20; 43 Ma) sur les deux flancs du nouveau centre d'accrétion. Cependant, DeRibet [1989] a démontré que l'ouverture du bassin de Somalie Oriental a débuté à l'époque de l'anomalie 32 (73 Ma). Ceci implique une ouverture simultanée dans le bassin de Somalie Oriental et dans le bassin des Mascareignes, entre les époques de l'anomalie 28 (64 Ma) et de l'anomalie 32 (73 Ma), et exclut un éventuel saut de dorsale vers le nord. Il y aurait plutôt un transfert d'accrétion d'un axe à un autre.

-Patriat et Ségoufin [1988] suggèrent que la mise en place des traps du Deccan et l'ensemble de la ride des Chagos-Laccadives seraient liées au passage de la plaque indienne sur un point chaud situé actuellement sous l'île de la Réunion. Selon ces auteurs, l'époque de l'anomalie 18 (39 Ma) marquerait le passage de ce point chaud sous la plaque africaine. La partie méridionale du plateau des Mascareignes, orientée NNE-SSW, se serait formée par l'activité de ce point chaud à partir de cette époque. Le travail présenté par ces auteurs ne propose aucune hypothèse concernant la nature de la croûte ou le mode de formation de la partie septentrionale du plateau des Mascareignes. DeRibet [1989] propose une nature continentale de cette partie du plateau; d'après lui, il s'agirait d'une mini-plaque continentale qui s'étendrait du banc des Seychelles jusqu'au banc de Saya de Malha.

Si on considère que le plateau des Mascareignes, entre le banc des Seychelles et le banc de Saya de Malha est de nature continentale, il doit figurer dans la reconstitution initiale de l'océan Indien. Dans ce cas, la marge est malgache sera l'homologue de la marge SW du plateau des Mascareignes et la marge ouest indienne sera l'homologue de la marge NE de ce plateau. A notre avis, la linéarité des lignes de pente des marges orientale de Madagascar et occidentale de l'Inde est en faveur d'un assemblage initial entre l'Inde et Madagascar, sans la présence de la partie septentrionale du plateau des Mascareignes, comme l'ont admis Norton et Sclater [1979] et Lawver et al. [1985].

-La figure II-48 montre le modèle de formation et d'évolution de la ride des Chagos-Laccadives et de l'ensemble du plateau des Mascareignes, de Backman, Duncan et al. [1988]. Ces auteurs proposent que la formation de ces deux structures est liée à l'activité d'un point chaud situé actuellement sous l'île de la Réunion. Ils suggèrent que les traps du Deccan se seraient formés à l'époque de l'anomalie 29 (66 Ma); le soubassement des îles Laccadives et le banc de Saya de Malha, entre les époques de l'anomalie 29 (66 Ma) et de l'anomalie 24 (53 Ma); les Maldives, entre les époques de l'anomalie 24 (53 Ma) et de l'anomalie 21 (47 Ma); le banc de Chagos, entre

les époques de l'anomalie 21 (49 Ma) et de l'anomalie 13 (33 Ma). A l'anomalie 13, la dorsale centrale indienne serait située à l'aplomb du point chaud.

Dyment [1991] propose un modèle de formation et d'évolution de la ride des Chagos-Laccadives et du plateau des Mascareignes, proche de celui de Backman, Duncan et al. [1988]. Les âges de formation des structures sont différents. Cet auteur suggère que la formation des traps du Deccan et du banc de Saya de Malha se serait produite à l'époque de l'anomalie 29 (66 Ma). Il considère que ces deux structures sont homologues. La formation du soubassement des îles de Laccadives se place entre les époques de l'anomalie 29 (66 Ma) et de l'anomalie 27 (62 Ma). L'époque de l'anomalie 26 (58 Ma) marque la formation des structures homologues : le banc des Maldives et les bancs de Chagos, de Nazareth, de Cargados et de Carajos. Cette formation s'effectue sur les deux flancs d'une dorsale située à cette époque à l'aplomb du point chaud. A l'époque de l'anomalie 13, un saut de dorsale se produit vers le sud. Ce qui entraîne la séparation entre le banc de Chagos et le banc de Nazareth.

Dans notre travail, nous avons d'abord assuré une évolution cohérente entre les grandes plaques (l'Inde, l'Antarctique et l'Afrique), entre l'anomalie 20 (43 Ma) et l'époque de la réorganisation majeure, survenue au Crétacé moyen (90 Ma). Pour cela, nous avons utilisé les anomalies magnétiques des différents bassins impliqués et les principales zones de fracture (la fracture des Kerguelen et les fractures du bassin de Crozet, pour l'évolution entre l'Inde et l'Antarctique; et les fractures de Maurice et de Chagos pour l'évolution entre l'Inde et l'Afrique). Ensuite, nous avons intégré le plateau des Mascareignes dans nos reconstitutions en utilisant les anomalies magnétiques du bassin des Mascareignes et la zone de fracture de Wilshaw. Nos reconstitutions nous amènent à considérer le banc des Seychelles comme étant de nature continentale puisqu'il subsiste dans notre assemblage initial. Cependant, nous avons considéré le reste du plateau des Mascareignes et de la ride des Chagos-Laccadives comme de nature océanique. Leur formation serait probablement liée au fonctionnement de la dorsale centrale indienne, entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque de l'anomalie 20.

Le plateau de Madagascar et la ride de Conrad.

Le plateau de Madagascar est représenté sur la figure II-40. Il est situé au sud de l'île, entre les latitudes 26° et 36°S. Il sépare deux bassins océaniques profonds : le bassin du Mozambique à l'ouest, et le bassin de Madagascar à l'est. La bordure occidentale de ce plateau est linéaire, entre 26° et 32°S. Elle présente la même direction (NNE-SSW) que les zones de fracture situées dans la partie méridionale du bassin du Mozambique. Sa partie orientale est marquée par la présence d'un relief qui s'avance dans le bassin de Madagascar à la latitude 28°S. La bordure NE de ce relief, entre 26° et 28°S est orienté NW-SE; nous verrons qu'elle correspond à la direction de la séparation initiale entre Madagascar et l'Inde. La bordure SE de ce relief entre 28° et 32°S présente la même direction (NE-SW) que la fracture de Maurice située au sud de l'île de la Réunion; elle constituerait le prolongement vers le SE de cette fracture.

La ride de Conrad est située sur la plaque Antarctique, entre les latitudes 50° et 56°S et entre les longitudes 38° et 48°E (figure II-50). Elle comprend les monts sous marins de l'Ob et de la Lèna. Elle sépare deux bassins profonds : le bassin de Crozet au nord et le bassin d'Enderby au sud. Son flanc occidental, matérialisé par la ligne bathymétrique 3000 m, présente une direction NNE-SSW. Cette direction est similaire à la direction des zones de fracture situées dans le domaine septentrional du bassin d'Enderby.

Les cartes gravimétriques de Haxby et Hayes [1991] et de Sandwell et Smith [1992], montrent que les monts de l'Ob, de la Lèna et des Marion Dufresne présentent un alignement E-W intercalé entre deux fractures majeures : la fracture de Conrad à l'ouest et la fracture de Kerguelen à l'est. Ces monts constituent une frontière entre un

domaine nord avec des directions NNE-SSW (il s'agit des fractures du bassin de Crozet) et un domaine sud avec des directions NNE-SSW, au nord de la ride de Gunnerus qui deviennent ENE-WSW juste au sud de ces monts.

Le plateau de Madagascar a d'abord été considéré comme l'extension vers le sud de Madagascar [Heezen et Tharp, 1966; Laughton et al., 1970]. Les forages DSDP-246 et 247 [Schlich, Simpson et al., 1974] effectués sur sa partie méridionale n'ont pas atteint le substratum. Goslin [1981] a proposé une subdivision de ce plateau en deux domaines distincts. En effet, le calcul de la profondeur du Moho à partir des profils de sismique réfraction a montré que l'épaisseur de la croûte variait du sud vers le nord. Dans le domaine sud du plateau, au sud de 32°S, le Moho est situé à 14 km [Recq et al., 1979]. Dans le domaine sud, entre 32° et 30°S, il est situé à une profondeur de 22 à 26 km [Recq et al., 1979; Goslin, 1981]. En raison de l'absence de profils de sismique réfraction au nord de 30°S, la profondeur du Moho n'est actuellement pas connue. Ainsi, seule la partie méridionale (au sud de 32°S) présenterait un caractère proche de celui d'une croûte océanique.

Différentes solutions concernant le mode de formation du plateau de Madagascar et de la ride de Conrad, inspirées par des reconstructions cinématiques, ont été proposées :

-Nous avons déjà mentionné que Martin et Hartnady [1986] suggèrent que l'alignement du plateau de Madagascar avec les rides de Del-Cano, de Conrad et de Gunnerus laisse supposer que leur formation est liée à l'activité du point chaud de Prince Edward.

-Goslin [1981] et Goslin et Patriat [1984], à partir de reconstitutions cinématiques entre l'Antarctique et l'Afrique, considèrent le plateau de Crozet comme l'homologue de la partie méridionale du plateau de Madagascar. D'après ces auteurs, ces deux structures se seraient formées à la faveur d'un ralentissement de l'ouverture de la dorsale sud ouest indienne à l'époque de l'anomalie 24 (53 Ma). Ils suggèrent aussi que la ride de Conrad serait de nature océanique. Elle se serait formée lors d'un épisode de volcanisme anormal dû à un saut vers le nord de l'axe d'accrétion entre l'Inde et l'Antarctique, à l'époque de l'anomalie 33 (76 Ma).

Le plateau de Crozet montre une orientation générale E-W (figure II-50). Sa partie occidentale correspond à la ride de Del-Cano. Sa partie orientale correspond aux îles et au banc de Crozet. Les reconstitutions cinématiques entre l'Antarctique et l'Afrique [Royer et al., 1988; ce travail], contraintes davantage par les anomalies magnétiques et les zones de fracture que celles de Goslin et Patriat [1984], entre les époques des anomalies 34 (83 Ma) et 20 (43 Ma), montrent que la formation de la ride de Del-cano et de la partie méridionale du plateau de Madagascar s'est produite à l'axe de la dorsale sud ouest indienne, mais à des âges différents. La ride de Del-Cano se serait formée après l'époque de l'anomalie 20. La partie méridionale du plateau de Madagascar se serait formée avant l'époque de l'anomalie 32 (73 Ma). Ces reconstitutions montrent aussi que les îles et les bancs de Crozet se sont formés au niveau du point triple du système Antarctique-Afrique-Inde entre les époques de l'anomalie 32 et de l'anomalie 31 (69 Ma). Par conséquent, la partie méridionale du plateau de Madagascar et le plateau de Crozet ne peuvent être considérés comme homologues. D'autre part, Patriat et al. [1985] ont identifié des anomalies magnétiques 34 au nord et à l'ouest des monts de l'Ob et de la Lèna. L'âge de formation de la ride de Conrad serait donc antérieur à l'époque de l'anomalie 34.

L'évolution cinématique entre l'Antarctique et l'Afrique que nous proposons dans ce travail, nous conduit à considérer que la partie méridionale du plateau de Madagascar et la ride de Conrad sont homologues et de nature océanique. Leur formation serait liée au début du fonctionnement du point triple du système Afrique-Antarctique-Inde, à l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen (90 Ma).

Nous verrons que le début de fonctionnement de ce point triple coïncide avec le début de la séparation entre l'Inde et Madagascar, et avec un saut de la dorsale sud ouest indienne vers le nord survenus à cette époque. La séparation définitive entre ces deux structures se serait produite à l'époque de l'anomalie 32. Les flancs occidentaux de la partie méridionale du plateau de Madagascar et de la ride de Conrad, matérialisés par les lignes bathymétriques 3000 m, sont orientés NNE-SSW, direction identique à celles des zones de fracture situées dans la partie méridionale du bassin du Mozambique et dans le bassin d'Enderby. La direction de ces flancs constituent une contrainte supplémentaire pour l'étude de l'évolution de la ride sud ouest indienne.

Les reconstitutions initiales entre l'Antarctique, l'Afrique et Madagascar de Norton et Sclater [1979], de Lawver et Scotese [1987], et celle issue de ce travail montrent une grande lacune au sud de Madagascar. Cette lacune est comblée par la partie septentrionale du plateau de Madagascar. Ces reconstitutions impliquent donc que cette partie du plateau est de nature continentale. Cependant, la limite entre cette partie et la partie océanique méridionale de ce plateau reste incertaine. Elle diffère suivant les auteurs.

3.3.3 - Autres structures et rides de l'océan Indien

Le plateau des Aiguilles

Le plateau des Aiguilles est situé au SE de l'Afrique du Sud. Il est montré sur la figure II-40. Sa longueur est d'environ 700 km et sa largeur de 400 km. Son flanc SE est caractérisé par la présence d'un escarpement abrupt, de direction NE-SW. Cet escarpement se prolonge vers le SW par la fracture des Aiguilles (appelée fracture AA' par Martin et Hartnady [1986]). La profondeur du Moho, estimée à 21 km par Graham et Hales [1965], ne permet pas d'attribuer une nature océanique ou continentale à ce plateau.

La partie méridionale du plateau des Aiguilles :

Tucholke et al. [1981], à partir de l'interprétation des profils de sismique réfraction, suggèrent une origine continentale de la partie méridionale du plateau des Aiguilles. Elle aurait été injectée tardivement par des intrusions basaltiques.

Les études pétrologiques menées par Allen et Tucholke [1981] sur des gneiss quartzofeldspatiques dragués dans cette région, montrent qu'ils présentent des affinités de roches continentales. La nature continentale de la partie méridionale du plateau des Aiguilles est admise dans la totalité des travaux actuels.

La partie septentrionale du plateau des Aiguilles :

Le Pichon et Hayes [1971], Francheteau et Le Pichon [1972] et Rabinowitz et LaBrecque [1979], à partir de reconstitutions cinématiques entre l'Afrique, l'Amérique du Sud et le plateau des Aiguilles, proposent une origine océanique pour cette partie du plateau, puisqu'elle chevauche le plateau des Falkland reconnu comme étant de nature continentale [Barker, Dalziel et al., 1977].

Pour l'évolution mésozoïque du plateau des Aiguilles, nous avons emprunté le modèle de Martin et al. [1982b] qui est proche de celui de Tucholke et al. [1981]. Ces auteurs estiment que la séparation entre le plateau des Aiguilles et la ride du Mozambique a commencé dès le début de l'ouverture de la vallée de Natal. La ride du Mozambique serait restée attachée à l'Afrique, alors que le plateau des Aiguilles aurait accompagné le mouvement du plateau des Falkland jusqu'à sa position actuelle, soit avec la même vitesse [Martin et Hartnady, 1986], soit avec un ralentissement entre

l'époque de l'anomalie M0 (119 Ma) et l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen [Martin et al., 1982b]. D'après ces auteurs, la formation de la partie septentrionale du plateau des Aiguilles aurait eu lieu à l'axe d'une dorsale active pendant une période de volcanisme, entre 90 et 98 Ma.

La ride de Ninetyeast

La ride de Ninetyeast s'étend sur 5000 km entre 9°N et 31°S, et marque la limite entre l'océan Indien Occidental et Oriental (figure II-51). Elle montre une direction N-S. Au nord, elle disparaît sous les sédiments de la baie du Bengal. Au sud, elle se termine à l'ouest de la ride de Broken. Sa largeur varie entre 100 et 250 km. A 15°S, on note la présence d'un relief qui s'avance dans le bassin Central Indien : le plateau Osborn. Cette ride est bordée à l'est par une zone de fracture de même direction, qui s'étend sur un millier de kilomètres. Elle correspond à une frontière transformante qui reliait les axes d'accrétion qui fonctionnait entre l'Inde et l'Australie et entre l'Inde et l'Antarctique, entre l'anomalie 34 et l'anomalie 20. L'âge de la croûte océanique de part et d'autre de cette ride est hypothétique puisque on ne dispose pas d'identifications d'anomalies magnétiques.

Plusieurs hypothèses concernant son mode de formation ont été proposées :

Le Pichon et Heirtzler [1968], supposent que c'est le résultat de la convergence de deux plaques en mouvement vers le nord : les plaques indienne et australienne.

Sclater et Fisher [1974] l'interprètent comme une faille transformante avec une faible composante d'extension : "leaky transform fault". Une accumulation volcanique se serait produite à la jonction de l'axe d'ouverture entre l'Inde et l'Antarctique et de la faille transformante située juste à l'est de cette ride, qui reliait l'axe d'accrétion responsable de la formation du bassin de Crozet et du bassin Central Indien et l'axe d'accrétion du bassin de Wharton, entre les époques de l'anomalie 34 (83 Ma) et de l'anomalie 20 (43 Ma).

Les études pétrologiques et géochimiques menées sur les basaltes forés le long de la ride de Ninetyeast (forages DSDP-214, 216, 217 et 253 [Davies, Luyendyk et al., 1974] et forages ODP-756, 757 et 758 [Pierce, Weissel et al., 1989], montrent qu'ils se sont créés à une paléolatitude constante (= 50°S), qui est proche de la latitude actuelle des îles d'Amsterdam et de St. Paul. Les âges attribués à ces basaltes sont décroissants du nord vers le sud : 82 à 80 Ma (site 217 et 758); >65 Ma (site 216); 58 Ma (site 214); >58 Ma (site 757); >44 Ma (site 253) et 43 Ma (site 756). Ces observations conduisent Luyendyk et Rennick [1977], Duncan [1981], Royer et Sandwell [1989] et Royer et Coffin [1992] à proposer une formation de la ride de Ninetyeast due à l'activité d'un point chaud. Il se situerait actuellement sous les îles Amsterdam et St. Paul. Selon Royer et Sandwell [1989], ce point chaud aurait migré vers l'ouest par rapport à l'Australie, entre les époques de l'anomalie 34 (83 Ma) et de l'anomalie 24 (53 Ma), avec un taux de 14 km/Ma. La migration du point chaud permet à ces auteurs de maintenir la linéarité de la ride de Ninetyeast dans leur modèle d'évolution du système Inde-Antarctique-Australie.

La ride de Ninetyeast montre la même direction que la zone de fracture orientée N-S située dans le bassin de Wharton, juste à l'est de cette ride. Par conséquent, dans notre travail, nous l'utiliserons comme une frontière transformante majeure qui sépareit l'axe d'accrétion qui fonctionnait entre l'Inde et l'Antarctique et celui du bassin de Wharton, entre les époques de l'anomalie 34 et de l'anomalie 20.

Le plateau de Crozet

Le plateau de Crozet est situé au nord de la ride de Conrad (figure II-50). Il présente une direction générale E-W. Ce plateau est divisé en deux parties : la partie orientale comprend les îles et le banc de Crozet; cette partie est limitée au nord et au sud par les linéations magnétiques 31 et 32. La partie occidentale comprend la ride de Del-Cano; au nord et au sud de cette partie, les linéations magnétiques ne sont pas très bien définies. La profondeur du Moho sous le plateau de Crozet est calculée à 17,5 km [Goslin et al., 1981]. La nature de la croûte est considérée comme océanique. Nous rappelons que Goslin [1981] suggère que le plateau de Crozet constitue l'homologue de la partie méridionale du plateau de Madagascar; cette hypothèse est infirmée par nos reconstitutions cinématiques qui montrent clairement que l'homologue de la partie méridionale du plateau de Madagascar est la ride de Conrad.

Dans notre modèle cinématique, nous avons lié la formation de la partie occidentale du plateau de Crozet (la ride de Del-Cano) à des sauts de la dorsale sud ouest indienne, entre les époques de l'anomalie 24 (53 Ma) et de l'anomalie 32 (73 Ma). Le banc de Crozet se serait formé à l'axe de la dorsale sud est indienne, au voisinage du point triple du système Afrique-Antarctique-Inde, entre les époques de l'anomalie 32 et de l'anomalie 31.

3.4 - Conclusion

A partir de la revue des travaux effectués sur les rides asismiques de l'océan Indien, ressortent les deux points suivants :

-Seuls, le plateau des Aiguilles, le banc des Seychelles et la ride du Mozambique seraient de nature continentale. Les autres rides asismiques de l'océan Indien seraient de nature océanique.

-La topographie anormale et allongée de ces structures les a fait assimiler souvent à des points chauds situés dans le manteau. Cependant ces structures ont pris naissance à des endroits qui, à un moment de l'histoire de l'évolution de l'océan Indien, correspondaient à des zones de frontière entre plaques majeures (entre l'Inde et l'Australie, pour la ride de Ninetyeast; entre Inde-Antarctique-Australie, pour le plateau des Kerguelen et la ride de Broken; et entre Afrique, Antarctique et Inde, pour la ride de Conrad et la partie méridionale du plateau de Madagascar) ou des zones de frontière entre une plaque majeure et une plaque secondaire (frontière de second ordre) (entre l'Inde et les Seychelles, pour la ride de Chagos-Laccadives et le plateau des Mascareignes). La formation de ces structures seraient par conséquent intimement liée aux mouvements relatifs entre plaques constituant l'océan Indien, pendant des périodes particulières de l'évolution de cet océan.

TROISIEME PARTIE

LE MODELE CINEMATIQUE **PROPOSE**

Chapitre I : Démarche, méthode et données utilisées

Chapitre 1

1 - Démarche, méthode et données utilisées

1.1 - La démarche suivie

La démarche que nous avons utilisée pour établir notre modèle d'évolution cinématique se divise en deux étapes. Ces deux étapes font appel à des cadres de travail et à des échelles de temps différents.

1.1.1 - La première étape : les plaques majeures

La première étape consiste à traiter l'ensemble des plaques majeures de l'océan Indien à des intervalles de temps d'une quarantaine de millions d'années. Les époques choisies pour réaliser nos reconstitutions cinématiques lors de cette étape correspondent à des périodes particulières de l'histoire de l'évolution de l'océan Indien. Ces époques sont l'anomalie 20 (43 Ma), l'anomalie 34 (83 Ma), l'anomalie M0 (119 Ma) et l'époque de la reconstitution initiale. Nous expliquerons dans le paragraphe ci-dessous (1-5) les raisons pour lesquelles ces périodes particulières ont été sélectionnées.

Cette première étape permet d'établir le cadre cinématique qui respecte en premier lieu les contraintes fondamentales auxquelles nous serons liées pendant toute notre étude de l'évolution cinématique de l'océan Indien. Ces contraintes correspondent principalement aux directions des zones de fracture qui ont fonctionné entre deux plaques pendant une période donnée.

La reconstitution à l'époque de l'anomalie 20 (43 Ma)

Pour la reconstitution à l'époque de l'anomalie 20, nous avons utilisé comme contraintes principales les directions de l'ensemble des zones de fracture qui décalent les axes d'accrétion des trois dorsales de l'océan Indien : la ride sud ouest indienne, la ride centrale indienne et la ride sud est indienne.

La reconstitution à l'époque de l'anomalie 34 (83 Ma)

La carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992] réalisée à partir de données altimétriques SEASAT, GEOSAT et ERS1, nous a convaincu que la direction d'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique a subi un changement important, entre l'époque de l'anomalie 32 (73 Ma) et l'époque de l'anomalie 24-20 [53-43 Ma; hypothèse de Royer et al., 1988 et Patriat et al., 1985]. Nous avons donc considéré que la reconstitution à l'époque de l'anomalie 34 entre l'Antarctique et l'Afrique de Royer et al. [1988] était satisfaisante. Nous l'avons utilisée dans ce travail.

La reconstitution du système Inde-Antarctique-Afrique à l'époque de l'anomalie 34 est contrainte essentiellement par la direction des zones de fracture des Kerguelen.

La reconstitution du système Inde-Australie-Antarctique est contrainte par la direction des zones de fracture N-S du bassin de Wharton pour Inde-Australie, en particulier la ride de Ninetyeast, et le mouvement transformant entre la marge de Tasmanie et la marge de l'Antarctique, au niveau de la Terre de George V.

La reconstitution à l'époque de l'anomalie M0 (119 Ma)

La reconstitution de l'Antarctique par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0 est contrainte par la direction des zones de fracture qui ont fonctionné pendant la période magnétique calme. Ce sont les zones de fracture du Mozambique, de Madagascar, des Aiguilles, du côté de l'Afrique, et les zones de fracture de Conrad et d'Astrid, du côté de l'Antarctique.

La position de l'Inde par rapport à Madagascar est contrainte par l'assemblage morphologique des marges homologues de ces deux continents.

La position de l'Inde et de Madagascar par rapport à l'Afrique est fondée sur la direction de la zone de fracture de Davie.

Enfin, la reconstitution du système Australie-Inde-Antarctique est contrainte par la direction des grandes zones de fracture situées sur la marge occidentale de l'Australie: les fractures de Cape-Range, de Cuvier-Wallaby et du Naturaliste.

La reconstitution initiale

Les contraintes utilisées pour réaliser l'assemblage initial des différents continents péri-indiens dans le Gondwana ont été développées dans la deuxième partie (chapitre I.1). Ces contraintes sont l'assemblage morphologique entre marges homologues de deux continents et les directions de séparation initiale entre ces deux continents.

Il faut noter que les reconstitutions auxquelles on aboutit à la fin de cette première étape fournissent le cadre du raisonnement qui nous amènera à tester les différentes hypothèses qui déboucheront sur la deuxième étape.

1.1.2 - La deuxième étape : les mouvements relatifs

La deuxième étape consiste à reprendre le modèle d'évolution provisoire issue de la première étape, mais à une échelle de temps et d'espace plus réduite que dans la première étape :

En ce qui concerne l'échelle de temps, l'intervalle entre les différentes reconstitutions est de l'ordre de la dizaine de millions d'années. Nous avons repris les mêmes époques que dans le premier modèle, auxquelles nous avons ajouté des époques intermédiaires. Nous avons donc réalisé des reconstitutions aux époques suivantes : anomalies 20 (43 Ma), 24 (53 Ma), 28 (64 Ma), 32 (73 Ma), 34 (83 Ma), l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen (90-93 Ma), anomalies M0 (119 Ma), M10 (130 Ma), M22 (152 Ma), l'époque de la réorganisation majeure du Jurassique moyen-supérieur (170 Ma), et enfin la reconstitution initiale. Nous expliquerons dans le paragraphe suivant (1.5) les raisons pour lesquelles ces époques ont été choisies.

En ce qui concerne l'échelle dans l'espace, nous avons porté plus d'intérêt à la reconstitution entre les plaques deux à deux, pour préciser les mouvements relatifs à une époque donnée, mais sans perdre de vue les contraintes fondamentales que nous nous sommes fixés dans la première étape, et la cohérence de l'évolution de l'ensemble de l'océan Indien.

Pour la reconstitution entre deux plaques à une époque donnée, nous avons fait appel à toutes les données dont nous disposons sur les bassins océaniques concernés :

données géophysiques (anomalies magnétiques); données structurales (zones de fracture, accidents structuraux et morphologiques et les reliefs anormaux qui caractérisent certains bassins). Pour chaque époque, nous avons réalisé plusieurs reconstitutions entre couples de plaques. Nous avons retenu la reconstitution qui satisfait au mieux tant les données géophysiques (superposition des anomalies magnétiques), que les données géologiques (direction des zones de fracture). Ensuite, nous nous sommes assurés que les reconstitutions entre couples de plaques répondent à une cohérence d'ensemble.

Il est important de noter ici que, s'il est relativement facile d'obtenir une bonne reconstitution entre deux plaques qui satisfasse un maximum de données pour une situation définie, la recherche de la cohérence de l'évolution de l'ensemble reste un travail délicat à réaliser. En principe, dans un modèle cinématique où tous les éléments doivent s'imbriquer suivant une succession logique, on ne peut pas modifier un élément donné sans s'attaquer à l'ensemble des reconstitutions.

Nous avons porté notre attention aussi sur les reliefs anormaux qui caractérisent certains bassins océaniques de l'océan Indien tels que le plateau des Kerguelen, la ride de Broken, le plateau des Mascareignes, la ride de Chagos-Laccadives, la ride du Mozambique, le plateau de Madagascar,... Nous avons traité leur évolution au même temps que celles des plaques majeures, en utilisant les anomalies magnétiques et les zones de fracture des bassins adjacents. Réciproquement, nous avons utilisé des critères fournis par des reliefs anormaux considérés comme homologues (âges de formation, directions structurales,...), pour mieux contraindre l'évolution des deux plaques qui les portent.

1.1.3 - Choix du point de départ

La densité et la qualité des données bathymétriques et magnétiques dans l'océan Indien sont assez inégales. Les stades les mieux documentés sont ceux qui correspondent aux périodes les plus récentes. En remontant le temps, vers l'époque de la première accréation océanique, ces données deviennent éparses et plus incertaines. La démarche utilisée pour commenter les principaux stades d'évolution, consiste donc à considérer un stade récent, mieux contraint, qui servira d'assise et de contrôle supplémentaire pour le stade antérieur.

Le choix du point de départ a été sélectionné dans l'optique d'avoir une situation dans laquelle l'océan Indien commencerait déjà, à s'inscrire dans le cadre de sa configuration actuelle. Ceci, s'est produit juste après la dernière période de réorganisation majeure survenue à l'Eocène moyen [Royer et Sandwell, 1989; Patriat et Ségoufin, 1988; Besse et Courtillot, 1988], provoquée probablement par le début de la collision de l'Inde et de l'Eurasie [Molnar et Tapponier, 1975; 1977; Tapponier et al., 1981; Patriat et Achache, 1984].

La limite supérieure de cette période, c'est-à-dire, l'époque de l'anomalie 18 (40 Ma), pourrait être un point de départ logique pour établir notre modèle d'évolution. Cependant, l'absence d'identifications de cette anomalie à l'ouest de 35°E sur les deux flancs de la ride sud ouest indienne, de même que les reconstitutions entre l'Inde, l'Antarctique et l'Afrique [Patriat et Ségoufin, 1988] et entre l'Inde, l'Antarctique et l'Australie [Royer et Sandwell, 1989] sujettes à réserve par les auteurs eux-mêmes, rendent ce stade inadéquat.

Nous avons donc choisi de partir de la situation à l'époque de l'anomalie 20 pour discuter l'évolution de l'océan Indien depuis son origine.

1.2 - La méthode utilisée

Une carte de reconstitution cinématique est une représentation de la position relative des plaques les unes par rapport aux autres à une époque donnée. On choisit arbitrairement une plaque fixe et on fait subir à chacune des autres plaques les mouvements qui les amènent de leur position naturelle à la position qu'elles occupaient à l'époque considérée, par rapport à la plaque fixe. Les coordonnées géographiques des plaques mobiles sont donc modifiées par les rotations correspondantes.

Le théorème d'Euler indique que le mouvement relatif d'une calotte rigide (plaque lithosphérique) à la surface d'une sphère, par rapport à une autre restée fixe, peut être décrit par une rotation dont l'axe passe par le centre de la sphère. L'axe de rotation (axe eulérien) perce la sphère en deux points qui sont les pôles de rotation (ou pôles eulériens). Lors de la rotation, le déplacement des points de la calotte rigide se fait le long des parallèles eulériens. Le mouvement d'une paire de plaques peut être décrit par des pôles et des angles de rotation.

Pour calculer les paramètres d'une rotation (latitude, longitude, amplitude angulaire), nous avons utilisé la méthode de Bonnin [1978] : il suffit de disposer d'un contour situé sur la plaque fixe qui, à l'époque considérée, coïncidait avec un autre contour situé sur la plaque mobile. Ces deux contours (fixe et mobile) peuvent être, par exemple, des contours d'anomalies magnétiques homologues, ou des portions homologues de zones de fracture, ou encore un couple de structures anormales homologues de l'océan. La rotation qui permet de superposer au mieux ces deux contours à l'époque considérée, peut se décomposer en deux rotations :

-La première rotation superpose un point du contour situé sur la plaque mobile sur un point du contour situé sur la plaque fixe. Nous considérons donc que ces deux points n'ont constitué qu'un seul et même point à l'époque considérée. Ces deux points peuvent être, par exemple, des points d'intersection entre une isochrone et une faille transformante.

-La deuxième rotation s'effectue autour du point commun reconstitué et pris comme pôle de rotation. Il suffit alors de trouver l'angle qui superpose au mieux les deux contours fixe et mobile.

La rotation recherchée est le produit des deux rotations successives. La validité de la reconstitution ainsi obtenue est appréciée à l'oeil : superposition des anomalies magnétiques, superposition de deux portions homologues de failles transformantes qui décalent l'axe de la dorsale à l'époque considérée.

La méthode de Bonnin [1978], permet de tenir compte de contraintes géologiques qui ne rentrent pas forcément dans le calcul des paramètres d'une rotation. De ce fait, elle diffère des autres méthodes, plus mathématiques, de Pilger [1978] ou Hellinger [1981]. Ces méthodes cherchent à tester uniquement par le calcul, la meilleure superposition d'une série de point ou de contours.

La méthode de Bonnin [1978] nous permet aussi de calculer les paramètres de la rotation qui amène, par rapport à une plaque fixe, une plaque mobile de sa position à une époque donnée à sa position à l'époque suivante. Cette rotation décrit des petits cercles dont certaines portions représenteront les trajectoires suivies par la plaque mobile pendant l'intervalle de temps considéré.

Une autre technique a été utilisée pour déterminer les paramètres d'une rotation, à une époque donnée : lorsque plusieurs failles transformantes dans un bassin sont connues avec suffisamment de précision (c'est le cas par exemple des failles transformantes qui décalent les rides médio-océaniques de l'océan Indien, pointées à partir des données altimétriques GEOSAT, SEASAT et ERS1, entre l'époque de

l'anomalie 20 et l'Actuel) on peut alors calculer la latitude et la longitude du pôle de rotation par la méthode des moindres carrées. L'amplitude angulaire de ce pôle de rotation est déterminée en superposant les isochrones homologues de l'époque considérée.

Tous les programmes utilisés pour établir nos reconstitutions cinématiques ont été écrit par Paul Beuzart, de l'IFREMER (DRO/GM).

1.3 - Les données utilisées

Les données utilisées dans ce travail sont très diverses : données bathymétriques, données gravimétriques, données magnétiques, données altimétriques, et d'autres données d'origines variées. Toutes ces données ont été compilées, puis digitalisées, avant qu'elles soient introduites dans les reconstitutions. Elles sont montrées sur la planche I (voir la fin de l'annexe).

1.3.1 - Les données bathymétriques

Les données bathymétriques sont nécessaires pour connaître la morphologie des marges continentales et des structures anormales (rides, plateaux). Elles nous ont servi, en même temps que les cartes altimétriques, pour pointer les directions des principales zones de fracture de l'océan Indien. Les cartes que nous avons utilisées sont essentiellement les cartes GEBCO.

D'autres documents bathymétriques publiés dans des travaux antérieurs ont été aussi utilisés. Il s'agit de documents qui ne couvrent que de petites zones de l'océan Indien, mais avec plus de détail. Ce détail peut être parfois précieux pour déterminer la morphologie de façon précise d'une zone de fracture par exemple [Fisher et Sclater, 1983], ou d'une structure anormale telle que le plateau des Kerguelen [Schlich et al., 1987].

1.3.2 - Les données magnétiques

Les identifications des anomalies magnétiques utilisées dans ce travail proviennent de sources très variées :

-Les identifications des anomalies magnétiques 34, 32, 24, 20, du système Inde-Antarctique-Afrique ont été fournies par P. Patriat (IPG Paris), sous forme numérique. Nous avons complété ce pointage en utilisant les compilations de Royer et al. [1988] et de Patriat et Ségoufin [1988].

-Les identifications des anomalies magnétiques 34, 32, 28, 24 et 20, du système Inde-Australie-Antarctique ont été pointées à partir de la compilation de Royer et Sandwell [1989].

-Les identifications des anomalies magnétiques mésozoïques : dans le bassin de Somalie Occidentale, elles sont empruntées à Ségoufin et Patriat [1980] et Cochran [1988]; dans le bassin du Mozambique, elles proviennent des travaux de Ségoufin [1978, 1981]; dans le bassin d'Enderby, elles proviennent des travaux de Bergh [1977, 1987]; enfin, dans les bassins situés à l'ouest de l'Australie, elles sont pointées à partir de la compilation de Powell et al. [1988].

-Les identifications des anomalies magnétiques de part et d'autres de la ride centrale indienne, au nord de 10°S, ainsi que celles du bassin des Mascareignes, sont pointées à partir de la compilation de Dymant [1991] et DeRibet [1989].

La précision du positionnement géographique des anomalies magnétiques est assez inégale. Une première catégorie d'identifications a été fournie par P. Patriat. Une deuxième catégorie a été digitalisée à partir de documents publiés à grande échelle dans les travaux antérieurs. Ces documents montrent le tracé des profils le long des routes [Royer et al., 1988]. Une troisième catégorie a été pointée à partir de l'agrandissement de documents déjà publiés [Royer et Sandwell, 1989; Powell et al., 1988].

La première et la deuxième catégorie d'identifications des anomalies magnétiques présentent un positionnement géographique précis, tandis que la troisième l'est moins. Nous pensons que l'imprécision des identifications pointées à partir de l'agrandissement de documents publiés aboutit à une dispersion autour des isochrones reconstituées. Celles ci sont lissées et l'amélioration de la précision ne peut guère modifier leur position moyenne.

Nous rappelons que les échelles des inversions magnétiques utilisées dans ce travail, sont celles de Cande et Kent [1992] pour les époques postérieures à l'anomalie 34, et celle de Kent et Gradstein [1986] pour les époques mésozoïques.

1.3.3 - Les données altimétriques

Dans un premier temps, nous avons utilisé des documents altimétriques publiés dans les travaux antérieurs : les cartes de la déflexion de la verticale établies à partir des données altimétriques du satellite GEOSAT dans l'océan Indien de Royer et al. [1989,1990]. Ces cartes montrent des profils tracés le long des routes du satellite.

A partir de ces documents, nous avons pointé les maxima et les minima associés aux principales zones de fracture telles que la fracture des Kerguelen, la fracture d'Astrid et les fractures majeures situées au SE de l'Australie. Cependant, le pointage des zones de fracture dans d'autres régions de l'océan Indien à partir de ces cartes est très difficile, à cause de l'échelle à laquelle elles ont été publiées. Nous avons tout d'abord fait confiance au pointage de Royer et al. [1989, 1990] pour édifier un modèle provisoire de l'évolution de l'océan Indien.

D'autre part, nous avons disposé de cartes des ondulations du géoïde de courtes longueurs d'onde des satellites GEOSAT et SEASAT, établies spécifiquement pour cette étude, en collaboration avec l'équipe spécialisée de l'Université de Bretagne Occidentale (L. Gilg-Capar, D. Aslanian, M. Maia et J. Goslin). Ces cartes montrent également le tracé des profils altimétriques filtrés le long des routes du satellite. Elles couvrent la totalité de l'océan Indien entre 72°S et 30°N et entre 10°W et 160°E.

Enfin, nous avons disposé récemment de la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992]. Cette carte a été réalisée à partir de données altimétriques des satellites GEOSAT, SEASAT et ERS1, au Sud de 30°S; ces données ont été déclassifiées en Mai 1992. La particularité que représente cette carte provient d'un maillage très fin des profils altimétriques (3 km à 30°S) ce qui permet de suivre les directions des zones de fracture de manière très précise. Par conséquent, nous avons affiné le pointage altimétrique réalisé auparavant et nous avons complété le pointage dans certaines régions.

Alors, nous avons retouché notre modèle d'évolution pour qu'il présente une cohérence avec les directions des zones de fracture, tracées en utilisant ce nouveau pointage.

Il faut noter que nous avons utilisé d'autres cartes gravimétriques, établies à partir des données SEASAT [Haxby, 1987] ou des données SEASAT et GEOSAT [Haxby et Hayes, 1991; Marks et McAdoo, 1992].

1.3.4 - Divers

D'autres données ont été aussi utilisées. Il s'agit de données digitalisées à partir de documents publiés dans les travaux antérieurs, par exemple : la géologie des continents bordant l'océan Indien (limites du socle; limites de bassins, directions structurales, et volcanisme). Ces données nous ont été utiles pour discuter notre reconstitution initiale.

1.4 - La notion de phases cinématiques

Les études cinématiques fondées sur les anomalies magnétiques ([Cande et al., 1988] pour l'Atlantique Sud, Roest et al., [1992] pour l'Atlantique Central; [Cande et Kent, 1992] pour l'océan Indien Oriental, et [Patriat et Ségoufin, 1988] dans l'océan Indien autour du point triple de Rodriguez) modélisent l'évolution entre un couple de plaques par plusieurs rotations. Ces auteurs admettent donc un changement continu de la position du pôle de mouvement relatif pendant l'évolution du couple de plaques considéré. Dans ce travail, ce que l'on entend par la notion de phase cinématique admet en fait une stabilité, de l'ordre de la dizaine de millions d'années, dans la position des pôles de mouvements relatifs. Cette hypothèse doit se vérifier d'abord, dans les périodes récentes de l'évolution d'une dorsale avant qu'elle soit appliquée aux périodes anciennes. Le travail de Gibert et al. [1988] en Atlantique Sud a été mené dans cet objectif. Ces auteurs ont démontré, à partir d'une étude statistique approfondie portant sur 22 zones de fracture, réparties régulièrement dans l'Atlantique Central et Sud entre 12°S et 47°S, et pointées à partir des données altimétriques SEASAT de courtes longueurs d'onde, que l'évolution entre l'Amérique du Sud et l'Afrique peut être modélisée par une seule rotation, pour la période comprise entre l'Actuel et 35 Ma. Une meilleure modélisation se fait lorsqu'ils ajustent deux pôles différents pour deux sous ensembles de ces 22 zones de fracture : les zones de fracture situées au nord de la fracture de Tristan da Cunha, et celles situées au sud. Ils mettent alors en évidence une différence sensible des directions des zones de fracture situées au nord et au sud de l'Atlantique Sud. La quantité de mouvement différentiel est de l'ordre de 25 km pour les derniers 35 millions d'années, qu'ils expliquent par une déformation intraplaque diffuse répartie dans l'ensemble de l'Atlantique Sud, ou par un découplage au niveau de la fracture de Tristan da Cunha.

Le résultat de ces auteurs justifie l'approximation que nous utilisons dans ce travail et qui consiste à modéliser l'évolution entre deux plaques par une seule rotation pour une période de temps de 10 à 20 millions d'années, en tenant compte de la déformation intraplaque. Cette période de temps se situe généralement entre deux réorganisations qui se sont produites à l'échelle de l'océan Indien ou à l'échelle du globe. L'approximation utilisée n'exclut pas des réajustements de second ordre de portée plus régionale.

Dans le chapitre 2 de la 2^{ème} partie, nous avons vu que les trajectoires synthétiques de la rotation finie entre l'Antarctique et l'Inde pour la période anomalie 20-Actuel de Patriat et Ségoufin [1988] et celles calculées à partir de ce travail, ne montrent pas de grandes différences, sauf à l'approche de l'isochrone 20. Cette divergence est liée au fait que ces auteurs s'intéressent au détail du mouvement entre ces deux plaques, lors de la période de réorganisation de l'époque de l'anomalie 20-18.

1.5 - Les époques de reconstitutions choisies

Les reconstitutions qu'on a choisie de présenter dans ce travail correspondent à des époques particulières de l'évolution de l'océan Indien. Nous ne présenterons ici que les principaux événements enregistrés pendant ces époques et rencontrés dans la littérature. L'âge de certains événements sera remis en question dans ce travail.

-L'anomalie 20 (43 Ma; Eocène moyen) correspond à l'époque de la dernière réorganisation majeure, survenue à l'échelle de l'océan Indien. C'est à partir de cette époque que les dorsales de cet océan acquièrent leur configuration actuelle. Cette réorganisation serait liée probablement au début de la collision de l'Inde contre l'Eurasie. Elle se traduit, dans l'océan Indien, par l'arrêt de l'ouverture du bassin de Wharton, la jonction entre les axes d'accrétion qui fonctionnaient d'une part dans le bassin de Wharton et d'autre part entre l'Australie et l'Antarctique, l'accélération de l'ouverture entre l'Australie et l'Antarctique, et le ralentissement de la dérive de l'Inde vers le nord.

-L'anomalie 24 (53 Ma; Eocène inférieur) correspond à la fin du changement de direction d'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique proposé par Royer et al. [1988] et Patriat et al. [1985].

-L'anomalie 28 [64 Ma; Paléocène inférieur) correspond approximativement à l'arrêt de l'accrétion dans le bassin des Mascareignes [DeRibet, 1989; Dymont, 1991]. Selon Backman, Duncan et al. [1988] et Dymont [1991], cette époque marque aussi le début de formation du plateau des Mascareignes par un point chaud qui se trouve actuellement sous la Réunion.

-L'anomalie 32 (73 Ma; Maestrichien) correspond au début du changement de direction d'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique de Royer et al. [1988] et de Patriat et al. [1985]. Elle coïncide avec le début de la séparation rapide de l'Inde et du plateau des Mascareignes de Madagascar, et de l'Inde de l'Antarctique.

-L'anomalie 34 (83 Ma; limite Santonien-Campanien) correspond à la plus ancienne anomalie identifiée après la période magnétique calme du Crétacé moyen.

-La période de la réorganisation majeure survenue au Crétacé moyen (90-93 Ma). Cette reconstitution correspond à la position des plaques les unes par rapport aux autres vers la fin de la période magnétique calme du Crétacé. Cette réorganisation majeure déborde largement l'histoire de l'océan Indien. Elle intéresse probablement toutes les frontières du globe. Dans l'Atlantique Central, elle se manifeste par un changement dans l'orientation des failles transformantes [Olivet et al., 1984; Verhoef et Duin, 1986]. Dans l'Atlantique Nord, elle correspond au moment où l'Eurasie commence à s'écarter de l'Amérique du Nord à une vitesse voisine de celle de l'Afrique [Olivet et al., 1984]. Dans le Pacifique Nord, elle se traduit par un changement de la configuration des axes d'accrétion entre différents couples de plaque [Mammerickx et Sharman, 1988]. Dans l'océan Indien, elle coïncide avec :

*Des changements majeures de directions d'ouverture entre couple de plaques.

*Des sauts de dorsale entre l'Antarctique et l'Afrique [Goslin et Patriat, 1984], entre l'Inde et l'Australie [Powell et al., 1988] et entre l'Inde et l'Antarctique.

*Le début d'ouverture du bassin des Mascareignes [Dymont, 1991] et du bassin Australie-Antarctique [Veevers, 1986].

*La formation de nouvelles structures telles que la ride de Conrad et la partie méridionale du plateau de Madagascar [Royer et al., 1988], et la ride de Broken et le plateau des Kerguelen [Royer et Coffin, 1992].

-L'anomalie M0 (119 Ma; Aptien) correspond à la dernière anomalie mésozoïque identifiée avant la période magnétique calme du Crétacé. Selon Ségoufin et Patriat [1980] et Cochran [1988], cette époque correspond à l'arrêt de fonctionnement de l'axe d'accrétion du bassin de Somalie Occidental.

-L'anomalie M10 (130 Ma; limite Valanginien-Hauterivien) correspond au début de l'ouverture entre l'Amérique du Sud et l'Afrique [Goodlad et al., 1982], entre l'Inde et l'Antarctique [Nogi et al., 1991; Royer et Coffin, 1992]) et entre l'Australie et le bloc Nord Inde [Powell et al., 1988]. Selon Rabinowitz et al. [1983] et Coffin et Rabinowitz [1987], cette époque correspond aussi à l'arrêt de fonctionnement de l'axe d'accrétion du bassin de Somalie Occidental.

-L'anomalie M22 (152 Ma, limite Kimmeridgien-Tithonique), correspond à la dernière anomalie magnétique de la séquence M, identifiée dans les bassins mésozoïques du Mozambique et de Somalie Occidental [Ségoufin, 1978; Simpson et al., 1979; Ségoufin et Patriat, 1980]. Cette anomalie est la dernière à ne pas être atténuée par la diminution d'amplitude qui affecte les anomalies antérieures.

-La période de réorganisation majeure survenue au Jurassique moyen-supérieur (170 Ma). Cette période correspondrait à une période de réorganisation qui affecterait aussi tous les océans du globe. Dans l'Atlantique Central, elle coïncide avec un changement de direction d'ouverture entre l'Afrique et l'Amérique du Nord [Olivet et al., 1984]. Dans l'océan Indien, elle correspond à un changement de direction d'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique et entre l'Afrique et Madagascar.

-Enfin, l'époque de la reconstitution initiale.

TROISIEME PARTIE

LE MODELE CINEMATIQUE **PROPOSE**

Chapitre II : Les reconstitutions cinématiques

2 - Les reconstitutions cinématiques

L'évolution cinématique de l'océan Indien proposée dans ce travail se divise en cinq périodes importantes. Les limites entre ces périodes correspondent à des époques de réorganisation à l'échelle du globe, ou simplement à l'échelle de l'océan Indien. Nous avons donc regroupé les époques de reconstitutions choisies de manière à mettre mieux en évidence ces cinq périodes. Chaque période fera l'objet d'un sous-chapitre :

Le premier sous-chapitre correspond à la période située entre l'Actuel et la dernière réorganisation majeure survenue aux environs de l'époque de l'anomalie 20 (43 Ma, Eocène moyen). Nous présenterons la reconstitution à l'époque de l'anomalie 20; nous discuterons l'évolution des dorsales océaniques pendant cette phase.

Le deuxième sous-chapitre correspond à la période située entre la réorganisation survenue vers l'époque de l'anomalie 20 (43 Ma, Eocène moyen) et celle du Crétacé moyen (90-93 Ma). Nous présenterons les reconstitutions aux époques de l'anomalie 24 (53 Ma, Eocène inférieur), de l'anomalie 28 (64 Ma, Paléocène inférieur), de l'anomalie 32 (73 Ma, Maestrichtien), de l'anomalie 34 (83 Ma, Campanien inférieur), et l'époque située juste après la réorganisation majeure du Crétacé moyen. Ensuite, nous évoquerons et discuterons les principales manifestations de la réorganisation majeure du Crétacé moyen à l'échelle de l'océan Indien (changements de direction d'ouverture, sauts de dorsale, ouverture de nouveaux bassins et formation et évolution de nouvelles structures).

Le troisième sous-chapitre correspond à la période située entre la réorganisation majeure survenue au Crétacé moyen et l'époque de l'anomalie M0 (118 Ma, Aptien). Nous présenterons la reconstitution à l'époque de l'anomalie M0 (118 Ma, Aptien) et nous discuterons l'évolution des dorsales océaniques pendant la période magnétique calme du Crétacé.

Le quatrième sous-chapitre correspond à la phase située entre l'époque de l'anomalie M0 (118 Ma, Aptien) et l'époque de la réorganisation majeure du Jurassique moyen-supérieur (environ 160 Ma). Nous présenterons les reconstitutions aux époques des anomalies M10 (130 Ma, Hauterivien) et M22 (152 Ma, limite inférieur du Tithonique) et l'époque située juste après la réorganisation majeure du Jurassique moyen-supérieur.

Enfin, le cinquième sous-chapitre correspond à la phase située entre la réorganisation survenue au Jurassique moyen-supérieur (160 Ma) et l'époque de la reconstitution initiale. Dans ce chapitre, nous discuterons l'ouverture initiale de l'océan Indien.

Pour les reconstitutions d'une phase donnée, nous indiquerons les contraintes utilisées, la démarche suivie, et nous montrerons les différences entre ces reconstitutions et celles proposées dans les travaux antérieurs.

Chaque reconstitution à une époque donnée sera illustrée par une planche établie en projection Mercator (voir la fin de l'annexe). Sur ces planches, l'Afrique sera considérée comme fixe. Nous utiliserons aussi des figures de "détail" qui nous permettront de montrer certains points particuliers de la reconstitution à l'époque considérée (superposition des anomalies magnétiques, l'assemblage initial de deux marges homologues, modèles d'évolution de plaques secondaires). Ces figures de "détail" seront établies à une échelle et avec une projection appropriées, par rapport à une plaque fixe qui met mieux en évidence les points que nous voulons souligner.

2.1 - La première période : la période située entre l'Actuel et l'époque de l'anomalie 20

2.1.1 - Reconstitution du stade de l'anomalie 20

L'anomalie 20 est datée de l'Eocène moyen, il y a 43 Ma [Cande et Kent, 1992]. La Planche II montre la position des plaques les unes par rapport aux autres à cette époque.

L'époque de l'anomalie 20 marque, comme nous l'avons déjà mentionné, le début de la dernière réorganisation majeure qui affecte l'océan Indien. Le fonctionnement de celui-ci se simplifie, puisque l'on passe d'un système à quatre plaques (Afrique-Antarctique-Inde-Australie) à un système à trois plaques : en effet, les plaques indienne et australienne, séparées jusque-là par la ride de Ninetyeast, se trouvent à partir de l'anomalie 20 solidaires. Le bassin de Wharton s'arrête de fonctionner aux environs de cette époque. L'orientation générale des grandes failles transformantes indique que les directions des mouvements relatifs le long des trois rides médio-océaniques n'ont plus subi depuis cette période de changements importants. On peut en première approximation considérer une seule grande étape pour les derniers 43 millions d'années, entre chaque couple de plaques.

Cependant, les études menées sur le bassin Central Indien ont mis en évidence la présence d'une déformation diffuse dans son domaine équatorial [Minster et Jordan, 1978; Wiens et al., 1985; Gordon et al., 1990 et Royer et Chang, 1991]. La plaque indienne serait en effet, divisée en deux sous plaques qui montrent entre elles un léger mouvement différentiel : la plaque Inde au nord de l'Equateur, et la plaque du bassin Central Indien (BCI) au sud de l'Equateur. Pour les périodes postérieures à l'époque de l'anomalie 20, la plaque BCI appartient en fait à la plaque australienne. Pour les périodes antérieures à cette époque, elle serait indépendante.

De ce fait, pour les reconstitutions cénozoïques du système Inde-Antarctique-Afrique-Australie, il faudrait tenir compte de la déformation de la plaque indienne.

Le système Antarctique-Afrique

Les travaux détaillés sur la ride sud ouest indienne ont contribué à la compréhension de son schéma d'évolution : l'ouverture s'effectue suivant une direction NNE-SSW dans sa partie occidentale, qui devient N-S en se rapprochant du point triple de Rodriguez. Le taux, très faible, est inférieur à 10 km/Ma.

La figure III-1 montre le pointage des minima et des maxima des principales zones de fracture qui décalent la ride sud ouest indienne, entre l'Actuel et l'époque de l'anomalie 20. Ce pointage est effectué à partir des cartes altimétriques SEASAT et GEOSAT. Sur cette figure, nous avons reporté aussi les trajectoires synthétiques de la rotation finie entre l'Antarctique et l'Afrique de la période Actuel-anomalie 20 de Royer et al. [1988]. Elles sont obliques par rapport à la direction des zones de fracture.

Pour reconstituer la position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie 20, nous avons procédé de la manière suivante : par la méthode des moindres carrées, nous avons calculé le pôle dont les petits cercles passaient au mieux par les ensembles de minima et de maxima de chacune des zones de fracture de la dorsale sud ouest indienne, qui a fonctionné entre l'Actuel et l'époque de l'anomalie 20. Le pôle trouvé par cette méthode est situé à 9,84° N et 36,2° W. L'angle de rotation qui permet de reconstituer au mieux l'axe d'accrétion à cette époque est de 7,87°. La

planche II montre la superposition des anomalies magnétiques obtenue en utilisant ce pôle.

La figure III-2 montre que le parallélisme entre les petits cercles de cette rotation et l'ensemble des zones de fracture est satisfaisant. Cependant, dans le détail, des petits problèmes subsistent. En effet, sur cette figure on peut observer que les trajectoires synthétiques sont très légèrement obliques, d'une part par rapport aux fractures situées à l'est de Prince Edward, en particulier les fractures de Prince Edward et de Gallieni; et d'autre part, par rapport aux fractures situées à l'ouest de Prince Edward entre 0° et 10° E. L'obliquité des trajectoires synthétiques par rapport à ces deux sous-ensembles est en sens inverse. Cette observation indique que les fractures situées à l'est et à l'ouest de la fracture de Prince Edward ne présentent pas tout à fait la même direction. Les petits cercles que nous avons calculé correspondent en fait à une moyenne entre la direction des fractures de ces deux sous-ensembles. Nous pensons que cette divergence est liée à la déformation intraplaque qui serait localisée dans la fracture de Prince Edward. Il est possible de calculer deux pôles de rotation qui décriraient au mieux les fractures de chacun de ces deux sous-ensembles; mais ceci ne rentre pas dans le cadre de ce travail car cela nécessite une étude statistique de l'ensemble des zones de fracture qui ont fonctionné pendant les derniers 43 millions d'années [deAlteris, thèse en cours], comme cela a été fait par Gibert et al. [1988] pour l'Atlantique Sud.

La reconstitution que nous proposons à l'époque de l'anomalie 20 décale l'Antarctique légèrement vers l'est par rapport à la position établie par Royer et al. [1988].

Le système Inde-Antarctique et le système Inde-Afrique

Les anomalies magnétiques et les failles transformantes utiles à la reconstitution des mouvements de l'Inde par rapport à l'Antarctique sont celles de la branche occidentale de la ride sud est indienne, entre le point triple de Rodriguez et le méridien 87° E. Les anomalies magnétiques et les failles transformantes utiles à la reconstitution de l'Inde par rapport à l'Afrique sont celles qui appartiennent à la branche méridionale de la ride centrale indienne entre le point triple de Rodriguez et la latitude 15° S. Les anomalies magnétiques sont clairement définies de part et d'autre de ces deux branches [compilation de Patriat et Ségoufin, 1988]. Les failles transformantes sont de direction NE-SW (entre l'Inde et l'Antarctique) et ENE-WSW (entre l'Inde et l'Afrique).

La réorganisation majeure survenue vers l'époque de l'anomalie 20 dans l'océan Indien se manifeste clairement dans l'évolution entre l'Inde et l'Antarctique, et entre l'Inde et l'Afrique. Entre l'Inde et l'Antarctique, l'orientation des zones de fracture qui ont fonctionné avant (les fractures situées dans le bassin de Crozet sur la plaque Antarctique) et après (les fractures qui décalent la partie occidentale de la dorsale sud est indienne), cette réorganisation montre un changement de 26° . De même, entre l'Inde et l'Afrique, l'orientation des zones de fracture qui ont fonctionné avant (en particulier les fractures de Chagos située sur la plaque indienne, et de Maurice située sur la plaque africaine) et après (les fractures qui décalent la partie méridionale de la dorsale centrale indienne), cette réorganisation montre un changement de 13° .

L'orientation générale des failles transformantes montre que le mouvement relatif entre l'Inde et l'Antarctique n'a pas subi de changement important depuis l'époque de l'anomalie 20. Nous ne considérons donc qu'une seule étape pour la période Actuel-anomalie 20.

La figure III-3 montre le pointé des minima et des maxima des zones de fracture qui ont fonctionné entre l'Inde et l'Antarctique entre l'époque de l'anomalie 20 et l'Actuel. Sur cette figure, nous avons tracé les petits cercles de la rotation finie de Patriat et Ségoufin [1988] pour cette période. Ce pôle de rotation est très proche de

celui calculée par Royer et Sandwell [1989], en utilisant le circuit Inde-Antarctique-Australie. Ces trajectoires synthétiques sont obliques par rapport à la direction des principales zones de fracture.

Pour calculer le pôle de rotation entre l'Inde et l'Antarctique pour la période anomalie 20-Actuel, dont les petits cercles sont parallèles aux zones de fracture de la partie occidentale de la dorsale sud est indienne, nous avons utilisé la même procédure que pour le système Afrique-Antarctique (méthode des moindres carrées). Dans un premier temps nous avons traité l'Inde comme une seule plaque. Le pôle calculé est situé à 17.2° N et 30.65° E. L'angle de rotation est de 26° . Il superpose de manière satisfaisante les anomalies magnétiques du bassin Central Indien et celles des bassins de Madagascar et de Crozet (figure III-4). La figure III-5 montre un parallélisme entre les trajectoires synthétiques et les zones de fracture, nettement meilleur que celui de Patriat et Ségoufin [1988].

La position de l'Inde par rapport à l'Afrique est imposée par les positions de l'Antarctique par rapport à l'Afrique et de l'Inde par rapport à l'Antarctique. Le pôle de rotation entre ces deux plaques est obtenu en combinant les deux pôles Inde-Antarctique et Antarctique-Afrique. Cette reconstitution pose deux problèmes (figure III-4 et III-6) :

-La figure III-4 montre que les zones de fracture de Chagos et de Maurice, que nous considérons dans ce travail comme des fractures homologues, ne se présentent pas dans le même alignement. Elles se recouvrent d'environ 50 km.

-La figure III-6 montre les trajectoires synthétiques de l'Inde par rapport à l'Afrique pour la période Actuel-anomalie 20. Sur cette figure, on peut observer que les petits cercles autour de ce pôle sont parallèles à la zone de fracture la plus méridionale pointée sur la dorsale centrale indienne. Cependant, ils sont nettement obliques par rapport aux autres fractures situées plus au nord.

Les problèmes que posent la reconstitution de l'Inde par rapport à l'Afrique pour les époques récentes (entre l'Actuel et l'anomalie 20) ont été déjà évoqués dans les travaux antérieurs [Patriat et Ségoufin, 1988; Dymont, 1991]. Ces travaux sont fondés essentiellement sur les identifications des anomalies magnétiques. Nous illustrerons ce problème en prenant comme exemple la reconstitution de l'époque de l'anomalie 6 (20 Ma).

La figure III-7 montre la reconstitution par Patriat et Ségoufin [1988] de l'Inde et de l'Antarctique par rapport à l'Afrique, à l'époque de l'anomalie 6. Ces auteurs ne prennent en compte que des anomalies magnétiques identifiées au sud de 10° S. Nous avons rajouté les anomalies identifiées au nord de 10° S [compilation de Dymont, 1991]. L'assemblage des anomalies magnétiques est incohérent : il est satisfaisant sur la branche méridionale de l'axe d'accrétion entre l'Inde et l'Afrique reconstitué à cette époque, entre 10° S et la position du point triple. Cependant, leur assemblage entre l'Inde et l'Antarctique et entre l'Inde et l'Afrique au nord de 10° S, montre des lacunes.

La figure III-8 montre les petits cercles de la rotation de ces auteurs entre l'Inde et l'Afrique pour la période Actuel-anomalie 6. Ils présentent un parallélisme avec les zones de fracture situées entre 18° S et 5° S. Cependant, au nord et au sud de cette zone, elles sont nettement obliques.

La figure III-9 montre la reconstitution par Dymont [1991] de l'Inde par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie 6, en utilisant un seul pôle qui superpose les anomalies magnétiques situées au nord de 10° S. Elle souligne une lacune de l'assemblage des anomalies situées au sud de 10° S. Cet auteur explique l'impossibilité d'effectuer une reconstitution convenable, en utilisant l'ensemble des anomalies magnétiques identifiées de part et d'autre de la dorsale centrale indienne, par le fait que

les parties septentrionale et méridionale de cette dorsale n'appartiennent pas à une même limite de plaque. Elles seraient séparées par une "zone triple" située entre 0° et 10°S. Il retient le pôle de Patriat et Ségoufin [1988] pour la reconstitution de la partie méridionale de l'axe d'accrétion de la dorsale centrale indienne, et calcule un autre pôle pour la reconstitution de sa partie septentrionale. Ce pôle lui permet de superposer les anomalies magnétiques situées au nord de 10°S.

La figure III-10 montre les petits cercles de la rotation de Dymant [1991] pour la reconstitution de la partie septentrionale de la dorsale centrale indienne, pour la période Actuel-anomalie 6. Ces trajectoires synthétiques décrivent mieux la direction des zones de fracture situées au nord de 5°S. Cependant, au sud de 5°S, elles sont nettement obliques.

Les reconstitutions des époques récentes (Actuel-anomalie 20) entre l'Inde et l'Afrique de Patriat et Ségoufin [1988] et de Dymant [1991], sont fondées uniquement sur les anomalies magnétiques. Ces reconstitutions montrent clairement la présence de déformations intraplaques dans la plaque indienne. La position de l'Inde par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie 20 que nous avons calculée en utilisant le circuit Antarctique-Afrique et Inde-Antarctique et en se fondant essentiellement sur la direction des zones de fracture, suggère la même chose. En effet, il est impossible de concilier des directions de mouvements cohérentes avec les directions des zones de fracture, d'une part entre l'Inde et l'Antarctique et d'autre part entre l'Inde et l'Afrique.

En tenant compte de la déformation de la plaque indienne, nous avons donc retenu deux positions de l'Inde, pour la reconstitution à l'époque de l'anomalie 20 : une position de la plaque du bassin Central Indien (BCI) par rapport à l'Antarctique et une position de la plaque Inde par rapport à l'Afrique :

-La position de la plaque BCI par rapport à l'Antarctique est celle calculée précédemment, en utilisant les zones de fracture de la partie occidentale de la ride sud est indienne.

-La position de la plaque Inde par rapport à l'Afrique est calculée en utilisant comme contrainte principale l'alignement des zones de fracture homologues : la fracture de Chagos et la fracture de Maurice. Le pôle calculé (Inde par rapport à l'Afrique) est situé à 18,3° N et 47,5° E, avec un angle de 23,25°. La figure III-11 montre les petits cercles de ce nouveau pôle de rotation entre l'Inde et l'Afrique, pour la période Actuel-anomalie 20. Ils ne présentent pas un parallélisme avec les zones de fracture de la dorsale centrale indienne au nord de 19°S. En effet, l'orientation de ces zones de fracture montre qu'un changement de direction de l'ouverture de cette dorsale se serait produit aux alentours de l'anomalie 6 à 7. Son évolution depuis l'époque de l'anomalie 20 ne pourrait être modélisé par une seule rotation.

Dans les reconstitutions cénozoïques du système Inde-Antarctique-Afrique-Australie, nous avons schématisé la zone de déformation dans la plaque indienne par un trait qui passe par l'Equateur. Nous l'avons lié d'une part à l'Inde et d'autre part à la plaque BCI. La quantité de mouvement différentiel entre ces deux plaques est montrée par la position de ces deux traits, l'un par rapport à l'autre. La planche II montre que notre reconstitution cinématique de ce système implique que la déformation de la plaque indienne se manifeste par une légère ouverture, postérieure à l'époque de l'anomalie 20. Cependant, les travaux effectués sur le bassin Central Indien ont mis en évidence de la compression [Wiens et al., 1985; Gordon et al., 1990]. Cette incohérence est liée au fait que l'évolution, postérieure à l'époque de l'anomalie 20, de la dorsale centrale indienne a enregistré des changements de direction dont on n'a pas tenu compte dans ce travail. D'autre part, les contraintes fournies par l'assemblage des anomalies magnétiques dans le bassin de Somalie Oriental sont très faibles. Il suffit alors de changer légèrement la position de l'Inde par rapport à l'Afrique (tout en respectant

l'alignement de Chagos et de Maurice), pour obtenir une déformation compressive dans le bassin Central Indien.

La figure III-12 représente la position de l'Inde par rapport à l'Afrique. Cette figure montre que :

-Les zones de fracture de Chagos et de Maurice sont dans l'alignement l'une de l'autre. Ce système transformant décale l'axe d'accrétion de la ride centrale indienne et l'axe d'accrétion du bassin de Somalie Oriental. En l'absence d'identifications magnétiques de part et d'autre de ce système transformant, il est difficile de mesurer exactement le décalage entre les deux axes d'accrétion. Il serait de l'ordre du millier de kilomètres.

-Le banc de Chagos se superpose partiellement aux bancs de Cargados, de Carojos et de Nazareth, situés au sud du plateau des Mascareignes. On peut donc en déduire que la séparation de ces deux ensembles est postérieure à l'époque de l'anomalie 20.

Le système Australie-Antarctique et le système Inde-Australie

La dorsale dont les données sont utilisées pour déterminer la position de l'Inde par rapport à l'Australie à l'époque de l'anomalie 20 est celle du bassin de Wharton. Dans ce bassin la plus jeune anomalie magnétique identifiée est l'anomalie 20. Ceci signifie, qu'à cette époque, la dorsale du bassin de Wharton continue à fonctionner. Le mouvement transformant entre l'Inde et l'Australie le long de la ride de Ninetyeast se poursuit encore. Dans ce bassin, les identifications de l'anomalie magnétique 20 sont très rares. Elles sont donc peu contraignantes pour la reconstitution à cette époque.

La dorsale dont les données sont utilisées pour la reconstitution de l'Antarctique par rapport à l'Australie, à l'époque de l'anomalie 20 correspond à la branche orientale de la dorsale sud est indienne. Elle s'étend de l'est des îles St. Paul et Amsterdam jusqu'au point triple des Macquaries. Cette dorsale est décalée par des zones de fracture, de direction NE-SW à l'ouest qui deviennent N-S puis NNW-SSE en s'approchant du point triple des Macquaries. Là aussi, l'orientation générale des grandes failles transformantes montre que le mouvement relatif entre l'Australie et l'Antarctique n'a pas subi de changements importants depuis l'époque de l'anomalie 20. Nous pouvons donc considérer une seule étape pour cette phase.

La figure III-13 montre la reconstitution de l'Inde et de l'Antarctique par rapport à l'Australie, à l'époque de l'anomalie 20, par Royer et Sandwell [1989]. L'Australie est considérée fixe. Le pôle de rotation de l'Inde par rapport à l'Antarctique utilisé par ces auteurs est très proche de celui de Patriat et Ségoufin [1988].

La reconstitution entre l'Inde et l'Australie par Royer et Sandwell [1989] montre:

-Une bonne superposition des anomalies magnétiques homologues dans le bassin de Wharton.

-La ride de Ninetyeast attachée à l'Inde et cette même ride attachée à l'Australie sont dans l'alignement l'une de l'autre.

La reconstitution entre l'Australie et l'Antarctique par Royer et Sandwell [1989] montre :

-Un assemblage incohérent des anomalies magnétiques homologues. L'assemblage aux extrémités orientale et occidentale montre des lacunes. L'assemblage du reste montre un recouvrement.

-un léger recouvrement, entre la marge occidentale de la ride de Tasmanie et la marge de l'Antarctique au niveau de la Terre de George V.

La figure III-14 montre les trajectoires synthétiques entre l'Antarctique et l'Australie pour la période Actuel-anomalie 20 de Royer et Sandwell [1989]. Sur cette figure, on peut observer que ces trajectoires synthétiques sont obliques par rapport aux zones de fracture du bassin Antarctique-Australie, qui ont fonctionné pendant cette période.

Pour calculer le pôle de rotation entre l'Australie et l'Antarctique à l'époque de l'anomalie 20, dont les petits cercles présentent un parallélisme avec les zones de fracture de la dorsale sud est indienne, à l'est des îles St. Paul et Amsterdam, nous avons utilisé la même procédure que pour les systèmes Afrique-Antarctique et Inde Antarctique (méthode des moindres carrées). Le pôle calculé est situé à $17,52^\circ$ N et $30,97^\circ$ E. L'angle de rotation est de $24,5^\circ$. La figure III-15 montre un bon parallélisme entre les trajectoires synthétiques de ce pôle et l'ensemble des zones de fracture considérées.

La figure III-16 montre la reconstitution de l'Inde et de l'Antarctique par rapport à l'Australie à l'époque de l'anomalie 20 proposé dans ce travail.

La reconstitution de l'Inde par rapport à l'Australie montre :

-Un assemblage satisfaisant des anomalies magnétiques homologues dans le bassin de Wharton.

-La ride de Ninetyeast attachée à l'Inde et cette même ride attachée à l'Australie s'alignent. Ce système transformant fournit une contrainte pour les reconstitutions des époques antérieures à l'anomalie 20 entre l'Inde et l'Australie. Il décale l'axe d'accrétion du bassin de Wharton et l'axe d'accrétion qui a fonctionné entre l'Inde et l'Antarctique à cette époque, de plus de 1500 km.

La reconstitution de l'Antarctique par rapport à l'Australie montre :

-Un assemblage incohérent des anomalies magnétiques homologues dans le bassin Australie-Antarctique. L'assemblage des anomalies magnétiques identifiées aux extrémités orientale et occidentale de ce bassin montrent des lacunes. Cependant, l'assemblage du reste est satisfaisant. Nous avons relevé ce problème dans la reconstitution de Royer et Sandwell [1989]. Il est difficile de trouver une superposition satisfaisante de l'ensemble de ces anomalies. En effet, toutes les anomalies 20 identifiées sur le flanc nord montrent un alignement E-W. Cependant, celles identifiées aux extrémités orientale et occidentale sur le flanc sud, ne s'alignent pas avec celles identifiées au centre.

-Un léger recouvrement, entre la marge occidentale de la ride de la Tasmanie et la marge de l'Antarctique au niveau de la Terre de George V, comme dans la reconstitution de Royer et Sandwell [1989]. Ce recouvrement disparaît en procédant de deux manières :

*Soit en faisant subir à la ride de Tasmanie une légère rotation sénestre par rapport à la Tasmanie.

*Soit en faisant subir à la Tasmanie et à la ride de Tasmanie, une légère rotation sénestre par rapport à l'Australie. Powell et al. [1988] ont mis en évidence une extension (de l'ordre de 100 km), liée à ce mouvement, dans les bassins situés entre la Tasmanie et la marge sud australienne. Cette extension est postérieure à l'époque de l'anomalie 20.

En utilisant l'une de ces deux hypothèses, nous pouvons aligner les marges homologues de la Tasmanie, de la ride de la Tasmanie et de l'Antarctique. L'alignement de ces marges homologues suggère qu'elles ont évolué en marges transformantes depuis le début d'ouverture du bassin Antarctique-Australie jusqu'au moins l'époque de l'anomalie 20. Leur séparation survient peu après cette époque.

La reconstitution du plateau des Kerguelen par rapport à la ride de Broken est montrée sur la figure III-17. La ride de Broken est considérée fixe. Pour toute l'évolution qui suit, nous considérerons que la ride de Broken appartient à la plaque australienne.

Dans un premier temps nous avons appliqué à la totalité du plateau des Kerguelen, le pôle utilisé pour amener l'Antarctique à sa position à l'époque de l'anomalie 20 ($17,52^{\circ}\text{N}$, $30,97^{\circ}\text{E}$, $24,5^{\circ}$), par rapport à l'Australie. Nous constatons que la ride Kerguelen Nord recouvre la ride de Broken, alors que la forme de ces deux structures permet un assemblage morphologique satisfaisant. D'autre part, ce recouvrement est impossible puisque ces deux structures se sont formées au Crétacé, comme en témoignent la présence de sédiments d'âge 88 à 91 Ma (Turonien-Santonien) sur la ride de Broken au site 255 [Davies, Luyendyk et al., 1974], de sédiments d'âge 91-97 Ma (Cénomaniens) sur le plateau des Kerguelen [Wicquart, 1983]. Pour éviter leur recouvrement et juxtaposer ces deux structures, nous avons procédé de la manière suivante : nous avons appliqué aux domaines Central et Nord du plateau des Kerguelen, la même rotation que celle appliquée à l'Antarctique mais avec un angle légèrement plus petit ($23,83^{\circ}$ au lieu de $24,5^{\circ}$). La ride de Broken et la ride Kerguelen Nord sont ainsi juxtaposées. Elles montrent un assemblage morphologique remarquable. La ride Kerguelen Nord se présente dans le prolongement vers l'ouest de la ride située juste au sud du bassin du Naturaliste. La ride Kerguelen Sud chevauche la ride de Diamantina, ce qui suggère que leur formation est postérieure à cette époque. Cependant, le chevauchement du domaine Nord des Kerguelen et de la partie occidentale de la ride de Broken subsiste; il pourrait être lié à un volcanisme postérieur [Eocène-Quaternaire, Nougier et al., 1983]. Le bassin de Labuan garde ses dimensions actuelles.

De cette reconstitution, on pourra déduire qu'un mouvement différentiel existait entre le domaine Central des Kerguelen et son domaine Sud, jusqu'à une époque peu postérieure à l'anomalie 20. Avant cette époque, le domaine Central des Kerguelen était attaché à la ride de Broken, et donc à la plaque australienne.

2.2 - La deuxième période : la période située entre l'époque de l'anomalie 20 et l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen

2.2.1 - Introduction

Cette période est située entre l'époque de la réorganisation survenue à l'échelle de l'océan Indien à l'Eocène moyen, et l'époque de la réorganisation majeure survenue à l'échelle du globe au Crétacé moyen. Nous l'appellerons la période Eocène moyen-Crétacé moyen. Dans l'océan Indien, pendant cette période, quatre plaques majeures étaient en mouvement les unes par rapport aux autres : l'Afrique (Madagascar étant liée à l'Afrique), l'Antarctique, l'Inde et l'Australie. En tenant compte de la déformation de la plaque indienne, celle-ci serait divisée en deux sous-plaques, la plaque Inde située au nord de l'Equateur et la plaque du bassin Central Indien (BCI) située au sud.

Dans ce chapitre, nous présenterons les contraintes utilisées pour l'évolution de chaque système pendant cette phase; nous présenterons et décrirons les reconstitutions cinématiques de l'océan Indien aux époques de l'anomalie 24 (53 Ma), de l'anomalie 28 (64 Ma), de l'anomalie 32 (73 Ma) et de l'anomalie 34 (83 Ma); nous présenterons la reconstitution de l'océan Indien à l'époque située juste après la réorganisation majeure du Crétacé moyen, et nous soulignerons les principales manifestations de cette réorganisation majeure dans cet océan.

2.2.2 - Les contraintes principales utilisées dans l'évolution de chaque système pendant cette phase

Dans l'océan Indien, la quantité et la qualité des données acquises dans les domaines océaniques créés pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen sont assez inégales.

Entre l'Afrique et l'Antarctique, les domaines océaniques créés pendant cette période se situent au sud de 30°S. Ils montrent une couverture altimétrique importante (GEOSAT, SEASAT et ERS1, espacement des profils altimétriques de 4 km environ à l'Equateur), et de nombreuses identifications d'anomalies magnétiques [compilation de Royer et al., 1988]. La couverture altimétrique nous permet de pointer de façon très précise les zones de fracture homologues de ces domaines.

Entre l'Inde et l'Antarctique, seul le domaine océanique créé pendant cette période sur le flanc sud de la dorsale qui fonctionnait entre ces deux plaques, montre une couverture altimétrique dense. Dans ce domaine, nous pouvons pointer de façon précise les zones de fracture qui ont fonctionné pendant cette période. Cependant, sur le flanc nord, les zones de fracture sont essentiellement déduites de l'interprétation des anomalies magnétiques. Elles sont moins contraignantes pour les reconstitutions.

Entre l'Inde et l'Australie et entre l'Inde et l'Afrique, les domaines océaniques créés pendant cette phase se situent au nord de 30°S. Ils montrent une couverture altimétrique moins dense qu'au sud de cette latitude (GEOSAT et SEASAT, espacement entre les profils de 160 km environ à l'Equateur). Le tracé des zones de fracture dans ces domaines est donc moins précis. Néanmoins, leurs directions générales sont bien établies. Ces directions contraignent les mouvements entre ces deux couples de plaques. D'autre part, les anomalies magnétiques sont peu nombreuses surtout sur le flanc nord du bassin de Wharton dont la plus grande partie a disparu actuellement sous l'Indonésie.

Entre l'Australie et l'Antarctique, les domaines océaniques créés pendant cette phase ne semblent montrer qu'une seule zone de fracture (prolongement vers le sud de la fracture de George V) et les identifications des anomalies magnétiques sont peu nombreuses.

Par conséquent, pour la reconstitution de l'océan Indien à une époque donnée pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen, nous commencerons par établir une reconstitution entre l'Afrique et l'Antarctique qui sera bien contrainte. Ensuite, nous intégrerons l'Inde, puis l'Australie.

Le système Antarctique-Afrique

La carte altimétrique de Sandwell et Smith [1992] confirme le changement de la direction d'ouverture de la ride sud ouest indienne, entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque de l'anomalie 24, prédit par Patriat et al. [1985] et Royer et al. [1988].

Pour l'étude de l'évolution de l'Antarctique par rapport à l'Afrique pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen, nous avons utilisé la démarche suivante :

La position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie 20 étant connue, nous avons établi une reconstitution entre ces deux plaques, à l'époque de l'anomalie 34. Pour cela, nous avons utilisé les paramètres de Royer et al. [1988]. Cette reconstitution a été présentée dans le chapitre 2 de la deuxième partie. Elle montre que la fracture d'Astrid s'aligne avec la fracture du Mozambique et que la fracture de Conrad s'aligne avec la fracture de Madagascar. Ces couples de zones fracture sont considérés homologues.

La figure III-18-A montre la carte gravimétrique de Sandwell et Smith [1992], entre l'Antarctique et l'Afrique. Sur cette figure, nous avons tracé les isochrones des époques des anomalies 34, 32, 24 et 20. La direction des zones de fracture entre les époques des anomalies 34 et 32 est NNE-SSW; entre les époques des anomalies 32 et 24, elle est NNW-SSE; entre les époques des anomalies 24 et 20, elles ne sont pas clairement définies. A l'ouest de la zone de fracture de Prince Edward, cette direction serait NNE-SSW, proche de celle de la période anomalie 20-Actuel. A l'est de la fracture de Prince Edward, elle serait N-S à NNW-SSE, c'est-à-dire proche de celle de la période anomalie 24-anomalie 28. Pour des raisons pratiques, nous avons d'abord établi la reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 32; ensuite celle de l'époque de l'anomalie 24, et enfin celle de l'époque de l'anomalie 28.

Pour la reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 32, nous avons procédé de la manière suivante : les points d'intersection de l'isochrone 32 avec la fracture de Madagascar sur le flanc nord de la dorsale sud ouest indienne et avec la fracture de Conrad sur son flanc sud, peuvent être déterminés précisément. Ces deux points ainsi définis sont homologues. Nous les avons superposés par une première rotation, puis nous avons opéré autour du point ainsi construit la rotation complémentaire nécessaire pour aligner les portions homologues des fractures de Madagascar et de Conrad et pour reconstituer au mieux l'axe d'accrétion de cette époque.

Pour la reconstitution à l'époque de l'anomalie 24, nous avons dans un premier temps utilisé les paramètres de Royer et al. [1988]. Les trajectoires synthétiques du pôle de rotation finie de la période anomalie 24-anomalie 32 décrivent correctement les directions observées (NNW-SSE) des zones de fracture (figure III-18-B). Nous avons donc retenu cette reconstitution dans ce travail.

Pour vérifier la validité de cette reconstitution (époque de l'anomalie 24), nous avons examiné les trajectoires synthétiques correspondant au pôle de rotation finie de la

période anomalie 24-anomalie 20. Ces trajectoires synthétiques montrent une direction N-S à NNW-SSE (figure III-18-B). Elles coïncident avec les directions des fractures observées à l'est de la zone de fracture de Prince Edward. Cependant, elles sont légèrement obliques par rapport aux directions observées à l'ouest de cette fracture. Ce résultat suggère que la phase d'ouverture NNW-SSE de la dorsale sud ouest indienne serait située entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque de l'anomalie 20, et non pas entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque de l'anomalie 24-26 comme le suggère Patriat et al. [1985] et Royer et al. [1988]. La fin de cette ouverture NNW-SSE coïnciderait ainsi avec le début de la collision entre l'Inde et l'Eurasie.

Une alternative à la reconstitution proposée entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 24 serait d'effectuer une extrapolation du pôle de rotation finie de l'époque anomalie 20-Actuel, jusqu'à l'époque de l'anomalie 24. Les trajectoires synthétiques de la rotation finie 20-24 seraient par conséquent identiques à celles de l'époque Actuel-anomalie 20 (NNE-SSW). Cependant, les trajectoires synthétiques de la période 24-32 seraient encore très obliques aux directions NNW-SSE observées.

La reconstitution à l'époque de l'anomalie 28 est une interpolation entre les pôles de rotation des époques des anomalies 24 et 32. Pour effectuer une interpolation, nous opérons autour du pôle de rotation totale calculé pour la reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 24, une rotation supplémentaire autour du pôle de rotation finie de la période anomalie 24-anomalie 32. L'angle de rotation est fourni par la superposition des anomalies magnétiques homologues.

Le système Inde-Antarctique-Afrique

Pour étudier l'évolution de l'Inde par rapport à l'Afrique et à l'Antarctique pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen, nous avons tenu compte de la déformation du bassin Central Indien. Les limites de la zone déformée n'étant pas clairement établies, nous avons supposé que la limite nord de cette zone correspond à l'Equateur. Elle coïncide avec les identifications de l'anomalie 34. Pour les reconstitutions des époques de l'anomalie 32, 28, 24 et 20, nous avons subdivisé la plaque indienne en deux sous-plaques : la plaque Inde au nord de l'Equateur, et la plaque du bassin Central Indien (BCI) au sud.

Les anomalies magnétiques et les zones de fracture impliquées dans les reconstitutions entre la plaque BCI et l'Antarctique pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen sont celles qui appartiennent aux domaines océaniques situés entre l'isochrone 20 et l'isochrone de l'époque de la réorganisation du Crétacé, dans le bassin Central Indien et dans le bassin de Crozet.

Nous avons vu dans la première partie que les zones de fracture du bassin Central Indien entre les isochrones 20 et 34 sont déduites de l'interprétation des anomalies magnétiques. Les zones de fracture du bassin de Crozet qui ont fonctionné pendant cette même époque sont pointées d'une manière précise, à partir de documents altimétriques [Gilg-Capar et al., non publié]. Ce pointage a été affiné à partir de la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992]. Ces zones de fracture contraignent le mouvement entre l'Inde et l'Antarctique pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen.

Le bassin de Crozet montre deux familles de zones de fracture d'orientations légèrement différentes (figure III-19-A) :

-Les zones de fracture du bassin de Crozet orientées N30°, décalent les anomalies magnétiques 20, 24, 28 et 32. Nous les utiliserons pour contraindre le

mouvement entre l'Inde et l'Antarctique entre les époques de l'anomalie 20 et de l'anomalie 32.

-Les zones de fracture des Kerguelen, orientées N40°, décalent les anomalies magnétiques 34. Nous les utiliserons pour contraindre le mouvement entre l'Inde et l'Antarctique entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen.

En effet, il est impossible de trouver une rotation qui décrive à la fois les zones de fracture du bassin de Crozet et les zones de fracture des Kerguelen. Nous considérons, par conséquent, que le mouvement de l'Inde par rapport à l'Antarctique pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen peut être décrit par deux pôles de rotation. Par rapport au travail de Royer et Sandwell [1989], qui utilisent cinq pôles de rotation pour décrire cette période, nous simplifions considérablement la description cinématique du mouvement.

Les anomalies magnétiques et les zones de fracture impliquées dans la reconstitution de l'Inde par rapport à l'Afrique sont celles qui appartiennent au bassin de Madagascar et à la partie occidentale du bassin Central Indien. Nous avons vu que la reconstitution du système Inde-Afrique à l'époque de l'anomalie 20 aligne les zones de fracture de Maurice et de Chagos. Ce couple de zones de fracture homologues aurait fonctionné comme une limite de plaque transformante entre les époques de l'anomalie 32 et de l'anomalie 20. Nous rappelons que le pointage précis de ces fractures est difficile à réaliser, à partir des documents altimétriques et bathymétriques dont nous disposons; néanmoins, l'orientation générale de ces fractures est bien contrôlée.

Les reconstitutions de l'Antarctique par rapport à l'Afrique aux époques situées dans la période Eocène moyen-Crétacé moyen étant établies, nous avons essayé d'intégrer l'Inde. Pour la reconstitution de la plaque (BCI) par rapport à l'Antarctique, nous avons cherché à satisfaire aux directions des zones de fracture du bassin de Crozet entre l'époque de l'anomalie 20 et l'époque de l'anomalie 32 et aux directions des zones de fracture des Kerguelen, entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque du Crétacé moyen. D'autre part, entre l'Inde et l'Afrique, nous avons fait en sorte que l'alignement des fractures de Chagos et de Maurice soit respecté entre les époques des anomalies 20 et 32. Nous avons tenu compte aussi d'une contrainte morphologique : il s'agit du parallélisme de la marge orientale de Madagascar et de la marge occidentale de l'Inde. La séparation initiale de ces deux plaques se serait produite juste après la phase de la réorganisation majeure du Crétacé moyen.

Pour établir les reconstitutions cinématiques de la plaque BCI par rapport à l'Antarctique pendant cette phase, nous avons utilisé la démarche suivante : nous avons commencé par établir une reconstitution à l'époque de l'anomalie 32. Le pôle de rotation est calculé par la méthode des moindres carrées, à partir du pointage altimétrique des fractures du bassin de Crozet. L'angle de rotation est fourni par la superposition des anomalies magnétiques.

Les reconstitutions entre l'Antarctique et la plaque BCI aux époques des anomalies 24 et 28 sont des interpolations entre les époques des anomalies 32 et 20.

Pour les reconstitutions du système Inde-Antarctique-Afrique, antérieures à l'époque de l'anomalie 34, nous ne considérerons qu'une seule Inde. La zone de déformation, comme nous l'avons déjà signalé, étant postérieure à l'époque de l'anomalie 34.

Pour déterminer la position de l'Inde par rapport à l'Antarctique à l'époque de l'anomalie 34 et à l'époque du Crétacé moyen, nous avons utilisé également la méthode des moindres carrées, en nous servant du pointage altimétrique des zones de fracture des Kerguelen. Nous avons tenu aussi à ce que la position de l'Inde par rapport à

l'Antarctique à l'époque du Crétacé moyen, montre un assemblage morphologique convaissant des marges homologues de l'Inde et de Madagascar.

La figure III-19-B montre les trajectoires synthétiques des pôles de rotation entre l'Inde et l'Antarctique, pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen.

Pour les reconstitutions entre l'Inde et l'Afrique aux époques des anomalies 24, 28 et 32, nous avons tenu à ce que l'alignement des fractures homologues de Chagos et de Maurice soit respecté et que la quantité de déformation impliquée par notre reconstitution à l'époque de l'anomalie 20 dans le bassin Central Indien soit du même ordre de grandeur.

Le système Australie-Antarctique-Inde

La partie de l'Inde impliquée dans la reconstitution de ce système correspond à la plaque du bassin Central Indien (BCI).

Les anomalies magnétiques et les zones de fracture utilisées dans les reconstitutions entre l'Australie et l'Antarctique pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen sont celles qui appartiennent au bassin Antarctique-Australie. Parmi les anomalies magnétiques des époques de reconstitutions choisies dans notre travail, seules l'anomalie 24 et l'anomalie 34 ont été identifiées sur les deux flancs de la dorsale de ce bassin. Les anomalies magnétiques 32 et 28 n'ont pas été identifiées. De même, la seule zone de fracture pointée dans ce domaine du côté de l'Antarctique, correspond au prolongement vers le sud de la zone de fracture de George V.

Les anomalies magnétiques et les zones de fracture utilisées dans les reconstitutions entre l'Inde et l'Australie sont celles qui appartiennent au bassin de Wharton. Les anomalies magnétiques des époques choisies dans nos reconstitutions ont été identifiées sur les deux flancs de la dorsale fossile de ce bassin. Nous rappelons que les identifications sur le flanc nord sont peu nombreuses puisque la plus grande partie de ce flanc a disparu maintenant sous l'Indonésie. Ces identifications sont donc peu contraignantes pour les reconstitutions.

Les zones de fracture tracées dans le bassin de Wharton montrent une orientation générale N-S entre les époques de l'anomalie 32 et de l'anomalie 20. La principale zone de fracture est la fracture située juste à l'est de la ride de Ninetyeast. Elle correspond à une frontière transformante entre l'axe d'accrétion qui fonctionnait dans le bassin du Wharton et l'axe d'accrétion qui fonctionnait entre l'Antarctique et l'Inde, pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen. La ride de Ninetyeast montre la même orientation que cette zone de fracture. Entre l'époque de l'anomalie 32 et la période de réorganisation majeure du Crétacé moyen, la direction des zones de fracture est NNW-SSE. La plus importante est celle située au nord de la ride de Broken, juste à l'est de la ride de Ninetyeast.

Pour les reconstitutions aux époques choisies de la période Eocène moyen-Crétacé moyen, nous avons procédé de la manière suivante : la reconstitution du système Inde-Antarctique-Afrique à une époque donnée étant établie, nous avons cherché une position de l'Australie par rapport à l'Inde et à l'Antarctique à cette époque, contrainte principalement par deux mouvements transformants :

-A l'est, le mouvement transformant entre les marges de la Tasmanie et de la ride de Tasmanie du côté australien, et la marge de la Terre de George V du côté de l'Antarctique. Nous avons vu que la reconstitution de l'époque à l'anomalie 20 entre l'Antarctique et l'Afrique montre que ces deux marges se présentent dans le même alignement. Cet alignement suggère qu'elles ont évolué d'une manière transformante.

-A l'ouest, le mouvement transformant entre l'Inde et l'Australie le long de la ride de Ninetyeast. Nous présenterons dans la reconstitution de chaque époque la ride Ninetyeast liée d'une part à l'Inde et d'autre part à l'Australie. Pour que le mouvement transformant entre l'Inde et l'Australie soit vérifié, il faudrait que ces deux structures s'alignent ou se superposent.

2.2.3 - Reconstitutions aux époques situées pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen

Dans ce paragraphe, nous allons présenter les reconstitutions de l'océan Indien aux époques des anomalies 24, 28, 32 et 34.

Reconstitution à l'époque de l'anomalie 24 (53 Ma)

L'anomalie 24 est datée de l'Eocène inférieur, il y a 53 Ma [Cande et Kent, 1992]. La planche III montre la position des plaques les unes par rapport aux autres à cette époque. Sur les planches II, III, IV et V, le continent indien, la ride de Chagos-Laccadive, la zone de fracture de Chagos correspondent à la reconstitution de la plaque Inde (au nord de l'Equateur) par rapport à l'Afrique. Les anomalies magnétiques du bassin Central Indien, la ride de Ninetyeast, correspondent à la reconstitution de la plaque du bassin Central Indien (au sud de l'Equateur) par rapport à l'Afrique.

Le système Antarctique-Afrique

La reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 24 est établie à partir des paramètres de Royer et al. [1988]. Elle est montrée sur la figure III-20.

-L'assemblage des anomalies magnétiques homologues est satisfaisant.

-La ride de Del Cano, qui constitue la partie occidentale du plateau de Crozet, chevauche la partie sud du plateau de Madagascar. Ceci suggère que sa séparation du plateau de Madagascar est postérieure à cette époque.

Le système Antarctique-Afrique-Inde

Le pôle de rotation totale calculé, pour la reconstitution entre la plaque BCI et l'Antarctique à l'époque de l'anomalie 24, se situe à 14,2° N et 21,1° E avec un angle de rotation de 34°. L'assemblage des anomalies magnétiques homologues situées juste au SE de la faille transformante Maurice-Chagos montre un recouvrement. La reconstitution qui permet de superposer correctement ces anomalies magnétiques comme l'ont fait Patriat et Ségoufin [1988], est problématique pour les directions des zones de fracture du bassin de Crozet.

Le pôle de rotation calculée pour la reconstitution de l'Inde par rapport à l'Afrique se situe à 18,38° N, 37,51° E et 30,38°. Cette reconstitution est montrée sur la figure III-21 :

-L'assemblage des anomalies magnétiques homologues du bassin de Somalie Oriental et du bassin d'Arabie est incohérent. Nous ne disposons pas de profils magnétiques qui permettent de vérifier la validité des identifications dans le bassin d'Arabie.

-Les zones de fracture de Maurice et de Chagos se trouvent dans l'alignement l'une de l'autre. Ce système transformant décale l'axe d'accrétion de la ride centrale indienne et l'axe d'accrétion du bassin de Somalie Oriental de plus d'un millier de kilomètres.

-La partie méridionale du banc des Maldives chevauche la partie méridionale du banc de Saya de Malha. Ceci implique que le début de formation de ces structures date de l'époque de l'anomalie 24. Les sédiments atteints dans le site ODP 715 sont d'âge 52 à 53 Ma.

Le système Antarctique-Inde-Australie

Le pôle de rotation totale calculé pour la reconstitution de l'Australie par rapport à l'Antarctique à l'époque de l'anomalie 24 se situe à 14,8° N et 31,5° E avec un angle de rotation de 25,11°. Cette reconstitution montre (figure III-22) :

-Un assemblage des anomalies magnétiques cohérent, sauf pour l'anomalie magnétique la plus occidentale identifiée sur la plaque Antarctique. La reconstitution de Royer et Sandwell [1989] montre un assemblage différent. Ces auteurs choisissent de superposer les anomalies magnétiques des deux extrémités occidentale et orientale du bassin Antarctique-Australie. Alors, l'assemblage des anomalies du centre montre un recouvrement.

-La marge occidentale de la ride de Tasmanie s'aligne avec la marge de l'Antarctique au niveau de la Terre de George V, si l'on tient compte du mouvement sénestre de la ride de Tasmanie par rapport à la Tasmanie ou de la ride de Tasmanie et de la Tasmanie par rapport à l'Australie, que nous avons déjà évoqué.

-Le domaine Central des Kerguelen est lié à la ride de Broken, et donc à l'Australie. Le domaine Sud subit le même mouvement que l'Antarctique. Ce mouvement correspond à l'ouverture du bassin de Labuan.

La position de l'Inde par rapport à l'Australie montre :

-Un bon assemblage des anomalies magnétiques homologues.

-La ride de Ninetyeast liée à l'Australie et cette même ride liée à l'Inde se présentent dans l'alignement l'une de l'autre. Le décalage entre la dorsale sud est indienne et celle du bassin de Wharton le long de la ride de Ninetyeast est difficile à calculer puisqu'on ne dispose pas d'identifications à l'est de cette ride. Néanmoins nous l'estimons supérieur à 1000 km (forage ODP sur la ride de Ninetyeast).

Reconstitution à l'époque de l'anomalie 28 (64 Ma)

L'anomalie 28 est datée du Paléocène inférieur, il y a 64 Ma [Cande et Kent, 1992]. La planche IV montre la position des plaques les unes par rapport aux autres à cette époque.

L'anomalie magnétique 28 est assez pauvrement définie : peu d'identifications sur le flanc oriental de la ride centrale indienne, sur le flanc nord de la ride sud ouest indienne entre la fracture de Prince Edward et 48°E et sur les deux flancs de la dorsale fossile du bassin de Wharton. Elle est absente sur les deux flancs de la dorsale sud est indienne. Par conséquent, la reconstitution des plaques à cette époque est la moins contrainte de toute la série anomalie 20-anomalie 34.

Le système Antarctique-Afrique

Le pôle de rotation totale calculé pour la reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 28, se situe à $2,4^{\circ}$ N et 43° W avec un angle de rotation de $11,28^{\circ}$. Cette reconstitution montre que (figure III-23) :

-L'assemblage des anomalies magnétiques homologues de cette époque est satisfaisant.

-La ride de Del-Cano se superpose à la partie la plus méridionale du plateau de Madagascar. Le banc de Crozet se situe au sud de l'axe d'accrétion, restitué à cette époque. Ce qui signifie qu'à cette époque ce plateau a été déjà formé.

Le système Antarctique-Afrique-Inde (figure III-24)

Le pôle de rotation totale calculé, pour la reconstitution entre l'Antarctique et la plaque BCI à l'époque de l'anomalie 28 se situe à $11,97^{\circ}$ N et $14,67^{\circ}$ E avec un angle de rotation de $43,50^{\circ}$.

Le pôle de rotation calculé pour la position de l'Inde par rapport à l'Afrique se situe à $18,7^{\circ}$ N et $28,76^{\circ}$ E avec un angle de $39,13^{\circ}$. Cette reconstitution montre que :

-Les zones de fracture de Maurice et de Chagos se trouvent dans l'alignement l'une de l'autre. La partie méridionale de la fracture de Chagos se superpose avec l'escarpement oriental du plateau de Madagascar, orienté NE-SW et matérialisé par les lignes bathymétriques 3000 m et 4000 m. Ce système transformant décale l'axe d'accrétion de la ride centrale indienne et l'axe d'accrétion du bassin des Mascareignes de 250 à 300 km.

-La ride de Laccadive chevauche le banc de Saya de Malha (plateau des Mascareignes). Ceci implique que le début de la formation du banc Laccadive et du banc de Saya de Malha se situe entre l'époque de l'anomalie 28 et l'époque de l'anomalie 24. L'âge des sédiments atteints dans le forage industriel SM1 est de 58 à 62 Ma; l'âge des sédiments atteints dans le site 219 est supérieur à 59 Ma. Ces âges confirment cette hypothèse.

-L'ouverture du bassin d'Arabie et du bassin des Mascareignes se produit simultanément, comme en témoignent la présence de l'anomalie 28 dans ces deux bassins.

Notre position de l'Inde par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie 28, diffère de celle proposée par Patriat et Ségoufin [1988]. Ces auteurs proposent une reconstitution entre ces deux plaques, telle que la marge occidentale du banc des Maldives s'aligne avec la marge SE du banc de Saya de Malha. De même, le bassin de Somalie Oriental reste plus ouvert que dans notre reconstitution. Un tel arrangement entraîne un recouvrement des fractures homologues de Chagos et de Maurice.

Pour la reconstitution du banc des Seychelles et du plateau des Mascareignes par rapport à Madagascar à l'époque de l'anomalie 28, nous avons utilisé les identifications des anomalies magnétiques de DeRibet [1989] et de Dyment [1991] et la direction de la zone de fracture de Wilshaw. Le pôle de rotation totale calculé pour cette reconstitution est situé à $0,88^{\circ}$ S et $34,32^{\circ}$ E avec un angle de $2,5^{\circ}$.

Le système Antarctique-Inde-Australie

L'absence d'identifications d'anomalies magnétiques 28 et la rareté des zones de fracture (une seule zone de fracture, la fracture de George V) dans le bassin Australie-Antarctique, ainsi que la pauvreté de données magnétiques dans le bassin de Wharton, rendent la reconstitution des axes d'accrétion de ce système à cette époque, difficile.

Le pôle de rotation totale calculé, pour la reconstitution entre l'Antarctique et l'Australie, se situe à $12,3^\circ$ et $32,5^\circ$ E avec un angle de rotation de $25,5^\circ$. Cette reconstitution montre, comme pour l'époque de l'anomalie 24, un recouvrement des marges homologues, la marge occidentale de la ride de Tasmanie et de la marge de l'Antarctique au niveau de la Terre de George V.

Reconstitution à l'époque de l'anomalie 32

L'anomalie 32 est datée du Maestrichtien, il y a 73 Ma [Cande et Kent, 1992]. La planche V montre la position des plaques les unes par rapport aux autres à cette époque.

Le système Antarctique-Afrique

Le pôle de rotation totale calculé, pour la reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 32 se situe à $3,1^\circ$ N et $136,9^\circ$ E avec un angle de rotation de $13,45^\circ$. Cette reconstitution montre (figure III-25) :

-Un assemblage des anomalies magnétiques homologues satisfaisant.

-La fracture d'Astrid s'aligne avec la fracture du Mozambique. La fracture de Conrad s'aligne avec la fracture de Madagascar.

Le système Antarctique-Afrique-Inde

Le pôle de rotation totale calculé, pour la reconstitution de la plaque BCI par rapport à l'Antarctique, se situe à $10,3^\circ$ N et $10,2^\circ$ E avec un angle de $55,1^\circ$. Cette reconstitution montre que :

-L'assemblage des anomalies magnétiques homologues est satisfaisant.

-Le plateau de Crozet se présente juste au nord du point triple du système Afrique-Antarctique-Inde reconstitué à cette époque. Ceci suggère que le début de la formation de ce plateau aurait eu lieu à partir de l'époque de l'anomalie 32.

Le pôle de rotation totale de l'Inde par rapport à l'Afrique se situe à 18° N, $23,33^\circ$ E avec un angle de $49,51^\circ$. La position de l'Inde par rapport à l'Afrique montre que (figure III-26) :

-La fracture de Chagos se superpose à l'escarpement oriental du plateau de Madagascar, orienté NE-SW et matérialisé par les lignes bathymétriques 3000 et 4000m. Cette observation signifie que cet escarpement correspond au prolongement vers le SW de la zone de fracture de Maurice.

-La marge occidentale de l'Inde recouvre le plateau des Mascareignes, entre la marge sud du banc des Seychelles et le banc de Saya de Malha. Cette observation signifie que la ride de Chagos-Laccadive et le plateau des Mascareignes (à l'exception

du banc des Seychelles) n'existaient pas encore à l'époque de l'anomalie 32. Le début de leur formation serait intervenu peu après cette époque.

-Le bassin de Somalie Oriental, au NE du banc des Seychelles n'existait pas à cette époque. La marge occidentale de l'Inde et la marge occidentale du plateau des Mascareignes sont parallèles. Cette observation laisse supposer que ces deux traits structuraux appartenaient à la marge ouest indienne avant l'époque de l'anomalie 32. Ils ont été séparé par un axe d'accrétion qui s'est installé peu après cette époque. Dans cette hypothèse, l'évolution du banc des Seychelles par rapport à Madagascar avant l'époque de l'anomalie 32, est étroitement liée à l'évolution de l'Inde.

La position du banc des Seychelles et du plateau des Mascareignes par rapport à Madagascar, à l'époque de l'anomalie 32, est déterminée en utilisant les identifications des anomalies magnétiques homologues dans le bassin des Mascareignes, et la direction de la fracture de Wilshaw. Le pôle de rotation est le même que celui utilisé pour l'époque de l'anomalie 28 ($0,88^\circ$ S et $34,32^\circ$ E).

Le système Inde-Antarctique-Australie

Comme pour l'époque de l'anomalie 28, l'absence d'identifications d'anomalies magnétiques et la rareté des zones de fracture dans le bassin Australie-Antarctique, ainsi que la rareté des données magnétiques dans le bassin de Wharton, rendent la reconstitution des axes d'accrétion à cette époque difficile.

Le pôle de rotation totale calculé, pour la reconstitution entre l'Antarctique et l'Australie, se situe à $10,48^\circ$ N et $32,36^\circ$ E avec un angle de rotation de $26,27^\circ$. Cette reconstitution montre un recouvrement entre la marge occidentale de la ride de Tasmanie et la marge de l'Antarctique au niveau de la Terre de George V.

La position de l'Inde par rapport à l'Australie à l'époque de l'anomalie 32 montre que la ride de Ninetyeast liée à l'Australie et la ride de Ninetyeast liée à l'Inde ne se présentent pas dans le même alignement. En effet, la direction de l'ouverture entre l'Inde et l'Australie, entre l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen et l'époque de l'anomalie 32, est NNW-SSE, comme en témoigne la zone de fracture située juste au nord de la partie occidentale de la ride de Broken et à l'est de la ride de Ninetyeast.

Reconstitution à l'époque de l'anomalie 34

L'anomalie 34 est datée du Campanien inférieur, il y a 83 Ma [Cande et Kent, 1992]. C'est la première anomalie identifiée après la période magnétique calme. La position des plaques les unes par rapport aux autres à cette époque constitue une contrainte importante pour remonter au stade de l'ouverture initiale de l'océan Indien. La planche VI montre la position des plaques les unes par rapport aux autres à cette époque.

Le système Antarctique-Afrique

La reconstitution de l'Antarctique par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie 34 est celle de Royer et al. [1988]. Le pôle de rotation totale est situé à 2° N et $140,8^\circ$ E avec un angle de $17,85^\circ$. Cette reconstitution montre (figure III-27) :

-Une superposition des anomalies magnétiques homologues satisfaisante.

-Les fractures de Madagascar et du Mozambique s'alignent avec les fractures de Conrad et d'Astrid, respectivement.

-La partie septentrionale de la ride de Conrad chevauche la partie méridionale du plateau de Madagascar. Leurs deux flancs, matérialisés par les lignes bathymétriques 2000 m, se trouvent dans l'alignement l'un de l'autre. Ces deux structures se situent au niveau du point triple du système Inde-Afrique-Antarctique.

Le système Antarctique-Afrique-Inde (figure III-28)

Nous rappelons qu'à partir de cette époque nous utilisons une seule position de l'Inde puisque la croûte océanique déformée du bassin Central Indien est créée postérieurement à cette époque.

Le pôle de rotation totale calculé, pour la reconstitution entre l'Antarctique et l'Inde à l'époque de l'anomalie 34 se situe à $8,5^{\circ}$ N et $10,73^{\circ}$ E avec un angle de rotation de $64,27^{\circ}$. Cette reconstitution montre un bon assemblage des anomalies magnétiques homologues du bassin Central Indien et du bassin de Crozet.

Le système Antarctique-Inde-Australie

Le pôle de rotation totale calculé pour la reconstitution de l'Australie par rapport à l'Antarctique est situé à $7,9^{\circ}$ N et $32,9^{\circ}$ E avec un angle de $27,1^{\circ}$. Cette reconstitution montre que (figure III-29) :

-La marge de la Tasmanie et de la ride de Tasmanie du côté australien, et la marge de l'Antarctique au niveau de la Terre de George V, se recouvrent (planche VI).

-Les rides externes de la marge sud australienne et de la marge de l'Antarctique se recouvrent. Nous rappelons que ces deux rides constituent les limites externes des zones magnétiques calmes du bassin Australie-Antarctique.

-L'assemblage des anomalies magnétiques homologues identifiées dans le bassin Antarctique-Australie est satisfaisant.

-La zone de transition entre les domaines Central et Sud des Kerguelen, marquée par la présence du Graben 77° E, n'existait pas à cette époque.

La position de l'Inde par rapport à l'Australie montre que la ride de Ninetyeast liée à l'Inde ne s'aligne pas avec la ride de Ninetyeast liée à l'Australie. Nous avons déjà fait cette observation pour la reconstitution à l'époque de l'anomalie 32.

2.2.4 - Reconstitution de la situation antérieure à l'anomalie 34 (90-93Ma; Turonien-Cénomanién)

Ce stade se situe dans la période magnétique calme, entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de l'anomalie M0 (83-119 Ma). Il correspond à la fin d'une période de réorganisation majeure des plaques qui aurait affecté toutes les frontières du globe. Nous présenterons les manifestations cinématiques de cette réorganisation dans l'océan Indien, après avoir décrit les mouvements qui nous ont amené à établir la configuration des plaques, les unes par rapport aux autres, juste après cette réorganisation. La reconstitution de cette époque est montrée sur la planche VII.

Le système Antarctique-Afrique

La contrainte principale utilisée pour déterminer la position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique est : l'alignement des zones de fracture d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique avec les zones de fracture du Mozambique et de Madagascar du côté de l'Afrique, respectivement.

Pour déterminer la position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique juste après la réorganisation majeure du Crétacé moyen, nous avons utilisé la démarche suivante : à partir de la position de ces deux plaques à l'époque de l'anomalie 34, nous avons fait subir à l'Antarctique une rotation supplémentaire autour du pôle de rotation finie de la période anomalie 32-anomalie 34. L'angle de rotation est choisi de manière que l'axe d'accrétion reconstitué à cette époque ne chevauche pas le plateau continental des Aiguilles à l'ouest, et de manière que cet axe se situe entre la ride de Conrad et la partie méridionale du plateau de Madagascar à l'est. Le pôle composé est situé à $4,27^{\circ}$ N et $33,86^{\circ}$ W avec un angle de $25,56^{\circ}$. Cette reconstitution montre que (figure III-30) :

-Les zones de fracture du Mozambique et de Madagascar du côté de l'Afrique et les zones de fracture d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique, s'alignent respectivement.

-La ride de Conrad se superpose à la partie septentrionale du plateau de Madagascar, au voisinage du point triple du système Inde-Antarctique-Afrique. Les bordures occidentales de ces deux structures matérialisées par les lignes bathymétriques 2000 m, se trouvent dans l'alignement l'une de l'autre. Cet alignement coïncide avec l'alignement que forme l'assemblage des deux marges homologues de Madagascar et de l'Inde. Il coïncide aussi avec la direction des zones de fracture qui ont fonctionné entre l'Antarctique et l'Afrique pendant cette époque (la fracture Madagascar-Conrad).

La configuration de l'axe d'accrétion entre l'Antarctique et l'Afrique à cette époque est héritée de l'époque de l'anomalie 34. Nous l'avons tracé en utilisant la démarche suivante : nous avons pris l'isochrone 34 comme guide. Nous l'avons fixé d'abord par rapport à l'Afrique puis, nous lui avons fait subir une rotation avec les paramètres de la rotation finie de l'époque anomalie 34-période de réorganisation majeure. En supposant que le taux d'ouverture est symétrique, l'axe serait situé à mi-distance des deux isochrones 34. Le premier segment de cet axe d'accrétion se présente juste au pied de la marge méridionale du plateau des Aiguilles. A l'est de la fracture de Madagascar-Conrad, l'axe d'accrétion se situe dans la partie centrale du plateau de Madagascar, au nord du bloc méridional, représenté par le contour bathymétrique 2000 m. Cette reconstitution suggère que le début de la formation de la ride de Conrad et de la partie méridionale du plateau de Madagascar se place à cette époque, au niveau ou au voisinage du point triple du système Inde-Antarctique-Afrique.

De cette reconstitution ressort une observation importante : il s'agit de l'asymétrie de la quantité de croûte océanique formée de part et d'autre de l'axe d'accrétion restitué entre Madagascar et l'Antarctique. Cette quantité est plus importante du côté de l'Antarctique que du côté de Madagascar. Cette observation suggère qu'un saut de dorsale s'est produit vers le nord, pendant la période de réorganisation. L'axe d'accrétion fossile se trouve piégé sur la plaque Antarctique, dans le bassin d'Enderby, au sud de la ride de Conrad.

Le système Afrique-Antarctique-Inde (figure III-31)

Pour déterminer la position de l'Inde par rapport à l'Antarctique juste après l'époque de la réorganisation majeure, nous avons utilisé les contraintes suivantes :

-La direction des zones de fracture des Kerguelen.

-La morphologie linéaire des deux marges homologues : la marge orientale de Madagascar et la marge occidentale de l'Inde.

Nous avons procédé de la manière suivante : nous avons appliqué à l'Inde (et le banc des Seychelles), à partir de sa position par rapport à l'Antarctique à l'époque de l'anomalie 34, une rotation supplémentaire. Le pôle de cette rotation a été calculé, par la méthode des moindres carrées, à partir du pointage altimétrique des zones de fracture des Kerguelen. La position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique à cette époque étant établie, l'angle de cette rotation est fourni par l'assemblage des marges homologues : la marge orientale de Madagascar et la marge occidentale de l'Inde. Le pôle de rotation totale se situe à $7,27^\circ$ N et $11,49^\circ$ E avec un angle de $72,9^\circ$. Nous avons représenté le Sri-Lanka dans sa position actuelle par rapport à l'Inde.

L'axe d'accrétion entre l'Inde et l'Antarctique à cette époque a été localisé en utilisant la même démarche que pour le système Antarctique-Afrique. Il est hérité de l'isochrone 34. Par rapport à l'Antarctique, il se situe au sud des monts Marion-Dufresne. Son dernier segment vers le SE, est décalé par les zones de fracture des Kerguelen.

Cette reconstitution met en évidence, comme pour le système Antarctique-Afrique, l'asymétrie de la quantité de croûte formée sur la plaque Antarctique et sur la plaque Indienne. Cette quantité est plus importante du côté de l'Antarctique que du côté de l'Inde. Cette observation suggère qu'un saut de dorsale s'est produit vers le nord, pendant la période de réorganisation du Crétacé. L'axe d'accrétion fossile se trouve piégé sur la plaque Antarctique, au niveau du bassin d'Enderby, au SE de la zone de fracture des Kerguelen.

La reconstitution du système Inde-Antarctique-Afrique montre que le début d'ouverture du bassin des Mascareignes survient à cette époque. La direction d'ouverture de ce bassin entre l'époque de la réorganisation du Crétacé et l'époque de l'anomalie 34, suggérée par ce modèle, est WNW-ESE. Cette direction coïncide avec l'orientation de l'escarpement oriental de la partie septentrionale du plateau de Madagascar, ainsi que celle du relief situé à la latitude 23° S, juste à l'est de Madagascar [carte GEBCO]. L'assemblage des deux marges linéaires est indienne et ouest malgache est remarquable. Il évoque un mouvement transformant entre ces deux plaques dans la direction de leurs marges homologues (NNE-SSW) qui se serait produit avant le début d'ouverture du bassin des Mascareignes. Nous verrons par la suite, lors des reconstitutions mésozoïques du système Inde-Antarctique-Madagascar, que ce mouvement s'est produit peu après l'arrêt de la dérive de Madagascar vers le sud, c'est-à-dire peu après l'époque de l'anomalie M0.

D'autre part, l'assemblage entre l'Inde et Madagascar à cette époque ne laisse pas de place pour le plateau des Mascareignes, si l'on considère que le domaine continental s'étend du banc des Seychelles jusqu'au banc de Saya de Malha comme l'a suggéré DeRibet [1989].

Le système Inde-Australie-Antarctique (figure III-32)

La reconstitution du système Afrique-Antarctique-Inde juste après l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen étant déterminée, nous avons intégré l'Australie en respectant les contraintes suivantes :

-Le mouvement transformant des deux marges homologues : la marge de la Terre de George V du côté Antarctique, et la marge occidentale de la Tasmanie et de la ride de Tasmanie du côté australien.

-La direction d'ouverture du bassin de Wharton, entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de la réorganisation majeure. Cette direction est NNW-SSE. Elle est représentée par la zone de fracture d'Investigator et la zone de fracture située au nord de la ride de Broken et à l'est de la ride de Ninetyeast.

Le pôle de rotation totale calculé, entre l'Antarctique et l'Australie, est situé à 4,05° N et 34,87° E avec un angle de 27,71°. Cette reconstitution montre que la marge nord du domaine Sud des Kerguelen et la bordure sud de la ride située au sud du bassin de Naturaliste se joignent.

La reconstitution du système Inde-Antarctique-Australie montre que la marge nord est indienne se situe juste au nord du complexe ride de Broken-Kerguelen.

L'axe d'accrétion entre l'Inde et l'Australie à cette époque est tracé en utilisant la même démarche que pour le système Antarctique-Afrique et le système Inde-Antarctique. Il est hérité de l'isochrone 34. Par rapport à l'Australie, le segment le plus occidental de cet axe d'accrétion se situe au nord de la province occidentale de la ride de Broken prise dans sa position actuelle. Le segment le plus oriental se situe au sud de la terminaison sud de la fracture d'Investigator. Les segments intermédiaires sont situés au NW de la ride d'Indiaman.

La reconstitution entre l'Inde et l'Australie met en évidence, comme pour les systèmes Antarctique-Afrique et Inde-Antarctique, l'asymétrie de la quantité de croûte formée sur la plaque australienne et sur la plaque indienne. Cette quantité est plus importante du côté de l'Australie que du côté de l'Inde. Cette observation suggère qu'un saut de dorsale s'est produit vers le NW, pendant la période de réorganisation. L'axe d'accrétion fossile se trouve piégé sur la plaque australienne, au niveau de la partie méridionale du bassin de Wharton.

2.2.5 - Les manifestations de la révolution du Crétacé moyen dans l'océan Indien

Les sauts de dorsale

La configuration des plaques les unes par rapport aux autres à laquelle on aboutit juste après la réorganisation majeure du Crétacé moyen, montre une asymétrie frappante de la quantité de croûte océanique présente de part et d'autre du nouvel axe d'accrétion restitué entre paires de plaques. Cette observation nous amène à proposer la présence de sauts de dorsale, et par conséquent d'axes fossiles, dans l'océan Indien.

Entre l'Antarctique et Madagascar-Afrique : l'axe fossile serait piégé sur la plaque Antarctique. Nous avons estimé sa position en utilisant l'isochrone M0. Nous avons procédé de la manière suivante : nous avons fixé l'isochrone M0 d'abord par rapport à l'Afrique puis, nous lui avons fait subir une rotation avec les paramètres de la rotation finie de l'époque anomalie M0-période de réorganisation majeure du Crétacé. En supposant que le taux d'ouverture est symétrique, l'axe serait situé à mi-distance des deux isochrones M0. Cette démarche sera utilisée pour déterminer la localisation des axes fossiles entre l'Antarctique et l'Inde et entre l'Inde et l'Australie. L'axe fossile entre l'Antarctique et Madagascar se situe dans le bassin d'Enderby à environ 600 km au sud des monts de l'Ob et de la Léna.

Entre l'Antarctique et l'Inde : l'axe fossile serait piégé sur la plaque Antarctique. Il se situerait à l'ouest du banc des Elans.

Entre l'Inde et l'Australie : l'axe fossile est piégé sur la plaque australienne au niveau du bassin de Wharton. Il se situerait entre la fracture d'Investigator et la ride

d'Horizon vers le nord, et correspond à la ride de Tryal vers le sud. Cette localisation est différente de celle proposée par Powell et al. [1988]; dans leur travail, ils situent l'axe fossile plus à l'ouest; il correspondrait aux rides de Dirck-Hartog et Lost-Dutchmen et s'étendrait vers le nord, à l'est de la ride d'Horizon.

Les changements de direction d'ouverture

Dans ce paragraphe, nous discuterons les principaux changements de direction d'ouverture des bassins océaniques, quand ils existent. Nous évoquerons d'abord les directions d'ouverture des étapes antérieures à la réorganisation majeure du Crétacé moyen, ensuite celles des étapes postérieures.

Entre l'Antarctique et l'Afrique-Madagascar : la direction d'ouverture de la dorsale sud ouest indienne ne montre pas de changement notable; elle reste NNE-SSW. Les fractures d'Astrid et de Conrad du côté Antarctique, et les fractures du Mozambique, de Madagascar et des Aiguilles du côté Afrique, représentent cette direction.

Entre l'Inde et l'Antarctique : la direction d'ouverture de l'Inde par rapport à l'Antarctique change. Elle passe d'une direction N-S avant l'époque de la réorganisation majeure à une direction NE-SW après cette époque. Ce changement de direction est marqué sur les cartes gravimétriques de Sandwell et Smith [1992] et de Haxby et Hayes [1991]. Au SE de la fracture des Kerguelen existent des directions N-S qui butent sur cette zone de fracture. Elles correspondent à la direction d'ouverture entre ces deux plaques avant l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen. La direction NE-SW de la zone de fracture des Kerguelen correspond à leur direction d'ouverture, après l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen.

Entre l'Inde et l'Australie : on note aussi un changement de direction de l'ouverture entre ces deux plaques. Par rapport à l'Australie, cette direction passe d'une direction NW-SE représentée par les fractures de Cuvier-Wallaby, de Cape-Range et du Naturaliste, avant l'époque de la réorganisation, à une direction NNW-SSE qui est celle de la fracture d'Investigator et de la fracture située au nord de la partie occidentale de la ride de Broken, juste à l'est de la partie méridionale de la ride de Ninetyeast, après la période de réorganisation.

Ouverture de nouveaux bassins océaniques et formations de nouvelles structures

Hypothèse de formation et d'évolution de la ride de Conrad et de la partie méridionale du plateau de Madagascar

Le modèle cinématique que nous proposons pour l'évolution de la dorsale sud ouest indienne pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen nous conduit à suggérer que la partie méridionale du plateau de Madagascar et la ride de Conrad sont homologues. Elles se sont formées avant l'époque de l'anomalie 34, probablement à l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen. Cette formation se serait produite au niveau du point triple du système Inde-Antarctique-Afrique. Elle coïnciderait avec le saut vers le nord de la dorsale sud ouest indienne survenue à cette époque, et le début de l'ouverture du bassin des Mascareignes entre l'Inde et Madagascar. L'évolution postérieure de ces deux structures dépend étroitement de celle des deux plaques auxquelles elles se rattachent : la ride de Conrad se rattache à l'Antarctique et le plateau de Madagascar à l'Afrique. La séparation définitive de ces deux structures s'est effectuée peu après l'époque de l'anomalie 32.

Ouverture du bassin des Mascareignes

La position de l'Inde par rapport à Madagascar pendant la période située juste après la réorganisation majeure, montre que la marge orientale de Madagascar et la marge occidentale de l'Inde sont jointives. Cette reconstitution implique que le début de l'ouverture du bassin des Mascareignes survient à cette époque. L'âge que nous proposons pour l'ouverture de ce bassin est plus grand que celui proposé par Storey et al. [1991]. Ces auteurs, à partir de datations effectuées sur les épanchements volcaniques situés sur la bordure orientale de Madagascar, datent cette ouverture de 84 Ma (époque de l'anomalie 34).

La forme linéaire de l'assemblage entre les marges homologues de l'Inde et de Madagascar suggère que le mouvement initial entre ces deux plaques est de nature transformante. L'orientation oblique des linéations magnétiques du bassin des Mascareignes par rapport à la marge orientale malgache suggère une ouverture par processus de "rifting". Nous verrons par la suite que nos reconstitutions cinématiques mésozoïques, nous conduisent à proposer un mouvement transformant sénestre entre l'Inde et Madagascar entre l'époque de l'anomalie M0 et la période de la réorganisation du Crétacé moyen.

Par conséquent, nous considérons que le début de la séparation entre l'Inde et Madagascar se serait produit d'abord par mouvement transformant, avec une direction NNE-SSW, entre l'époque de l'anomalie M0 et la période de réorganisation du Crétacé. Entre cette période de réorganisation et l'époque de l'anomalie 34, la séparation entre l'Inde et de Madagascar se serait produite par accréation océanique (ouverture du bassin des Mascareignes). Cette ouverture aurait emprunté une direction WNW-ESE pendant cette période. Cette direction nous est imposé par le mouvement entre l'Inde et l'Antarctique (direction de la fracture des Kerguelen) et par le mouvement entre l'Antarctique et l'Afrique (direction des fractures de Madagascar, du Mozambique, d'Astrid, de Conrad et des Aiguilles), pendant cette période. La direction initiale WNW-ESE de l'ouverture du bassin des Mascareignes est matérialisée sur la carte bathymétrique GEBCO, par la direction de l'escarpement oriental (WNW-ESE) du domaine Nord du plateau de Madagascar et par la direction du relief situé à 23°S, juste à l'est de la marge orientale de Madagascar.

Entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de l'arrêt du fonctionnement de la dorsale du bassin des Mascareignes [peu après l'époque de l'anomalie 27; DeRibet, 1989; Dymont, 1991], la direction d'ouverture de ce bassin est NE-SW comme en témoigne la direction de la fracture de Wilshaw.

L'âge proposé pour la période de réorganisation du Crétacé moyen

Plusieurs auteurs s'accordent sur la présence d'une réorganisation majeure lors de la période magnétique calme du Crétacé moyen. Cependant, l'âge de cette réorganisation reste très discutable : 90 Ma [Goslin et Patriat, 1984]; 93 Ma [Martin et al., 1982a et b; Martin et Hartnady, 1986] ou 96 Ma [Veevers et al., 1986; Powell et al., 1988]. A l'échelle du globe, les âges proposés pour cette réorganisation diffèrent aussi. En Atlantique Nord et Central, il serait de 88,5 Ma [Olivet et al., 1984]. Dans le Pacifique, il serait de 87 Ma [Mammerickx et Sharman, 1988; Verhoof et Dwin, 1986].

Dans notre travail, nous avons déterminé l'âge de cette réorganisation en nous fondant sur le changement de direction d'ouverture entre l'Inde et l'Antarctique survenu à cette époque. Ce changement de direction est matérialisé par un "coude" que forme l'extrémité SW de la fracture des Kerguelen et la direction d'ouverture antérieure N-S. Il est clairement visible sur les cartes gravimétriques de Haxby et Hayes [1991] et de Sandwell et Smith [1992]. Ainsi, en l'absence des anomalies magnétiques mésozoïques

à proximité de ce "coude", si on extrapole le taux d'ouverture moyen entre l'Inde et l'Antarctique de la période anomalie 34-anomalie 32, qui est de 90 km/Ma, à la période antérieure, l'âge de la réorganisation serait de 93 Ma.

Entre l'Antarctique et l'Afrique, si on extrapole le taux d'ouverture de la période anomalie M10-anomalie M0, qui est de 30 km/Ma, à la période postérieure, l'âge obtenu est de 74 Ma (c'est-à-dire l'époque de l'anomalie 32). Ce qui signifie que pendant la période anomalie M0-réorganisation du Crétacé, il y a eu une accélération de l'ouverture entre ces deux plaques. Par conséquent, si la reconstitution cinématique entre l'Antarctique et l'Afrique que nous proposons à ce stade correspond à l'époque 93 Ma, le taux d'ouverture moyen entre ces deux plaques pendant la période anomalie M0-93 Ma, serait de 64 km/Ma.

Entre l'Inde et l'Australie, si on extrapole le taux d'ouverture de la période anomalie M10-anomalie M0, qui est de 50 km/Ma, à la période postérieure, l'âge obtenue est de 91 Ma.

Par conséquent, nous proposons un âge de la réorganisation majeure du Crétacé moyen de 90-93 Ma.

2.3 - La troisième période : la période située entre l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen (90-93 Ma) et l'époque de l'anomalie M0 (119 Ma)

2.3.1 - Introduction

Cette période débute à l'époque de la réorganisation majeure survenue au Crétacé moyen (90-93 Ma) et se termine à l'époque de l'anomalie M0 (119 Ma). Dans l'océan Indien, pendant cette période, cinq plaques majeures étaient en mouvement les unes par rapport aux autres : l'Afrique, Madagascar, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique. Dans ce chapitre, nous présenterons les contraintes utilisées dans l'évolution de chaque système pendant cette période. Nous présenterons la reconstitution à l'époque de l'anomalie M0 et nous décrirons les mouvements des plaques les unes par rapport aux autres, pendant cette période.

2.3.2 - Les contraintes principales utilisées dans l'évolution de chaque système pendant cette période

De la même manière que pour la deuxième période, nous commencerons par établir des reconstitutions entre l'Afrique et l'Antarctique et entre l'Afrique et Madagascar, bien contraintes par les anomalies magnétiques et les zones de fracture. Ensuite, nous intégrerons l'Inde puis l'Australie.

Le système Antarctique-Afrique

Nous avons vu dans la deuxième partie (chapitre 2) que dans la plupart des travaux antérieurs [Ségoufin et Patriat, 1981; Martin et Hartnady, 1986; et Royer et Coffin, 1992], la reconstitution de l'époque à l'anomalie M0 se fonde essentiellement sur l'assemblage des anomalies magnétiques mésozoïques identifiées dans le bassin d'Enderby par Bergh [1977], et dans le bassin du Mozambique par Ségoufin [1978] et Simpson et al. [1979]. Aucune importance n'est attribuée à la direction des principales zones de fracture (Astrid, Conrad, Mozambique, Aiguilles et Madagascar) qui ont fonctionné pendant la période magnétique calme du Crétacé. Nous avons discuté les conséquences des différents assemblages proposés par les auteurs sur les directions d'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique pendant cette période.

Dans ce travail, nous considérons que les identifications des anomalies magnétiques mésozoïques dans l'océan Indien Occidental sont peu nombreuses. Elles ne peuvent à elles seules contraindre l'évolution entre l'Antarctique et l'Afrique pendant la période réorganisation du Crétacé moyen-anomalie M0. Par conséquent, nous avons utilisé comme contrainte supplémentaire la direction des zones de fracture qui ont fonctionné pendant cette période : les fractures d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique, et les fractures du Mozambique, de Madagascar et des Aiguilles du côté de l'Afrique.

Le système Afrique-Madagascar

Les contraintes principales utilisées pour la reconstitution du système Afrique-Madagascar à l'époque de l'anomalie M0 sont :

- La direction de la zone de fracture de Davie.

-L'assemblage des anomalies magnétiques mésozoïques homologues du bassin de Somalie Occidental.

La principale zone de fracture identifiée dans le bassin de Somalie Occidental est la fracture de Davie. Nous avons vu que le tracé de cette fracture diffère suivant les auteurs. D'après Malod et al. [1991] et Raillard [1990], la ride de Davie se présente sous forme d'un petit cercle concave vers l'ouest. Elle relie la marge est africaine à l'escarpement de la marge SW malgache. D'après Coffin et Rabinowitz [1987], cette ride serait linéaire et de direction N-S. Elle ne relie pas les marges homologues de l'Afrique et de Madagascar. Suivant qu'on utilise l'un ou l'autre de ces deux tracés, l'orientation de la marge orientale de Madagascar pendant l'évolution mésozoïque du bassin de Somalie Occidental est différente. Elle serait NNE-SSW, si on adopte le tracé de Coffin et Rabinowitz [1987], et NE-SW si on adopte le tracé de Malod et al. [1991] et de Raillard [1990]. L'orientation de cette marge est importante puisqu'elle intervient indirectement dans l'assemblage initial des marges homologues de l'Inde et de l'Antarctique. Dans ce travail, nous avons tracé la ride de Davie à partir de la carte gravimétrique de Sandwell et Smith [1992]. Ce tracé est très proche de celui de Malod et al. [1991] et de Raillard [1990].

L'interprétation des anomalies magnétiques mésozoïques identifiées sur les deux flancs de la dorsale fossile du bassin de Somalie Occidental est controversée. Selon Ségoufin et Patriat [1980] et Cochran [1988], la plus jeune anomalie magnétique correspond à l'anomalie M0; la plus ancienne correspond à l'anomalie M22. Dans cette hypothèse, Madagascar a atteint sa position actuelle par rapport à l'Afrique peu après l'époque de l'anomalie M0. Selon Rabinowitz et al. [1983] et Coffin et Rabinowitz [1987], la plus jeune anomalie magnétique correspond à l'anomalie M10; la plus ancienne correspond à l'anomalie M25. Dans cette hypothèse, Madagascar a atteint sa position actuelle peu après l'époque de l'anomalie M10. Dans notre modèle cinématique, nous utiliserons l'hypothèse de Ségoufin et Patriat [1980] et de Cochran [1988], pour les raisons que nous avons évoquées dans la première partie : le recouvrement entre l'Antarctique et Madagascar à l'époque de l'anomalie M10 [dans l'hypothèse de Rabinowitz et al., 1983].

Pour la reconstitution entre Madagascar et l'Afrique, nous avons utilisé aussi d'autres contraintes. Il s'agit de la direction des zones de fracture de Vlcc, Dhow et Ars identifiées par Bunce et Molnar [1977], et la direction des segments nord des fractures G et H identifiées par Ségoufin [1981]. Ces zones de fracture montrent des tracés moins précis que celui de la ride de Davie.

Pour déterminer la position de Madagascar par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0, nous avons utilisé la démarche suivante : par la méthode des moindres carrés, nous avons calculé le pôle dont les trajectoires synthétiques passaient au mieux par le pointé altimétrique de la ride de Davie. L'angle de rotation est fourni par la superposition des anomalies magnétiques homologues de l'époque considérée.

Le système Afrique-Antarctique-Madagascar-Inde

La reconstitution du système Afrique-Antarctique-Madagascar étant établi, nous avons intégré l'Inde.

Nous avons vu que la reconstitution à l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen correspond au début de l'ouverture du bassin des Mascareignes. Les marges homologues de l'Inde et de Madagascar montrent un assemblage linéaire remarquable. Cet assemblage, comme nous l'avons déjà dit, suggère un mouvement transformant entre ces deux plaques avant leur séparation définitive.

Dans un premier temps, nous avons considéré que l'Inde et Madagascar sont restés solidaires pendant la période réorganisation du Crétacé moyen-anomalie M0. Ce qui signifie que, par rapport à Madagascar, la place qu'occupe l'Inde à l'époque de l'anomalie M0 et à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen est la même. Pour déterminer la position de l'Inde par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0, nous lui avons appliqué, à partir de sa position à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen, la rotation qui amène Madagascar à sa position à l'époque de l'anomalie M0. Cette reconstitution est représentée sur la figure III-33-A. Elle montre un assemblage serré entre l'Inde et l'Antarctique. Cette position de l'Inde est aussi problématique pour la direction des structures situées à l'ouest de l'Australie. Pour la reconstitution du système Madagascar-Inde-Antarctique-Australie, à l'époque de l'anomalie M10, nous avons utilisé la même démarche. Elle est représentée sur la figure III-33-B. Cette figure montre un recouvrement entre l'Inde et l'Antarctique. Pour l'éviter, nous avons déplacé l'Inde vers le nord, dans le sens de l'alignement NNE-SSW que forment les marges homologues de l'Inde et de Madagascar. La position recherchée de l'Inde ne doit pas montrer de recouvrement avec l'Antarctique, à l'époque de l'anomalie M0 et à l'époque de l'anomalie M10. Cette position doit aussi être cohérente avec la direction des structures situées à l'ouest de l'Australie. Ces directions ont enregistré l'évolution mésozoïque entre le bloc Nord de l'Inde, solidaire de l'Inde, et l'Australie. Nous évaluerons la quantité du mouvement transformant entre l'Inde et Madagascar après avoir réalisé la reconstitution du système Antarctique-Inde-Madagascar à l'époque de l'anomalie M10.

Le système grande Inde-Antarctique-Australie

La reconstitution du système Afrique, Madagascar, Antarctique et grande Inde étant établie, nous avons intégré l'Australie. Ce qu'on appelle la grande Inde à cette époque, c'est l'ensemble Inde et le bloc Nord de l'Inde qui était adjacent à la marge ouest australienne dans le Gondwana. Il faut noter que, dans ce travail, nous avons fait l'hypothèse que l'Inde et son bloc Nord sont restés solidaires depuis le début de l'ouverture de l'océan Indien Oriental.

Les contraintes principales utilisées pour la reconstitution du système grande Inde-Antarctique-Australie, à l'époque de l'anomalie M0, sont :

Entre la grande Inde et l'Australie :

-La direction des zones de fracture situées à l'ouest de l'Australie. Ce sont : les zones de fracture de Cape-Range, de Cuvier-Wallaby et du Naturaliste. Les zones de fracture de Cape-Range et de Cuvier-Wallaby se situent au nord de 30°S. Leur tracé à partir des cartes gravimétriques de Haxby [1987] et de Sandwell et Smith [1992] est moins précis que celui de la fracture du Naturaliste, située au sud de cette latitude. Cependant, leur direction générale est bien établie. Elle est NW-SE, identique à celle de la fracture du Naturaliste.

-Les identifications des anomalies magnétiques mésozoïques M0 à l'ouest de la marge australienne, dans les bassins de Perth, de Cuvier et de Gascogne [Larson, 1975; Markl, 1978; Powell et al., 1988]. Leurs homologues ont disparu sous l'Indonésie. Ces identifications ne constituent pas une contrainte importante, mais ils permettent de localiser l'axe d'accrétion à cette époque.

Entre l'Australie et l'Antarctique :

-Le mouvement transformant des marges homologues : la marge de la Tasmanie et la marge de la Terre de George V en Antarctique, entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen.

2.3.3 - Reconstitution du stade de l'anomalie M0 (119 Ma)

L'anomalie M0 est datée de l'Aptien, il y a 119 Ma [Kent et Gradstein, 1986]. La planche VIII montre la position des plaques les unes par rapport aux autres à cette époque.

Le système Madagascar-Afrique

Le pôle de rotation calculé pour la reconstitution de Madagascar par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0 est situé à $5,2^{\circ}$ N et $92,4^{\circ}$ W avec un angle de $0,75^{\circ}$. L'assemblage des anomalies magnétiques homologues du bassin de Somalie Occidental est montré sur la figure III-34. Sur cette figure, on peut observer une légère lacune dans l'assemblage des anomalies magnétiques homologues les plus occidentales. L'anomalie la plus orientale du flanc sud se superpose avec son homologue. Il est impossible, avec ce pôle de rotation, de superposer l'ensemble des anomalies magnétiques homologues M0 dans le bassin de Somalie Occidental.

Les trajectoires synthétiques de la rotation utilisée sont parallèles au tracé de la ride de Davie (figure III-35). Elles montrent aussi un parallélisme avec les fractures Vlcc, Dhow et Ars de Bunce et Molnar [1977] et avec les segments nord des fractures G et H de Ségoufin [1981]. Cependant, elles sont légèrement obliques aux segments sud des fractures G et H. L'extension de ces fractures vers le sud n'est pas bien contrôlée : on ne dispose que de peu de routes pour pouvoir les tracer de façon précise.

Le système Antarctique-Afrique

Le pôle de rotation calculé pour la reconstitution de l'Antarctique par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0 est situé à $6,3^{\circ}$ N et $151,1^{\circ}$ E avec un angle de $42,39^{\circ}$. Cette reconstitution montre que (figure III-34) :

-Les segments homologues de la zone de fracture du Mozambique du côté de l'Afrique et la zone de fracture d'Astrid du côté de l'Antarctique s'alignent.

-La marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell se présente au sud de la ride du Mozambique.

-La ride de Maud occupe la vallée de Natal, à l'ouest de la partie méridionale de la ride du Mozambique.

-La ride d'Astrid se situe à l'est de la ride du Mozambique. Ces deux structures ne sont donc pas homologues.

-Les séquences des anomalies magnétiques M0 du bassin de Mozambique et celles du bassin d'Enderby sont homologues : superposition des séquences occidentales de ces deux bassins entre elles et des séquences orientales entre elles.

Les trajectoires synthétiques des pôles de rotation finie de l'Antarctique par rapport à l'Afrique et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique, entre l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen et l'époque de l'anomalie M0, sont présentées sur les figures III-36-A et III-36-B, respectivement. Elles sont parallèles aux fractures du Mozambique et de Madagascar, et aux fractures d'Astrid et de Conrad.

Le système Inde-Sri Lanka-Madagascar-Antarctique

La reconstitution entre l'Inde et Madagascar à l'époque de l'anomalie M0 est la même que celle à l'époque de l'anomalie M10. Nous reviendrons sur cette reconstitution dans le paragraphe suivant.

D'autre part, nous avons appliqué à Sri-Lanka par rapport à l'Inde une rotation autour du pôle situé à $11,26^\circ$ N et $78,67^\circ$ E avec un angle de $22,75^\circ$, pour éviter son recouvrement avec l'Antarctique. Nous reviendrons également sur cette reconstitution dans le paragraphe ci-dessous. La marge orientale du Sri-Lanka et la partie méridionale de la marge est indienne se retrouve dans le même alignement.

La reconstitution entre l'Inde, Sri Lanka et l'Antarctique est représentée sur la figure III-37. Elle montre un parallélisme entre la partie méridionale de la marge est indienne (y compris la marge orientale du Sri-Lanka) et la partie occidentale de la marge de la Terre d'Enderby, à l'est de la ride de Gunnerus. La partie occidentale de cet assemblage montre que ces deux marges sont très rapprochées. Par rapport à l'Afrique, elles présentent une orientation NE-SW. Plus à l'est, la partie septentrionale de la marge est indienne et la marge orientale de la Terre d'Enderby en Antarctique sont plus espacées.

Entre Madagascar et l'Antarctique, la reconstitution de l'époque de l'anomalie M0 montre un recouvrement entre l'Antarctique et la partie méridionale du plateau de Madagascar, et entre la ride de Gunnerus et la partie septentrionale de ce plateau. Ce qui signifie qu'à l'époque de l'anomalie M0, la ride de Gunnerus et la partie méridionale du plateau de Madagascar n'existaient pas encore. L'orientation de l'escarpement occidental de la ride de Gunnerus coïncide avec les trajectoires synthétiques du pôle de rotation finie entre Madagascar et l'Antarctique, entre l'époque de l'anomalie M0 et la réorganisation majeure du Crétacé moyen (figure III-36-B). Ce qui suggère que la formation de cette structure est liée à la séparation entre ces deux plaques pendant cette période.

La reconstitution de l'océan Indien Occidental à l'époque de l'anomalie M0, nous conduit à proposer qu'un mouvement transformant dextre de direction NNE-SSW entre l'Inde et Madagascar s'est effectué pendant la période réorganisation majeure-anomalie M0. Nous pensons que ce mouvement s'est produit peu après l'époque de l'anomalie M0. En effet l'Inde est restée solidaire de Madagascar pendant toute l'ouverture du bassin de Somalie Occidental. Peu après l'époque de l'anomalie M0, Madagascar a atteint sa position actuelle. L'Inde continue sa dérive vers le sud en suivant la direction de la marge orientale de Madagascar (NNE-SSW). Cette direction correspond en fait à la direction de séparation entre l'Antarctique et l'Afrique pendant cette phase. Tout se passe donc comme si, après l'arrêt du fonctionnement du bassin de Somalie Occidental, le mouvement de l'Inde a suivi celui de l'Antarctique jusqu'à la fin de la période de réorganisation majeure du Crétacé moyen. La figure III-38 montre les positions de l'Inde par rapport à Madagascar à l'époque de l'anomalie M0 et à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen. Par rapport à Madagascar, l'Inde s'est déplacé de 300 km vers le SSW pendant cette période. Ce mouvement est cohérent avec l'évolution mésozoïque du bloc Nord de l'Inde (lié à l'Inde) et de l'Australie (paragraphe ci-dessous).

D'autre part, pendant la période anomalie M0-réorganisation du Crétacé moyen, le Sri-Lanka aurait subi par rapport à l'Inde une rotation sénestre, autour d'un pôle situé juste au nord de sa pointe septentrionale. Cette rotation se serait effectuée en même temps que le mouvement transformant de l'Inde par rapport à Madagascar. Dans cette hypothèse, Sri-Lanka aurait atteint sa position actuelle par rapport à l'Inde à l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen.

Le système grande Inde-Antarctique-Australie

La reconstitution du système Afrique-Madagascar-Antarctique-Inde étant établie, nous avons essayé d'intégrer l'Australie en respectant au mieux la direction des zones de fracture situées à l'ouest de la marge occidentale de l'Australie : les fractures de Naturaliste, de Cape-Range de Cuvier-Wallaby. Nous avons tenu compte aussi du mouvement transformant des marges homologues : la marge de la Tasmanie et la marge de la Terre de George V en Antarctique. La reconstitution du système grande Inde-Australie-Antarctique montre (figure III-39) :

Entre l'Australie et l'Antarctique : les lignes de rupture de la pente continentale de leurs marges homologues sont encore espacées. Elles montrent un parallélisme remarquable, sauf au niveau de la grande baie de l'Australie. En effet, dans cette région existe des bassins piégés entre la ligne de côte et la ligne de pente continentale. La même observation peut être faite en Antarctique dans la région de la Terre de George V. Nous rappelons que ces lignes de rupture de pentes correspondent à la limite vers le continent de la zone magnétique calme du Crétacé moyen dans le bassin Australie-Antarctique. Cette reconstitution implique que l'ouverture océanique entre l'Australie et l'Antarctique est antérieure à l'époque de l'anomalie M0 et non pas postérieure à cette époque comme le suggère Veevers [1986], Powell et al. [1988] et Royer et Sandwell [1989]. Cette position de l'Australie par rapport à l'Antarctique est inévitable, si on veut tenir compte des directions d'ouverture entre le bloc Nord de l'Inde et l'Australie, présentes sur la marge ouest australienne.

Entre l'Australie et la grande Inde : la quantité de croûte océanique présente sur le flanc occidental de l'axe d'accrétion restitué entre le bloc Nord de l'Inde et l'Australie est plus importante que celle située sur le flanc oriental. Cette observation peut être expliquée par un saut de dorsale pendant l'évolution initiale entre ces deux plaques. D'après Powell et al. [1988], ce saut de dorsale se serait produit aux environs de l'époque de l'anomalie M5.

D'autre part, la reconstitution du système grande Inde-Australie-Antarctique montre que la grande Inde chevauche la ride de Broken, le domaine Central du plateau des Kerguelen et une grande partie de son domaine méridional. Elle suggère que seule la partie la plus méridionale du domaine Sud des Kerguelen et la ride située au sud du bassin de Naturaliste existaient à cette époque. Leur formation serait peu antérieure à l'anomalie M0. Nous y reviendrons dans le paragraphe consacré à la formation et à l'évolution du complexe plateau des Kerguelen-ride de Broken.

2.4 - La quatrième période : la période située entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de la réorganisation du Jurassique moyen-supérieur (170 Ma)

2.4.1 - Introduction

Dans l'océan Indien, entre l'époque de l'anomalie M0 (119 Ma) et l'époque de l'anomalie M10 (130 Ma), quatre plaques majeures étaient en mouvement les unes par rapport aux autres : l'Afrique, Madagascar lié à l'Inde, l'Antarctique et l'Australie. Entre l'époque de l'anomalie M10 (130 Ma) et l'époque de l'anomalie M22 (152 Ma), trois plaques majeures étaient en mouvement les unes par rapport aux autres : l'Afrique, Madagascar liée à l'Inde et l'Australie liée à l'Antarctique. Dans ce chapitre, nous présenterons les contraintes utilisées dans l'évolution de chaque système pendant cette période. Nous présenterons les reconstitutions aux époques des anomalies M10 et M22, et aussi la configuration des plaques les unes par rapport aux autres à l'époque de la réorganisation survenue au Jurassique moyen-supérieur (170 Ma). Nous décrirons les mouvements des plaques les unes par rapport aux autres, pendant cette période.

2.4.2 - Les contraintes principales utilisées dans l'évolution de chaque système pendant cette période

Le système Afrique-Madagascar-Inde

Les contraintes utilisées pour les reconstitutions du système Afrique-Madagascar pendant cette période sont les mêmes que celles utilisées pour la reconstitution de l'époque de l'anomalie M0 :

- La direction de la fracture de Davie.
- L'assemblage des anomalies magnétiques mésozoïques homologues du bassin de Somalie Occidental.

Le pôle utilisé pour déterminer la position de Madagascar et de l'Inde par rapport à l'Afrique aux époques des anomalies M10 et M22 est le même que celui utilisé pour l'époque de l'anomalie M0, avec des angles qui permettent de reconstituer au mieux les axes d'accrétion à ces époques.

Le système Afrique-Antarctique

Les contraintes utilisées pour la reconstitution de l'Antarctique par rapport à l'Afrique, aux époques de l'anomalie M10 et de l'anomalie M22 sont :

-Les directions de la partie méridionale de la zone de fracture d'Astrid et la fracture qui décale les anomalies magnétiques mésozoïques du bassin d'Enderby du côté de l'Antarctique, et les directions de la partie nord de l'escarpement du Mozambique et de la fracture F de Ségoufin [1981].

-L'assemblage des anomalies magnétiques homologues identifiées dans les bassins du Mozambique et d'Enderby, pour l'époque de l'anomalie M10.

Le système Afrique-Madagascar-Antarctique-Inde

La reconstitution du système Afrique-Madagascar-Antarctique étant établie, nous avons intégré l'Inde en utilisant comme contrainte principale l'assemblage morphologique entre l'Inde et Madagascar (le parallélisme de la marge ouest indienne et la marge est malgache), et entre l'Inde et l'Antarctique (le parallélisme de la partie méridionale de la marge orientale de l'Inde et de la partie occidentale, à l'ouest de la ride de Gunnerus, de la marge de la Terre d'Enderby).

Nous avons suivi la démarche suivante : nous avons vu que la reconstitution entre l'Inde et Madagascar à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen montre un parallélisme de leurs marges homologues. Nous avons vu aussi que si on considère que l'Inde et Madagascar étaient solidaires entre l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen et l'époque de l'anomalie M10, la position de l'Inde par rapport à l'Antarctique à l'époque de l'anomalie M10 serait problématique pour l'assemblage entre l'Inde et l'Antarctique et pour les directions de l'ouverture mésozoïque entre l'Inde et l'Australie. Nous avons donc déplacé l'Inde vers le nord dans la direction NNE-SSW que montre l'assemblage de leurs marges homologues, au Crétacé moyen. Cette quantité de mouvement est de 300 km. Nous obtenons ainsi une reconstitution avec les marges homologues de l'Inde et de l'Antarctique (la partie méridionale de la marge est indienne et la partie occidentale de la marge de la Terre d'Enderby) qui sont jointives.

Le système grande Inde-Antarctique-Australie

La reconstitution du système Afrique-Antarctique-Madagascar et Inde étant établie, nous avons intégré l'Australie en respectant les contraintes suivantes :

Entre l'Antarctique et l'Australie

-Le parallélisme des lignes de rupture de pentes continentales de la marge sud australienne et la marge de la Terre d'Adélie en Antarctique.

-Le mouvement transformant de la marge de la Tasmanie en Australie et la marge de la Terre de George V, en Antarctique.

Entre l'Inde et l'Australie

-La direction d'ouverture initiale des bassins de Perth, de Gascogne et de Cuvier. Cette direction est celle des zones de fracture de la marge ouest australienne (NW-SE).

2.4.3 - Reconstitution du stade de l'anomalie M10

L'anomalie M10 est datée de l'Hauterivien, il y a 130 Ma [Kent et Gradstein 1986]. La planche IX montre la position des plaques les unes par rapport aux autres à cette époque.

L'époque de l'anomalie M10 correspond à une période importante dans l'océan Indien. Elle coïncide avec le début d'ouverture de la vallée de Natal [Goodlad et al., 1982], le début d'ouverture des bassins situés à l'ouest de l'Australie [Larson et al., 1979], le début de la séparation entre l'Inde et l'Antarctique [Nogi et al., 1991]. Dans l'hypothèse de Rabinowitz et al. [1983] et Coffin et Rabinowitz [1987], elle correspondrait aussi à l'arrêt du fonctionnement de l'axe d'accrétion du bassin de Somalie Occidental.

Le système Madagascar-Afrique

Le pôle de la rotation totale utilisé pour la reconstitution de Madagascar par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie M10 est le même que celui utilisé pour la reconstitution entre ces deux plaques à l'époque de l'anomalie M0. Il est situé à 5,2° N et 92,4° W, avec un angle de rotation de 5,88°. L'assemblage des anomalies magnétiques est satisfaisant (figure III-40).

Le système Antarctique-Afrique

Le pôle de la rotation totale calculé pour la reconstitution de l'Antarctique par rapport à l'Afrique, à l'époque de l'anomalie M10 se situe à 10,28° N et 154,33° E, avec un angle de 48,35°. Cette reconstitution montre (figure III-39) :

-Un assemblage satisfaisant des séquences d'anomalies magnétiques homologues du bassin d'Enderby et du bassin du Mozambique : comme pour l'époque de l'anomalie M0, il y a superposition des séquences occidentales de ces deux bassins entre elles, et des séquences orientales entre elles.

-La marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell chevauche légèrement la partie méridionale de la ride continentale du Mozambique. Cette reconstitution suggère que, si la ride du Mozambique est de nature continentale [Mougenot et al., 1991; Raillard, 1990], elle n'occupait pas à cette époque la place qu'elle occupe actuellement par rapport à l'Afrique.

-La ride de Maud chevauche l'Afrique et la ride du Mozambique. Sa formation est donc postérieure à cette époque.

-La ride d'Astrid se présente à l'est de la partie centrale de la ride du Mozambique.

-La zone de fracture qui décale les anomalies magnétiques mésozoïques du bassin d'Enderby se superpose à la fracture F de Ségoufin [1981], qui décale les anomalies magnétiques du bassin du Mozambique.

Le système Inde-Sri Lanka-Madagascar et Antarctique

La reconstitution de Madagascar par rapport à l'Antarctique à l'époque de l'anomalie M10 montre un recouvrement entre l'Antarctique et la partie méridionale du plateau de Madagascar, et entre la ride de Gunnerus et la partie septentrionale de ce plateau.

La position de Sri Lanka par rapport à l'Inde à l'époque de l'anomalie M10 est la même que celle à l'époque de l'anomalie M0.

La reconstitution de l'Inde par rapport à l'Antarctique montre que la partie méridionale de la marge orientale de l'Inde (y compris la marge du Sri-Lanka) et la partie occidentale de la marge de la terre d'Enderby en Antarctique sont jointives. Par rapport à l'Afrique, ces deux marges se présentent dans le même alignement. Elles montrent une direction NE-SW. Dans la partie orientale de cet assemblage, les marges de ces deux plaques sont éloignées : leur séparation est par conséquent antérieure à l'époque de l'anomalie M10.

Le système grande Inde-Antarctique-Australie

La reconstitution du système Afrique-Antarctique-Madagascar et Inde étant établi, nous avons intégré l'Australie. Le pôle de rotation calculé pour la reconstitution de l'Antarctique par rapport l'Australie est situé à $9,9^{\circ}$ N et $137,8^{\circ}$ W avec un angle de $31,75^{\circ}$. Cette reconstitution correspond à la reconstitution initiale entre ces deux plaques (figure III-41). Elle montre un parallélisme remarquable des lignes de rupture de la pente continentale des marges homologues de l'Australie et de l'Antarctique, ainsi que de leurs lignes de côte, sauf au niveau de la grande baie de l'Australie. Les trajectoires synthétiques du pôle de rotation finie de la période anomalie M10-époque du Crétacé moyen sont de direction NW-SE à l'est et deviennent WNW-ESE à l'ouest. L'ouverture du bassin Antarctique-Australie se serait donc produite entre l'époque de l'anomalie M10 et l'époque de l'anomalie M0. Les marges de la Tasmanie du côté australien et de la Terre de George V du côté Antarctique, ont évolué en marge transformante, depuis le début de cette ouverture jusqu'à une époque peu postérieure à l'anomalie 20. D'autre part, cette reconstitution montre que l'Inde chevauche la totalité du plateau des Kerguelen et de la ride et du bassin du Naturaliste. Leur formation serait donc postérieure à cette époque.

La position de la grande Inde par rapport à l'Australie montre que l'ouverture des bassins de Gascogne de Perth et de Cuvier est antérieure à l'époque de l'anomalie M10. Les identifications M10 liées à l'Australie se situent à mi chemin de la position de ces deux plaques restituée à cette époque. La direction d'ouverture entre ces deux plaques pendant la période anomalie M0-anomalie M10 est NW-SE (direction des grandes zones de fracture de la marge ouest australienne).

Evolution mésozoïque du système Inde-Australie

L'évolution mésozoïque du bloc Nord de l'Inde (solidaire de l'Inde) par rapport à l'Australie, présentée dans ce travail montre une cohérence avec les directions des principales zones de fracture marquées sur la marge ouest australienne : les fractures du Naturaliste, de Cuvier-Wallaby et de Cape Range. Elle est étroitement liée à l'évolution entre l'Inde (solidaire de Madagascar) et l'Afrique, contrainte essentiellement par la direction de la fracture de Davie.

Cette évolution est résumée sur la figure III-42-A : la séparation initiale entre l'Inde et l'Australie (avant l'époque de l'anomalie M10) présente une direction NNW-SSE. Elle décrit correctement l'orientation de la marge occidentale de l'Australie. Entre l'époque de l'anomalie M10 et l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen, cette évolution suit la direction des fractures situées à l'ouest de l'Australie.

L'évolution mésozoïque entre l'Inde et l'Australie que nous présentons diffère de celles proposées dans les travaux antérieurs. La figure III-42-B montre les trajectoires synthétiques des rotations finies entre l'Inde et l'Australie, entre l'époque de la reconstitution initiale et l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen, de Royer et Coffin [1992]. Ces trajectoires synthétiques décrivent correctement l'orientation de la marge occidentale de l'Australie. Cependant elles sont très obliques par rapport aux fractures du Naturaliste, de Cuvier-Wallaby et de Cape Range. Les anomalies magnétiques postérieures à l'anomalie M10 dans les bassins de Perth, de Cuvier et de Gascogne sont décalées par ces zones de fracture. Elles ont donc fonctionné depuis l'époque de l'anomalie M10 jusqu'à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen. Par conséquent, si on admet un mouvement entre le bloc Nord de l'Inde et l'Australie qui décrit l'orientation de la marge australienne, il devrait se limiter à la période, antérieure à l'époque de l'anomalie M10.

La figure III-42-C montre les trajectoires synthétiques des rotations finies entre l'Inde et l'Australie, entre l'époque de la reconstitution initiale et l'époque de la

réorganisation du Crétacé moyen, de Powell et al. [1988]. Ces trajectoires synthétiques sont légèrement obliques à l'orientation générale de la fracture de Cuvier-Wallaby. En plus, le travail de ces auteurs n'intéresse que l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Oriental. Le lien entre cette évolution et celle de l'océan Indien Occidental est négligé.

2.4.3 - Reconstitution du stade de l'anomalie M22 (152 Ma)

L'anomalie M22 est datée de la limite inférieure du Tithonique, il y a 152 Ma [Kent et Gradstein, 1986]. La planche X montre la position des plaques les unes par rapport aux autres à cette époque.

La plus ancienne anomalie identifiée dans les bassins situés à l'ouest de l'Australie correspond à l'anomaie M10 [Larson, 1977; Larson et al., 1979]. La plus ancienne anomalie magnétique identifiée dans la partie orientale du bassin d'Enderby est l'anomalie M8 [Nogi et al., 1991]. D'autre part les seules anomalies magnétiques M22 reconnues dans l'océan Indien sont identifiées dans le bassin du Mozambique et sur les deux flancs de la dorsale fossile du bassin de Somalie Occidental. Ce qui signifie qu'à l'époque de l'anomalie M22, seuls les bassins du Mozambique et de Somalie Occidental existaient. Par conséquent, la reconstitution à l'époque de l'anomalie M22 entre Madagascar, l'Inde, l'Antarctique et l'Australie correspond à la reconstitution initiale entre ces plaques. Pour la reconstitution de cette époque (M22), nous avons utilisé la démarche suivante : nous avons vu qu'à l'époque de l'anomalie M10, l'Inde est solidaire de Madagascar et que l'Antarctique est solidaire de l'Australie. Dans un premier temps, nous avons réalisé un assemblage initial des marges homologues de l'Inde et de l'Antarctique. La contrainte principale utilisée pour cela est la morphologie des lignes de pente et des lignes de côte de ces deux continents. Ensuite nous avons appliqué à ce bloc (Madagascar-Inde-Antarctique-Australie), la rotation qui amène Madagascar à sa position à l'époque de l'anomalie M22. Les contraintes utilisées sont la direction NNW-SSE de la ride de Davie, et l'assemblage des anomalies magnétiques homologues M22 du bassin de Somalie Occidental.

Le système Madagascar-Afrique

Le pôle de la rotation totale calculé pour la reconstitution de Madagascar par rapport à l'Afrique à l'époque de l'anomalie M22 est celui de l'époque de l'anomalie M10 et de l'anomalie M0. Il est situé à 5,2° N et 92,4° W avec un angle de 15,38°. Cette reconstitution montre que (figure III-43) :

-L'anomalie M22 identifiée sur le flanc sud de la dorsale fossile du bassin de Somalie Occidental se juxtapose à l'anomalie M22 identifiée sur son flanc nord.

-La marge sud ouest de Madagascar se présente en face de la marge N-S du Mozambique.

Le système Antarctique-Afrique

La position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique est imposée par la position de Madagascar par rapport à l'Afrique. Nous ne pouvons pas vérifier l'assemblage des anomalies magnétiques M22 entre ces deux plaques puisqu'on ne dispose pas d'identification dans le bassin d'Enderby. Cette reconstitution montre que :

-La marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell recouvre la partie septentrionale de la ride du Mozambique.

-La ride d'Astrid se présente à l'est de la marge du Mozambique.

Le pôle de la rotation finie entre l'Antarctique et l'Afrique entre les époques de l'anomalie M10 et de l'anomalie M22 implique des trajectoires synthétiques N-S à NNW-SSE, parallèles à la partie septentrionale de l'escarpement du Mozambique.

Le système Inde-Sri Lanka-Antarctique

La reconstitution du système Inde-Sri-Lanka-Antarctique à l'époque de l'anomalie M22 correspond à la reconstitution initiale de ce système.

La position de Sri-Lanka par rapport à l'Inde est celle de l'époque de l'anomalie M10 et de l'anomalie M0.

La reconstitution entre l'Inde et l'Antarctique montre un parallélisme entre les lignes de pente de la marge est indienne (y compris la marge de Sri-Lanka) et de la marge de la Terre d'Enderby en Antarctique. Cet assemblage peut être amélioré, mais ceci entraîne des problèmes importants soit sur l'assemblage morphologique entre Madagascar et l'Inde, soit sur les directions d'ouverture du bassin de Somalie Occidentale et du bassin du Mozambique.

2.4.4 - Reconstitution de l'époque antérieure à l'anomalie M22 (170 Ma; Jurassique moyen-supérieur)

Entre l'époque de l'anomalie M22 (152 Ma) et la reconstitution initiale du Gondwana, deux blocs ont été en mouvement l'un par rapport à l'autre. L'Afrique d'une part et le bloc Madagascar-Antarctique-Inde et Australie d'autre part.

A partir de l'époque de l'anomalie M22, il est impossible de remonter à la reconstitution initiale avec un seul pôle de rotation qui respecte à la fois la direction de la fracture de Davie et de la partie septentrionale de la ride du Mozambique. D'autre part, les directions marquées sur la marge continentale du Kenya et de la Tanzanie et sur la marge occidentale de Madagascar sont NW-SE. On retrouve ces directions aussi sur la marge et la ride du Mozambique et sur la marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell. Ces directions suggèrent que l'ouverture initiale des bassins de Somalie Occidentale et du Mozambique s'est produite suivant une direction NW-SE, avant d'emprunter la direction NNW-SSE marquée par la ride de Davie et la partie septentrionale de la ride du Mozambique.

Nous avons donc calculé un pôle de rotation entre le bloc Madagascar-Antarctique-Inde-Australie et l'Afrique qui met en correspondance les structures orientées NW-SE, marquées sur les marges homologues de Madagascar et de l'Afrique et sur les marges homologues de l'Antarctique et de l'Afrique. Les trajectoires synthétiques correspondant au pôle de rotation finie entre l'époque de l'anomalie M22 et l'époque antérieure qui correspond au changement de direction, doivent décrire l'orientation des segments antérieurs à l'anomalie M22 de la ride de Davie et de la partie septentrionale de l'escarpement du Mozambique.

La configuration des plaques les unes par rapport aux autres à l'époque située juste après la réorganisation du Jurassique moyen-supérieur (170 Ma) est montrée sur la planche XI.

Le pôle de rotation totale calculé pour la reconstitution de Madagascar par rapport à l'Afrique à cette époque est situé à $2,15^{\circ}$ N et $79,02^{\circ}$ W avec un angle de $18,22^{\circ}$. Cette reconstitution montre que (figure III-44) :

-Les structures orientées NW-SE des marges homologues de l'Afrique et de Madagascar s'alignent, en particulier l'escarpement SW de Madagascar et l'escarpement de la Tanzanie situé à 7°S.

-La partie septentrionale du plateau de Madagascar occupe la lacune qui persiste dans l'assemblage entre Inde-Afrique-Madagascar et Antarctique.

Entre l'Antarctique et l'Afrique, cette reconstitution montre que

-La marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell chevauche la ride du Mozambique.

-Le prisme d'Explora-Andénès situé à l'ouest de la marge de l'Antarctique s'aligne avec la marge du Mozambique orienté NNW-SSE. Cet escarpement est oblique à l'escarpement du plateau du Mozambique.

-La ride d'Astrid chevauche en partie le continent africain. Elle serait donc de nature volcanique. Sa formation se serait produite lors de la séparation initiale entre l'Antarctique et l'Afrique. Sa direction générale coïncide avec la direction d'ouverture initiale du bassin du Mozambique.

2.5 - La cinquième période : la période située entre la période de réorganisation du Jurassique moyen-supérieur (170 Ma) et l'époque de la reconstitution initiale

La réorganisation du Jurassique moyen-supérieur affecterait toutes les frontières du globe. Dans l'Atlantique Central, cette époque coïncide avec un changement de l'orientation de l'ouverture entre l'Afrique et l'Amérique du Nord. Ce changement est bien marqué dans la chaîne des monts Kelvin [Olivet et al., 1984]. Dans l'océan Indien, elle se manifeste par un changement de direction de l'ouverture du bassin de Somalie Occidental et celui du Mozambique : l'ouverture passe d'une direction NW-SE avant l'époque de la réorganisation, à une ouverture NNW-SSE après cette époque.

La période située entre la réorganisation du Jurassique moyen-supérieur et l'époque de la reconstitution initiale correspond à la période d'ouverture initiale de l'océan Indien. Cette ouverture s'effectue simultanément dans le bassin du Mozambique et dans le bassin de Somalie Occidental. Elle peut être décrite par une seule rotation dont les trajectoires synthétiques sont parallèles aux directions structurales marquées sur les marges homologues de Madagascar et de l'Afrique de l'Est, et celles de l'Antarctique et de l'Afrique du Sud.

La reconstitution initiale à laquelle on aboutit a été présentée et discutée dans le chapitre I de la deuxième partie.

TROISIEME PARTIE

LE MODELE CINEMATIQUE **PROPOSE**

**Chapitre III : Quelques implications du modèle
cinématique proposé**

3 - Quelques implications du modèle d'évolution proposé dans ce travail

3-1 - Phases de l'évolution de l'océan Indien

Du modèle que nous avons proposé dans ce travail ressort, en première approximation, les principales phases tectoniques qu'on peut reconnaître dans l'histoire de l'océan Indien.

Phase I

L'ouverture initiale de l'océan Indien :

La plus ancienne anomalie magnétique identifiée dans les bassins mésozoïques de l'océan Indien Occidental (bassins de Somalie Occidental et du Mozambique) correspond à l'anomalie M22 (152 Ma). Notre reconstitution entre Madagascar et l'Afrique à cette époque montre une quantité de croûte océanique de part et d'autre de l'axe d'accrétion restitué, d'environ 780 km (2x390 km). En supposant que le taux d'ouverture moyen du bassin de Somalie Occidental est resté constant pendant toute son évolution mésozoïque [taux moyen de 30 km/Ma; Ségoufin et Patriat, 1980], la séparation initiale entre Madagascar et l'Afrique serait datée d'environ 180 Ma). L'ouverture du bassin de Somalie Occidental est accompagnée de celle du bassin du Mozambique, puisque Madagascar et l'Antarctique constituait, avec l'Australie et l'Inde, un seul bloc. Comme pour l'Atlantique Central, l'ouverture de l'océan Indien Occidental daterait alors de la fin du Lias (180 Ma). Par rapport à l'Afrique, la direction de cette ouverture est NW-SE.

Phase II

Cette phase est située entre la base du Callovien (170 Ma) et l'Hauterivien (130 Ma; anomalie M10). La base du Callovien marque un changement de direction majeur dans l'ouverture de l'océan Indien Occidental. Elle passe d'une direction NW-SE à une direction NNW-SSE, représentée par l'orientation de la ride de Davie et la partie septentrionale de l'escarpement du Mozambique. L'âge de cette réorganisation est calculée en considérant un taux constant de 30 km/Ma en moyenne, pendant toute l'ouverture du bassin de Somalie Occidental.

Phase III

Cette phase est située entre l'époque de l'anomalie M10 (130 Ma; Hauterivien) et l'époque de l'anomalie M0 (119 Ma; Aptien). L'époque de l'anomalie M10 coïncide avec le début de l'ouverture entre l'Amérique du Sud et l'Afrique, et entre la grande Inde et le bloc Antarctique-Australie. Notre modèle cinématique implique une ouverture entre ces deux dernières plaques à 135 Ma. Cet âge est calculé en extrapolant le taux d'ouverture de la période anomalie M10-anomalie M0, des bassins situés à l'ouest de l'Australie [60 km/Ma en moyenne; Powell et al., 1988]. Il implique aussi une ouverture synchrone des bassins d'Enderby, de Perth, de Gascogne et de Cuvier. Cette ouverture initiale décrirait l'orientation de la marge ouest australienne (NNW-SSE) jusqu'à l'époque de l'anomalie M10; ensuite l'orientation des zones de fracture du Naturaliste,

de Cuvier-Wallaby et de Cape-Range (NW-SE), pendant la période anomalie M10-anomalie M0.

Pendant la période anomalie M10-anomalie M0, survient le début de l'ouverture du bassin Australie-Antarctique. La quantité de croûte océanique produite dans ce bassin entre les époques de l'anomalie 34 et de l'anomalie 20 serait égale à la quantité de croûte créée entre l'époque de la reconstitution initiale et l'époque de l'anomalie 34. En supposant que le taux d'ouverture dans ce bassin n'a pas changé lors de ces deux phases (<10 km/Ma), l'ouverture serait datée de 123 Ma environ.

Phase IV

Cette phase couvre la période située entre la base de l'Aptien (119 Ma; anomalie M0) et la limite supérieure du Cénomanién (90-93 Ma). L'époque de l'anomalie M0 marque :

-l'arrêt de l'ouverture du bassin de Somalie Occidental. L'Inde continuerait sa dérive vers le sud, en suivant la direction NNE-SSW que montre l'assemblage initial de sa marge occidentale avec la marge orientale de Madagascar. Ce mouvement transformant durerait pendant toute cette phase. Il est d'environ 300 km.

-une accélération de l'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique. Le taux d'ouverture passe de 30 km/Ma avant cette époque, à 60 km/Ma après. Cette ouverture est décrite dès lors par les zones de fracture du Mozambique et de Madagascar du côté de l'Afrique et par les fractures d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique.

Entre l'Australie et la grande Inde, l'ouverture suit la direction des fractures situées sur la marge ouest australienne, avec un taux moyen de 60 km/Ma.

Phase V

Cette phase couvre une période située entre le Cénomanién (90-93 Ma) et le Maestrichtien (73 Ma; anomalie 32).

La date de 93-90 Ma correspond à un bouleversement majeur de la configuration des plaques constituant l'océan Indien :

Entre l'Antarctique et l'Afrique, plus précisément Madagascar, se produit un saut de dorsale vers le nord d'environ 600 km. L'ouverture entre ces deux plaques ne montre pas de changement d'orientation notable : celle-ci décrit les fractures du Mozambique et de Madagascar du côté de l'Afrique et les fractures de Conrad et d'Astrid du côté Antarctique.

Entre l'Inde et l'Australie se produit également un saut de dorsale vers le NW ainsi qu'un changement de direction de l'ouverture : celle-ci passe d'une direction NW-SE à une direction NNW-SSE.

Entre l'Inde et l'Antarctique, se produit un changement important de la direction de l'ouverture : celle-ci passe d'une direction NNE-SSW à une direction NE-SW, représentée par la zone de fracture des Kerguelen.

Entre l'Antarctique et l'Australie, l'ouverture s'effectue avec un taux très lent, inférieur à 10 km/Ma.

Cette date marque également le début de la séparation entre l'Inde et Madagascar, le début de l'ouverture du bassin des Mascareignes, et la naissance du point triple de Rodriguez.

Phase VI

Cette phase se situe entre l'époque de l'anomalie 32 (73 Ma; Maestrichtien et l'époque de l'anomalie 20 (43 Ma; Eocène moyen). L'époque de l'anomalie 32 marque :

-un changement de la direction de l'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique, elle passe d'une direction NNE-SSW à une direction NNW-SSE, et un ralentissement net du taux d'ouverture entre ces deux plaques; il passe de 60 km/Ma à 20 km/Ma, en moyenne.

-un changement de la direction de l'ouverture entre l'Inde et l'Antarctique, accompagné par une accélération de la dérive de l'Inde vers le nord : environ 120 km/Ma en moyenne, entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque de l'anomalie 20.

-le début de la formation du banc des Mascareignes et de la ride de Chagos-Laccadives et l'ouverture rapide du bassin des Mascareignes.

-un changement dans la direction de l'ouverture entre l'Inde et l'Australie; celle-ci passe d'une direction NNW-SSE à une direction N-S qui correspond à l'orientation de la ride de Ninetyeast.

Phase VII

Cette phase couvre les temps post-éocène moyen, depuis l'époque de l'anomalie 20-18 jusqu'à l'Actuel.

L'époque de l'anomalie 20-18 (Eocène moyen) marque la dernière réorganisation majeure, survenue à la suite de la collision entre l'Inde et l'Eurasie. Elle se traduit dans l'océan Indien par des changements de la direction de l'ouverture :

-entre l'Antarctique et l'Afrique, elle passe d'une direction NNW-SSE à une direction NNE-SSW.

-entre l'Antarctique et l'Inde, elle passe d'une direction NNE-SSW à une direction NE-SW.

-entre l'Inde et l'Afrique, elle passe d'une direction NE-SW à une direction WSW-ENE.

-entre l'Australie et l'Antarctique, elle passe d'une direction NW-SE à une direction N-S.

Cette époque marque aussi l'arrêt du fonctionnement du bassin de Wharton et la jonction de l'axe d'accrétion qui fonctionnait entre l'Inde et l'Antarctique et celui qui fonctionnait entre l'Australie et l'Antarctique. La séparation définitive entre la ride de Broken et le plateau des Kerguelen survient également à cette époque.

Les dorsales actuelles de l'océan Indien montrent que la direction et le sens des failles transformantes qui les décalent n'ont plus subi de changements importants depuis l'époque de la réorganisation de l'Eocène moyen.

Les grands traits de notre modèle cinématique présentés ci-dessus correspondent à des discontinuités de premier ordre de l'histoire de l'évolution de l'océan Indien. Cependant, l'étude détaillée des périodes de transition d'une phase à une autre n'a pas été abordé dans ce travail.

3.2 - Formation et évolution des structures anormales

La ride du Mozambique, le plateau des Aiguilles et le banc des Seychelles sont les seules structures réputées être de nature continentale. Le modèle cinématique proposé dans ce travail implique que la partie septentrional du plateau de Madagascar soit également de nature continentale, puisqu'elle subsiste dans notre reconstitution initiale. Il n'est pas exclu que ce bloc soit injecté de matériel volcanique puisqu'il se situe au voisinage du point triple du système Afrique-Madagascar-Antarctique, pendant son évolution mésozoïque. Cependant, le reste des reliefs anormaux de l'océan Indien serait de nature océanique. Leur morphologie allongée les a fait souvent assimiler à des traces de points chauds situés dans le manteau. Le modèle que nous proposons dans ce travail montre clairement que la formation de ces structures coïncide étroitement avec des réajustements cinématiques survenus dans l'histoire de l'évolution de l'océan Indien.

1- La ride de Conrad et la partie méridionale du plateau de Madagascar se seraient formées lors de la période de réorganisation majeure du Crétacé moyen. Leur naissance serait liée à un saut de la dorsale sud ouest indienne vers le nord, et le début du fonctionnement du point triple de Rodriguez. Leur évolution postérieure dépend étroitement de celle des plaques majeures qui les portent : l'Antarctique pour la ride de Conrad et l'Afrique pour le plateau de Madagascar. Leur séparation définitive se serait produite vers l'époque de l'anomalie 32.

2- Le plateau de Crozet, constitué de la ride de Del-Cano et du banc de Crozet, se serait formé par des sauts de la dorsale sud ouest indienne, entre l'époque de l'anomalie 32 et l'époque de l'anomalie 24. Cette période est caractérisée par une phase d'ouverture de la ride sud ouest indienne NNW-SSE, alors que la direction générale de l'ouverture de cette dorsale, depuis le Crétacé moyen, est NNE-SSW, et un ralentissement notable de son taux d'ouverture.

3- La ride de Ninetyeast montre une orientation générale N-S parallèle aux zones de fracture situées dans le bassin de Wharton. Elle correspondrait à une frontière transformante majeure qui décalerait les axes d'accrétion qui fonctionnaient entre l'Inde et l'Antarctique et dans le bassin de Wharton, pendant la phase Crétacé moyen-Eocène moyen.

4- Le schéma de formation et de l'évolution du plateau des Kerguelen et de la ride de Broken que nous proposons à partir de notre modèle cinématique est montré sur la figure III-45.

A l'époque de l'anomalie M10. L'assemblage entre l'Australie et l'Antarctique correspond à leur reconstitution initiale. L'Inde chevauche la totalité du plateau des Kerguelen et la ride de Broken. Leur formation serait donc postérieure à cette époque. Cette reconstitution implique que le bassin du Naturaliste est liée à l'ouverture entre l'Inde et l'Australie.

Entre l'époque de l'anomalie M10 et l'époque de l'anomalie M0, survient l'ouverture du bassin Australie-Antarctique; cette ouverture est très lente (< 10 km/Ma) comparée à l'ouverture entre l'Inde et l'Antarctique (80 km/Ma) et entre l'Inde et l'Australie (80 km/Ma). La zone de Diamantina se serait formée lors de cette ouverture; elle correspondrait donc à l'extention vers l'ouest de la zone magnétique calme du Crétacé de la marge sud australienne. Le fonctionnement du point triple du système Inde-Antarctique-Australie débute pendant cette phase. La formation d'une partie du

domaine Sud des Kerguelen, liée à ce point triple, surviendrait à cette époque (figure III-45-A).

Entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen, l'ouverture du bassin Australie-Antarctique se poursuit (figure III-45-B). L'axe d'accrétion se propage vers l'ouest. Le domaine Sud des Kerguelen se forme sur les deux flancs de l'extrémité occidentale de cet axe d'accrétion, au voisinage du point triple.

L'époque de la réorganisation du Crétacé moyen marque un changement de la configuration des frontières de plaques dans l'océan Indien. Dans la région des Kerguelen, elle se traduit par un saut, vers le nord, de l'axe d'accrétion qui fonctionnait dans le domaine Sud des Kerguelen. Le nouvel axe d'accrétion s'installe entre la ride située au sud du bassin de Naturaliste et le flanc nord du domaine Sud des Kerguelen. Les directions orientées NW-SE situées dans le domaine [Houtz et al., 1977] correspondraient alors aux structures du rift fossile (figure III-45-B).

Entre l'époque du Crétacé moyen et l'époque de l'Eocène moyen, s'effectue l'ouverture du bassin de Labuan, entre la ride située au sud du bassin du Naturaliste et le flanc nord du domaine Sud des Kerguelen (figure III-45-C). L'axe d'accrétion du bassin Australie-Antarctique se propage vers l'ouest. La formation du domaine Central des Kerguelen et du banc de l'Elan se produirait pendant cette phase. Le domaine Sud des Kerguelen montre un mouvement différentiel avec le domaine Nord de ce plateau. Ce mouvement s'effectuerait le long du Graben 77°E. Ceci suggère que le domaine Sud appartenait pendant cette phase à la plaque Antarctique. L'axe d'accrétion qui fonctionnait entre l'Australie et l'Antarctique avant l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen, au niveau du banc de l'Elan, resterait dans ce cas en activité. Le saut d'axe que nous avons évoqué à l'époque du Crétacé moyen entre l'Australie et l'Antarctique, dans cette région, correspondrait en réalité à un transfert progressif de l'accrétion vers le nord pendant toute la phase Crétacé moyen-Eocène moyen.

A l'époque de l'anomalie 20 survient la réorganisation majeure de l'Eocène moyen. Elle se manifeste dans cette région par un nouveau saut de l'axe d'accrétion, vers le nord, qui fonctionnait dans le bassin de Labuan et au milieu du domaine central du plateau des Kerguelen (figure III-45-D). Le nouvel axe s'installe dans la région la plus ancienne du domaine Central des Kerguelen, le séparant en deux blocs : la ride de Broken et le domaine Central du plateau des Kerguelen. Dans cette hypothèse, la ride de Broken correspondrait à un ancien morceau du domaine central du plateau des Kerguelen. Les directions NW-SE du domaine Central des Kerguelen, reconnues par Houtz et al. [1977] correspondraient alors aux structures du rift fossile. La fosse d'Ob serait née à la suite de ce saut de dorsale [Mammerickx et Sandwell, 1986]. Cette époque marque aussi l'arrêt de l'ouverture du bassin de Labuan; le nouvel axe s'installe au ras de la ride située au sud du bassin du Naturaliste. La formation de la ride de Diamantina et de la ride Kerguelen Sud serait liée à ce saut d'axe. A partir de cette époque, le domaine Central des Kerguelen est transféré définitivement à la plaque Antarctique. L'axe d'accrétion qui fonctionnait dans la région de l'Elan s'arrête. La séparation définitive entre la ride de Broken et le plateau des Kerguelen se serait produite à cette époque.

Le modèle de formation de la ride de Broken et du plateau des Kerguelen au niveau du point triple du système Inde-Antarctique-Australie proposé dans ce travail, serait comparable à ceux proposés pour des structures anormales de l'océan Atlantique telles que les Açores, l'Islande ou encore en Afrique telles que les Afars. Ces rides se sont formées au niveau ou au voisinage d'un point triple, dont une branche correspond à une dorsale avec un fonctionnement très lent; dans le cas des Kerguelen, il s'agit de l'axe d'accrétion du bassin Australie-Antarctique. Comme pour le domaine sud des Kerguelen, ces rides montrent des structures avec une multitude de rifts [Islande, Needham communication personnelle] et une mise en place excessive de basaltes.

5 - le schéma de formation et d'évolution de la ride de Chagos-Laccadive que nous proposons à partir de notre modèle est le suivant.

La reconstitution à l'époque de l'anomalie 34 montre que l'ouverture du bassin des Mascareignes est antérieure à cette époque. Elle se serait produite à l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen.

La reconstitution à l'époque de l'anomalie 32 montre que l'Inde chevauche la totalité du plateau des Mascareignes, sauf le banc des Seychelles reconnu de nature continentale. Sa formation serait donc légèrement postérieure à cette époque. La marge occidentale du plateau des Mascareignes, matérialisée par la ligne bathymétrique 2000 m, montre un parallélisme avec la ligne de pente occidentale de l'Inde. Cette observation suggère que ces deux traits morphologiques appartenaient autrefois à la marge du continent indien. Elles ont été séparées par l'axe d'accrétion qui s'est installé entre le banc des Seychelles et l'Inde. Cette ouverture débute d'abord au nord et se propage vers le sud. Tout se passe comme si le rifting s'installait au milieu de l'ancienne marge occidentale de l'Inde.

Entre l'époque de l'anomalie 32 (73 Ma) et l'époque de l'anomalie 28 (64 Ma), l'accrétion océanique s'effectuerait simultanément dans trois bassins : le bassin de Madagascar, le bassin des Mascareignes et le bassin de Somalie Oriental. Pendant cette phase, seraient fabriqués les traps du Deccan et la partie du plateau des Mascareignes située entre le banc des Seychelles et le banc de Saya de Malha. La formation de ces structures serait liée au début de l'ouverture océanique entre le banc des Seychelles et l'Inde. L'âge que nous attribuons donc au début de la formation des traps du Deccan serait plus ancien de 6 à 7 Ma que l'âge proposée par Courtillot et al. [1986] et Jaeger et al. [1989], qui est de 65 ± 2 Ma, estimés à partir de datations radiométriques. D'autres datations, effectuées par des techniques différentes sur le Deccan, donnent un âge de 73 Ma [Wensink, 1987] et de 83-70 Ma [Stoddard et Jurdy, 1988].

Entre l'époque de l'anomalie 28 (64 Ma) et l'époque de l'anomalie 24 (53 Ma), l'axe d'accrétion du bassin de Somalie Oriental continue à se propager vers le sud. Il serait à l'origine de la formation des bancs de Laccadives et de Maldives ainsi qu'une partie du banc de Saya de Malha. Les âges proposés à partir de notre modèle cinématique sont cohérents avec ceux estimés par le forage industriel (SM1; 58 à 62 Ma) pour le banc de Saya de Malha, les forages DSDP (219, > 59 Ma) pour le banc des Laccadives, et le forage ODP (715, 52 à 53 Ma) pour le banc des Maldives.

Entre l'époque de l'anomalie 24 (53 Ma) et l'époque de l'anomalie 20 (43 Ma) se seraient formés le reste du banc de Saya de Malha et la zone située entre le banc des Maldives et le banc de Chagos. L'âge des sédiments atteints dans le site 713 (47 à 48 Ma) suggère que l'axe d'accrétion à cette époque se situe entre ce site et le banc de Nazareth.

La formation du banc de Chagos et du banc de Nazareth se seraient produites postérieurement à l'époque de l'anomalie 20, probablement sur les deux flancs de la dorsale du bassin de Somalie Oriental. La séparation définitive entre le plateau des Mascareignes et la ride de Chagos-Laccadives surviendrait à l'époque de l'anomalie 13.

Le modèle cinématique que nous proposons implique que les structures anormales de l'océan Indien, interprétées souvent comme des traces de points chauds situés dans le manteau, présentent une relation étroite avec les mouvements relatifs des plaques qui les portent. La formation de ces structures est souvent liée à des réajustements cinématiques survenues dans l'histoire de l'évolution de cet océan. Ce modèle nous a permis de proposer des fourchettes d'âge de la formation de leurs différentes unités. Cependant, une évolution plus détaillée de ces structures ne pourrait pas être déterminée à partir de ce type de travail.

3.3 - Implication de notre reconstitution initiale entre l'Inde et l'Australie sur l'âge de la collision entre l'Inde et l'Eurasie

Dans ce paragraphe, nous montrerons l'implication de notre reconstitution initiale entre l'Inde et l'Australie sur l'âge de la collision de l'Inde contre l'Eurasie. Pour cela nous allons procéder de la manière suivante :

-Nous tracerons les limites du bloc Nord de l'Inde à partir de notre reconstitution initiale entre l'Inde, l'Australie et l'Antarctique.

-Nous présenterons les âges proposés dans les travaux antérieurs, pour la collision entre l'Inde et l'Eurasie.

-Nous montrerons des reconstitutions entre l'Inde et l'Eurasie aux époques des anomalies 28, 24 et 20.

-Enfin, nous préciserons l'âge de la collision retenu dans ce travail.

3.3.1 - Limites proposées pour le bloc Nord de l'Inde dans ce travail

Nous avons déjà évoqué que l'assemblage entre l'Inde et l'Antarctique dans une reconstitution initiale, la présence de structures ordonnées à l'ouest du continent australien, telles que les fractures de Cape-Range, de Cuvier-Wallaby et de Naturaliste, les identifications des anomalies magnétiques mésozoïques anciennes d'environ 130 Ma (M10) dans les bassins de Perth, de Cuvier et de Gascogne, évoquent la présence d'une plaque adjacente, à l'origine, à la marge australienne : la "Greater India".

La figure III-46-A montre la reconstitution initiale de l'Inde, l'Antarctique, l'Australie, l'Afrique et Madagascar par rapport à l'Eurasie, établie dans ce travail. Les marges orientale et occidentale du bloc situé au nord de l'Inde et sa position initiale par rapport à l'Inde, peuvent être déterminées en utilisant cette reconstitution :

-La marge orientale épouse la forme d'une partie de la marge de l'Antarctique et la marge occidentale de l'Australie, entre la pointe SW du plateau du Naturaliste au sud (35°S) et la limite nord du plateau d'Exmouth au nord (15°S). Au nord de ce plateau, le bloc d'Argo présente, nous l'avons déjà dit, une évolution indépendante de celle de l'Inde et de son bloc Nord.

-La marge occidentale épouse les marges SE de la Somalie et de l'Arabie.

-Le tracé de la frontière septentrionale est hypothétique. Nous l'avons esquissé en joignant les limites nord des marges occidentale et orientale de ce bloc, de manière à ce que cette marge soit à peu près parallèle au tracé de la ligne de suture entre l'Inde et l'Eurasie, liée à l'Inde.

La dimension que nous attribuons au bloc Nord de l'Inde est plus importante que celle qui figure dans les travaux antérieurs [Klootwijk et al. 1985; Powell et al., 1988]. La raison est que nous adoptons une reconstitution initiale entre l'Antarctique et l'Australie différente de celle déterminée par ces auteurs : elle place l'Antarctique, et donc l'Inde, dans une position plus occidentale par rapport à l'Australie.

3.3.2 - Age de la collision proposée dans les travaux antérieurs

Les études menées pour dater la collision entre l'Inde et l'Eurasie aboutissent à des âges différents :

-Les études tectoniques [Mattauer, 1986; Tapponnier et al., 1981] datent la collision de l'Inde et de l'Eurasie d'environ 50 Ma (anomalie 22-23).

-Les études cinématiques proposent une fourchette d'âge entre anomalie 20 (43 Ma)-anomalie 24 (53 Ma). Pour Patriat et al. [1982] et Dewey et al. [1989], la collision serait datée de 45 Ma (peu avant l'anomalie 20). Pour Patriat et Achache [1984], Patriat et Ségoufin [1988], et Royer et Sandwell [1989], elle se serait produite entre 51 et 49 Ma (anomalie 23-anomalie 22). Enfin, pour Besse et Courtillot [1988], elle se serait produite entre 53 et 43 Ma (anomalie 24-anomalie 20).

-Les paléontologistes [Jaeger et al., 1989] affirment que le contact entre l'Eurasie et l'Inde s'est établi plus tôt encore, vers 65 Ma (anomalie 29). Cette hypothèse est soutenue également par les paléomagnéticiens [Klootwijk et al., 1985].

3.3.3 - Les reconstitutions de la position de l'Inde par rapport à l'Eurasie, aux époques des anomalies 20, 24 et 28

Les reconstitutions de l'Inde par rapport à l'Eurasie sortent a priori du cadre de l'évolution de l'océan Indien, puisque la position de l'Eurasie ne dépend que de la reconstitution de l'Atlantique. Elle concerne cependant l'océan Indien pour discuter l'âge de la collision entre l'Inde et l'Eurasie.

Les reconstitutions entre l'Inde et l'Eurasie proposées dans ce travail sont celles des époques des anomalies 20 (43 Ma), 24 (53 Ma) et 28 (64 Ma). Nous avons procédé de la manière suivante. Nous avons digitalisé :

-La ligne de suture entre l'Inde et l'Eurasie dans sa position actuelle. Nous avons fait l'hypothèse que cette ligne correspondait à la marge de l'Asie avant sa collision avec l'Inde. Ceci n'est qu'une approximation. En effet, pour restituer la marge asiatique avant la collision, il faudrait tenir compte des structures plissées.

-Les lignes bathymétriques 4000 m de la marge ouest australienne, entre le plateau du Naturaliste (35°S) et la limite nord du plateau d'Exmouth (15°S), et 3000 m de la marge Antarctique, située entre l'Inde et l'Australie, dans leurs positions dans le Gondwana. Ces deux lignes, nous l'avons déjà dit, constitueraient la marge orientale du bloc Nord de l'Inde.

-Les lignes bathymétriques 3000 m de la marge SE somalienne et 2000 m de la marge SE de l'Arabie, dans leur position dans le Gondwana. Ces deux traits constitueraient la marge occidentale du bloc Nord de l'Inde.

-Une limite septentrionale hypothétique du bloc Nord de l'Inde.

Dans nos reconstitutions, nous avons fixé ces traits digitalisés à l'Inde.

Pour déterminer la position de l'Inde par rapport à l'Eurasie à l'époque de l'anomalie 20, nous avons emprunté le circuit Amérique du Nord-Eurasie-Afrique. Plusieurs combinaisons de pôles sont possibles : Srivastava et al. [1990]; Klitgord et Schouten [1986] et Olivet et al. [1984], pour le pôle Amérique du Nord-Afrique; et Kress [1990] et Srivastava et Tapscott [1986], pour le pôle Amérique du Nord-Eurasie. Nous avons choisi de combiner les pôles d'Olivet et al. [1984] avec ceux de Kress [1990] pour calculer les pôles de rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie. Pour

l'époque de l'anomalie 24, nous avons utilisé directement le pôle de Patriat et al. [1982]. Pour l'époque de l'anomalie 28, nous avons interpolé en utilisant les pôles de rotation de Patriat et al. [1982], aux périodes des anomalies 34 et 24. Connaissant les pôles Inde-Afrique (ce travail), nous pouvons donc déduire les pôles de l'Inde par rapport à l'Eurasie.

Les figures III-46-B, III-46-C et III-46-D montrent les reconstitutions générales de l'Inde, l'Antarctique, l'Afrique et l'Australie par rapport à l'Eurasie, aux époques des anomalies 20, 24 et 28, respectivement. Trois observations ressortent de ces reconstitutions :

-Sur la figure III-46-B, qui correspond à l'époque de l'anomalie 20, on peut observer que les marges du bloc Nord de l'Inde et la marge de l'Eurasie, prise dans sa position actuelle, se touchent à l'ouest et se chevauchent à l'est. La quantité de ce chevauchement est de 800 km. Le mouvement généralement admis des blocs de la Chine et de l'Indochine par rapport à l'Eurasie ne modifient que peu cette quantité de chevauchement. Si on considère que le bloc Nord de l'Inde est resté solidaire de l'Inde pendant toute son évolution, cette observation signifierait que le processus de collision entre l'Inde et l'Eurasie aurait débuté avant cette période.

-Sur la figure III-46-C, qui correspond à l'époque de l'anomalie 24, on peut observer que les marges du bloc Nord de l'Inde et la marge de l'Eurasie sont distants d'environ 1000 km à l'ouest et de 200 km à l'est. Cette observation signifierait que le processus de collision entre l'Inde et l'Eurasie n'a pas encore débuté à l'époque de l'anomalie 24, mais ne tarderait pas à se produire.

-Sur la figure III-46-D, qui correspond à l'époque de l'anomalie 28, on peut observer que les marges du bloc Nord de l'Inde et la marge de l'Eurasie sont distants d'environ 2000 km à l'ouest et de 1500 km à l'est. Cette observation suggère que le processus de collision entre l'Inde et l'Eurasie est loin d'avoir débuté à cette époque.

Par conséquent, nous concluons que l'âge de la collision entre l'Inde et l'Eurasie se placerait entre les époques des anomalies 24 et 20 (entre 53 et 43 Ma), et non pas à l'époque de l'anomalie 28 (64 Ma) comme le préconise les paléontologistes et les paléomagnéticiens.

D'autre part, la figure III-47 montre que, si on admet que la collision entre l'Inde et l'Eurasie a débuté entre 53 et 43 Ma et que le bloc Nord de l'Inde est de nature continentale, 1500 à 2000 km de croûte continentale qui constituerait ce bloc, aurait disparu actuellement. Plusieurs mécanismes ont été avancés pour expliquer le raccourcissement de la plaque indienne pendant le processus de sa collision avec l'Eurasie. La discussion de ces mécanismes ne rentre pas dans le cadre de ce travail.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

L'objet de ce travail était d'élaborer un modèle cinématique général de l'évolution de l'océan Indien en tenant compte des cinq plaques majeures Afrique-Antarctique-Australie-Inde-Madagascar, depuis la dislocation du Gondwana jusqu'à l'époque actuelle. Les principaux résultats qui ressortent de cette étude sont :

I - A l'échelle de l'océan Indien, l'évolution des plaques peut être décrite par de grandes phases (20 à 30 Ma), qu'on retrouve avec peu de décalages dans les autres océans du globe. Cette hypothèse n'exclut pas par ailleurs l'existence de changements de second ordre, de portée plus régionale.

II - Les structures anormales interprétées comme résultant de points chauds au sens de Wilson [1965] et Morgan [1971] coïncident étroitement avec des réajustements cinématiques. Il nous semble clair qu'elles en sont les conséquences et non pas les causes.

III - La confirmation de la réorganisation majeure du Crétacé moyen (90-93 Ma) survenue à l'échelle de tous les océans du globe.

IV - Les marges de l'ouest de l'Australie correspondent à une plaque située à l'origine au nord de l'Inde et donc disparue sous l'Asie. Les structures laissées sur la plaque australienne contraignent la cinématique de cette plaque. Notre modèle montre qu'on peut intégrer ces contraintes à celles de la plaque Inde, confirmant ainsi la notion de "grande Inde".

Ce modèle cinématique est loin d'être complet; quelques problèmes ont été soulevés mais non résolus, tel que le problème grande Inde-Himalaya. D'autres n'ont pas été abordés, tels que l'évolution postérieure à l'anomalie 20 de la dorsale centrale indienne; les changements de direction d'ouverture qui caractérisent les périodes de réorganisation majeure, ou encore le mode de formation et l'évolution détaillée des structures anormales. En ce qui concerne ces deux derniers points, la déclassification des données altimétriques au nord de 30° S serait un document de base pour aborder ces problèmes. De même, une étude comparative des structures anormales situées dans d'autres océans permettraient d'avoir des idées plus générales sur le mode de formation et de l'évolution de ces structures.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Bibliographie

- Allen, R. B. & Tucholke, B. E., 1981. Petrography and implications of continental rocks from the Aghulas plateau, Southwest Indian Ocean. *Geology*, 9: 463-468.
- Backman, J., Duncan, R. A. & al., 1988. Proc. of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, Whashington D.C., 115: 1085 p.
- Baker, B. H., 1963. Geology and mineral resources of the Seychelles Archipelago. *Geol. Surv. Kenya*, Mem. 3: 1-140.
- Baker, B. H. & Miller, J. A., 1963. Geology and geochronology of the Seychelles islands and the structure of the floor of the Arabian Sea. *Nature*, 199: 346-348.
- Barker, P. F., 1979. The history of the ridge-crest offset at the Falkland-Aghulas fracture zone from a small cercle geophysical profile. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 59: 131-145.
- Barker, P. F., Dalziel, I. W. D. & al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Gouvornment Printing Office*, Washington D.C., 36: 1080 p.
- Barron, J., Larson, B. & al., 1989. Proc. of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, 119: 942 p.
- Bergh, H. W., 1971. Seafloor spreading in the Southwest Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 76: 6276-6282.
- Bergh, H. W., 1977. Mesozoic seafloor off Dronning Maud Land, Antarctic. *Nature*, 269: 686-687.
- Bergh, H. W., 1986. Seafloor spreading symmetry between Africa and Antartica. *S. Afr. J. Antarct. Res.*, 16: 9-12.
- Bergh, H. W., 1987. Underlying fracture zone nature of Astrid Ridge off Antarctica's Queen Maud Land. *J. Geophys. Res.*, 92: 475-484.
- Bergh, H. W. & Barrett, D. M., 1980. Aghulas Basin magnetic bight. *Nature*, 287: 591-595.
- Bergh, H. W. & Norton, I. O., 1976. Prince Edward fracture zone and the evolution of the Mozambique Basin. *J. Geophys. Res.*, 81: 5221-5239.
- Besairie, H., 1970. Précis de géologie malgache. *Document du Bur. Géol.*, 180, Tananarive.
- Besse, J. & Courtillot, V., 1988. Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian Ocean since the Early Jurassic. *J. Geophys. Res.*, 93: 11791-11808.
- Biswas, S. K., 1982. Rift basins in western margin of India and their hydrocarbon prospects with special reference to Kutch basin. *A. A. P. G.*, 66, N° 10: 1497-1513.
- Bonnin, J., 1978. Evolution géodynamique de la ligne Açores-Gibraltar. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Paris VII, 144 p.
- Bullard, E. C., Everett, J. E. & Smith, A. G., 1965. The fit of the continents around the Atlantic. In : *Blackett, P. M. S., Bullard, E. C. & Runcorn, S. K. (eds.); A symposium on continental drift. Phil. Trans. R. Soc.*, London, A, 258: 41-51.
- Bunce, E. & Molnar, P., 1977. Seismic reflection profiling and basement topography in the Somali basin : possible fracture zones between Madagascar and Africa. *J. Geophys. Res.*, 82: 5305-5311.
- Bunce, E. T., Fisher, R. L. & al., 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Whashington D.C., 1-281.
- Cande, S. C. & Kent, D. V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 97, B10: 13917-13951.

Bibliographie

- Cande, S. C., LaBrecque, J. L. & Haxby, W. F., 1988. Plate kinematics in South Atlantic : chron 34 to Present. *J. Geophys. Res.*, 93, B11: 13479-13492.
- Cande, S. C. & Mutter, J. C., 1982. A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58: 151-160.
- Chetty, P. & Grenn, R. W. E., 1977. Seismic refraction observations in the Transkei basin and adjacent areas. *Mar. Geophys. Res.*, 3: 197-208.
- Cochran, J. R., 1981. The gulf of Aden : structure and evolution of a young ocean basin and continental margin. *J. Geophys. Res.*, 86: 263-287.
- Cochran, J. R., 1988. Somali basin, Chain ridge and origin of the northern Somali basin gravity and geoid low. *J. Geophys. Res.*, 93: 11985-12008.
- Coffin, M. F., 1985. Evolution of the conjugate East African-Madagascar Margins and the Western Somali Basin. *Ph. D.*, Columbia University, New York, 230 p.
- Coffin, M. F., Davies, H. L. & Haxby, W. F., 1986a. Structure of the Kerguelen plateau province from Seasat altimetry and seismic reflection data. *Nature*, 324: 134-136.
- Coffin, M. F., Rabinowitz, P. D. & Houtz, R. E., 1986b. Crustal structure in the Western Somali Basin. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 86: 331-369.
- Coffin, M. F. & Rabinowitz, P. D., 1987. Reconstruction of Madagascar and Africa : evidence from the Davie Fracture Zone and Western Somali Basin. *J. Geophys. Res.*, 92, B9: 9385-9406.
- Courtillet, V., 1980. Opening of the gulf of d'Aden and Afar by progressive tearing. *Phys. Earth Planet. Int.*, 21: 343-350.
- Courtillet, V., 1982. Propagating rifts and continental breakup. *Tectonics*, 1: 239-250.
- Courtillet, V., Armijo, R. & Tapponnier, P., 1987. Kinematics of the Sinai triple junction and two phases model of Arabia Africa rifting. In : Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L. (eds.); Continental Extensional Tectonics. *Geological Society, Spec. Publ.* 28: 559-573.
- Courtillet, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J. J. & Cappette, H., 1986. Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80: 361-374.
- Crawford, A. R., 1969. India, Ceylon and Pakistan : new age data and comparisons with Australia. *Nature*, 223: 380-384.
- Crawford, A. R., 1970. Indus Suture Line, the Himalayas, Tibet and Gondwana. *Geol. Mag.*, 111, 5: 369-383.
- Crawford, A. R., 1974. A Greater Gondwanaland. *Science*, 184: 1179-1181.
- Davies, T. A., Luyendyk, B. P. & al., 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington D.C., 26: 1129 p.
- deAlteris, G., 1992. Les zones de fracture de l'Atlantique Equatorial. *Thèse de Doctorat d'Université (en cours)*, Université de Bretagne Occidentale.
- DeRibet, B., 1989. Etude géophysique du nord ouest de l'océan Indien; cinématique Inde -Afrique. *Thèse de Doctorat d'Université*, Université de Paris VII.
- Dewey, J. F., Cande, S. C. & Pitman, W. C., 1989. Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone. *Eclogae Geol. Helv.*, 82: 717-734.
- DeWit, M., Jeffery, M., Bergh, H. & Nicolaysen, L., 1988. Geological Map of sectors of Gondwana, reconstructed to their disposition at 150 Ma. Echelle 1 : 10 000 000. A. A. P. G., Tulsa, Okla.

Bibliographie

- Dietz, R. S., 1973. Morphologic fits of North America/Africa and Gondwana : review. *In* : Tarling, D. M. & Runcorn, S. K. (eds.); Implications of Continental Drift. *Academic Press*, London, 2: 865-872.
- Dietz, R. S. & Holden, J. D., 1970. Reconstruction of Pangea : breakup and dispersion of continents, Permian to Present. *J. Geophys. Res.*, 75: 4939-4956.
- Dosso, L. & Murthy, V. R., 1980. A Nd isotopic study of the Kerguelen Islands : influence on enriched oceanic mantle sources. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48: 268-276.
- Douglas, F. W. & Corliss, B. H., 1982. The south Australian continental margin and the Australian-Antarctic sector of the southern ocean. *In* : Nairn, A. E. & Stehli, F. G. (eds.); The Ocean Basins and Margins. The Indian Ocean. *Plenum Press*, New York, 6: 545-584.
- Dunbar, J. A. & Sawyer, D. S., 1989. Patterns of continental extension along the conjugate margins of the Central and North Atlantic oceans and Labrador sea. *Tectonics*, 8: 1059-1077.
- Duncan, R. A., 1981. Hotspots in the southern oceans-an absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents. *Tectonophysics*, 74: 29-42.
- DuToit, A. L., 1937. Our Wandering Continents. *Oliver and Boyd*, Edinburgh, 366.
- Dyment, J., 1991. Structure et évolution de la lithosphère océanique dans l'océan Indien : apport des anomalies magnétiques. *Thèse de Doctorat d'Université*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 374 p.
- Eales, H. V., Marsh, J. S. & Cox, K. G., 1984. The karroo igneous province : an introduction. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 13: 1-26.
- Erlank, A. J. & Reid, D. L., 1974. Geochemistry, mineralogy, and petrology of basalts, Leg 25, Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington D.C., 25: 543-551.
- Etheridge, M. A., Symonds, P. A. & Lister, G. S., 1989. Application of the detachment model to reconstruction of conjugate passive margins. *In* : Tankard, A. J. & Balkwill, H. R. (eds.); Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. *A. A. P. G.*, 46: 23-40.
- Falvey, D. A. & Mutter, J. C., 1981. Regional plate tectonics and the evolution of Australia's passive continental margins. *B. M. R., J. Aust. Geol. Geophys.*, 6: 1-29.
- Federov, L. V., Grikurov, G. E., Kurinin, R. G. & Masolov, V. N., 1982. Crustal structure of the Lambert Glacier area from geophysical data. *In* : Craddock, C. (eds.); Antarctica Geoscience. *University of Wisconsin Press*, Madison, 931-936.
- Fisher, R. L., Bunce, E. T. & al., 1974. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington D.C., 24: 1183 p.
- Fisher, R. L. & Sclater, J. G., 1983. Tectonic evolution of the Southwest Indian Ridge since the Mid-Cretaceous : plate motions and stability of the pole of Antarctica/Africa for at least 80 Ma. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 73: 553-576.
- Fisher, R. L., Sclater, J. G. & McKenzie, D. P., 1971. Evolution of the Central Indian ridge, Western Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 553-662.
- Flores, G., 1973. The Cretaceous and Tertiary sedimentary basins of Mozambique and Zululand. *In* : Blant, G. (eds.); Sedimentary basins of the african coasts, south and east coasts. *Ass. Afr. Geol. Sur.*, Paris, 81-111.
- Francheteau, J. & Le Pichon, X., 1972. Marginal fracture zone as structural framework of continental margin in South Atlantic Ocean. *A. A. P. G.*, 56: 991-1007.
- Francis, T. J. G., Davies, D. & Hill, M., 1966. Crustal structure between Kenya and the Seychelles. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 259, Ser A: 240-261.

Bibliographie

- Francis, T. J. G. & Raitt, R. W., 1967. Seismic refraction measurements in the Northwest Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 72: 3014-3042.
- Freund, R., 1970. Plate tectonics of the Red sea and East Africa. *Nature*, 228: 453.
- Fullerton, L. G., Sager, W. W. & Handschumacher, D. W., 1989. Late Jurassic-Early Cretaceous evolution of the Eastern Indian ocean adjacent to Northwest Australia. *J. Geophys. Res.*, 94, B3: 2937-2953.
- GEBCO, 1982. Cartes générales bathymétriques des océans. Echelle 1 : 10000000. N° 5.05; 5.09; 5.10; 5.12; 5.13; 5.14; 5.16; 5.18. *Commission océanographique intergouvernementale. Publiée par le Service Hydrographique du Canada.*, Ottawa.
- GEBCO, 1982. Carte générale bathymétrique des océans. Echelle 1 : 30000000. *Commission océanographique intergouvernementale. Publiée par le Service Hydrographique du Canada*, Ottawa.
- Geller, C. A., Weissel, K. J. & Anderson, R. N., 1983. Heat transfer and intraplate deformation in the Central Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 88: 1018-1032.
- Gibert, D., Courtillot, V. & Olivet, J. L., 1988. Seasat altimetry and the South Atlantic geoid : 2. Short wavelength undulations. *J. Geophys. Res.*, 94: 5545-5559.
- Gilg-Capar, L., Gibert, D., Aslanian, D., Goslin, J. & Maia, M., non publié. Cartes des hauteurs des anomalies du géoïde à courtes longueurs d'ondes (30-110km) dans l'océan Indien. Données Seasat et Geosat.
- Girdler, R. W., 1977. Comparaison of the East african rift system and the Permian Oslo rift. *In : Ramberg, I. B. & Neumann, E. R. (eds.); Tectonics and Geophysics of continental rifts. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, Ser. C: 329-345.*
- Goodlad, S. W., Martin, A. K. & Hartnady, C. J. H., 1982. Mesozoic magnetic anomalies in the Southern Natal valley. *Nature*, 295: 686-688.
- Gordon, R. G., DeMets, D. C. & Angus, D., 1990. Kinematic constraints on distributed lithospheric deformation in the Equatorial Indian Ocean from present motion between Australian and Indian plates. *Tectonics*, 9: 409-422.
- Goslin, J., 1981. Etude géophysique des reliefs aismiques de l'océan Indien Occidental et Austral. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 267 p.
- Goslin, J. & Patriat, P., 1984. Absolute and relative plate motions and hypothesis on the origin of five aseismic ridges in the Indian Ocean. *Tectonophysics*, 101: 221-244.
- Goslin, J., Recq, M. & Schlich, R., 1981. Structure profonde du plateau de Madagascar : relations avec le plateau de Crozet. *Tectonophysics*, 76: 75-97.
- Goslin, J., Ségoufin, J., Schlich, R. & Fisher, R. L., 1980. Submarine topography and shallow structure of the Madagascar ridge, Western Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91: 741-753.
- Gradstein, F., Ludden, J. & al., 1990. Résultats préliminaires de la campagne 123 du Joides Resolution (Ocean Drilling Program) au large de la marge nord ouest australienne (plaines abyssales d'Argo et de Gascogne) : âge de l'ouverture de l'océan Indien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, Série II: 1731-1737.
- Graham, K. W. T. & Hales, A. L., 1965. Surface ship gravity measurements in the Aghulas bank area, South of South Africa. *J. Geophys. Res.*, 70: 4005-4011.
- Grew, E., 1982. The Antarctic margin. *In : Nairn, A. E. M. & Stehli, F. G. (eds.); The ocean Basins and Margins. The Indian Ocean. Plenum Press, New York*, 6: 697-775.

Bibliographie

- Gueguen, E., Olivet, J. L. & Rehault, J. P., 1993. Kinematics model in the Western Mediterranean : new constraints. *EUG VII*, Strasbourg.
- Haxby, D. E. & Hayes, D., 1991. A marine geophysical atlas of the circum-Antarctic to 30°S.
- Haxby, W. F., 1987. Gravity field of the world's oceans. Echelle 1 : 40 000 000. *National Geophysical Data Center, NOAA*, Boulder, Colorado.
- Heezen, B. C. & Tharp, M., 1966. Physiography of the Indian Ocean. *Phil. Trans. Roy. S. London, A*, 259: 137-149.
- Heirtzler, J. R. & Burroughs, R. M., 1971. Madagascar's paleoposition : new data from the Mozambique channel. *Science*, 174: 488-490.
- Hellinger, S. J., 1981. The uncertainties of finite rotations in plate tectonics. *J. Geophys. Res.*, 86: 9312-9318.
- Hinz, K., 1981. An hypothesis of terrestrial catastrophes-wedge of vert thick Oceanward Dipping Layers beneath passive continental margins-Their origin and paleoenvironmental significance. *Geol. Jb.*, E22: 3-28.
- Hinz, k. & Krause, W., 1982. The continental margin of Queen Maud Land / Antarctica : seismic sequences, structural elements and geological development. *Geol. Jb.*, E23: 17-41.
- Hinz, K., Kristoffersen, Y. & the German-Norwegian Weddell Sea Study Group, 1987. Antarctica recent advances in the understanding of the continental shelf. *Geol. Jb.*, E37: 3-54.
- Houtz, R. E., Hayes, D. E. & Markl, R. G., 1977. Kerguelen plateau bathymetry, sediment distribution and crustal structure. *Mar. Geol.*, 25: 95-130.
- Jaeger, J. J., Courtillot, V. & Tapponnier, P., 1989. Paleontological view of the ages of the Deccan traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17: 316-319.
- Jarvis, G. T. & McKenzie, D. P., 1980. Sedimentary basin formation with finite extention rates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48: 42-45.
- Johnson, B. D., Powell, C. M. & Veevers, J. J., 1976. Spreading history of the Eastern Indian Ocean and Greater India's northward flight from Antarctica and Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 1560-1566.
- Johnson, B. D., Powell, C. M. & Veevers, J. J., 1980. Early spreading history of the Indian Ocean between India and Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47: 131-143.
- Katz, M. B., 1978. Sri-Lanka in Gondwanaland and the evolution of the Indian ocean. *Geol. Mag.*, 115: 237-244.
- Katz, M. B. & Premoli, C., 1979. India and Madagascar in Gondwanaland based on matching Precambrien lineaments. *Nature*, 297: 312-315.
- Kent, D. V. & Gradstein, F. M., 1986. A Jurassic to Recent chronology. In : Vogt, P. R. & Tucholke, B. E. (eds.); The Geology of North America. The Western North Atlantic Region. *Geol. Soc. Am.*, Boulder, Colorado, M: 45-50.
- Kent, P. E., 1974. Continental margin of East Africa - A region of vertical movements. In : Burke, C. A. & Drake, C. L. (eds.); The Geology of Continental Margins. *Springer-Verlag*, New York, 1: 313-320.
- Klitgord, K. D. & Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the Central Atlantic. In : Vogt, P. R. & Tucholke, B. E. (eds.); The geology of North America. The Western North Atlantic Region. *Geol. Soc. Am.*, Boulder, Colorado, M: 351-378.
- Klootwijk, C. T., Conaghan, P. J. & Powell, C. M., 1985. The himalayan Arc : large scale continental subduction oroclinal bending and back arc spreading. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75: 167-183.

Bibliographie

- Konig, M., 1981. Geophysical data from the continental margin of Wilkes land, Antarctica implications for the pre-drift fit and separation of Australia-Antarctica. *EOS, A. G. U.*, 62: 384.
- Kress, B., 1990. Evolution de l'Arctique. Implications sur la déformation des plaques lithosphériques. *Thèse de Doctorat d'Université, Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 303 p.
- Kristoffersen, Y. & Haugland, K., 1986. Evidence for the East Antarctica plate boundary in the Weddell Sea. *Nature*, 322: 538-541.
- LaBrecque, J. L. & Hayes, D. E., 1979. Seafloor spreading history of the Aghulas Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45: 411-428.
- Ladd, J. W., 1974. South Atlantic seafloor spreading and Caribbean tectonics. *Ph. D.*, Columbia University, New York.
- Larson, R. L., 1975. Late Jurassic seafloor spreading in the Eastern Indian Ocean. *Geology*, 3: 69-71.
- Larson, R. L., 1977. Early Cretaceous breakup of Gondwanaland off Western Australia. *Geology*, 5: 57-60.
- Larson, R. L., Mutter, J. C., Diebold, J. B., Carpenter, G. B. & Symonds, P., 1979. Cuvier bassin : a product of ocean crust formation by Early Cretaceous rifting off Western Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45: 105-114.
- Laughton, A. S., Matthews, D. H. & Fisher, R. L., 1970. The structure of the Indian Ocean. *In : Maxwell, A. E. (eds.); The Sea. Wiley-Interscience, New-York*, 4: 543-586.
- Lawver, L. A., Royer, J. Y., Sandwell, D. T. & Scotese, C. R., 1991. Evolution of the Antarctic continental margins. *In : Thomson, M. R. A., Crame, J. A. & Thomson, J. W. (eds.); Geological Evolution of Antarctica. Cambridge Univ. Press, U.K., London*, 533-539.
- Lawver, L. A., Sclater, J. G. & Meinke, L., 1985. Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic. *Tectonophysics*, 114: 233-254.
- Lawver, L. A. & Scotese, C. R., 1987. A revised reconstruction of Gondwanaland. *In : McKenzie, G. D. (eds.); Gondwana Six : Structure, Tectonics, and Geophysics. A. G. U., Washington D.C.*, 40: 17-24.
- Le Pichon, X. & Fox, P. J., 1971. Marginal offsets, fractures zones and the early opening of the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 76: 6294-6308.
- Le Pichon, X. & Francheteau, J., 1978. A plate tectonic analysis of the Red sea-Gulf of Aden area. *Tectonophysics*, 46: 369-406.
- Le Pichon, X. & Heirtzler, J. R., 1968. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and seafloor spreading. *J. Geophys. Res.*, 73: 2101-2117.
- Leclaire, L., Bassias, Y., Clocchiatti, M. D., Davies, H., Gautier, I., Gensous, B., Giannesini, P. J., Patriat, P., Ségoufin, J., Tesson, M. & Wannesson, J., 1987. Lower Cretaceous basalts and sediments from the Kerguelen plateau. *Geo. Mar. Lett.*, 7: 169-176.
- Li, Z. G., 1988. Structure, origine et évolution du plateau de Kerguelen. *Thèse de Doctorat d'Université, Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 178 p.
- Liu, C. S., Curray, J. R. & McDonald, J. M., 1983. New constraints on the tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65: 331-342.
- Liu, C. S., McDonald, J. M. & Curray, J. R., 1982. A fossil spreading ridge in the Northwestern Wharton basin (abstract). *EOS, A. G. U.*, 63: 448.
- Luyendyk, B. P. & Rennick, W., 1977. Tectonic history of aseismic ridges in the Eastern Indian. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1347-1356.

Bibliographie

- Maia, M., Diamant, M. & Recq, M., 1990. Isostatic response of the lithosphere beneath the Mozambique ridge (SW Indian Ocean) and geodynamic implications. *Geophys. J. Int.*, 100: 337-348.
- Malod, J., Mougenot, D., Raillard, S. & Maillard, A., 1991. Nouvelles contraintes sur la cinématique de Madagascar : les structures de la ride Davie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312: 1639-1646.
- Mammerickx, J. & Sandwell, D. T., 1986. Rifting of old oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 91: 1975-1988.
- Mammerickx, J. & Sharman, G. F., 1988. Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous Quiet Period. *J. Geophys. Res.*, 93, B 4: 3009-3024.
- Markl, R. G., 1974. Evidence for the breakup of Eastern Gondwanaland by the Early Cretaceous. *Nature*, 251: 196-200.
- Markl, R. G., 1978. Basement morphology and rift geometry near the former junction of India, Australia, and Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39: 211-225.
- Marks, K. M. & McAdoo, D. C., 1992. Gravity field over the Southern Ocean. Echelle 1 : 12 500 000. N. O. A. A., U.S.A.
- Martin, A. K., Goodlad, C. J. H. & DuPlessis, A., 1982a. Cretaceous paleopositions of the Falkland plateau relative to Southern Africa using Mesozoic seafloor spreading anomalies. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 71: 567-579.
- Martin, A. K., Hartnady, C. J. H. & Murray, D. B., 1982b. The Aghulas plateau, South Atlantic opening and ridge-jumps south of Aghulas Falkland fracture zone. *Mar. Geol. Prog. Tech. Rep.*, Geol. Surv., Univ. of Cap Town, Cap Town, 13: 51-63.
- Martin, A. K. & Hartnady, C. J. H., 1986. Plate tectonic development of the Southwest Indian Ocean : a revised reconstruction of East Antarctica and Africa. *J. Geophys. Res.*, 91: 4767-4786.
- Martin, A. K., Hartnady, L. J. H. & Goodlad, S. W., 1981. A revised fit of South America and South Central Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54: 293-305.
- Masson, D., Kidd, R. & Roberts, D., 1982. Late Cretaceous sediment sample from the Amirantes Passage, Western Indian Ocean. *Geology*, 10: 264-266.
- Masson, D. G., 1984. Evolution of the Mascarene basin, Western Indian Ocean, and the significance of the Amirante arc. *Mar. Geophys. Res.*, 6: 365-382.
- Mattauer, M., 1986. Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie; leurs relations avec les décrochements. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. II, N°1: 143-157.
- McKenzie, D. P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 40: 25-32.
- McKenzie, D. P., Davies, D. & Molnar, P., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 226: 243-248.
- McKenzie, D. P. & Sclater, J. G., 1971. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 25: 437-528.
- Miller, J. A. & Mudie, J. O., 1961. Potassium-Argon age determinations on granite from the island of Mahe in the Seychelles Archipelago. *Nature*, 192: 1174-1175.
- Minster, J. B. & Jordan, T. H., 1978. Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83: 5331-5354.
- Molnar, P. & Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision. *Science*, 189: 419-426.

Bibliographie

- Molnar, P. & Tapponnier, P., 1977. Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, 83: 5361-5375.
- Morgan, W. J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42-43.
- Morgan, W. J., 1978. Rodrigues, Darwin, Amsterdam...A second type of hotspot island. *J. Geophys. Res.*, 83: 5355-5360.
- Morgan, W. J., 1983. Hot spot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94: 123-139.
- Mougenot, D., Gennessaux, M., Hernandez, J., Lepvrier, C., Malod, J., Raillard, S., Vanney, J. R. & Villeneuve, M., 1991. La ride de Mozambique (Océan Indien) : un fragment continental individualisé lors du coulisement de l'Amérique et de l'Antarctique le long de l'Afrique de l'Est? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312: 655-662.
- Munsch, M. & Schlich, R., 1987. Structure and evolution of the Kerguelen plateau (Indian Ocean) deduced from seismic stratigraphy studies. *Mar. Geol.*, 76: 131-152.
- Munsch, M. & Schlich, R., 1989. The Rodriguez Triple Junction (Indian Ocean) : structure and evolution for the past one million years. *Mar. Geophys. Res.*, 11: 1-14.
- Munsch, M. & Schlich, R., 1990. Etude géophysique des dorsales de l'océan Indien dans la région du point triple de Rodriguez. *Ocean. Acta*, 10: 119-128.
- Mutter, J. C. & Cande, S. C., 1983. The early opening between Broken ridge and Kerguelen plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65: 369-376.
- Mutter, J. C., Hegarty, K. A., Cande, S. C. & Weissel, J. K., 1985. Breakup between Australia and Antarctica : a brief review in the light of new data. *Tectonophysics*, 114: 255-279.
- Nogi, Y., Seama, N., Isezaki, N., Hayashi, T., Funaki, M. & Kaminuma, K., 1991. Geomagnetic anomaly lineations and fracture zones in the basin west of the Kerguelen plateau. *EOS, A. G. U.*, 72: 445.
- Norton, I. O. & Sclater, J. G., 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of the Gondwanaland. *J. Geophys. Res.*, 84: 6803-6830.
- Nougier, J., Pawlowski, D. & Cantagrel, J. M., 1983. Chro-spatial evolution of the volcanic activity in Southeastern Kerguelen (T. A. A. F.). In : Oliver, R. L., James, P. R. & Jago, J. B. (eds.); Antarctic Earth Science. *Australian Academy of Science*, Canberra, 636-639.
- Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P. & Auzende, J. M., 1984. Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *Rapp. Sci. et Tech., Pub. CNEXO*, Brest, 54: 108 p.
- Parsons, L., Roberts, D. & Miles, P., 1981. Magnetic anomalies in the Somalie basin, Northwest Indian Ocean (Abstract). *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 65: 260.
- Patriat, P., 1979. L'océan Indien Occidental : la dorsale ouest-indienne. *Mém. Mus. Hist. Nat.*, 43: 49-52.
- Patriat, P., 1985. Reconstitution de l'évolution du système de dorsales de l'océan Indien par les méthodes de la cinématique des plaques. *T. A. A. F.*, Paris, 308 p.
- Patriat, P. & Achache, J., 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311: 615-621.
- Patriat, P. & Courtillot, V., 1984. On the stability of triple junctions and its relation to episodicity in spreading. *Tectonics*, 3: 317-332.
- Patriat, P. & Parson, L., 1989. A survey of Indian Ocean triple junction trace within the Antarctic Plate. Implications for the junction evolution since 15 Ma. *Mar. Geophys. Res.*, 11: 89-100.
- Patriat, P. & Schlich, R., non publié. A Paleocene fossil ridge in the Mascarene basin : implications for the relations between Madagascar, Seychelles and India.

Bibliographie

- Patriat, P. & Ségoufin, J.**, 1988. Reconstruction of the Central Indian Ocean. *In : Scotese, C. R. & Sager, W. W. (eds.); Mesozoic and Cenozoic plate Reconstructions. Elsevier Sci. Pub.*, Amsterdam, 211-234.
- Patriat, P., Ségoufin, J., Goslin, J. & Beuzart, P.**, 1985. Relative positions of Africa and Antarctica in the Upper Cretaceous : evidence for a non-stationary behaviour of fracture zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75: 204-214.
- Patriat, P., Ségoufin, J., Schlich, R., Goslin, J., Auzende, J. M., Beuzart, P., Bonnin, J. & Olivet, J. L.**, 1982. Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXIV, n° 2: 363-373.
- Petrovick, P.**, 1975. Origin of the Naturaliste plateau. *Nature*, 253: 30-33.
- Pierce, J. W., Weissel, J. K. & al**, 1989. Proc. of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, 121: 1000 p.
- Pilger, R. H.**, 1978. A method for finite plate reconstructions, with applications to Pacific-Nazca plate evolution. *Geophys. Res. Lett.*, 5: 469-472.
- Powell, C. M. & Conaghan, P. J.**, 1973. Plate tectonics and the Himalayas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20: 1-12.
- Powell, C. M., Roots, S. R. & Veevers, J. J.**, 1988. Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the Eastern Indian Ocean. *In : Scotese, C. R. & Sager, W. W. (eds.); Mesozoic and Cenozoic plate Reconstructions. Elsevier Sci. Pub.*, Amsterdam, 261-283.
- Quilty, P. G.**, 1973. Cenomanian-Turonian and Neogene sediments from Northeast of Kerguelen Ridge, Indian Ocean. *J. Geol. Soc. Aust.*, 20: 361-371.
- Rabinowitz, P. D., Coffin, M. F. & Falvey, D.**, 1982. Salt diapirs bordering the continental margin of Northern Kenya and Southern Somalia. *Science*, 215: 663-665.
- Rabinowitz, P. D., Coffin, M. F. & Falvey, D.**, 1983. The separation of the Madagascar and Africa. *Science*, 220: 67-69.
- Rabinowitz, P. D. & LaBrecque, J. L.**, 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *J. Geophys. Res.*, 84: 5973-6002.
- Raillard, S.**, 1990. Les marges de l'Afrique de l'Est et les zones de fractures associées : chaîne de Davie et ride du Mozambique. Campagne MD-60/MACAMO-II. *Thèse de Doctorat d'Université*, Université de Pierre et Marie Curie, Paris, 272 p.
- Rajaomazava, F.**, 1991. Etude de la subsidence du bassin sédimentaire de Morondava (Madagascar) dans le cadre de l'évolution géodynamique de la marge est-Africaine. *Thèse de Doctorat d'Université*, Université de Montpellier II, 159 p.
- Ramsay, D. C., Colwell, J. B., Coffin, M. F., Davies, H. L., Hill, P. J., Pigram, C. J. & Stagg, H. M. J.**, 1986. New findings from the Kerguelen plateau. *Geology*, 14: 589-593.
- Recq, M., Goslin, J., Patriat, P. & Schlich, R.**, 1979. Profils de réfraction sur le plateau malgache. Résultats préliminaires. *7ème R. Ann. des Sci. de la Terre, Soc. Géol. France*, 394, Lyon.
- Ricou, L. E., Besse, J., Marcoux, J. & Patriat, P.**, 1990. Une reconstruction du Gondwana révisée à partir de données pluridisciplinaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 311, Série II: 463-469.
- Roest, W. R., Danobeitia, J. J., Verhoef, J. & Collette, B. J.**, 1992. Magnetic anomalies in the Canary basin and the Mesozoic evolution of the Central North Atlantic. *Mar. Geophys. Res.*, 14: 1-24.
- Rotstein, Y., Munsch, M., Schlich, R. & Hill, P.**, 1991. Structure and early history of the Labuan basin South Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 96, B3: 3887-3904.

Bibliographie

- Royer, J. Y. & Chang, T., 1991. Evidence for relative motions between the India and Australian plates during the last 20 m.y. from plate tectonic reconstructions : implications for the deformation of the Indo-Australian plate. *J. Geophys. Res.*, 75, B7: 11779-11802.
- Royer, J. Y. & Coffin, M. F., 1992. Jurassic to Eocene plate tectonic reconstructions in the Kerguelen plateau region. In : Wise, S. W. J. & Schlich, R. (eds.); Proc. ODP, Sci. Results. *College Station (TX), Ocean Drilling Program.*, Washington D.C., 120: 917-928.
- Royer, J. Y., Gahagan, L. M., Lawver, L. A., Mayes, C. L., Nürnberg, D., Sandwell, D. T. & Scotese, C. R., 1990. A tectonic chart for the Southern Oceans derived from Geosat altimetry. In : St. John, B. (eds.); Antarctica as an exploration frontier-Hydrocarbon Potential, Geology and Hazards. A. A. P. G., Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 31: 89-99.
- Royer, J. Y., Patriat, P., Bergh, H. & Scotese, C. R., 1988. Evolution of the Southwest Indian Ridge from the late Cretaceous (anomaly 34) to the Middle Eocene (anomaly 20). In : Scotese, C. R. & Sager, W. W. (eds.); Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions. *Elsevier Sci. Pub.*, Amsterdam, 235-260.
- Royer, J. Y., Pierce, J. W. & Weissel, J. K., 1991. Tectonic constraints on the hot-spot formation of Ninetyeast Ridge. In : Weissel, J. K., Pierce, J. W. & al. (eds.); Proc. ODP, Scientific Results. *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, 121: 763-775.
- Royer, J. Y. & Sandwell, D. T., 1989. Evolution of the Eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous : constraints from Geosat altimetry. *J. Geophys. Res.*, 94: 13755-13782.
- Royer, J. Y. & Schlich, R., 1988. Southeast Indian Ridge between the Rodriguez Triple Junction and the Amsterdam and Saint-Paul islands : detailed kinematics for the last 20 m.y. *J. Geophys. Res.*, 93: 13524-13550.
- Royer, J. Y., Sclater, J. G. & Sandwell, D. T., 1989. A preliminary tectonic chart of the Indian Ocean. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, 98: 7-24.
- Sahni, A., 1982. The structure, sedimentation and evolution of Indian Continental Margins. In : Nairn, A. E. & Stehli, F. G. (eds.); The Ocean Basins and Margins. The Indian Ocean. *Plenum Press*, New York, 6: 352-398.
- Sandwell, D. T. & Smith, W. H. F., 1992. Global marine gravity from ERS-1, Geosat and Seasat Reveals New Tectonic Fabric. *EOS, A. G. U.*, 73, n°43.
- Sastri, V. V., Venkatachala, B. S. & Narayanan, V., 1981. The evolution of the east coast of India. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 36: 23-54.
- Schlich, R., 1975. Structure et âge de l'océan Indien Occidental. *Mém. Hors sér. Soc. Géol. France*, 6: 103 p.
- Schlich, R., 1982. The Indian Ocean : aseismic ridges, spreading centers and basins. In : Nairn, A. E. & Stehli, F. G. (eds.); The Ocean Basins and Margins. The Indian Ocean. *Plenum Press*, New York, 6: 51-147.
- Schlich, R., Coffin, M. F. & al., 1987. Bathymetric chart of the Kerguelen plateau. *Bur. Min. Res. Geol. Geophys., Canberra; I.P.G., Strasbourg, France; and T. A. A. F., Paris, France.*
- Schlich, R. & Fondeur, C., 1974. Anomalies magnétiques crétaées dans le bassin des Mascareignes (Océan Indien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278: 541-544.
- Schlich, R., Munsch, M. & al., 1988. Résultats préliminaires de la campagne océanographique de sismique réflexion multitraces MD 47 dans le domaine sud du plateau de Kerguelen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306: 635-642.
- Schlich, R., Munsch, M., Marthelot, J. M., Royer, J. Y. & Schaming, M., 1987. Les campagnes du N.O. Jean Charcot sur le point triple de Rodriguez (Océan Indien) : premiers résultats. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. III, N°4: 693-697.

Bibliographie

- Schlich, R. & Patriat, P., 1971a. Anomalies magnétiques de la branche est de la dorsale médio-indienne entre les îles d'Amsterdam et Kerguelen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272 (B): 773-776.
- Schlich, R. & Patriat, P., 1971b. Mise en évidence d'anomalies magnétiques axiales sur la branche ouest de dorsale médio-indienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272 (D): 700-703.
- Schlich, R., Simpson, E. S. W. & al. , 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Whashington D.C., 25: 1-286.
- Schlich, R., Wise, S. W. & al., 1989. Proc. of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, 120: 648 p.
- Sclater, J. G. & Fisher, R. L., 1974. Evolution of the East-Central Indian Ocean, with emphasis on tectonic setting of the Nintyeast Ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 683-702.
- Sclater, J. G., Fisher, R. L., Patriat, P., Tapscott, C. & Parsons, B., 1981. Eocene to recent development of the Southwest Indian Ridge; a consequence of the evolution of the Indian ocean triple junction. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 64: 587-604.
- Sclater, J. G., Luyendyk, B. P. & Meinke, L., 1976. Magnetic lineations in the southern part of the Central Indian Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 371-378.
- Ségoufin, J., 1978. Anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin de Mozambique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287: 109-112.
- Ségoufin, J., 1981. Morphologie et structure du canal du Mozambique. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 236 p.
- Ségoufin, J. & Patriat, P., 1980. Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie; implications pour les relations Afrique-Antarctique-Madagascar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, Ser.2, 291B: 85-88.
- Ségoufin, J. & Patriat, P., 1981. Reconstructions de l'océan Indien Occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34; paléoposition de Madagascar. *Bull. Soc. Géol. France*, 23: 693-707.
- Shields, O., 1976. A Gondwanaland reconstruction for the Indian Ocean. *J. Geol.*, 85: 236-242.
- Sichler, B., 1980. La bielle Danakile : un modèle pour l'évolution géodynamique de l'Afar. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XXII, n°6: 925-933.
- Simpson, E. S. W., Schlich, R. & al., 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Whashington D.C., 25: 884 p.
- Simpson, E. S. W., Sclater, J. G., Parsons, B., Norton, I. O. & Meinke, L., 1979. Mesozoic magnetic lineations in the Mozambique Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43: 260-264.
- Smith, A. & Hallam, A., 1970. The fit of the Southern continents. *Nature*, 225: 139-144.
- Sproll, W. P. & Dietz, R. S., 1969. Morphological continental drift fit of Australia and Antarctica. *Nature*, 222: 345-348.
- Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L. C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J. & Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic : results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, N° 3/4: 229-260.
- Srivastava, S. P. & Tapscott, C. R., 1986. Plate kinematics of the North Atlantic. In : Vogt, P. R. & Tucholke, B. E. (eds.); the Geology of North America. The Western North Atlantic Region. *Geol. Soc. Am.*, Boulder, Colorado, M: 379-404.
- Stagg, H. M. J., 1985. The structure and origin of the Prydz Bay and McRobertson Shelf, East Antarctica. *Tectonophysics*, 114: 315-340.

Bibliographie

- Stagg, H. M. J. & Exon, N. F., 1979. Western margin of Australia : evolution of a rifted arch system: discussion and replay. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 795-798.
- Stagg, H. M. J. & Willcox, J. B., 1992. A case for Australian-Antarctica separation in the Neocomian (125 Ma). *Tectonophysics*, 210: 21-32.
- Stock, J. & Molnar, P., 1982. Uncertainties in the relative positions of Australia, Antarctica, Lord Howe, and Pacific plates since the late Cretaceous. *J. Geophys. Res.*, 87: 4697-4714.
- Stoddard, P. R. & Jurdy, D. M., 1988. Age estimation of the Deccan Traps from the North American apparent polar wander path. *Geology*, 296-298.
- Storey, M., Saunders, A. D. & Mahoney, J., 1991. Geochemical evidence for a marion plume contribution to the Cretaceous basalts of the Madagascar. *EOS, A. G. U.*, 72: 578,
- Talwani, M., Mutter, J., Houtz, R. & Konig, M., 1978. The crustal structure and evolution of the area underlying the magnetic quiet zone on the margin south of Australia. In : Watkins, J. S., Montadert, L. & Dickerson, P. W. (eds.); Geological and geophysical investigations of continental margins. *A. A. P. G.*, 29: 151-175.
- Tapponnier, P., Mercier, J. L., Armijo, R., Han, T. L. & Zhou, J., 1981. Field evidence for active normal faulting in Tibet. *Nature*, 294: 410-414.
- Tapscott, C. R., Patriat, P., Fisher, R. L., Sclater, J. G., Hoskins, H. & Parsons, B., 1980. The Indian Ocean triple junction. *J. Geophys. Res.*, 85: 4723-4739.
- Tilbury, L. A., 1981. The 1980 Heard Island Expedition. Marine geophysical operations and preliminary results. *Bur. Min. Res. Geol. Geophys.*, 16, Canberra, Australia.
- Tisseau, J., 1978. Etude structurale du golf d'Aden et du bassin de Somalie (océan Indien Occidental Nord). *Thèse de 3ème cycle*, Université de Paris VI.
- Tucholke, B. E., Houtz, R. E. & Barrett, D. M., 1981. Continental crust beneath the Aghulas plateau, Southwest Indian ridge. *J. Geophys. Res.*, 86: 3791-3806.
- Udintsev, G. B., 1965. New data on the bottom topography of the Indian Ocean. *Okeanologiya*, 5: 993-998.
- Udintsev, G. B., 1966. Results of upper mantle project studies in the Indian Ocean by the research Vessel Vityaz. The World Rift System. *Geol. Surv. Canada Paper*, 66-14: 148-172.
- Veevers, J. J., 1982. Western and Northwestern Margin of Australia. In : Nairn, A. E. & Stehli, F. G. (eds.); The Ocean Basins and Margins. The Indian Ocean. *Plenum Press*, New York, 6: 513-544.
- Veevers, J. J., 1986. Breakup of Australia and Antarctica estimated as mid-Cretaceous (95 +/- 5 Ma) from magnetic and seismic data at the continental margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77: 91-99.
- Veevers, J. J. & Heirtzler, J. R., 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Whashington D.C., 27: 1060 p.
- Veevers, J. J., Jones, J. G. & Talent, J. A., 1971. Indo-Australian stratigraphy and the configuration and dispersel of Gondwanaland. *Nature*, 229: 383-388.
- Veevers, J. J., Powell, C. M. A. & Johnson, B. D., 1975. Greater India's place in Gondwanaland and in Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 383-387.
- Veevers, J. J., Stagg, H. M. J., Willcox, J. B. & Davies, H. L., 1990. Pattern of slow seafloor spreading (<4 mm/yr) from breakup (96 Ma) to A20 (44.5 Ma) off the southern margin of Australia. *BMR, J. Aus. Geol. Geophys.*, 11: 499-507.

Bibliographie

- Veevers, J. J., Tayton, J. W., Johnson, B. D. & Hansen, L., 1985. Magnetic expression of the continent-ocean boundary between the western margin of Australia and the Eastern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 56: 106-120.
- Verhoef, J. H. & Dwin, E. J. T., 1986. A 3-Dimensional analysis of magnetic anomalies over fractures zones in the Cretaceous Magnetic Quiet Zone (Madiera Abyssal Plain). *J. geol. Soc. London*, 143: 823-832.
- Vink, G. E., 1982. Continental rifting and the implications for plate tectonic reconstructions. *J. Geophys. Res.*, 87: 10677-10688.
- Vogt, P. R., Cherkis, N. Z. & Morgan, G. A., 1983. Project Investigator I; evolution of the Australia-Antarctic Discordance deduced from a detailed aeromagnetic survey. In : Oliver, R. L., James, B. R. & Lago, J. B. (eds.); Antarctic Earth Science. *Australian Academy Press*, Canberra, 608-613.
- Von der Borch, C. C., sclater, J. G. & al., 1974. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington D.C., 22: 890 p.
- Watkins, N. D., Gunn, B. M., Nougier, J. & Baksi, A. K., 1974. Kerguelen : continental fragment or oceanic islands? *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 201-212.
- Weissel, J. K. & Hayes, D. E., 1972. Magnetic anomalies in the Southeast Indian Ocean. In : Hayes, D. E. (eds.); The Australian-New Zeland Sector. Antarctic Oceanology. *A. G. U., Antarct. Res. Ser.*, 19: 165-196.
- Weissel, J. K., Pierce, J. W. & al., 1991. Proc. of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, 121: 990 p.
- Wensink, H., 1987. Comments on "Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary?" by V. Courtillot, J. Besse, D. Vandamme, R. Montigny, J.J. Jaeger and H. Cappetta. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85: 326-328.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province : nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291: 645-648.
- Wernike, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.
- Wessel, P. & W.H.F. Smith, W. H. F., 1991. Free software helps map and display data. *EOS, A. G. U.*, 72: 441.
- Wicquart, E., 1983. Modèles lithostratigraphiques du plateau de Kerguelen Heard, Océan Indien. *Thèse de 3 ème cycle*, Université Pierre et Marie-Curie, Paris, 135 p.
- Wiens, D. A., DeMets, D. C., Gordon, R. G., Stein, S., Angus, D., Engeln, J. F., Lundgren, P., Quible, D., Stein, C., Weinstein, S. & Woods, D. F., 1985. A diffuse plate boundary model for Indian ocean tectonics. *Geophys. Res. Lett.*, 12: 429-432.
- Willcox, J. B. & Stagg, H. M. J., 1990. Australia's southern margin : a product of oblique extention. *Tectonophysics*, 173: 269-281.
- Wilson, J. T., 1965. Evidence from oceanic islands suggesting movement in the earth. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A.*, 258: 145-167.
- Wise, S. W., Schlich, R. & al., 1992. Proc. of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. *College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, 120: 1154 p.
- Witmarsh, R. B., Weser, O. E. & al., 1974. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington D.C., 23: 1180 p.
- Yoshida, M., Funaki, M. & Vitanage, P. W., 1992. Proterozoic to Mesozoic East Gondwana : the juxtaposition of India, Sri-Lanka and Antactica. *Tectonics*, 11, n° 2: 381-391.

TABLE DES MATIERES

Table des Matières

Avant-propos	5
Introduction générale	9
Première Partie : Les bassins océaniques	13
1.1 - Introduction	13
1.2 - Les bassins fossiles	14
1.2.1 - Le bassin de Somalie	14
Le bassin de Somalie Occidental	14
Le bassin de Somalie Septentrional	16
1.2.2 - Le bassin des Mascareignes	17
1.2.3 - Les bassins adjacents à la marge occidentale de l'Australie	18
Le bassin Argo	18
Les bassins de Gascogne de Cuvier et de Perth	19
1.2.4 - Le bassin de Wharton	20
1.3 - Les bassins liés aux dorsales actuelles	21
1.3.1 - La dorsale sud est indienne.....	21
Le bassin Central Indien et le bassin de Crozet	22
Domaines océaniques créés avant l'époque de l'anomalie 20	22
Le bassin Central Indien	22
Le bassin de Crozet.....	23
Les domaines océaniques créés après l'époque de l'anomalie 20	24
Le bassin Australie-Antarctique	24
Les zones magnétiques calmes du Crétacé	24
Les domaines océaniques postérieurs à l'époque magnétique calme du Crétacé	25
1.3.2 - La dorsale sud ouest indienne	26
Les domaines mésozoïques issus du fonctionnement de la dorsale sud ouest indienne	26
Les domaines océaniques créés lors de la période magnétique calme du Crétacé par la dorsale sud ouest indienne	27
Les domaines océaniques créés après la période magnétique calme du Crétacé par la dorsale sud ouest indienne	28
1.3.3 - La dorsale centrale indienne et la dorsale de Carlsberg.....	29
Le bassin de Somalie Oriental et le bassin de l'Arabie	29
Le bassin de Madagascar et le domaine occidental du bassin Central Indien	30
1.4 - Le point triple de Rodriguez	31
1.5 - La vallée du Natal	31
1.6 - Conclusion	31

Deuxième Partie : Les problèmes posés	35
Chapitre 1- Le problème de la reconstitution initiale	37
1.1 - Introduction	37
1.2 - Les reconstitutions initiales antérieures	37
1.2.1 - Les reconstitutions globales	37
La reconstitution de Lawver et Scotese [1987]	37
La reconstitution de Norton et Sclater [1979]	39
Autre type de reconstitutions initiales	41
La reconstitution de Ricou et al [1990]	41
La reconstitution de Besse et Courtillot [1988]	42
1.2.2 - Les reconstitutions partielles	43
La reconstitution de Martin et Hartnady [1986]	43
La reconstitution de Powell et al [1988]	43
Conclusion	44
1.2.3 - Conclusion sur les reconstitutions initiales antérieures	44
La relation entre la reconstitution initiale de l'océan Indien et son évolution mésozoïque	44
Assemblage plus ou moins serré dans la reconstitution initiale entre deux plaques	45
La position des plaques secondaires dans le Gondwana	46
1.3 - La reconstitution initiale proposée dans ce travail	47
1.3.1 - Introduction	47
1.3.2 - Reconstitution initiale	47
Le système Madagascar-Afrique	47
Le système Antarctique-Afrique	48
Le système Amérique du Sud-Afrique	49
Les systèmes Inde-Antarctique et Inde-Australie	50
Le système Australie-Antarctique	50
Le système Inde-Madagascar	51
Le système Arabie-Somalie-Afrique	52
1.3.3 - Conclusion	53
Chapitre 2 - Le problème des directions d'ouverture	57
2.1 - Introduction	57
2.2 - Evolution de la ride sud ouest indienne entre l'Actuel et l'époque de l'anomalie 20	57
2.3 - Evolution de la ride sud ouest indienne entre l'époque de l'anomalie 20 et l'époque de l'anomalie 34	58
2.3.1 - La première hypothèse évolution de la dorsale sans changement de direction	59

2.3.2 - La seconde Hypothèse évolution de la dorsale avec changement de direction.....	59
2.3.3 - Comment choisir entre ces deux hypothèses?	59
2.4 - Evolution de la ride sud ouest indienne pendant la période magnétique calme du Crétacé (anomalie 34-anomalie M0)	60
2.4.1 - Les différentes configurations de l'axe de la dorsale entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie M0, proposées dans les travaux antérieurs	60
2.4.2 - Direction d'ouverture entre l'Antarctique et l'Afrique, pendant la période magnétique calme du Crétacé moyen (anomalie 34-anomalie M0)	62
2.5 - Evolution de la ride sud ouest indienne entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de l'anomalie M22	63
2.6 - Revue de quelques modèles de l'évolution initiale de l'océan Indien Occidental présentés dans les travaux antérieurs	63
2.6.1 - Modèles de l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Occidental basés sur les données géophysiques marines	63
Configuration de l'axe de la dorsale sud ouest indienne à l'époque de l'anomalie 34, de Royer et al [1988]	64
Le travail de Royer et Coffin [1992].....	64
Reconstitution à 100 Ma.....	64
Reconstitution de l'époque de l'anomalie M0	65
Reconstitution de l'époque de l'anomalie M10	65
Reconstitution il y a 165 Ma.....	65
Conclusion	66
Le modèle de Ségoufin et Patriat [1981] et de Ségoufin [1981]	66
La reconstitution de l'époque de l'anomalie 34	66
La reconstitution de l'époque de l'anomalie M2	67
La reconstitution de l'époque de l'anomalie M21	67
Conclusion	67
2.6.2 - Modèles de l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Occidental basés sur les données géologiques	67
Le modèle d'évolution de Raillard [1990]	67
La reconstitution de l'époque de l'anomalie M0	68
La reconstitution de l'époque de l'anomalie M10	68
La reconstitution initiale	69
Conclusion	69
Le modèle de Martin et Hartnady [1986]	69
2.6.3 - Modèles de l'évolution mésozoïque de l'océan Indien Occidental basés à la fois sur les données géophysiques et sur les données géologiques	70
le modèle de Norton et Sclater [1979]	70
La reconstitution de l'époque de l'anomalie 34	70
La reconstitution de l'époque de l'anomalie M0	71
Conclusion	71
2.7 - Conclusion	71
 Chapitre 3 - Le problème des rides asismiques	 75
3.1 - Introduction.....	75

3.2 - Les différentes méthodes utilisées pour l'étude des reliefs asismiques	76
3.2.1 - La bathymétrie	76
3.2.2 - Les prélèvements	76
3.2.3 - Les méthodes géophysiques	77
La sismique réflexion et réfraction	77
La gravimétrie	77
Le magnétisme	77
3.3 - Les rides asismiques de l'océan Indien	78
3.3.1 - Les rides asismiques liées aux marges	78
La ride du Mozambique	78
Hypothèse en faveur d'une origine océanique	78
Hypothèses en faveur d'une origine continentale	79
Conclusion	79
Les rides Astrid et de Gunnerus	80
La ride Astrid	80
La ride de Gunnerus	80
Conclusion	81
Les plateaux liés aux marges ouest et NW australienne	81
Le plateau du Naturaliste	81
Les plateaux de Cuvier et Exmouth	82
Conclusion	82
3.3.2 - Les structures symétriques fossiles	82
Le plateau des Kerguelen et la ride de Broken	82
La ride des Chagos-Laccadives et le plateau des Mascareignes	86
Le plateau de Madagascar et La ride de Conrad	88
3.3.3 - Autres structures et rides de l'océan Indien	90
3.3.3.1 - Le plateau des Aiguilles	90
3.3.3.2 - La ride de Ninetyeast	91
3.3.3.3 - Le plateau de Crozet	92
3.4 - Conclusion	92

Troisième Partie: Le modèle cinématique proposé

95

Chapitre 1 - Démarche, méthode et données utilisées

95

1.1 - La démarche suivie

95

1.1.1 - La première étape les plaques majeures

95

1.1.2 - La deuxième étape les mouvements relatifs

96

1.1.3 - Choix du point de départ

97

1.2 - La méthode utilisée	98
1.3 - Les données utilisées	98
1.3.1 - Les données bathymétriques	98
1.3.2 - Les données magnétiques	98
1.3.3 - Les données altimétriques	100
1.3.4 - Divers	101
1.4 - La notion de phases cinématiques	101
1.5 - Les époques de reconstitutions choisies	102
Chapitre 2 - Les reconstitutions cinématiques	107
2.1 - La première période	
la période située entre l'Actuel et l'époque l'anomalie 20	109
2.1.1 - Reconstitution du stade de l'anomalie 20	109
Le système Antarctique-Afrique	109
Le système Inde-Antarctique et le système Inde-Afrique	109
Le système Australie-Antarctique et le système Inde-Australie	113
2.2 - La deuxième période	
la période située entre l'époque de l'anomalie 20 et l'époque de la réorganisation	
majeure du Crétacé moyen	116
2.2.1 - Introduction	116
2.2.2 - Les contraintes principales utilisées dans l'évolution de chaque système	
pendant cette phase	116
Le système Antarctique-Afrique	117
Le système Inde-Antarctique-Afrique	118
Le système Australie-Antarctique-Inde	119
2.2.3 - Reconstitutions des époques situées pendant la période Eocène moyen-Crétacé	
moyen	121
Reconstitution de l'époque de l'anomalie 24 (53 Ma)	121
Le système Antarctique-Afrique	121
Le système Antarctique-Afrique-Inde	121
Le système Antarctique-Inde-Australie	122
Reconstitution de l'époque de l'anomalie 28 (64 Ma)	122
Le système Antarctique-Afrique	123
Le système Antarctique-Afrique-Inde	123
Le système Antarctique-Inde-Australie	124
Reconstitution de l'époque de l'anomalie 32	124
Le système Antarctique-Afrique	124
Le système Antarctique-Afrique-Inde	124
Le système Inde-Antarctique-Australie	125
Reconstitution de l'époque de l'anomalie 34	125
Le système Antarctique-Afrique	125
Le système Antarctique-Afrique-Inde	126
Le système Antarctique-Inde-Australie	126

2.2.4 - Reconstitution de la situation antérieure à l'anomalie 34 (90-93Ma)	126
Le système Antarctique-Afrique	127
Le système Afrique-Antarctique-Inde.....	127
Le système Inde-Australie-Antarctique	128
2.2.5 - Les manifestations de la révolution du Crétacé moyen dans l'océan Indien	129
Les sauts de dorsale.....	129
Les changements de direction d'ouverture.....	130
Ouverture de nouveaux bassins océaniques et formations de nouvelles structures	130
Hypothèse de formation et évolution de la ride de Conrad et de la partie méridionale du plateau de Madagascar	130
Ouverture du bassin des Mascareignes.....	131
L'âge proposé pour la période de réorganisation du Crétacé moyen	131
2.3 - La troisième période	
la période située entre l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen (90-93 Ma) et l'époque de l'anomalie M0 (119 Ma)	133
2.3.1 - Introduction	133
2.3.2 - Les contraintes principales utilisées dans l'évolution de chaque système pendant cette période	133
Le système Antarctique-Afrique	133
Le système Afrique-Madagascar.....	133
Le système Afrique-Antarctique-Madagascar-Inde.....	134
Le système grande Inde-Antarctique-Australie	135
2.3.3 - Reconstitution du stade de l'anomalie M0 (119 Ma)	136
Le système Madagascar-Afrique.....	136
Le système Antarctique-Afrique	136
Le système Inde-Sri Lanka-Madagascar-Antarctique	137
Le système grande Inde-Antarctique-Australie	138
2.4 - La quatrième période	
la période située entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de la réorganisation du Jurassique moyen-supérieur (170 Ma)	139
2.4.1 - Introduction	139
2.4.2 - Les contraintes principales utilisées dans l'évolution de chaque système pendant cette période	139
Le système Afrique-Madagascar-Inde.....	139
Le système Afrique-Antarctique	139
Le système Afrique-Madagascar-Antarctique-Inde.....	140
Le système grande Inde-Antarctique-Australie	140
2.4.3 - Reconstitution du stade de l'anomalie M10	140
Le système Madagascar-Afrique.....	141
Le système Antarctique-Afrique	141
Le système Inde-Sri Lanka-Madagascar et Antarctique	141
Le système grande Inde-Antarctique-Australie	142
Evolution mésozoïque du système Inde-Australie.....	142
2.4.3 - Reconstitution du stade de l'anomalie M22 (152 Ma)	143
Le système Madagascar-Afrique.....	143
Le système Antarctique-Afrique	143
Le système Inde-Sri Lanka-Antarctique	144
2.4.4 - Reconstitution de l'époque antérieure à l'anomalie M22 (170 Ma)	144

2.5 - La cinquième période la période située entre la période de réorganisation du Jurassique moyen- supérieur (170 Ma) et l'époque de la reconstitution initiale	146
Chapitre 3 - Quelques Implications du modèle d'évolution proposé dans ce travail	149
3-1 - Phases de l'évolution de l'océan Indien	149
3.2 - Formation et évolution des structures anormales	152
3.3 - Implication de notre reconstitution initiale entre l'Inde et l'Australie sur l'âge de la collision entre l'Inde et l'Eurasie	155
3.3.1 - Limites proposées pour le bloc Nord de l'Inde dans ce travail	155
3.3.2 - Age de la collision proposé dans les travaux antérieurs	156
3.3.3 - Les reconstitutions de la position de l'Inde par rapport à l'Eurasie, aux époques des anomalies 20, 24 et 28	156
Conclusion générale	161
Bibliographie	165
Table de matières	181

*GROUPE DE RECHERCHE - G.D.R. "G.E.D.O."
GENESE ET EVOLUTION DES DOMAINES OCEANIQUES*

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE
DE
BRETAGNE OCCIDENTALE

Mohamed SAHABI

UN MODELE GENERAL DE L'EVOLUTION DE L'OCEAN INDIEN

VOLUME 2

Soutenu le 2 Décembre 1993, devant la commission d'examen

Messieurs :

**JUTEAU T.,
BONNIN J.,
SEGOUFIN J.,
OLIVET J. L.,
GOSLIN J.,
PATRIAT P.,
PIQUE A.,**

Professeur, UFR Sciences et Techniques, U. B. O., Brest;
Professeur, Institut du Physique du Globe, Strasbourg;
Directeur de Recherche, Institut du Physique du Globe, Paris VI;
Chercheur, IFREMER centre Brest;
Directeur de Recherche, UFR Sciences et Techniques, U. B. O., Brest;
Directeur de Recherche, Institut du Physique du Globe, Paris VI;
Professeur, UFR Sciences et Techniques, U. B. O., Brest.

PREMIERE PARTIE

LES BASSINS OCEANIQUES

Figure I-1-A

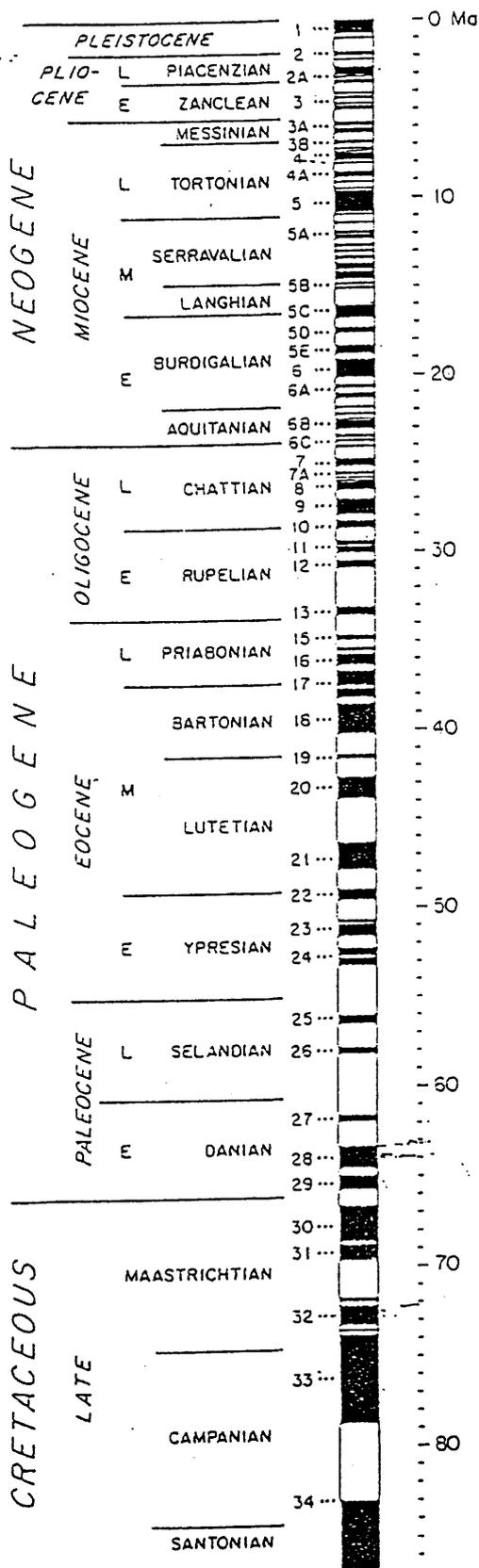


Figure I-1-B

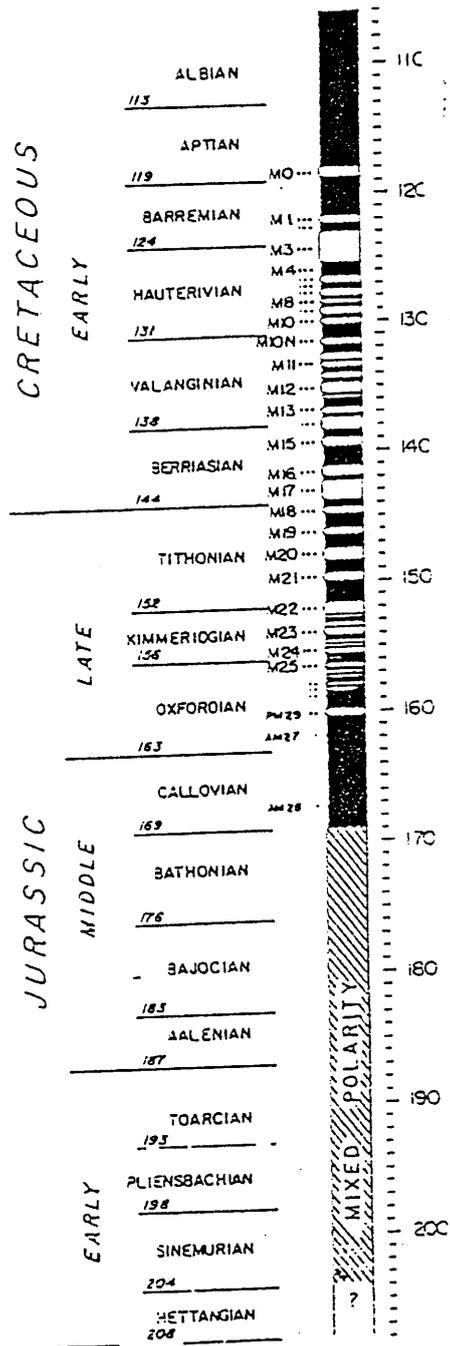


Figure I-1-A : Anomalies magnétiques cénozoïques; échelle d'inversion des anomalies magnétiques de Cande et Kent [1992].

Figure I-1-B : Anomalies magnétiques mésozoïques; échelle d'inversion des anomalies magnétiques de Kent et Gradstein [1986].

Figure I-2 : Les bassins océaniques de l'océan Indien.

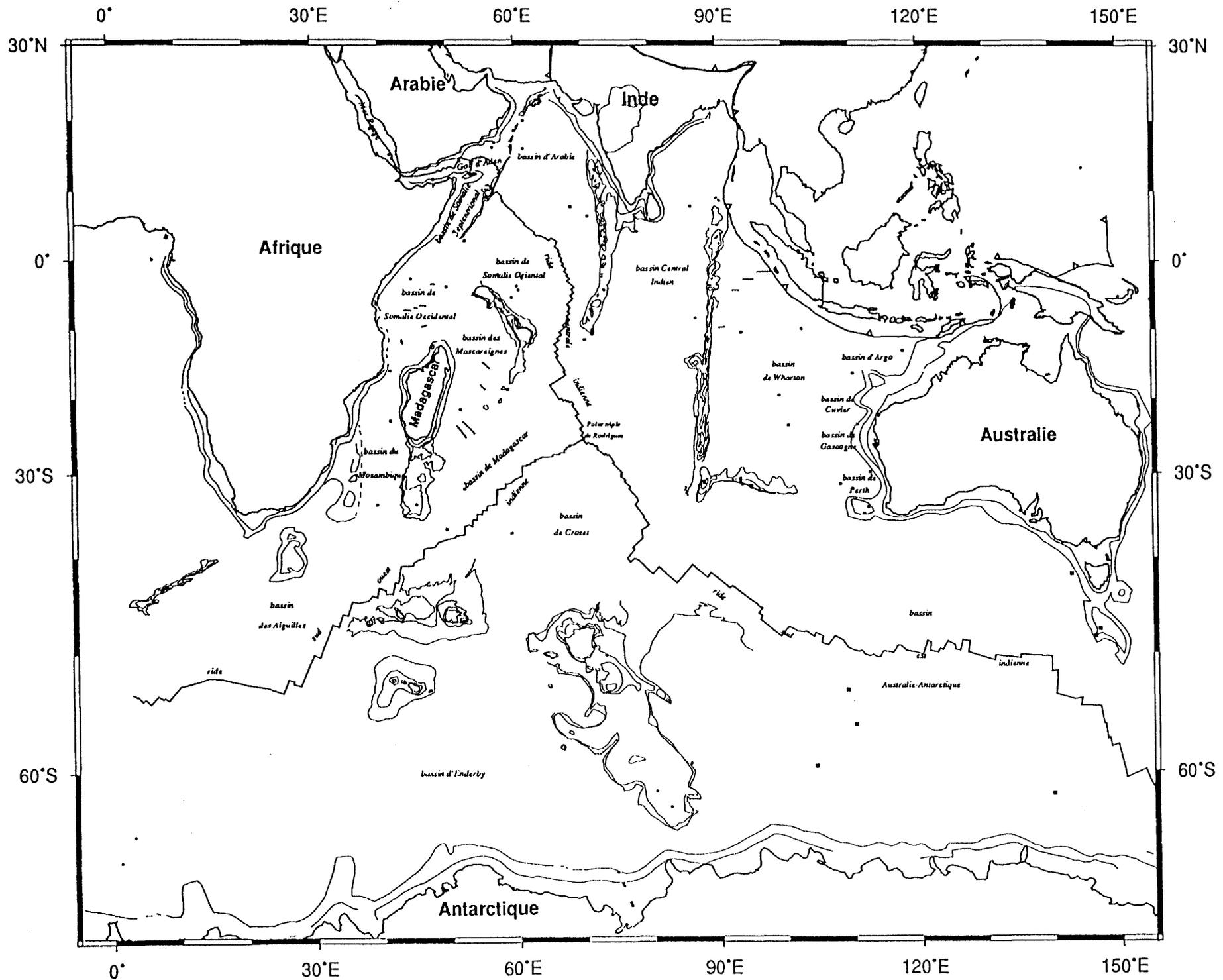


Figure I-3 : Les bassins de Somalie Occidental et Septentrional.

Les anomalies magnétiques M0, M10 et M22 sont représentées respectivement par des triangles, par des cercles et par des carrés.

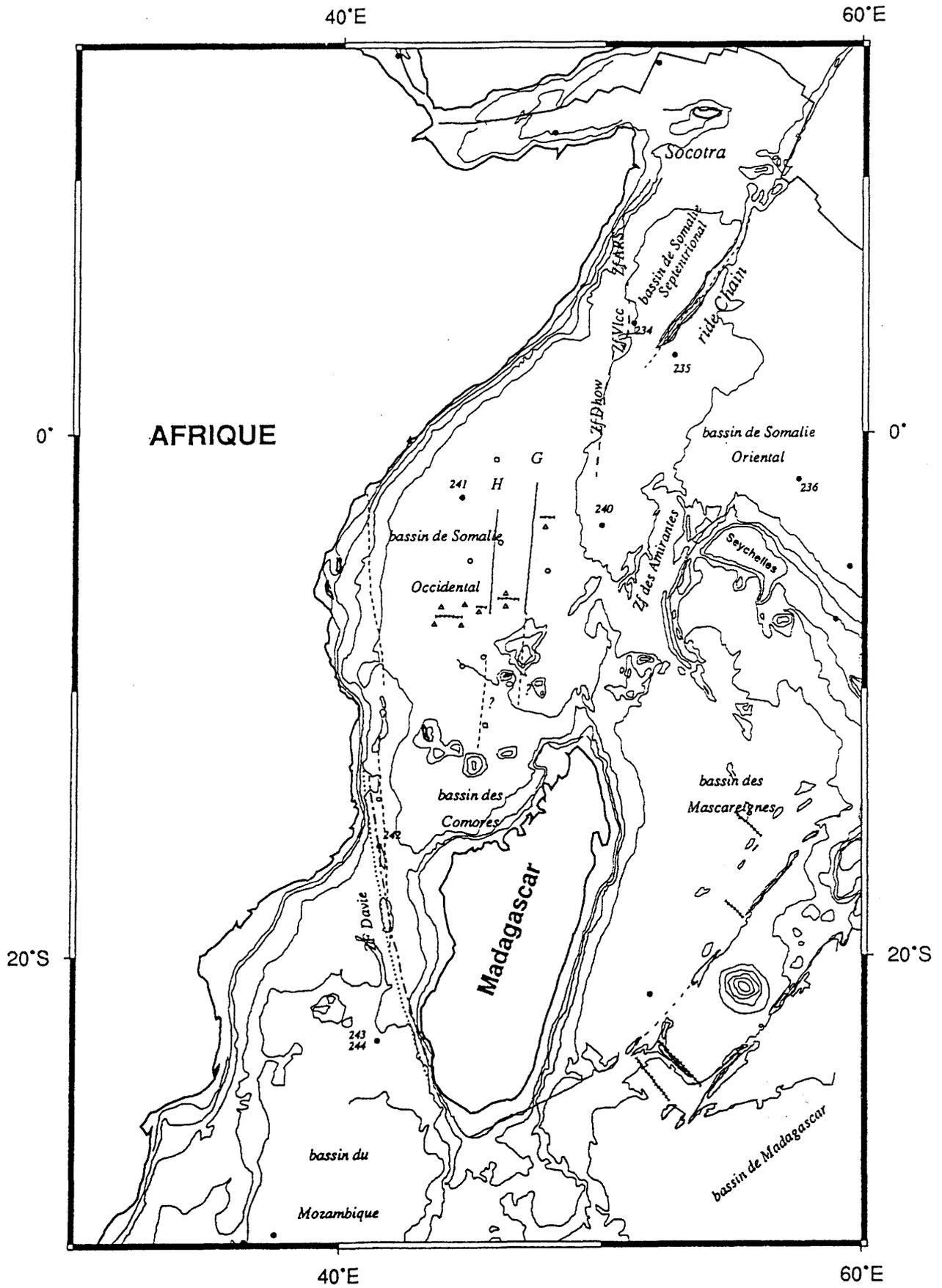
Le tracé des zones de fracture H et G sont d'après Ségoufin [1981]. Elles sont bien identifiées sur le flanc nord (trait plein) de l'axe d'accrétion fossile du bassin de Somalie Occidental (trait barré); cependant leur extension sur le flanc sud (trait en tireté) est hypothétique.

Le tracé de la zone de fracture de Davie d'après les cartes gravimétriques de Haxby [1987] et de Sandwell et Smith [1992] est représenté en double trait : un en pointillé; il correspond au fossé de la fracture et un alternant des tiretés longs et des tiretés courts; il correspond à la ride de la fracture. Ce tracé montre une direction NNW-SSE et relie la marge est du Kenya à 10°S et la marge sud-ouest de Madagascar à 22°S.

Le tracé de la zone de fracture de Davie d'après Coffin et Rabinowitz [1987] est représenté par un trait en tireté. Il montre une direction N-S et se prolongerait au nord jusqu'à 2°S.

Le tracé des fractures de Vlcc, Dhow et Ars sont d'après Bunce et Molnar [1977] et Cochran [1988]. Elles montrent une direction générale N-S.

Les ronds pleins correspondent aux forages DSDP effectués dans ces deux bassins.



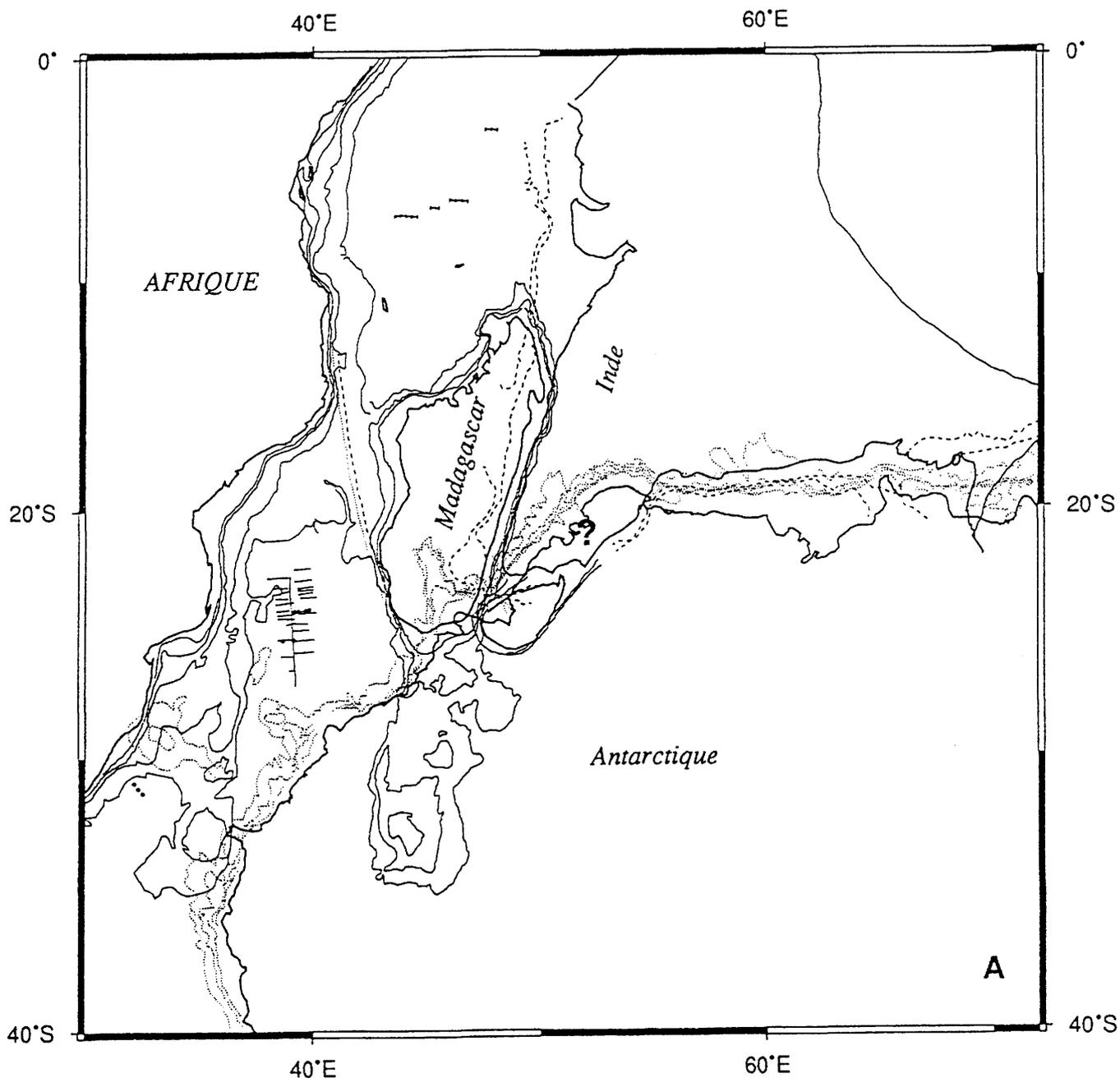


Figure I-4 : Reconstitution du système Inde-Madagascar-Antarctique-Afrique à l'époque de l'anomalie M10 (l'Afrique est fixe) :

I-4-A : Dans l'hypothèse de Rabinowitz et al. [1983] et Coffin et Rabinowitz [1987], Madagascar est dans sa position actuelle par rapport à l'Afrique. La position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique est d'après ce travail; elle est contrainte par l'assemblage des séquences magnétiques mésozoïques des bassins d'Enderby et du Mozambique, ainsi que la direction des zones de fracture présentes dans ces bassins. La position de l'Inde par rapport à Madagascar est également d'après ce travail; elle est contrainte par l'assemblage morphologique de leurs marges homologues et par l'évolution postérieure à cette époque de l'Inde et de son bloc Nord par rapport à l'Antarctique et à l'Australie. Cette reconstitution montre alors un assemblage serré entre Madagascar et l'Antarctique et un recouvrement important entre l'Antarctique et l'Inde.

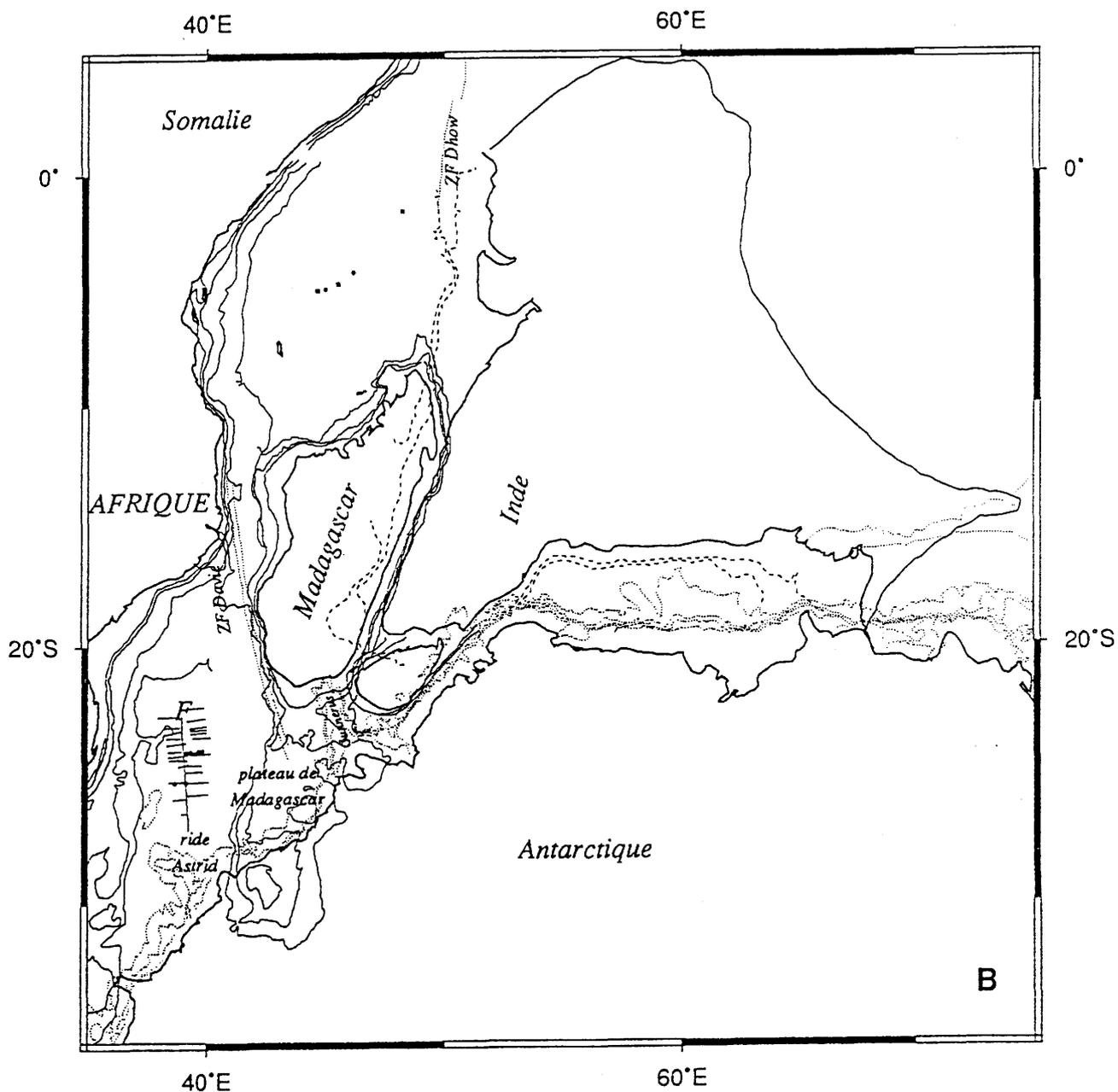


Figure I-4 : Reconstitution du système Inde-Madagascar-Antarctique-Afrique à l'époque de l'anomalie M10 (l'Afrique est fixe) :

I-4-B : Dans l'hypothèse de Ségoufin et Patriat [1981], Madagascar est situé à 400 km au nord de sa position actuelle, par rapport à l'Afrique. La position de l'Antarctique par rapport à l'Afrique et de l'Inde par rapport à Madagascar sont les mêmes que sur la figure I-4-A. Cette reconstitution est cohérente avec l'évolution mésozoïque de l'ensemble des plaques de l'océan Indien.

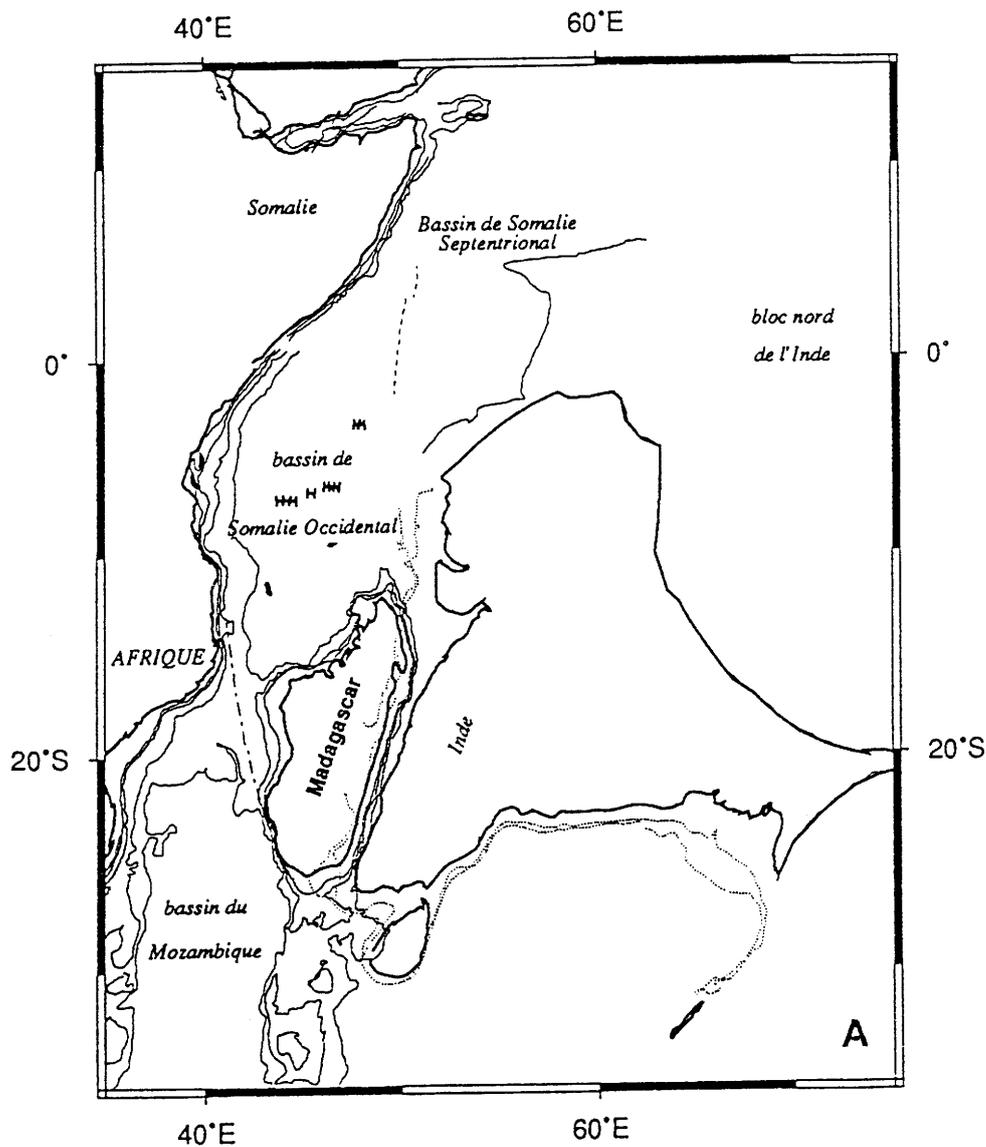


Figure I-5 : Limites des bassins de Somalie Occidental, Oriental et Septentrional.

I-5-A : Limites des bassins de Somalie Occidental et Septentrional après l'arrêt de la dérive de Madagascar et de l'Inde vers le sud [inspiré de Cochran, 1988]. La position de l'Inde par rapport à Madagascar est d'après ce travail. Elle correspond à la période du Crétacé moyen (90 Ma). Les zones de fracture de Davie, Vlcc, Dhow et Ars sont représentées par un tireté. L'axe fossile du bassin de Somalie Occidental est représenté par un trait barré.

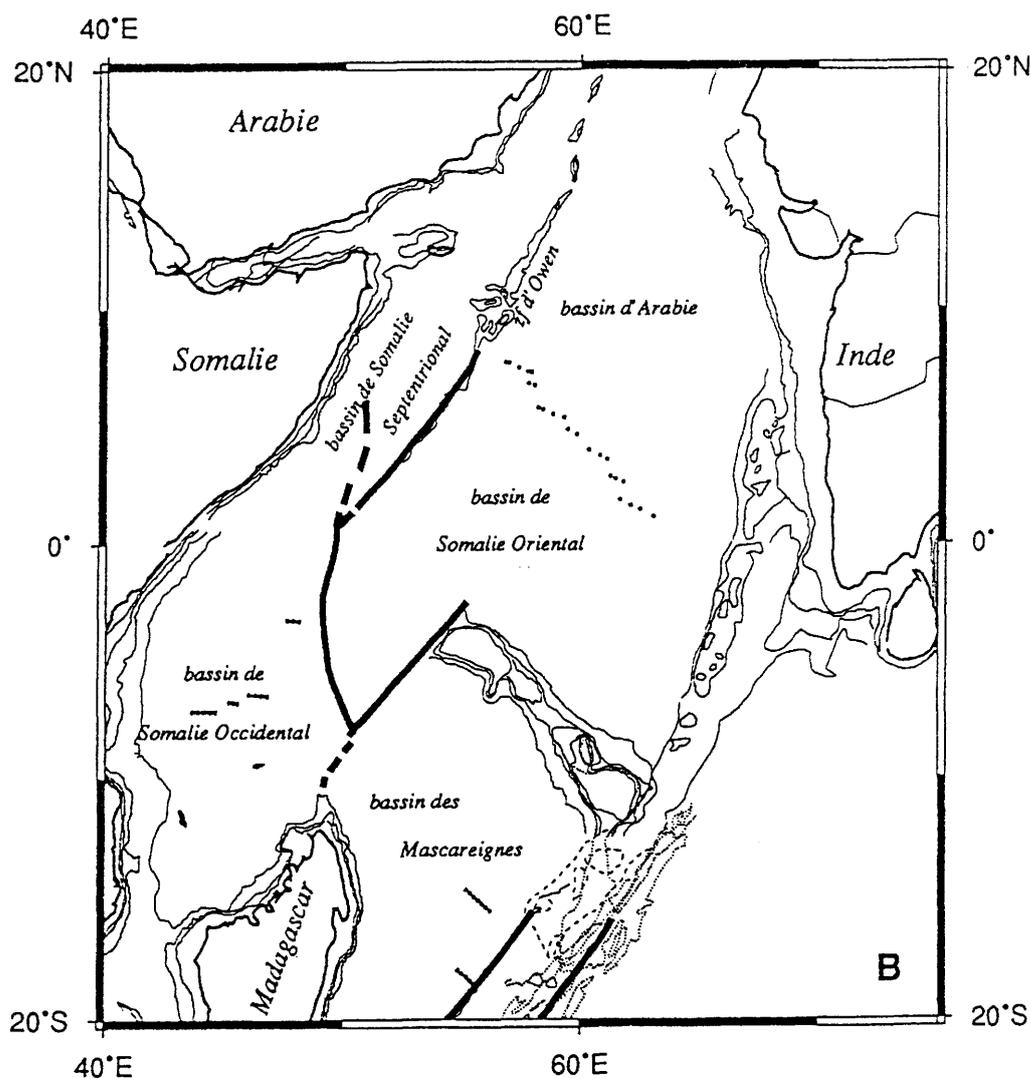


Figure I-5 : Limites des bassins de Somalie Occidental, Oriental et Septentrional.

I-5-B : Limites des bassins de Somalie Occidental, Septentrional et Oriental à l'époque de l'anomalie 20. Ces limites sont représentées par des traits épais :

La limite entre les bassins de Somalie Oriental et de Somalie Septentrional correspond à la zone de fracture d'Owen.

La limite entre les bassins de Somalie Occidental et de Somalie Oriental correspond à un gradient bathymétrique (5000 m) tracé à partir de la carte GEBCO.

La limite entre les bassins de Somalie Occidental et de Somalie Septentrional correspond aux zones de fracture de Vlcc, Dhow et Ars.

La frontière entre le bassin de Somalie Oriental et le bassin des Mascareignes correspond à la zone de fracture des Amirantes.

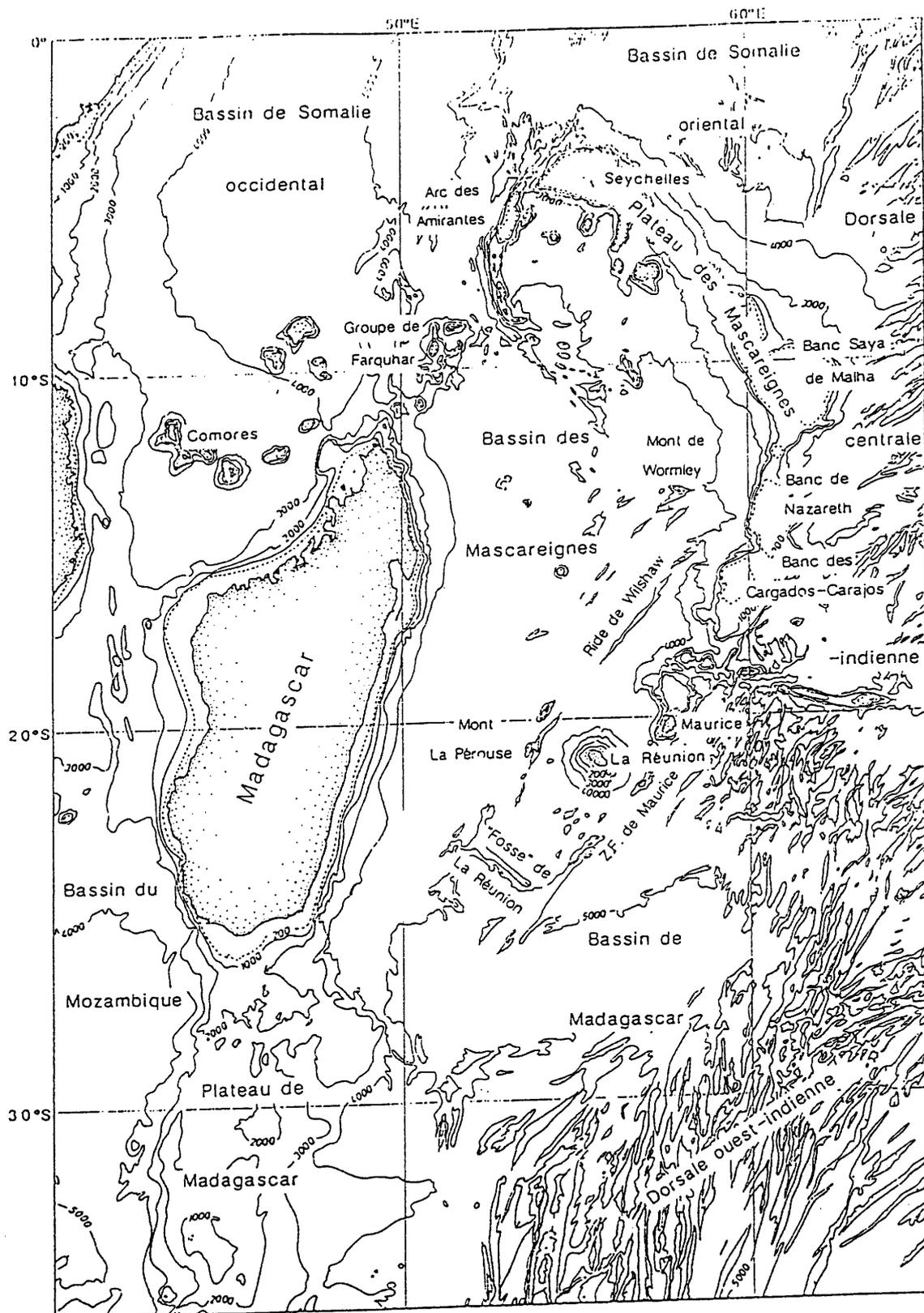


Figure I-6 : La carte bathymétrique des bassins de Madagascar et des Mascareignes. D'après la carte GEBCO [1982].

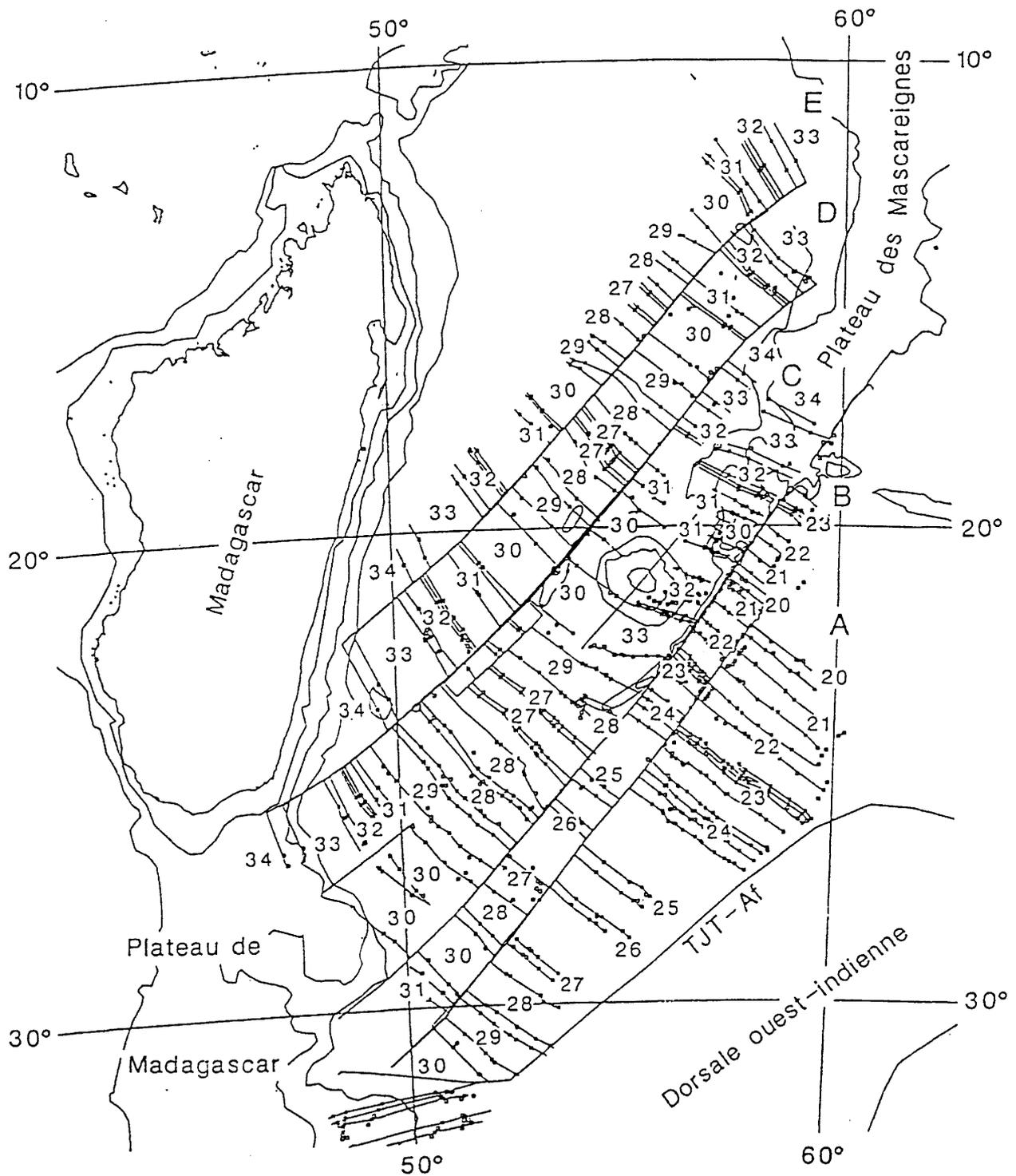


Figure I-7 : Les anomalies magnétiques dans le bassin des Mascareignes. Compilation de Dyment [1991].

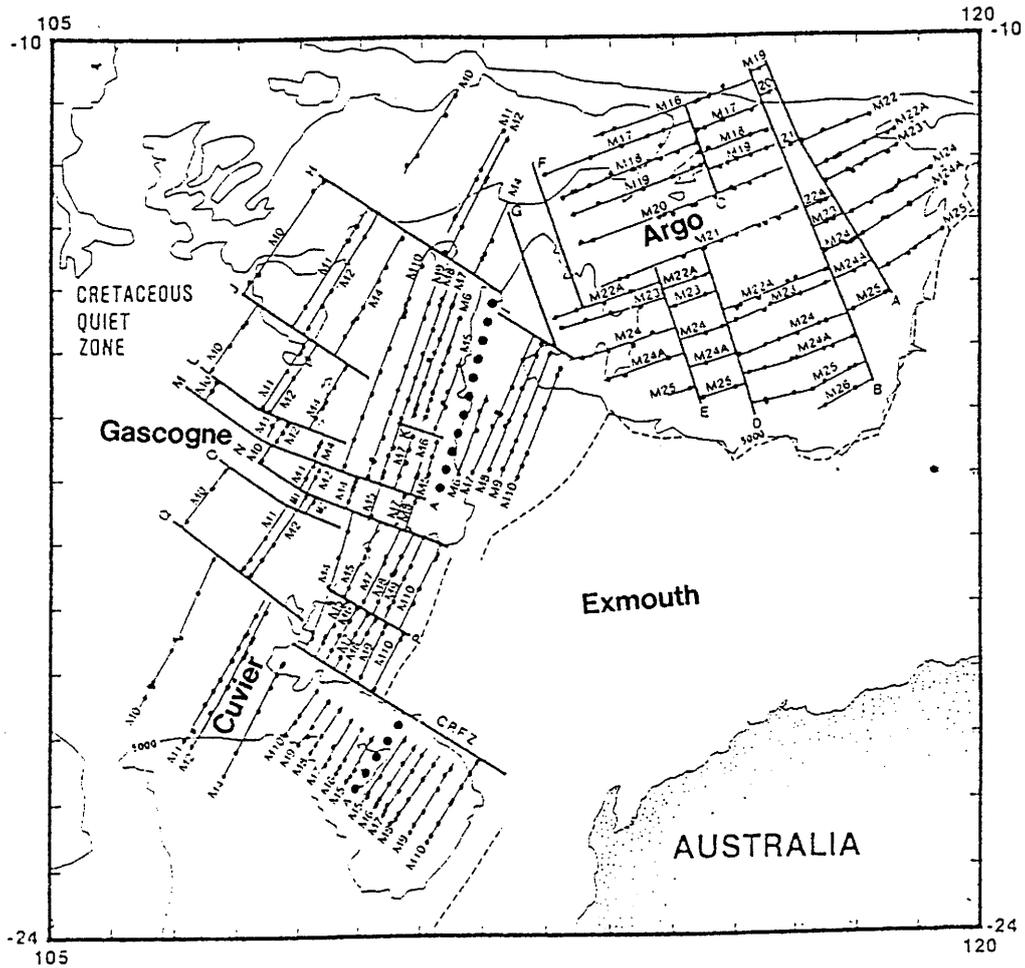


Figure I-8 (ci-dessus) : Les anomalies magnétiques dans les bassins de Cuvier, de Gascogne et d'Argo. Compilation de Fullerton et al. [1989].

Figure I-9 (ci-contre) : Les anomalies magnétiques dans les bassins de Gascogne, de Cuvier et de Perth. D'après Powell et al. [1988].

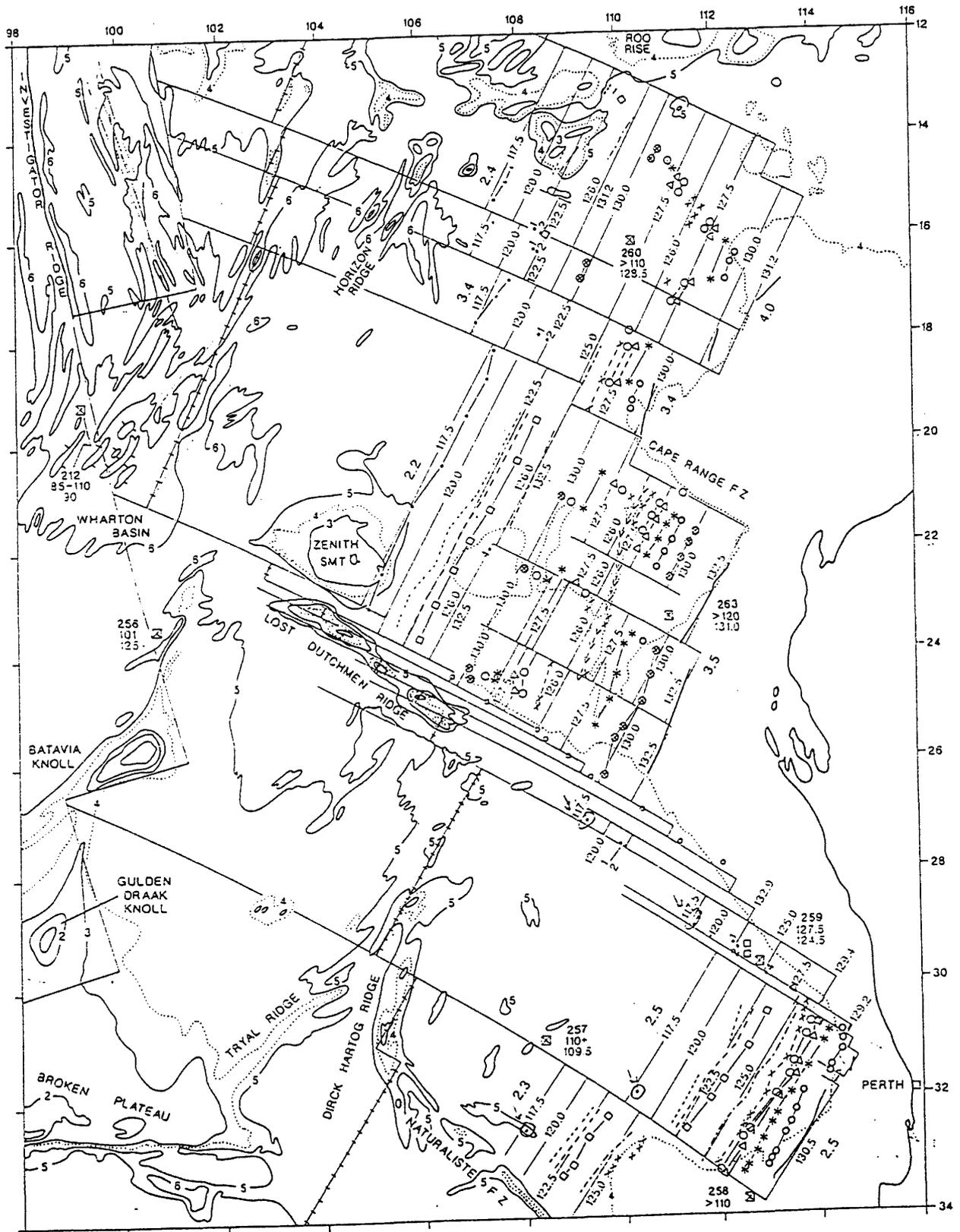
Les anomalies magnétiques M10 et M0 sont représentées par des cercles avec des croix au milieu et par des cercles pleins, respectivement.

L'axe fossile de l'époque de l'anomalie 5 est représenté par des V liés.

L'axe fossile de l'époque du Crétacé moyen (90 Ma) est représenté par un trait barré.

Le nouvel axe d'accrétion de cette époque est représenté par un trait fin continu.

Les zones de fracture sont représentées de façon synthétique. Elles montrent une direction générale NW-SE. Elles décrivent l'évolution entre le bloc Nord de l'Inde et l'Australie avant la période de réorganisation majeure du Crétacé moyen. La zone de fracture d'Investigator de direction N-S décrit par contre, l'évolution entre ces deux plaques après l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen.



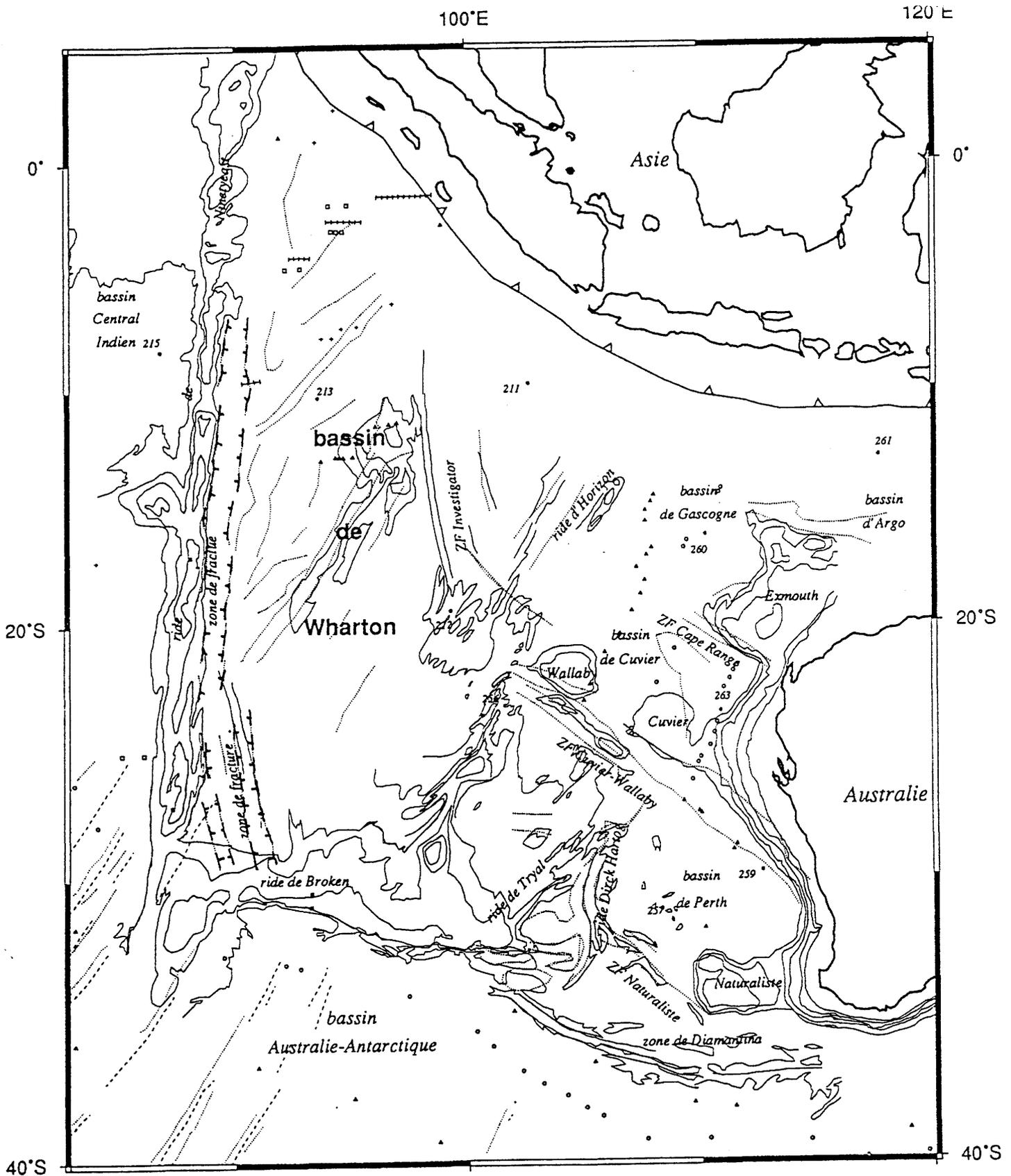


Figure I-10 : Le bassin de Wharton.

Les lignes bathymétriques sont représentées par un trait fin continu.
 Les directions structurales tirées de la carte altimétrique de Sandwell et Smith [1992] sont représentées en pointillé.
 Les anomalies magnétiques M0 et 28 sont représentées par des triangles, M10 par des cercles, 24 par des croix et 20 par des carrés.
 L'axe d'accrétion fossile de ce bassin est représenté par un trait barré.
 Le trait barbelé montre les zones de fracture de direction N-S de ce bassin; il s'agit de la fracture située juste à l'est de la ride de Ninetyeast et la fracture située à l'est de l'extrémité sud de Ninetyeast, juste au nord de la ride de Broken.

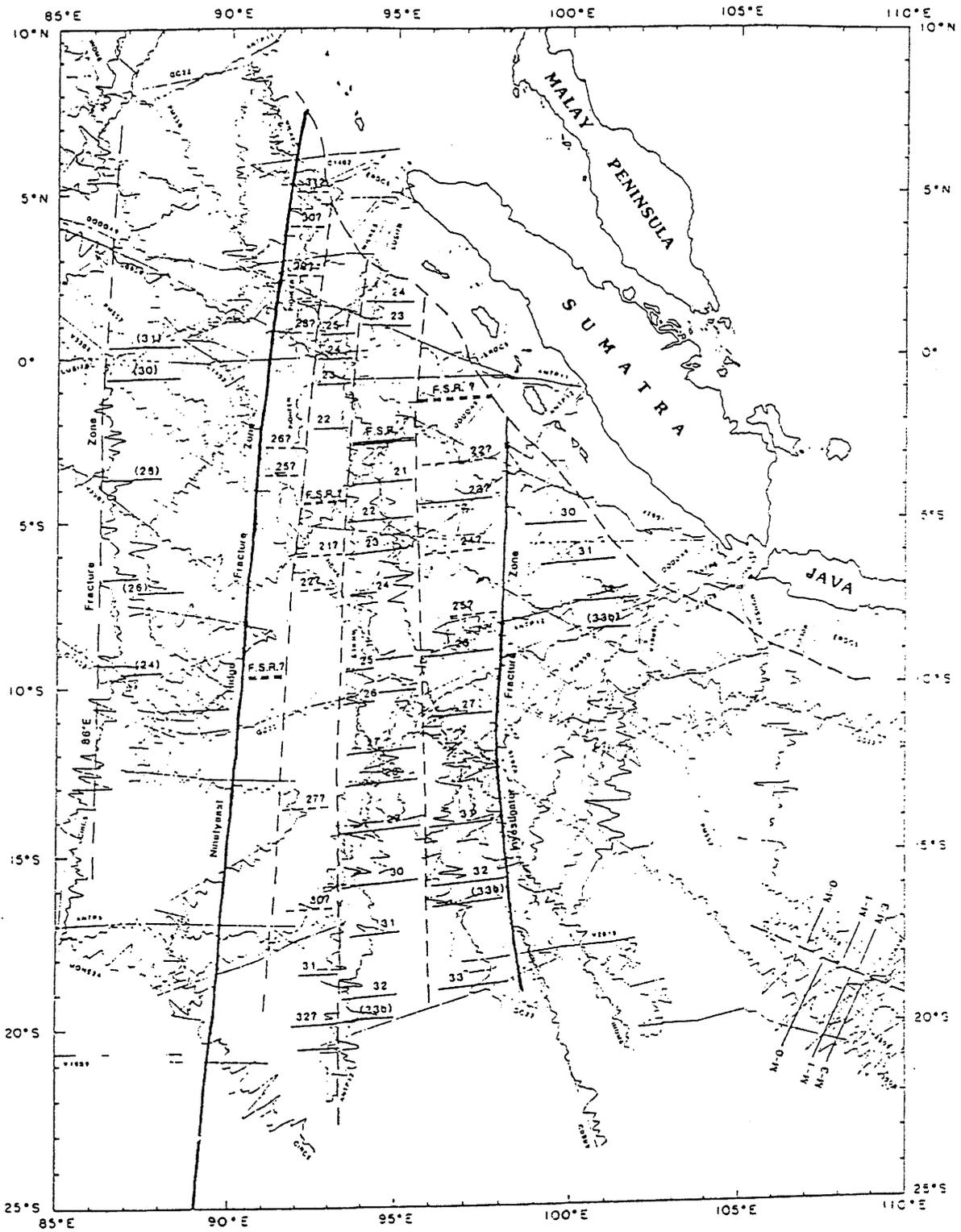


Figure I-11 : Les anomalies magnétiques dans le bassin de Wharton. Compilation de Liu et al. [1983].

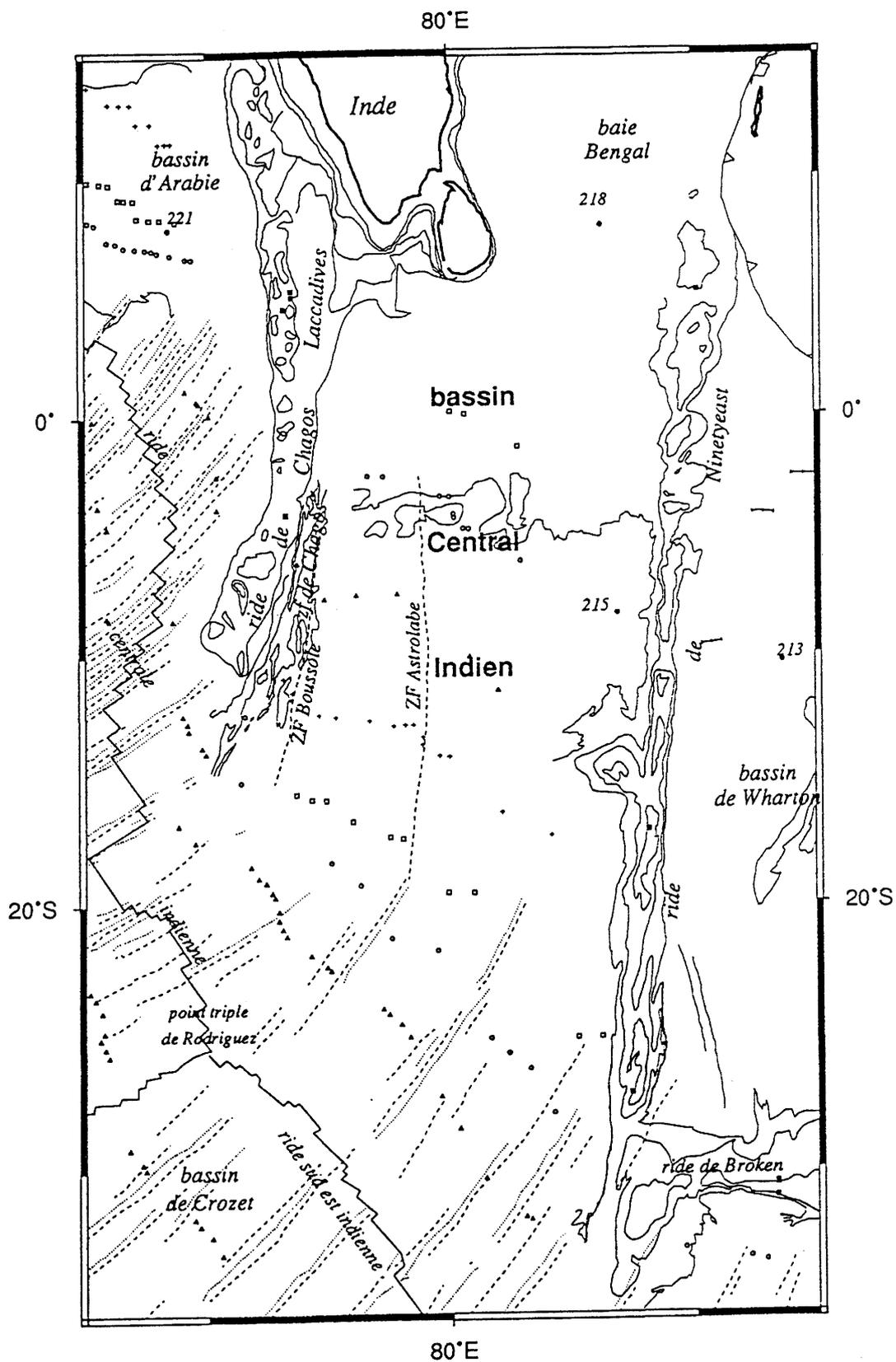


Figure I-12 : Le bassin Central Indien.

Les anomalies magnétiques 6 et 28 sont représentées par des triangles; 13 et 32 par des cercles, 20 et 34 par des carrés.

Les zones de fracture antérieures à l'époque de l'anomalie 20, montrent une direction N-S.

Les zones de fracture postérieures à l'époque de l'anomalie 20 montrent une direction NE-SW.

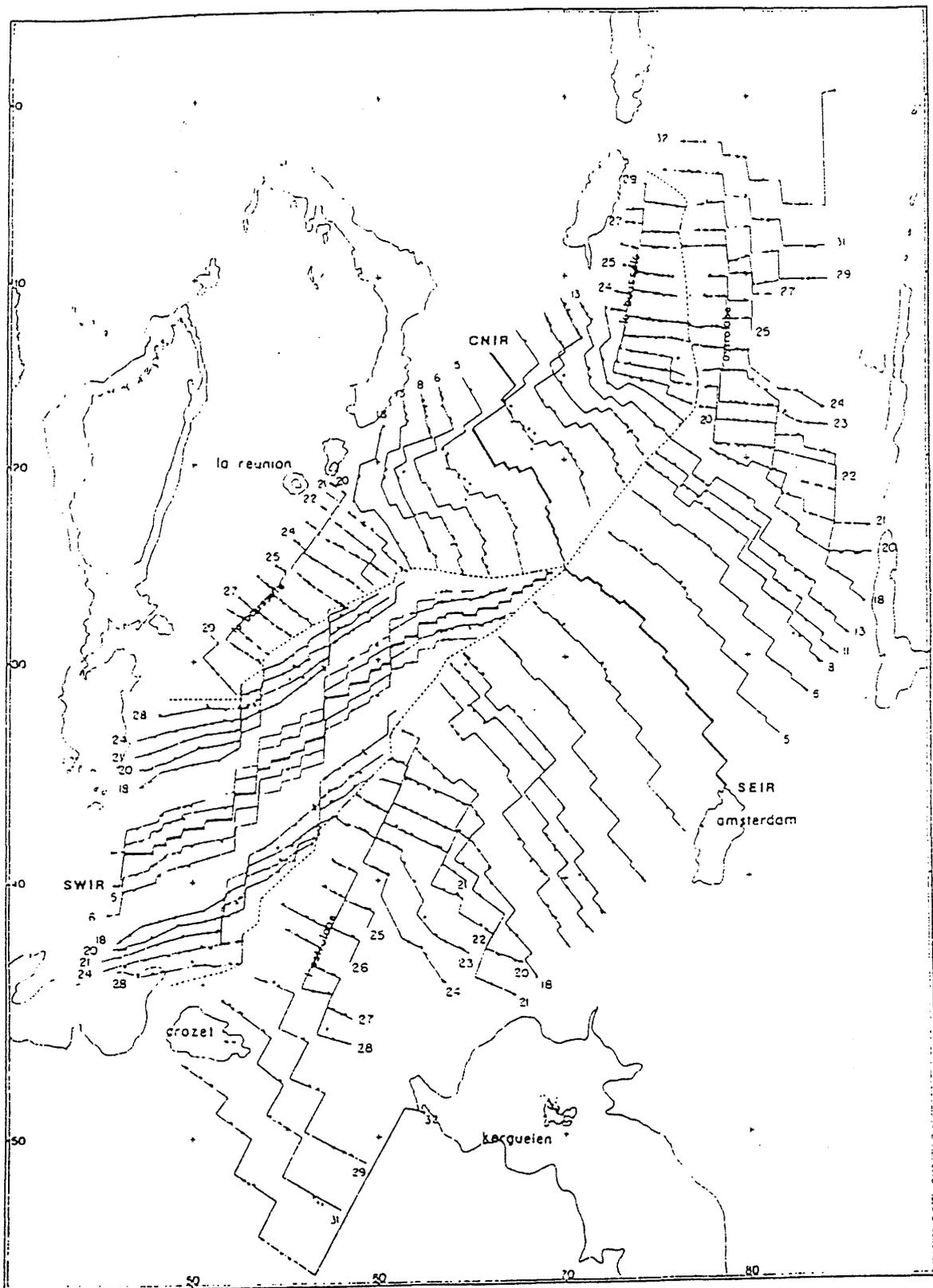


Figure I-13 : Les anomalies magnétiques dans la région du point triple de Rodriguez et la trace fossile de l'évolution de ce point triple d'après Patriat et Ségoufin [1988].

Figure I-14 : Les anomalies magnétiques dans la région du point triple de Rodriguez d'après Royer et Sandwell [1989].

La bathymétrie est représentée par un trait fin continu.

Les structures tirées des cartes altimétriques sont représentées par un pointillé.

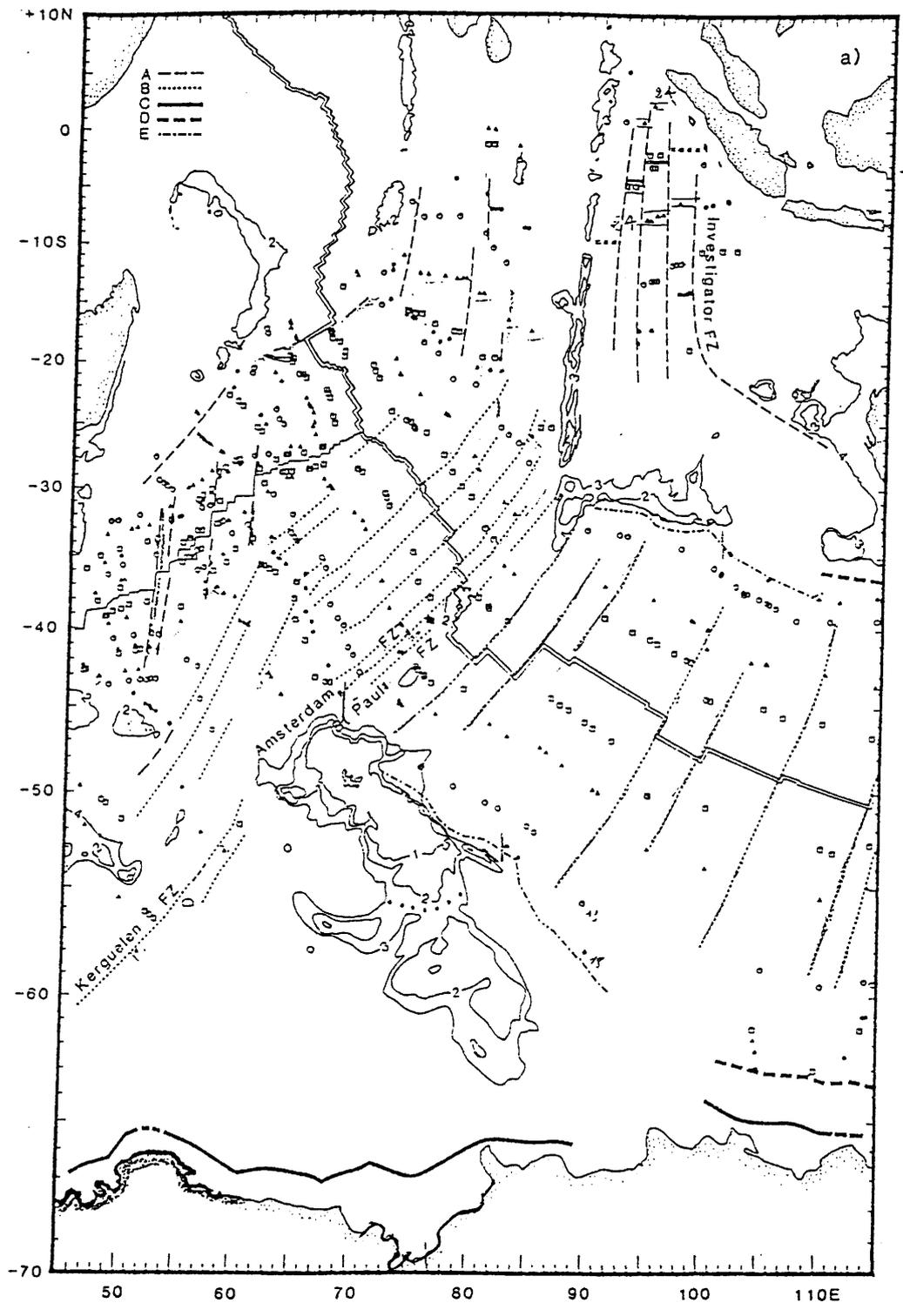
Les anomalies magnétiques 33, 20, 5 sont représentées par des carrés; 34, 24 et 6 par des triangles; 13 et 28 par des cercles; et 18 et 31 par des étoiles.

Le tireté fin représente les zones de fracture tracées à partir de la bathymétrie ou de l'interprétation des anomalies magnétiques.

Le pointillé représente les zones de fracture tracées à partir des données altimétriques.

Le trait continu épais représente la limite des plateaux continentaux.

Le tireté épais représente la limite continent-océan.



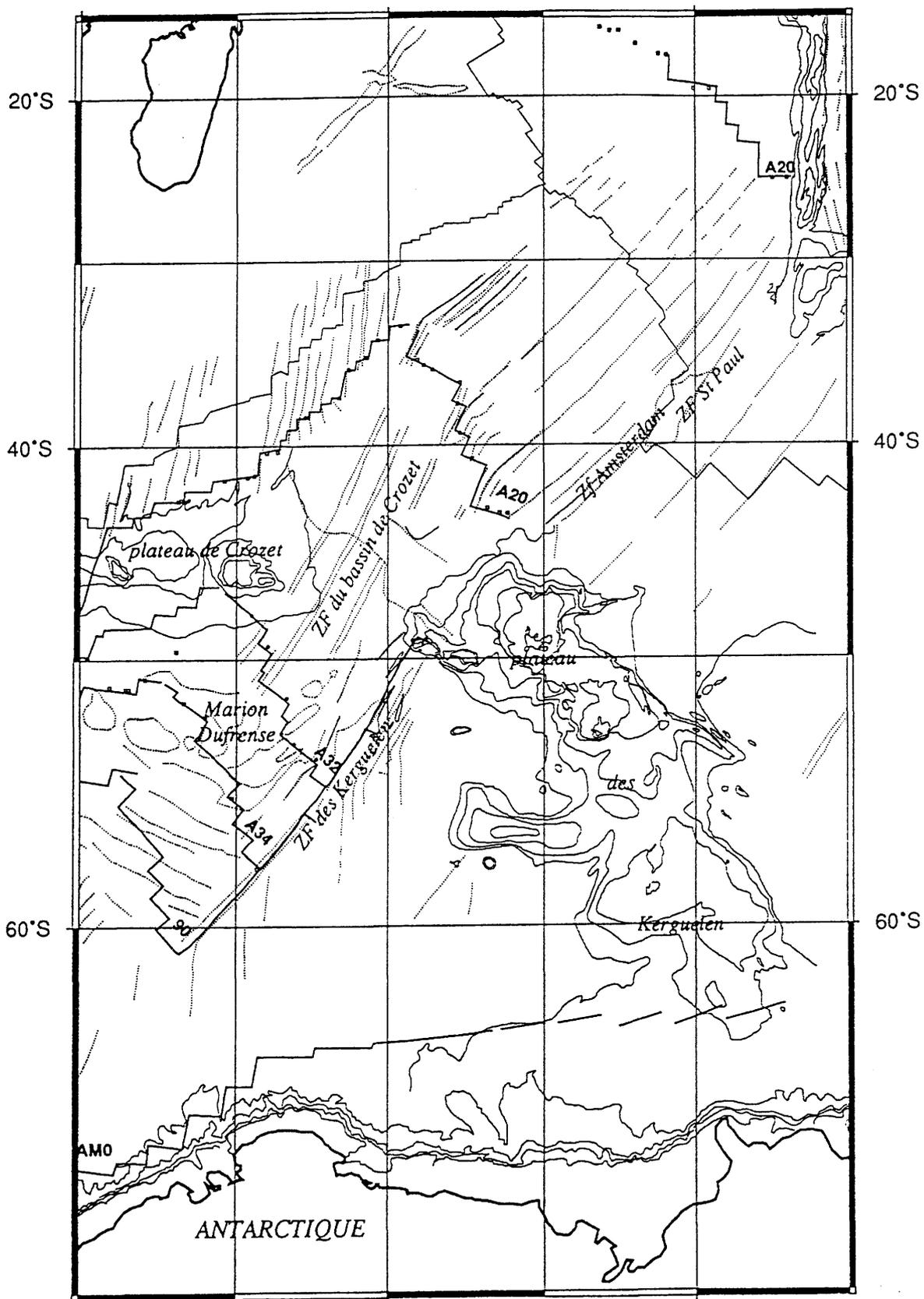


Figure I-15-A : Le bassin de Crozet : interprétation structurale à partir de la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992].

La bathymétrie digitalisée à partir de la carte GEBCO est représentée par un trait fin continu.
 Les structures tirées de la carte de Sandwell et Smith [1992] sont représentées par un pointillé. Parmi ces structures on note les zones de fracture du bassin de Crozet et les zones de fracture des Kerguelen. Ces deux complexes de zone de fracture montrent des directions différentes.
 Nous avons représenté les isochrones 90 Ma, anomalie 34, anomalie 32 et anomalie 20 par un trait continu légèrement épais.

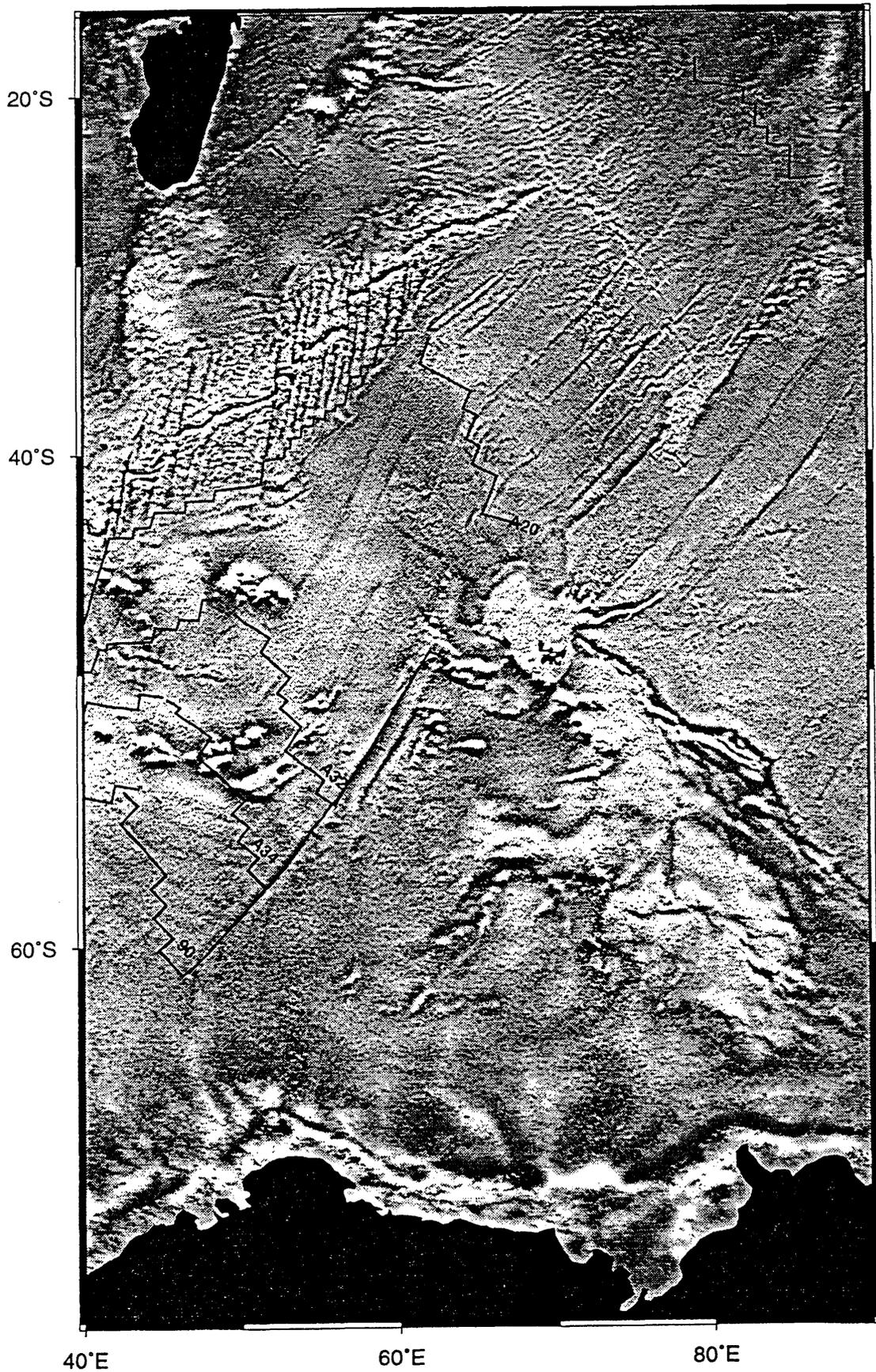


Figure I-15-B. Le bassin de Crozet : la carte de de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992]. Sur cette carte, nous avons rajouté les isochrones 90 Ma, anomalie 34, anomalie 32 et anomalie 20

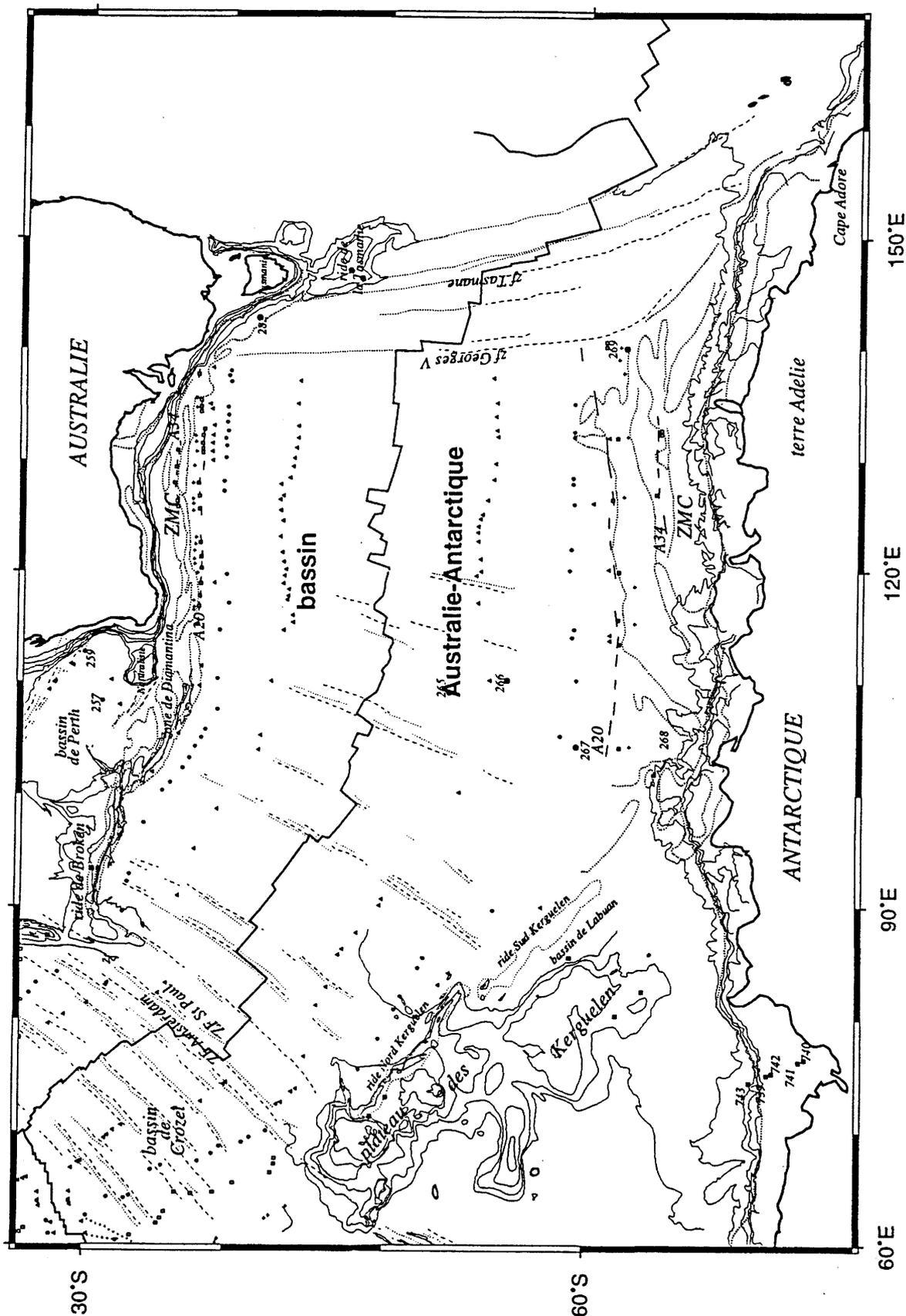


Figure I-16-A : Le bassin Australie-Antarctique : interprétation à partir des cartes gravimétriques de Sandwell et Smith [1992] et de Haxby et Hayes [1991].

La bathymétrie est représentée par un trait continu.
 Les structures tirées des cartes gravimétriques sont représentées par un pointillé.
 Les zones de fractures qui décalent la dorsale sud est indienne sont représentées en tireté et en pointillé.
 Les anomalies Magnétiques 6 et 18 sont représentées par des triangles, 13 par des cercles, 20 et 34 par des carrés et 24 par des croix.
 ZMC : Zone Magnétique Calme

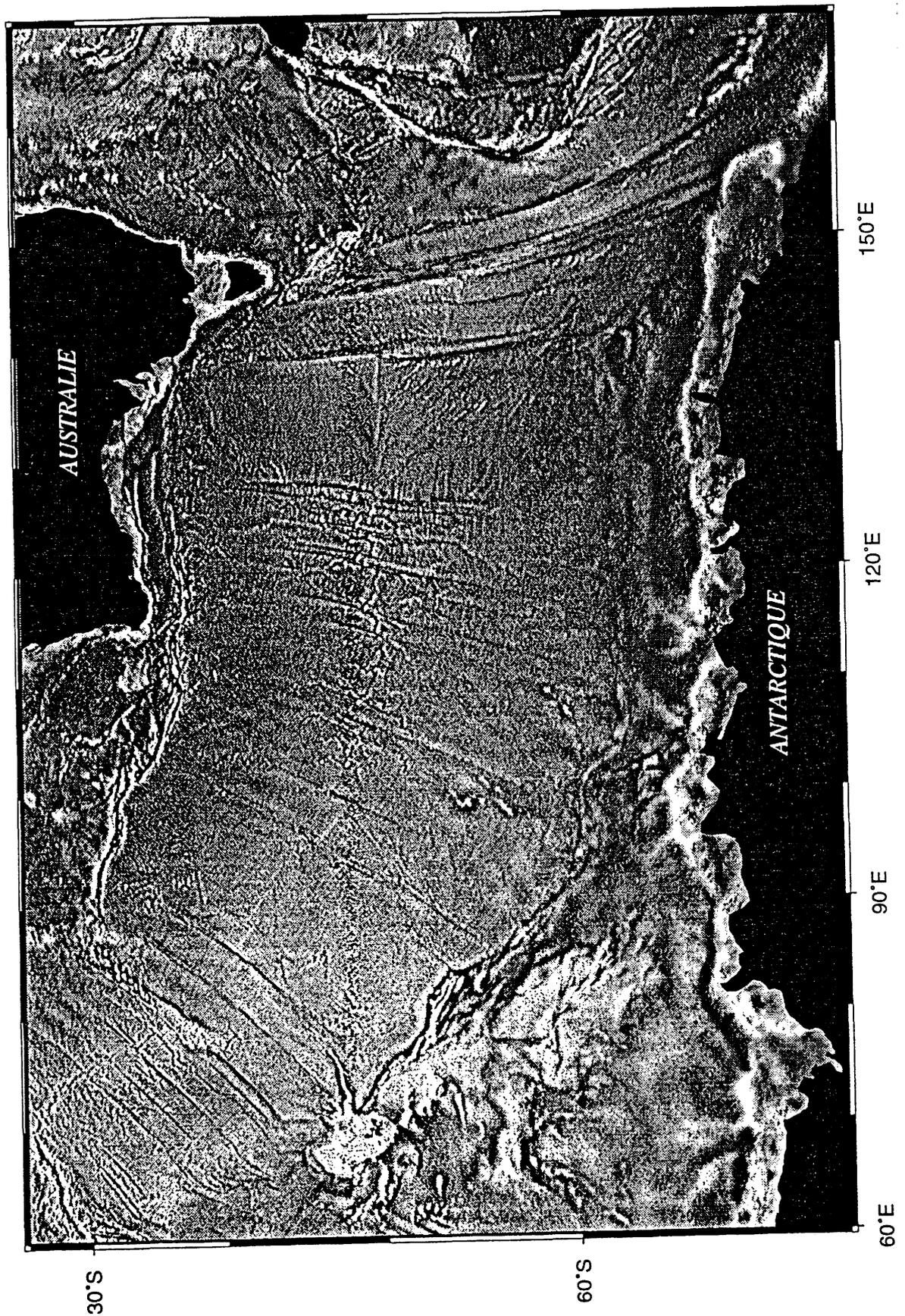


Figure I-16-B : Le bassin Australie-Antarctique : la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992]

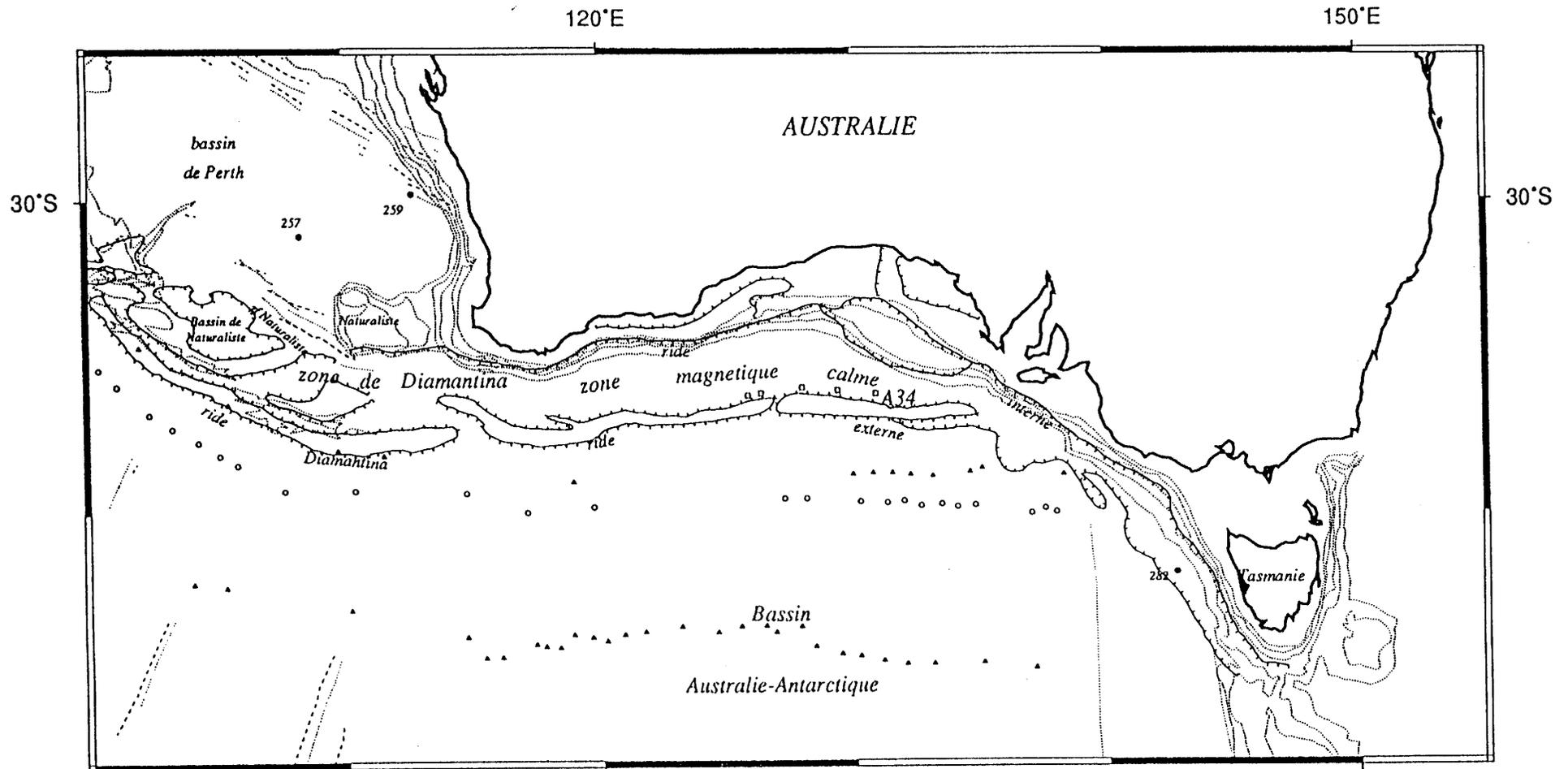


Figure I-17-A : Les structures de la marge sud australienne.

La bathymétrie est représentée par un pointillé.
 Les structures tirées de la carte gravimétrique de Haxby et Hayes [1991] sont représentées par un trait barbelé.
 Les anomalies magnétiques 6 et 18 sont représentées par des triangles, 13 par des cercles, 20 et 34 par des carrés et 24 par des croix.

La zone magnétique calme de la marge sud australienne est encadrée par une ride externe et une ride interne. La ride externe se prolongerait vers l'ouest par la ride Diamantina. La ride interne se prolongerait vers l'ouest par la marge sud du plateau du Naturaliste. La zone de Diamantina correspondrait au prolongement vers l'ouest de la zone magnétique calme de la marge sud australienne. A l'ouest de la zone de Diamantina, on trouve le bassin du Naturaliste.

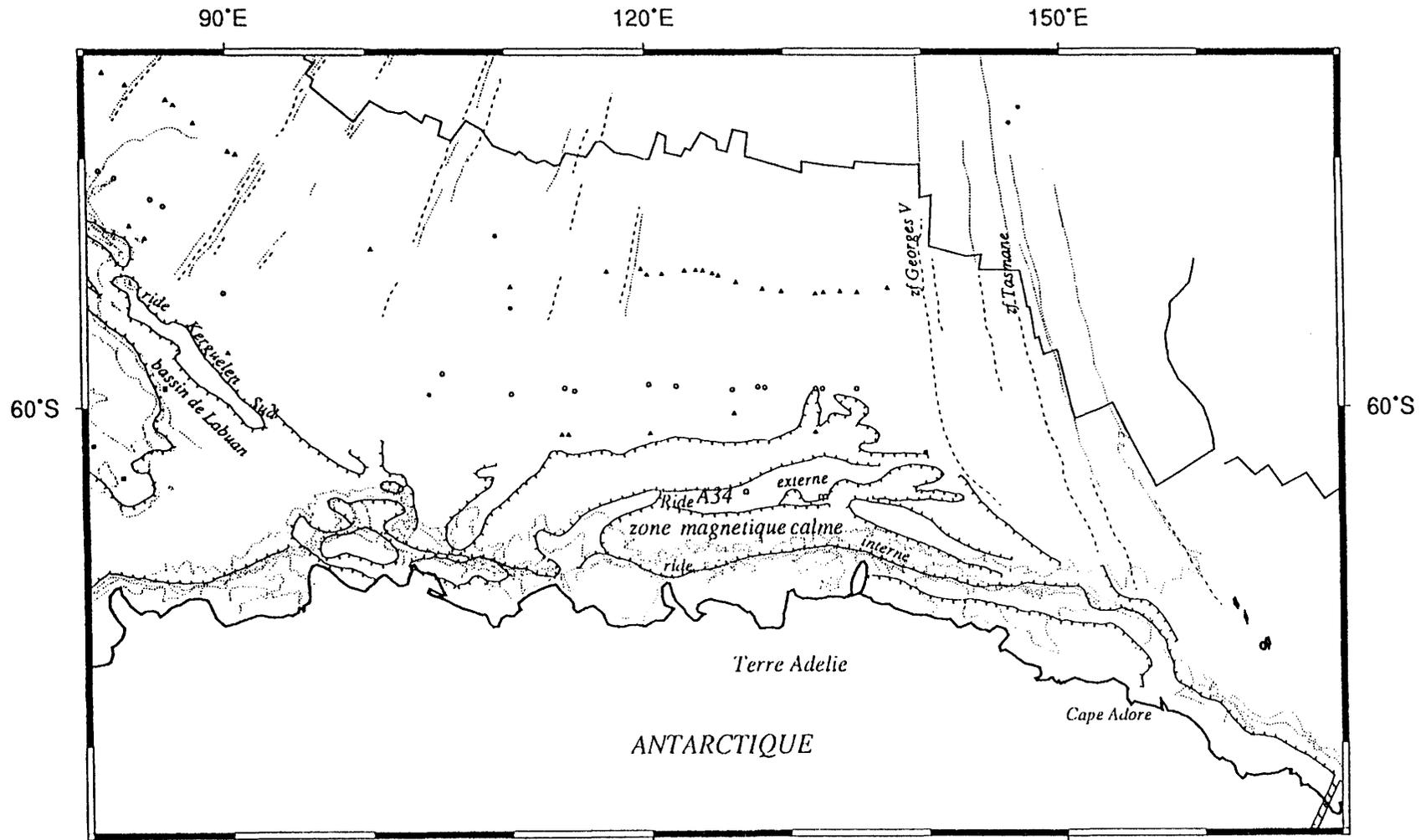


Figure I-17-B : Les structures de la marge nord de l'Antarctique.

Même légende que la figure I-17-A.

La zone magnétique calme de la marge nord Antarctique est encadrée par une ride externe et une ride interne. La ride externe est moins bien définie que sur la marge sud australienne. La ride interne est par contre bien définie; elle correspond à la ligne de rupture de la pente continentale. La liaison entre cette zone magnétique calme et les structures situées plus à l'est, en particulier la partie méridionale du plateau des Kerguelen, reste diffuse.

Figure I-18 : Les anomalies magnétiques dans le bassin Australie-Antarctique. D'après la compilation de Royer et Sandwell [1989].

La bathymétrie est représentée par un trait fin continu.

Les structures tirées des cartes altimétriques sont représentées par un pointillé.

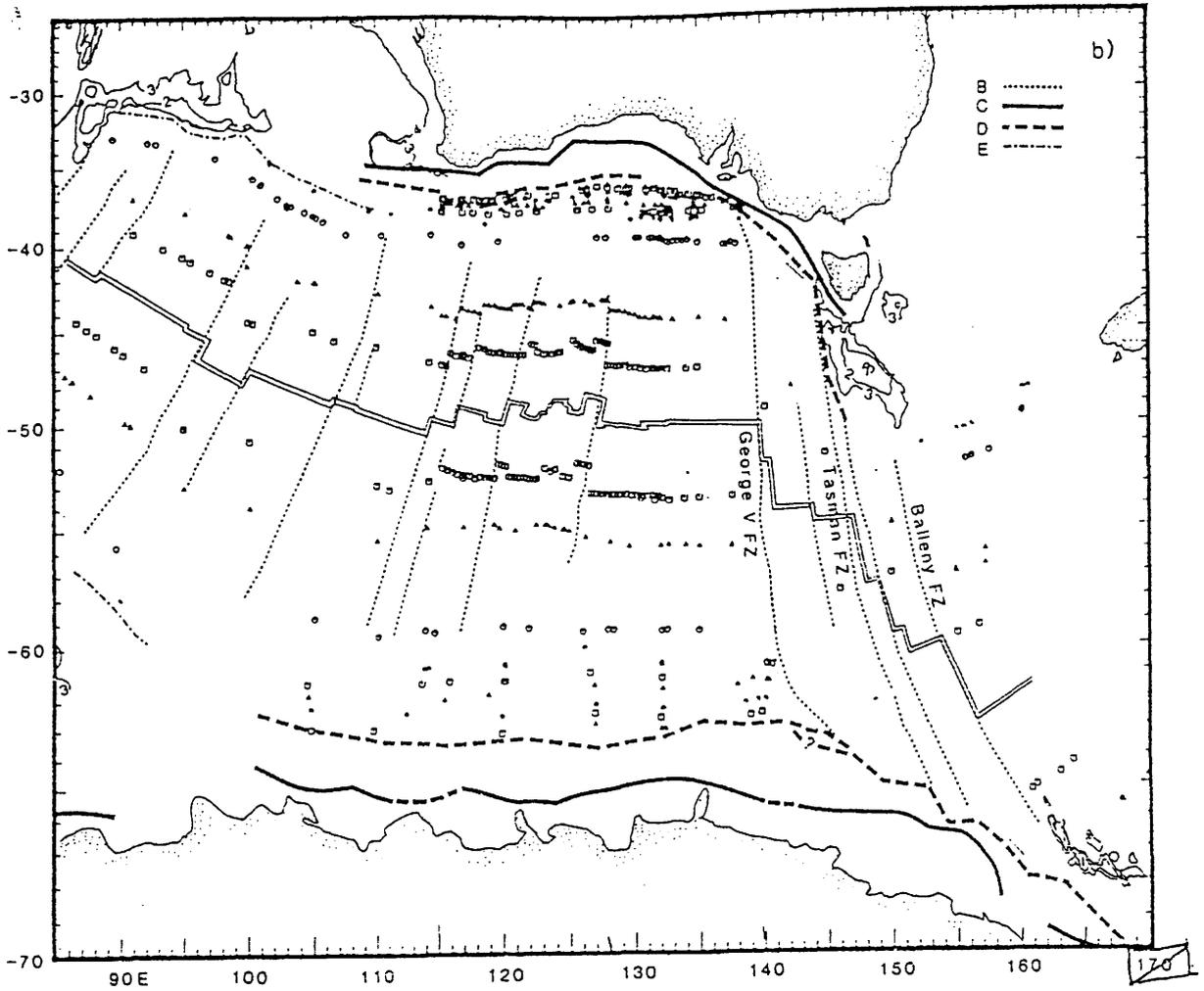
Les anomalies magnétiques 33, 20, 5 sont représentées par des carrés; 34, 24 et 6 par des triangles; 13 et 28 par des cercles; et 18 et 31 par des étoiles.

Le tireté fin représente les zones de fracture tracées à partir de la bathymétrie ou de l'interprétation des anomalies magnétiques.

Le pointillé représente les zones de fracture tracées à partir des données altimétriques.

Le trait continu épais représente la limite des plateaux continentaux.

Le tireté épais représente la limite continent-océan.



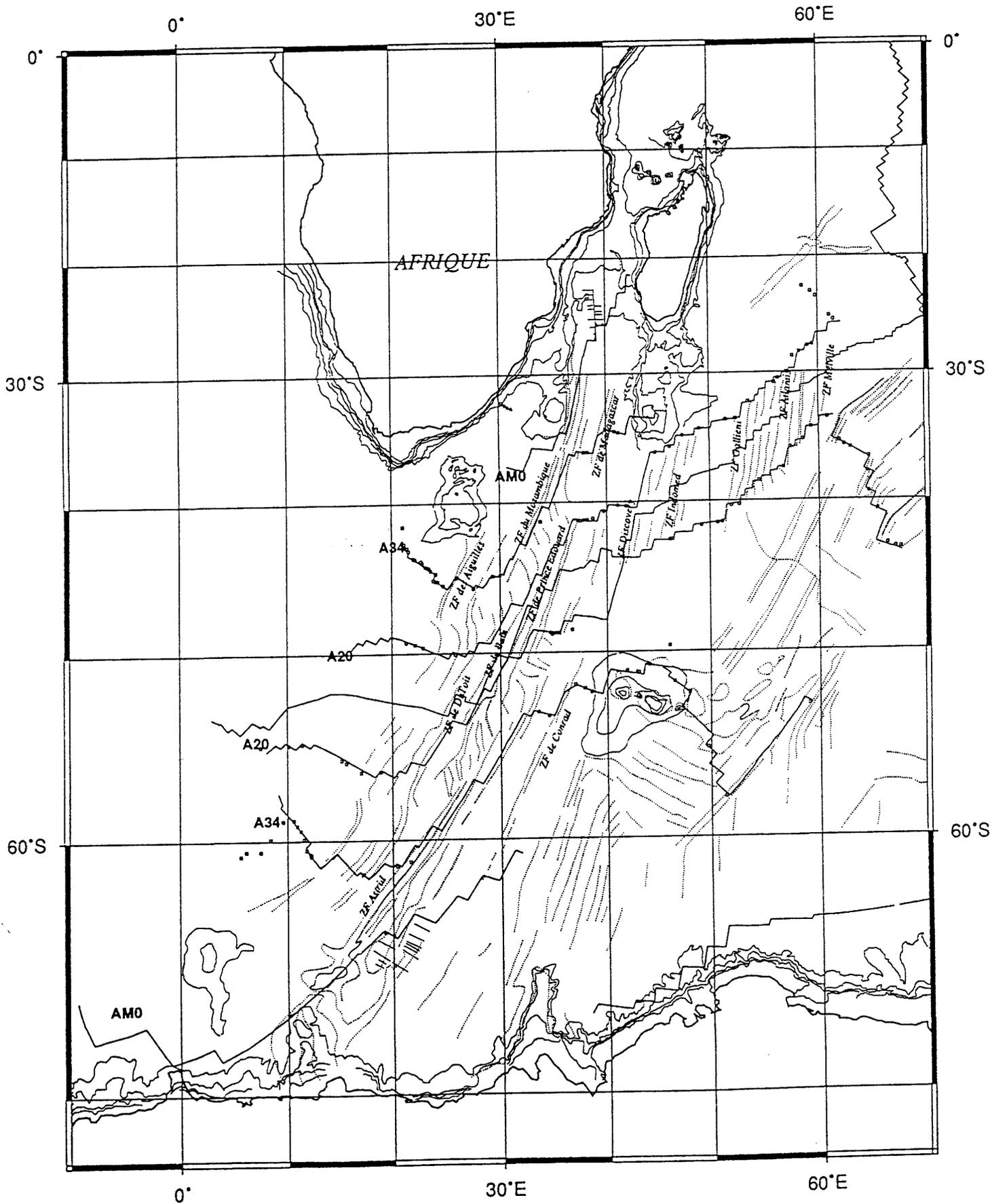


Figure I-19-A : Les bassins océaniques créés à l'axe de la dorsale sud ouest indienne : interprétation de la carte de Sandwell et Smith [1992].

La bathymétrie est représentée par un trait continu.
 Les structures tirées de la carte gravimétrique de Sandwell et Smith [1992] sont représentées par un pointillé.
 Les isochrones M0, 34, 20 et l'axe Actuel de la dorsale sud ouest indienne sont représentés par un trait continu légèrement épais.

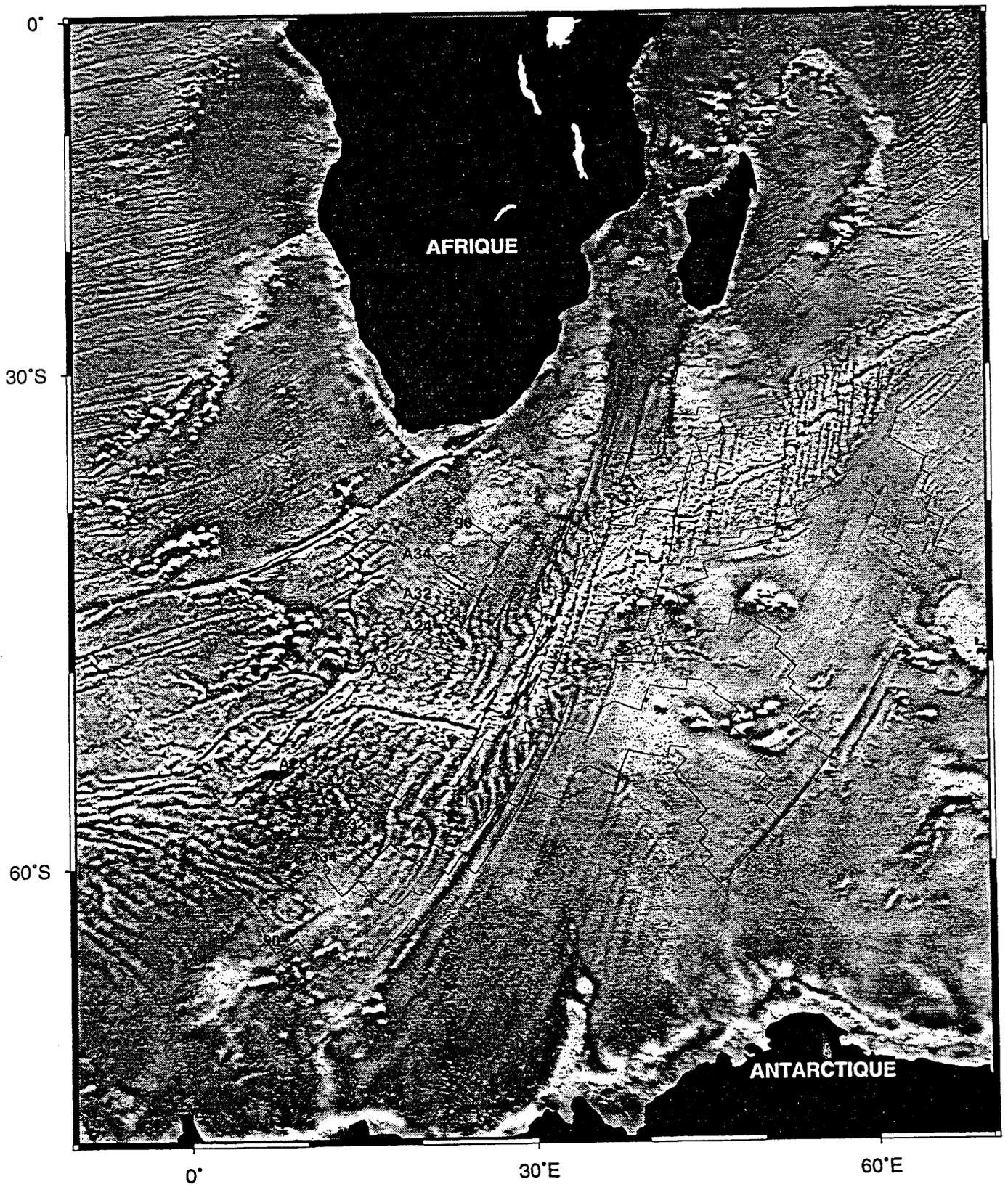


Figure I-19-B : Les bassins océaniques créés à l'axe de la dorsale sud ouest indienne : la carte de Sandwell et Smith [1992].

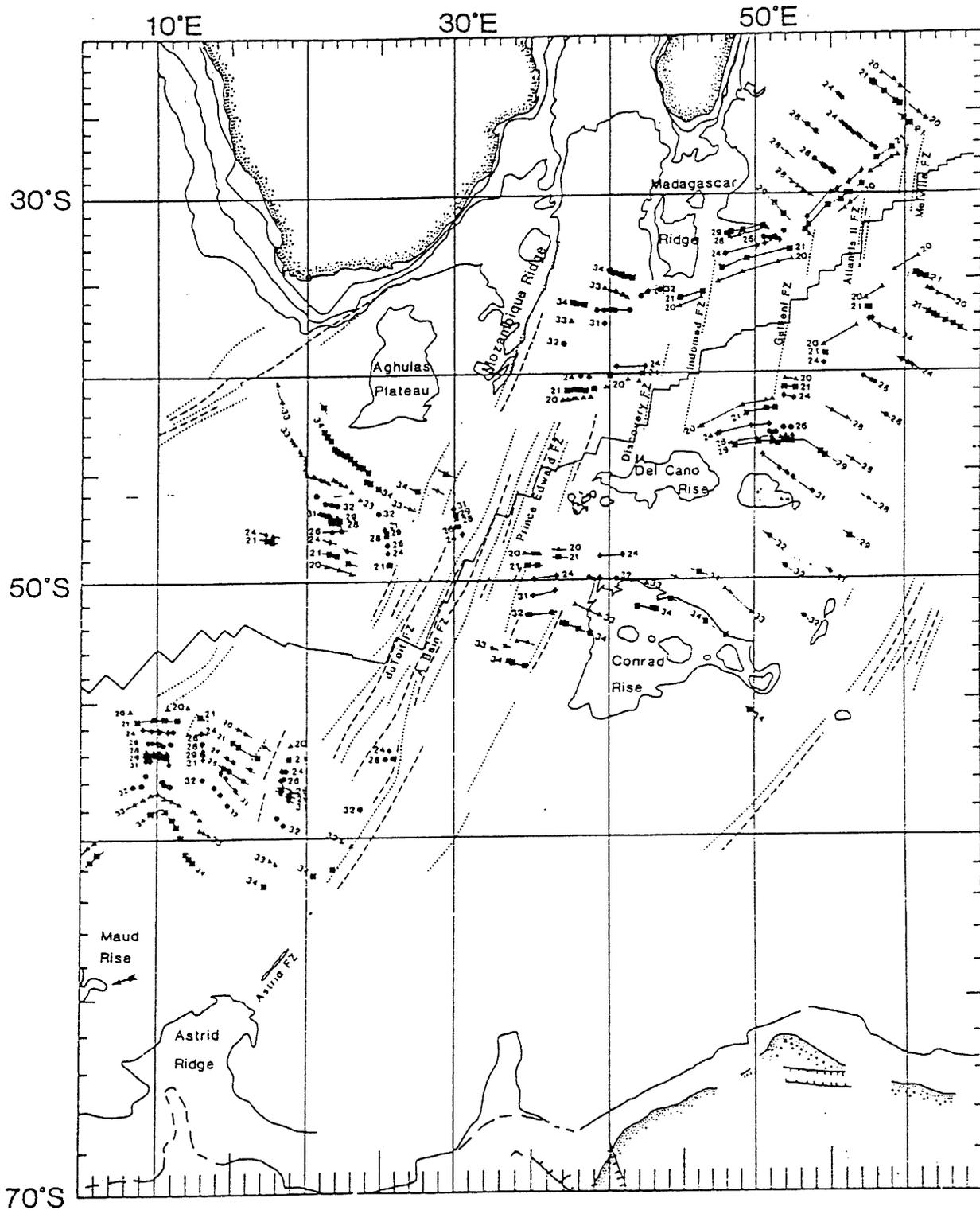


Figure I-20 : Les anomalies magnétiques identifiées sur les flancs de la dorsale sud ouest indienne entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de l'anomalie 20. Compilation de Royer et al. [1988].

La bathymétrie est représentée par un trait fin continu.
 Les structures tirées des cartes altimétriques sont représentées par un tireté et un pointillé.
 Les anomalies magnétiques 34, 29 et 21 sont représentées par des carrés; 33, 28 et 20 par des triangles; 32 et 26 par des cercles; et 31 et 24 par des losanges.

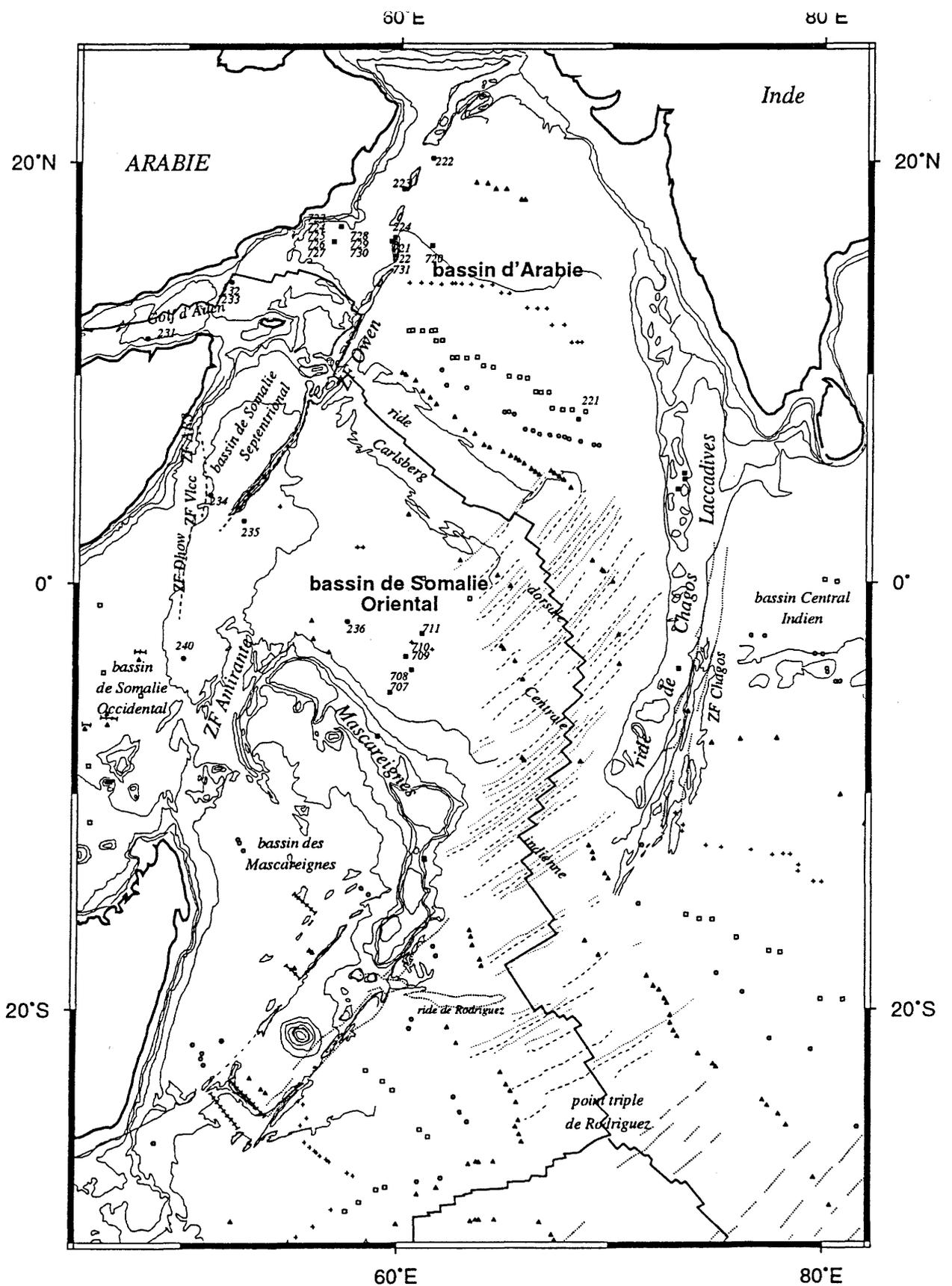


Figure I-21 : Les bassins océaniques créés à l'axe de la dorsale centrale indienne : le bassin d'Arabie et le bassin de Somalie Oriental.

La bathymétrie est représentée par un trait fin continu.
 Les structures tirées des cartes altimétriques [Royer et al., 1990; Gilg-Capar et al., non publié] et gravimétriques [Sandwell et Smith, 1992] sont représentées par un tireté et un pointillé.
 Les anomalies magnétiques 6 et 32 sont représentées par des triangles; 13 par des cercles; 20 et 34 par des carrés et 24 par des croix.

DEUXIEME PARTIE

LES PROBLEMES POSES

Chapitre I : Le problème de la reconstitution initiale

Abréviations utilisées dans les figures de ce chapitre :

AMS = l'Amérique du Sud.
ANT = l'Antarctique.
Gun = la ride de Gunnerus.
Le = la chaîne volcanique du Lebombo.
Mad. = Madagascar.
Nu = la chaîne volcanique de Nuanetsi.
PA = le plateau des Aiguilles.
PEA = l'escarpement d'Explora-Andénès.
PF = le plateau des Falkland.
PM = le plateau de Madagascar.
RM = la ride du Mozambique.
Sa = la chaîne volcanique de Sabi.
Sey = le banc des Seychelles
Soc = le bloc continental de Socotra.
Sri = le Sri-Lanka.
Tas = la Tasmanie.

Figure II-1 : La reconstitution initiale de Lawver et Scotese [1987]. L'Afrique est considérée comme fixe.

-Entre Madagascar et l'Afrique : les lignes de côte sont bien superposées, au sud, mais au centre elles se chevauchent, et au nord il subsiste un espace d'environ 150 km.

-Les lignes de pente de l'Inde et de Sri-Lanka s'emboitent de façon remarquable avec celle de l'Antarctique au niveau de la Terre d'Enderby. A l'est du bassin d'Amery, le NE de l'Inde chevauche l'Antarctique.

-Entre l'Antarctique et l'Afrique, on note : un recouvrement entre la Terre de Maud et la ride du Mozambique; un recouvrement de 110 km, entre les lignes de côte de l'Antarctique et de l'Afrique au niveau de 24°S; un grand hiatus dans l'assemblage initial du système Madagascar-Antarctique-Afrique entre 11°S et 16°S.

-L'assemblage entre Madagascar et l'Inde montre un parallélisme des lignes de côte de leurs marges homologues.

-Entre l'Australie et l'Antarctique, on note un recouvrement de 200 km des lignes de pente continentale, au niveau et à l'est de la grande baie de l'Australie. A l'ouest de cette baie, les lignes de côte montrent un parallélisme remarquable et les lignes de pente se superposent. A l'est, on note un recouvrement de la ride de la Tasmanie et de la ligne de pente de la marge de l'Antarctique.

-Entre l'Arabie et l'Afrique, l'assemblage entre les lignes de côte ne montre pas de parallélisme, comparé à celui de McKenzie et al. [1970]. Entre la Somalie et l'Arabie, l'assemblage montre un recouvrement qui s'accroît de l'est vers l'ouest. Il atteint 100 km dans sa partie occidentale.

-L'assemblage de l'Amérique du Sud avec l'Afrique montre un chevauchement de 200 km, entre le plateau des Falkland et la ride continentale du Mozambique.

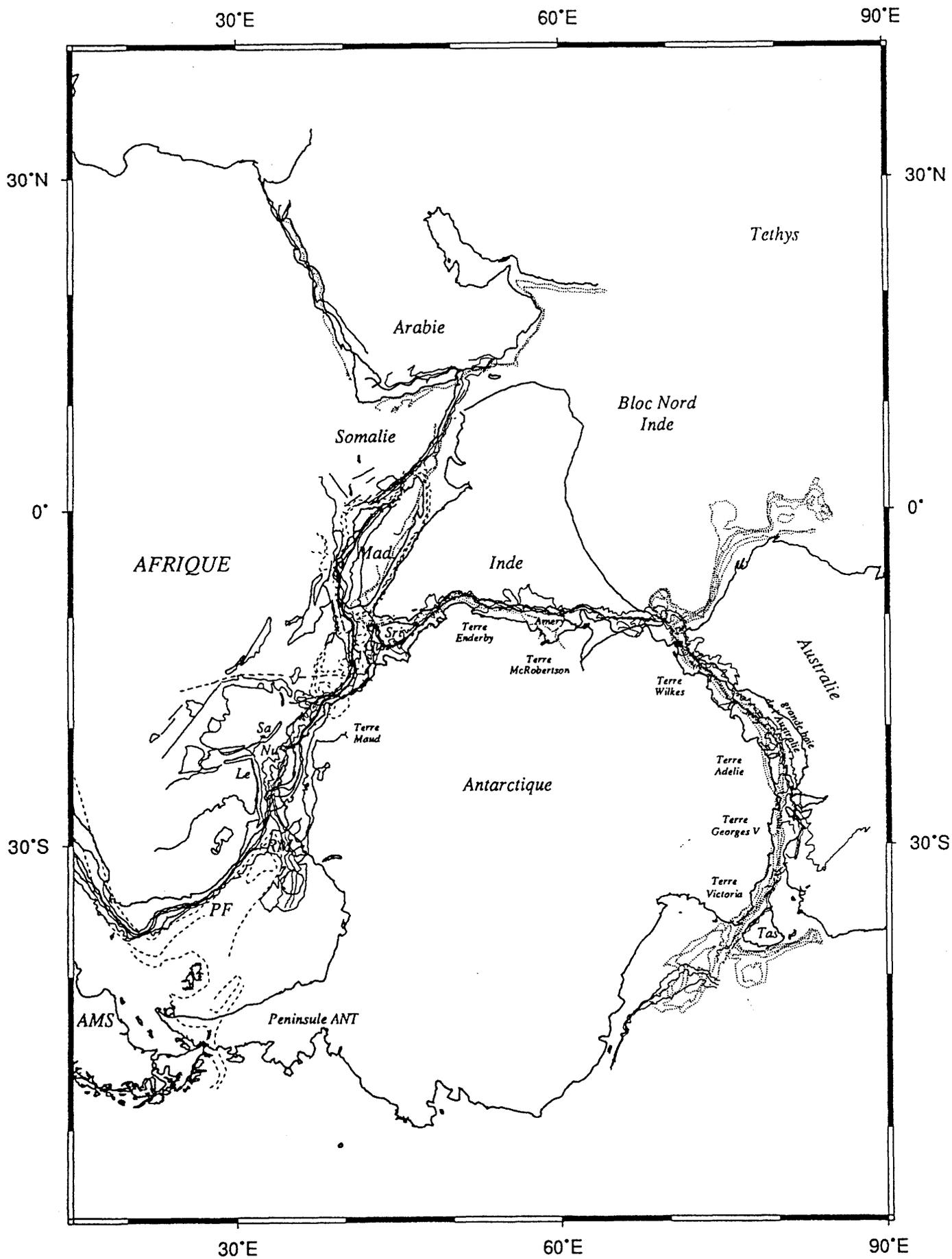


Figure II-2 : La reconstitution initiale de Norton et Sclater [1979]. L'Afrique est considérée comme fixe.

-Entre Madagascar et l'Afrique, on note : deux hiatus d'environ 100 km entre les lignes de pente continentale, au NW et à l'ouest de Madagascar. Au SW, les lignes de côte se superposent.

-Entre l'Inde et l'Antarctique, on note : un recouvrement d'environ 200 km des lignes de pente au niveau de la Terre d'Enderby. Aucune rotation n'est proposée pour le Sri-Lanka qui chevauche, par conséquent, largement l'Antarctique.

-L'assemblage entre l'Antarctique et l'Afrique ne montre pas de chevauchement avec la ride du Mozambique. L'assemblage entre Madagascar, l'Inde et l'Antarctique laisse un grand hiatus au sud et au NE de Madagascar.

-L'assemblage de l'Inde et de Madagascar superpose leur ligne de pente continentale.

-L'assemblage entre l'Australie et l'Antarctique au niveau de la Terre d'Adélie, superpose les lignes de pente continentale. A l'est de la grande baie d'Australie, on note un recouvrement de la ride de la Tasmanie et de la marge de l'Antarctique, au niveau de la Terre de Victoria.

-L'assemblage entre l'Arabie et la Somalie montre une superposition parfaite des lignes de côte.

-L'assemblage entre l'Amérique du Sud et l'Afrique et entre l'Arabie et l'Afrique sont les mêmes que ceux utilisés par Lawver et Scotese [1987]. Les mêmes observations restent valables

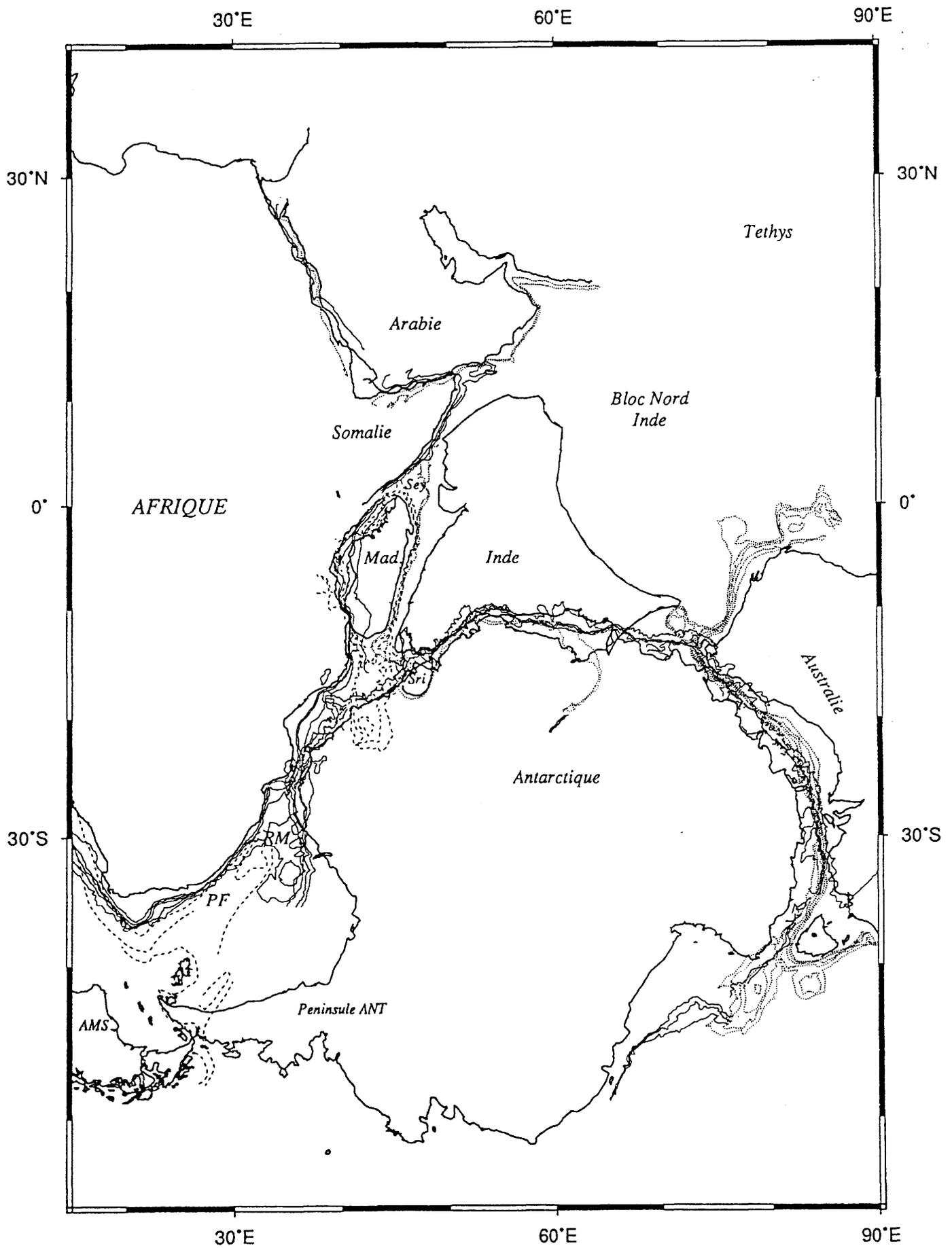


Figure II-3 : La reconstitution initiale de Shields [1976].

Il s'agit d'un schéma de reconstitution dans la mesure où les paramètres n'ont pas été publiés. La particularité de cette reconstitution c'est qu'elle montre un assemblage initial entre l'Inde et l'Australie et non pas entre l'Inde et l'Antarctique. Le hiatus entre Madagascar, l'Inde et l'Antarctique provoqué par cette reconstitution, est rempli par les rides anormales de l'océan Indien, considérées de nature continentale.

Figure II-4 : La reconstitution initiale de Ricou et al. [1990]. L'Afrique est considérée comme fixe.

-L'emboîtement entre Madagascar et l'Afrique est emprunté à Norton et Sclater [1979], et celui entre l'Amérique du Sud et l'Afrique est emprunté à Rabinowitz et LaBrecque [1979]. Ils sont voisins de ceux de Lawver et Scotese [1987].

-L'assemblage entre l'Arabie et l'Afrique et entre la Somalie et l'Arabie montre une superposition remarquable des lignes de côte de ces continents.

-L'assemblage entre l'Afrique et la Terre de Maud en Antarctique montre un chevauchement d'environ 700 km de l'Antarctique sur l'Afrique, la ride du Mozambique et le plateau des Falkland.

-L'assemblage entre l'Australie et l'Antarctique est extrêmement serré; il superpose les lignes de côte et distribue lacunes et recouvrements. Au niveau de la grande baie d'Australie, les lignes de côte sont espacées de 200 km. La ride de la Tasmanie chevauche ici largement l'Antarctique.

-Entre l'Inde, l'Australie et l'Antarctique subsiste un grand hiatus qui serait occupé, d'après ces auteurs, par le Sri-Lanka et les plateaux de la marge occidentale de l'Australie.

Le Sri-Lanka occupe par rapport à l'Inde une position éloignée de sa position actuelle d'un millier de kilomètres.

-L'assemblage entre les fragments oriental (Terre d'Adélie-Australie-Inde) et occidental (Terre de Maud-Madagascar-Afrique) du Gondwana est réalisé en supposant un grand décrochement dextre de 450 km qui traverserait le continent Antarctique depuis le bassin d'Amery jusqu'à la mer de Ross, le divisant en deux blocs : la Terre d'Adélie et la Terre de Maud.

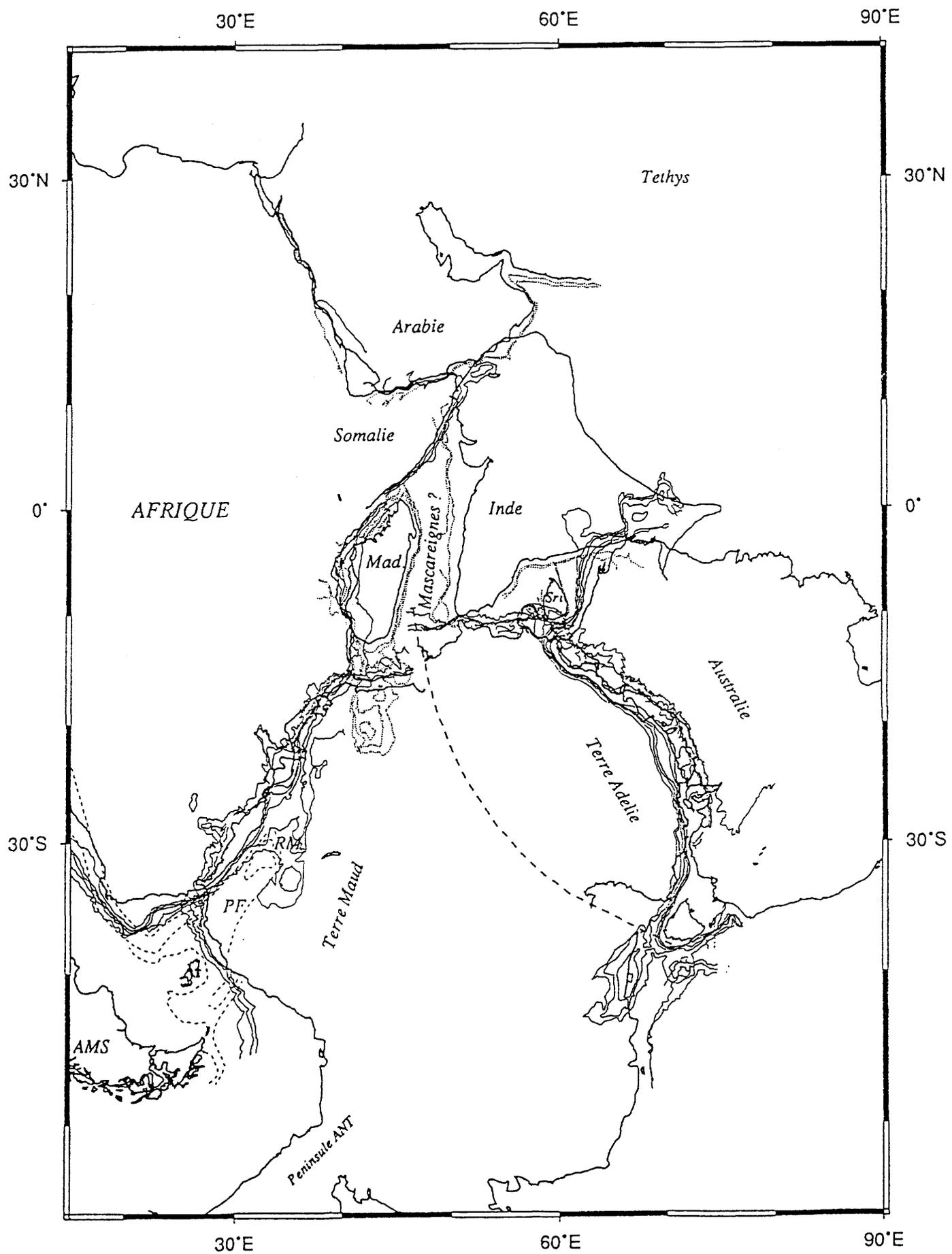


Figure II-5 : La reconstitution de l'époque de l'anomalie M25 de Besse et Courtillot [1988]. L'Afrique est considérée comme fixe.

-Entre l'Inde et l'Antarctique, on note un recouvrement important de la partie sud de l'Inde et de Sri-Lanka sur l'Antarctique au niveau de la Terre d'Enderby.

-Entre Madagascar et l'Inde, on note un grand hiatus, malgré la présence de la totalité du plateau des Mascareignes.

-Entre l'Arabie et l'Afrique, les lignes de côte se chevauchent de 120 km. Entre la Somalie et l'Arabie, elles montrent aussi un recouvrement qui s'accroît de l'est vers l'ouest.

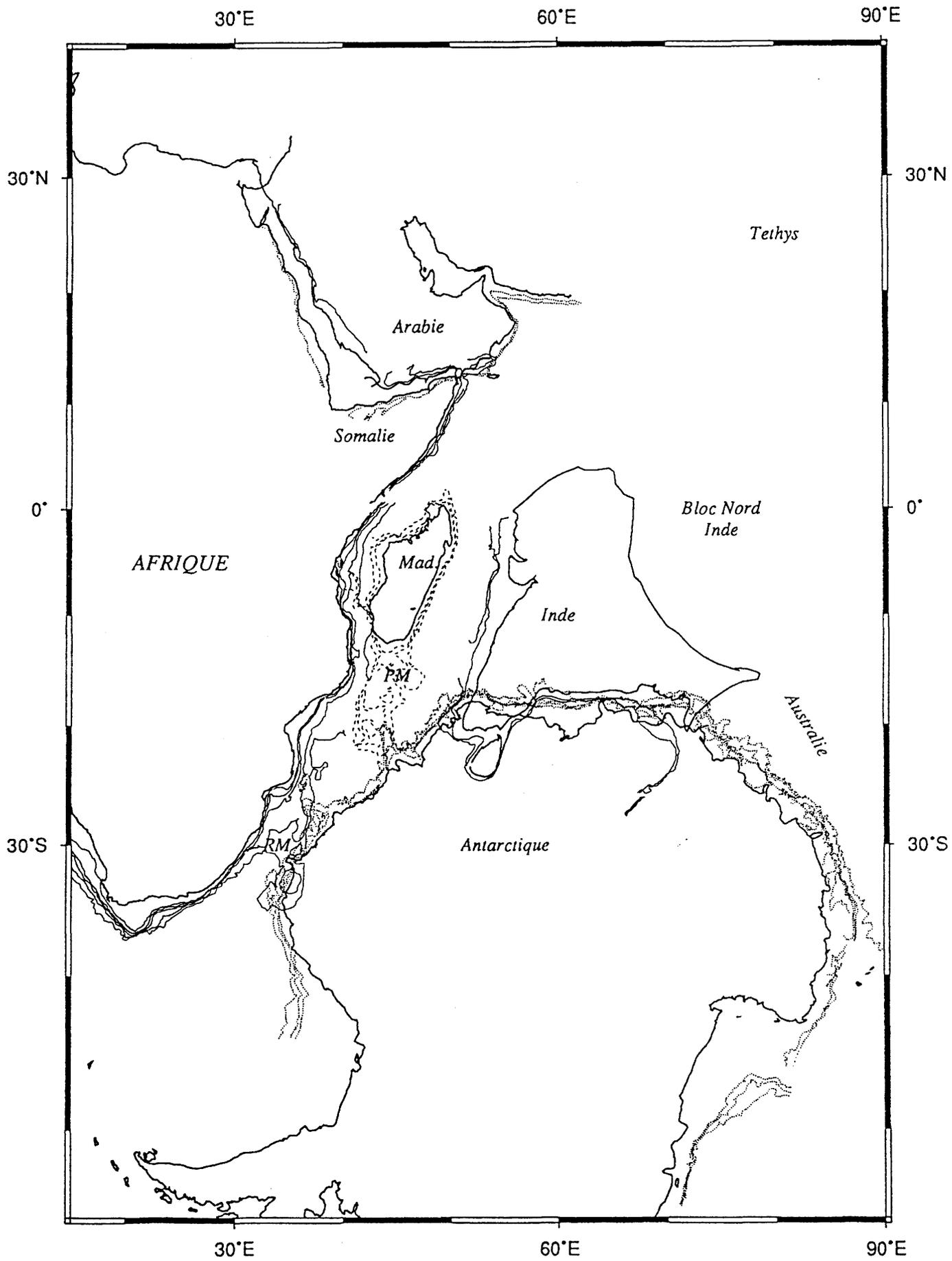


Figure II-6 : La reconstitution à l'époque de l'anomalie M25 de Martin et Hartnady [1986]. L'Afrique est considérée comme fixe.

L'assemblage entre l'Antarctique et l'Afrique montre un recouvrement important entre la Terre de Maud et la ride du Mozambique.

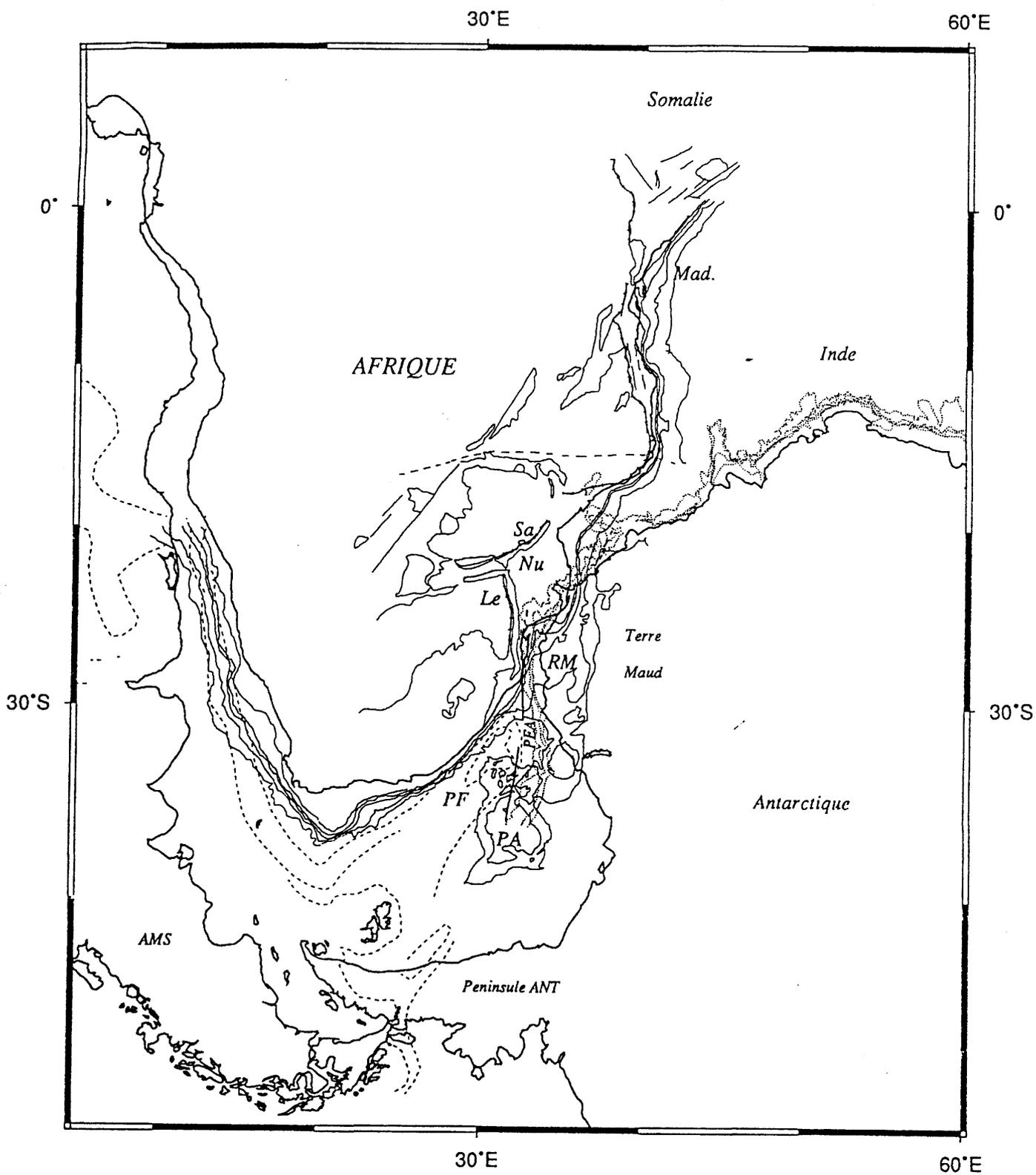
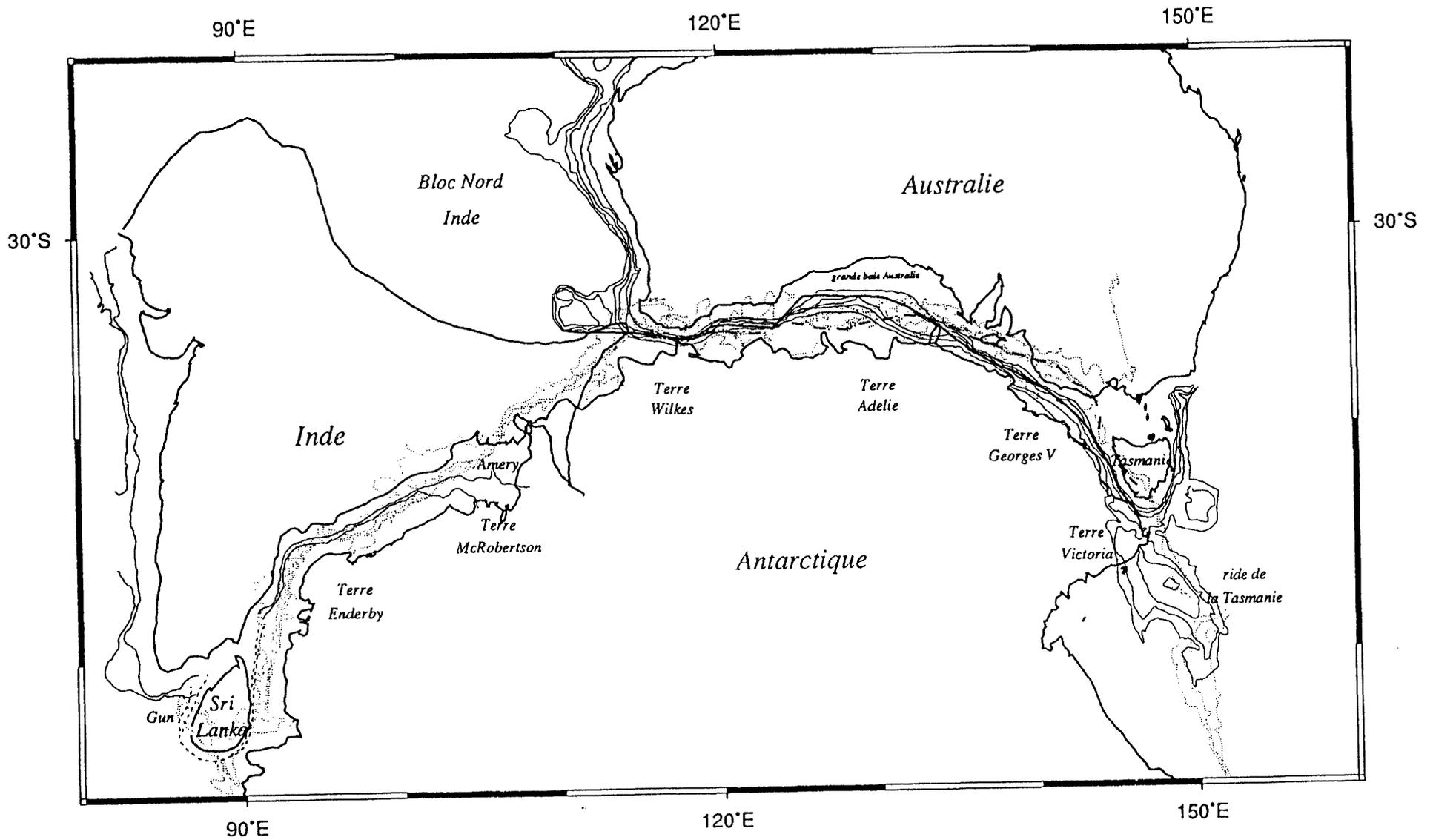


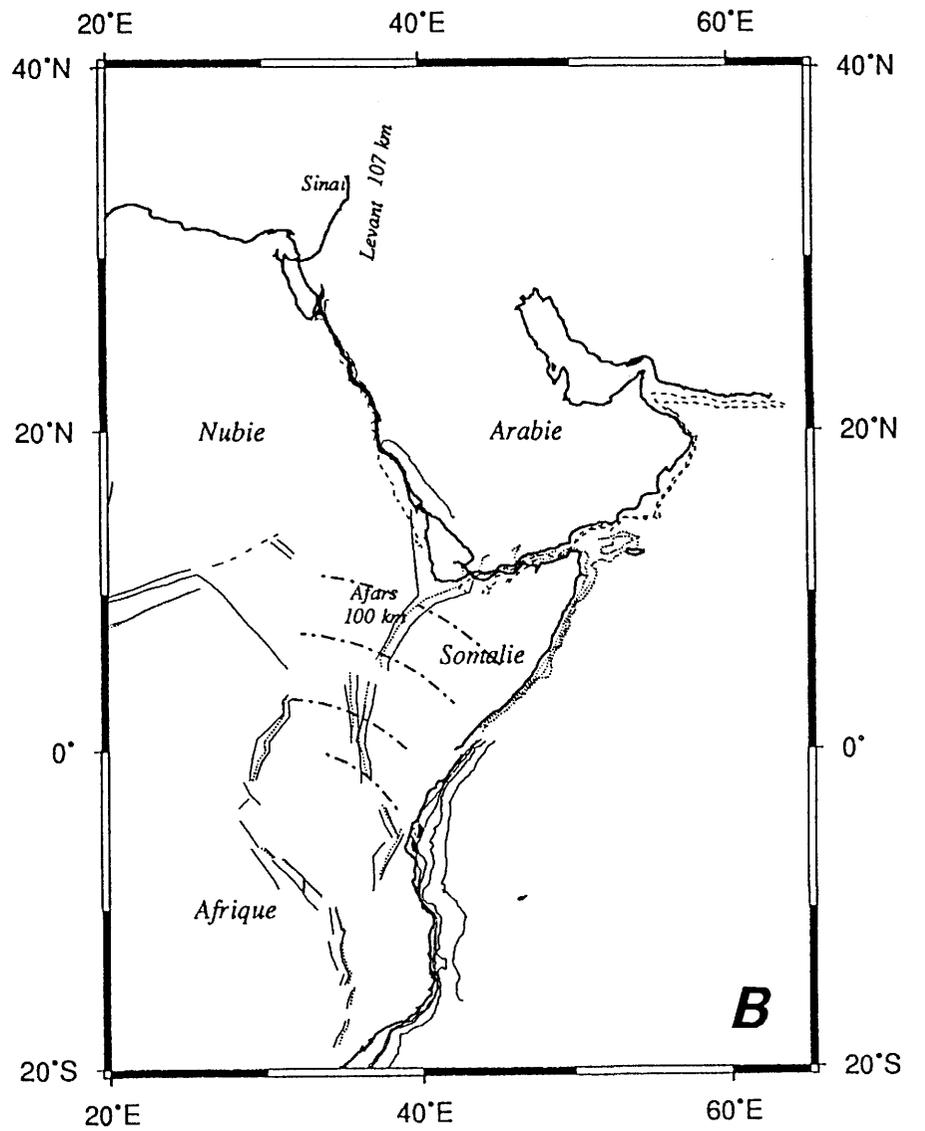
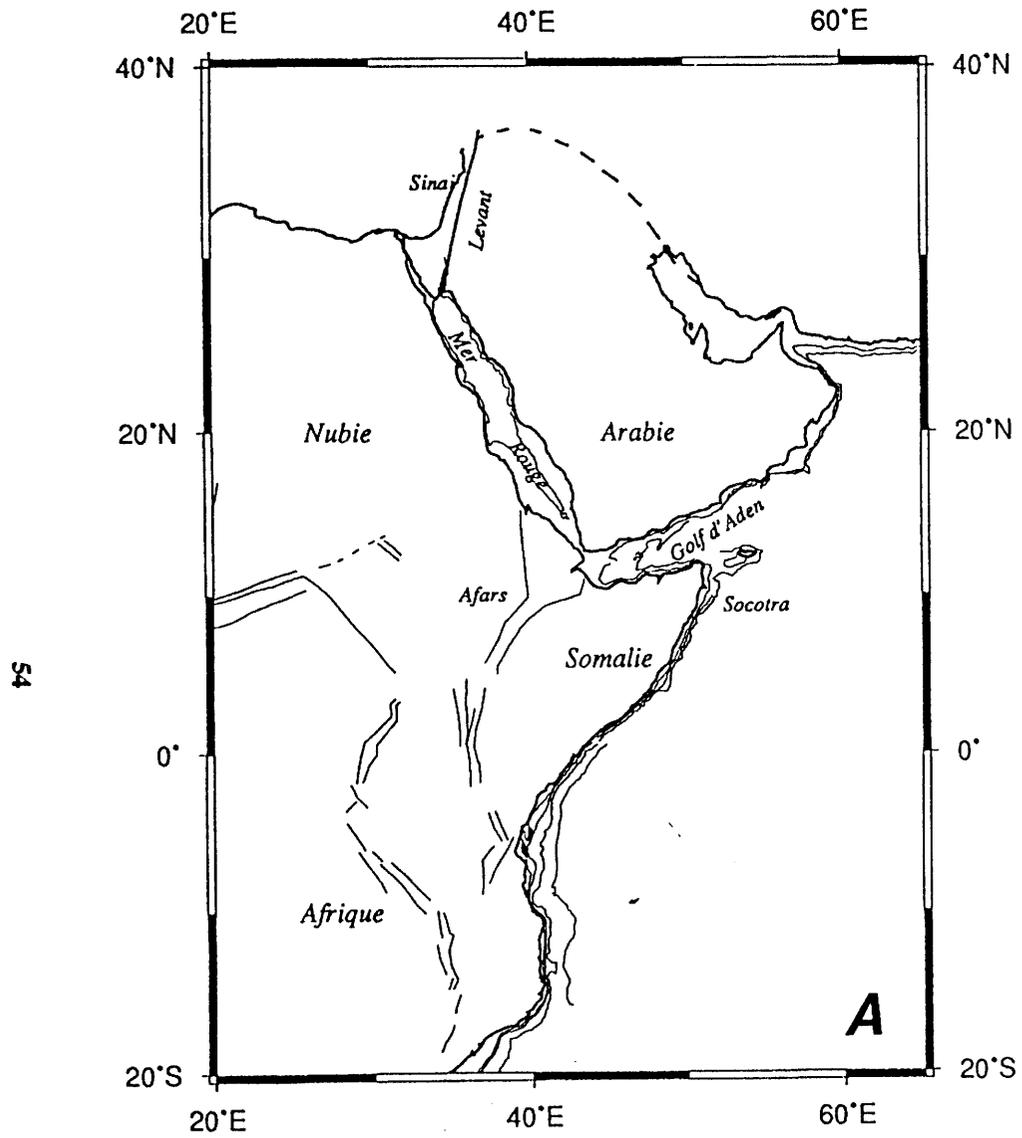
Figure II-7 : La reconstitution initiale de Powell et al. [1988]. L'Australie est considérée comme fixe.

-Entre l'Antarctique et l'Inde, les lignes de côte montrent un parallélisme remarquable, sauf au niveau de la Terre de McRobertson. A l'est, le NE de l'Inde chevauche l'Antarctique. A l'ouest, Sri-Lanka occupe la place de la ride de Gunnerus.

-L'emboîtement entre l'Australie et l'Antarctique est moins convaincant : l'assemblage des gradients gravimétriques qui marquent les lignes de rupture de la pente continentale montre des lacunes à l'ouest de la grande baie d'Australie et un recouvrement à l'est. A l'est, on note aussi le recouvrement de la Tasmanie et de la ride de Tasmanie avec l'Antarctique, au niveau de la Terre de Victoria.

Le gradient gravimétrique de la marge sud australienne est représenté par un trait épais. Celui de la marge nord Antarctique en tireté épais.





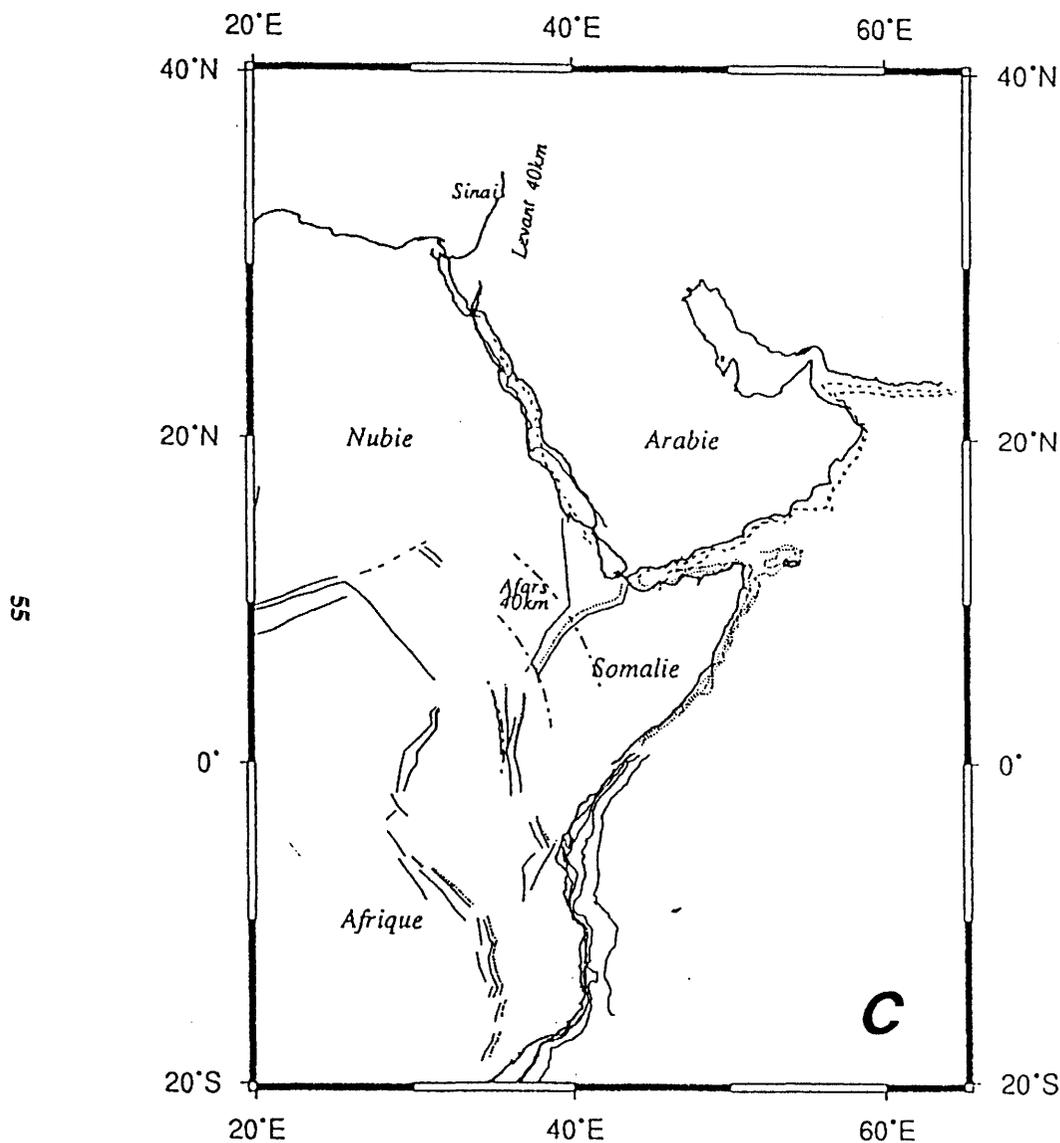


Figure II-8 : Le système Arabie-Somalie-Nubie.

II-8-A : Etat Actuel.

II-8-B : Reconstitution initiale de McKenzie et al. [1970]. La Nubie est considérée comme fixe.

Les lignes de côte de l'Arabie et de la Nubie se superposent de façon remarquable. Celles de la Somalie et de l'Arabie montrent un hiatus vers l'est.

Un assemblage de cette manière, impliquerait un mouvement transformant d'environ 107 km entre le Sinaï et l'Arabie et une ouverture du rift est africain de 100 km.

Sur le continent africain, nous avons représenté les structures du rift est africain, en trait plein; la branche orientale de ce rift lié à la Somalie en pointillé.

Les tiretés longs alternant avec des tiretés courts correspondent aux petits cercles du pôle de rotation de la Somalie par rapport à la Nubie.

II-8-C : Reconstitution initiale de Le Pichon et Francheteau [1978]. La Nubie est considérée comme fixe.

Cette reconstitution est moins serrée que celle de McKenzie et al. [1970]. Les lignes de côte de la Nubie et de l'Arabie sont parallèles. Celles de l'Arabie et de la Somalie ne le sont pas.

Le mouvement transformant est de 40 km entre le Sinaï et l'Arabie. Le mouvement de la Somalie par rapport à la Nubie, implique une ouverture de la partie septentrionale du rift est africain de l'ordre de 35 à 40 km.

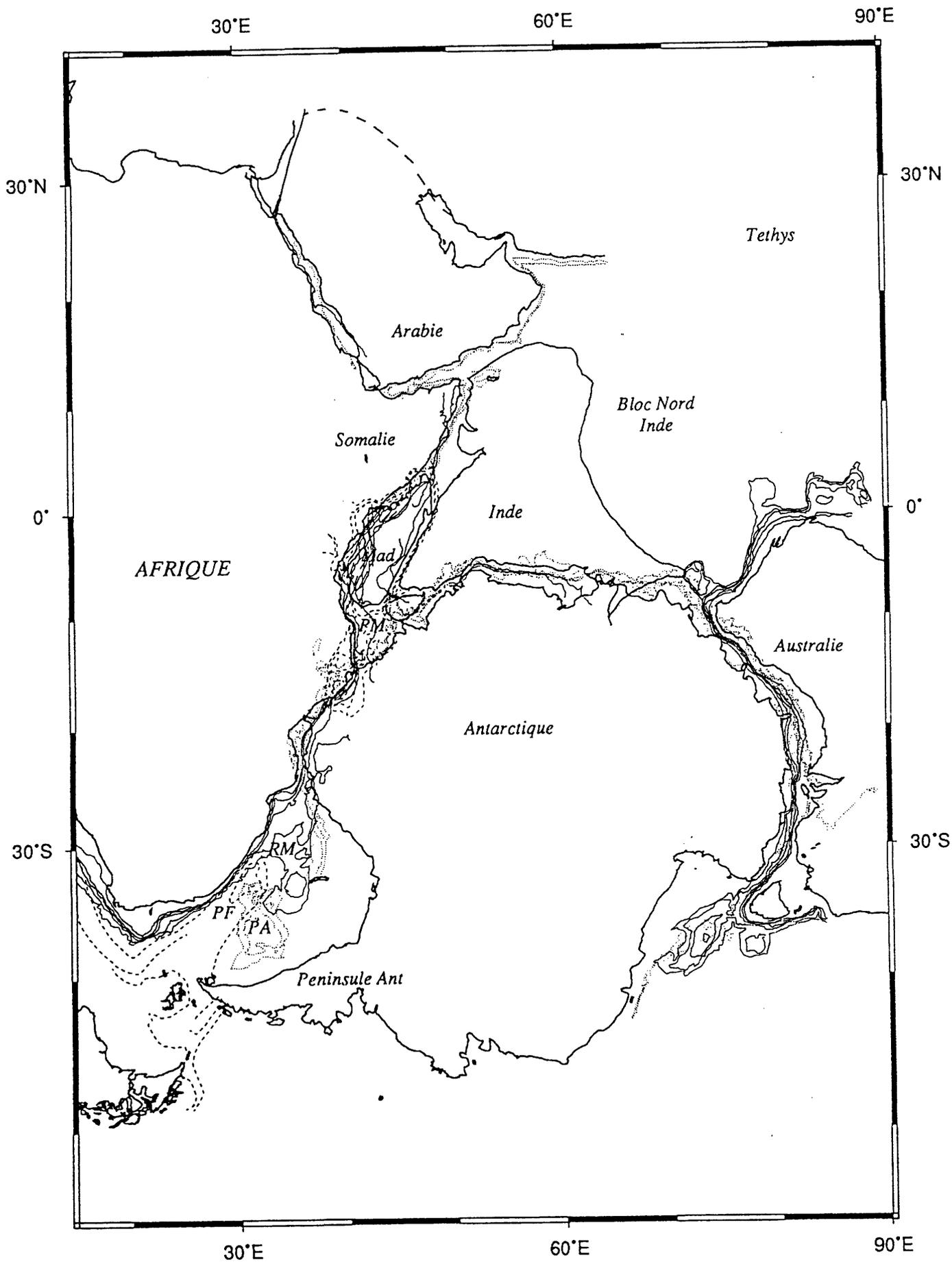


Figure II-9 : La reconstitution initiale proposée dans ce travail. L'Afrique est considérée comme fixe.

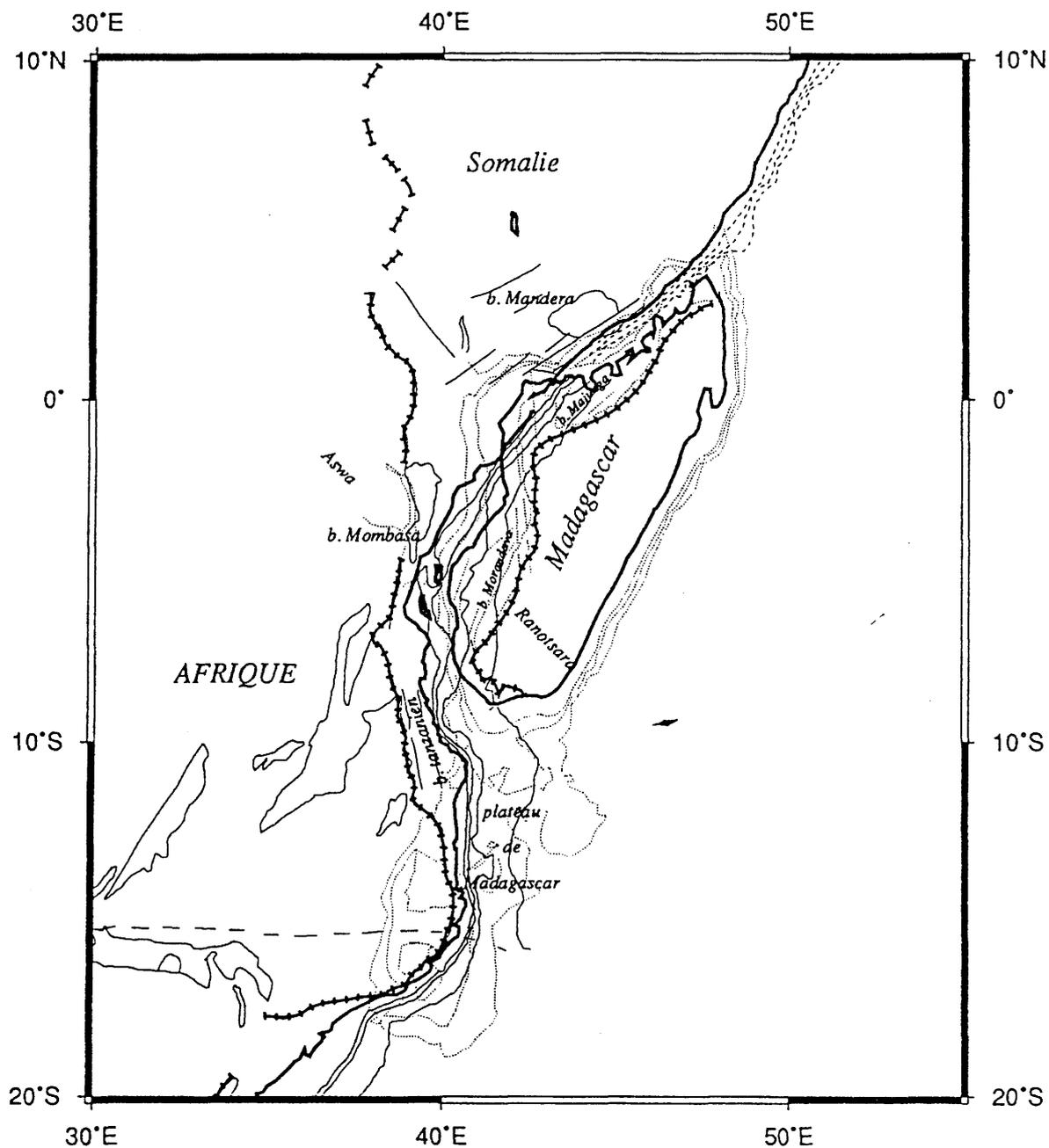


Figure II-10 : La reconstitution initiale du système Madagascar-Afrique proposée dans ce travail. Le trait épais barré représente les limites du socle. L'Afrique est considérée comme fixe. On note :

-Une superposition des lignes de pente, matérialisées par les lignes bathymétriques 2000 m, au NW et au SW de Madagascar; leur chevauchement au centre, et au nord. Au centre, la ligne de côte de Madagascar chevauche les lignes de côte de l'Afrique et de la Somalie; cependant, elle est parallèle à la limite du socle africain.

-La juxtaposition des bassins mésozoïques de Madagascar (Majunga et Morondava) et des bassins mésozoïques côtiers de l'Afrique de l'Est (Mandéra Mombasa et le bassin tanzanien).

-La juxtaposition de l'escarpement SW de Madagascar et de l'escarpement de la marge de la Tanzanie situé au niveau de 8°S. Ces deux escarpements sont orientés NW-SE.

Figure II-11 : Comparaison de l'orientation de la marge est malgache dans sa position initiale dans le Gondwana avec celles proposées dans les travaux antérieurs. L'Afrique est considérée comme fixe.

L'orientation de la marge orientale de Madagascar dans notre reconstitution initiale est N28°. Elle est différente de celle proposée par Coffin et Rabinowitz [1987] qui est de N13° et de Norton et Sclater [1979] qui est de N14°. Par contre, elle est similaire de celle de Lawver et Scotese [1987] qui est de N28° et très proche de celle de Rajaomazava [1991], qui est de N27°.

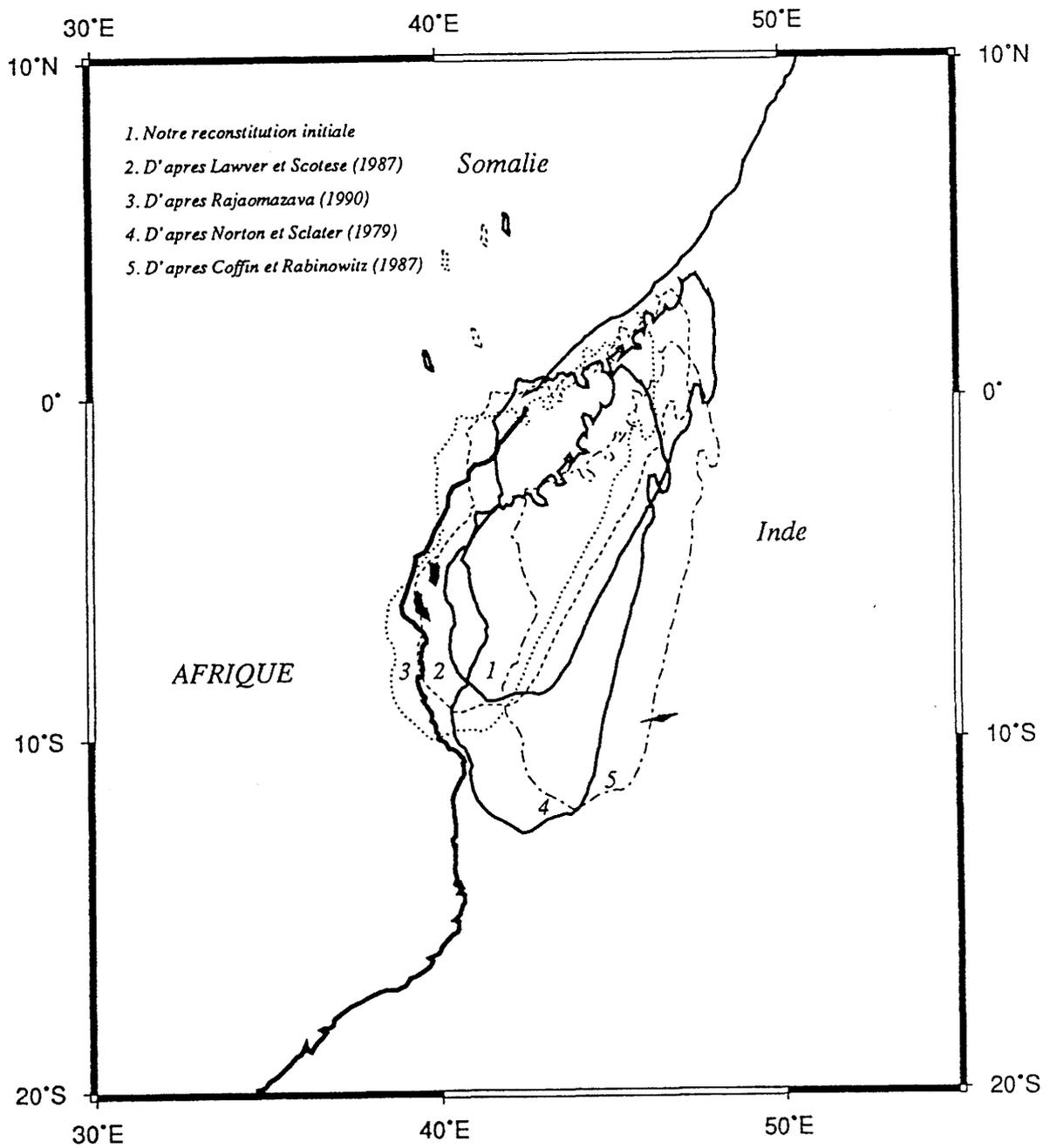


Figure II-12 : Reconstitution initiale du système Antarctique-Afrique. L'Afrique est considérée comme fixe.

-La marge de l'Antarctique, en regard de la mer de Weddell est l'homologue de la ride du Mozambique.

-Les formations volcaniques de la chaîne de Lebombo et de la vallée de Zambèze au Mozambique présentent un parallélisme avec les directions des épanchements volcaniques au niveau du prisme Explora-Andénès (PEA).

-Une superposition des lignes de côte au niveau de 16°S. Cet assemblage est très serré dans la mesure où la ligne du socle africain dans cette région épouse étroitement la ligne de côte.

-L'assemblage initial du système Inde-Madagascar-Afrique-Antarctique montre un grand hiatus, comblé par la partie septentrionale du plateau de Madagascar.

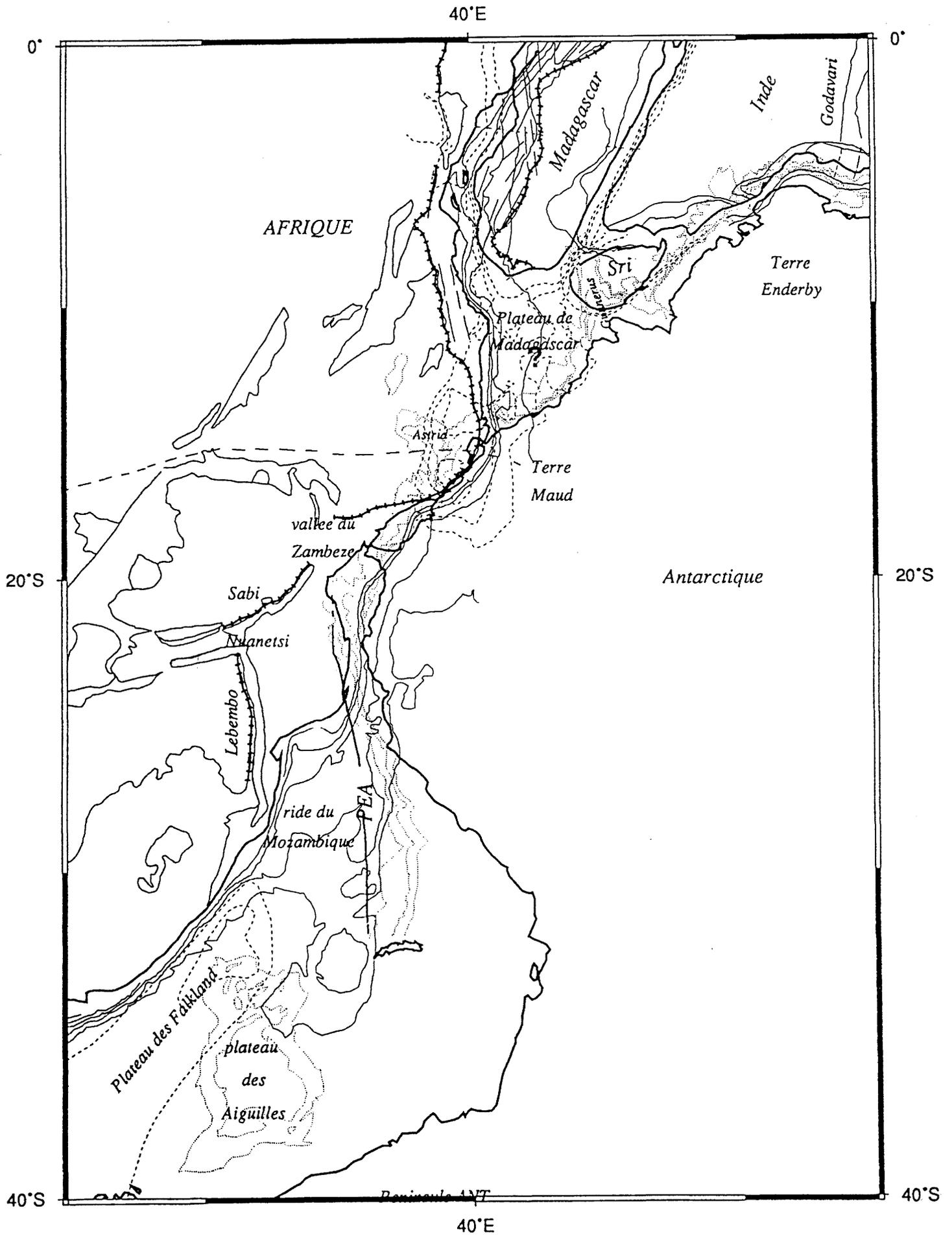


Figure II-13 : Les problèmes que posent un assemblage initial moins serré entre l'Antarctique et l'Afrique : un large hiatus subsisterait entre Madagascar et l'Afrique, au NW et au SW de Madagascar; ainsi qu'entre l'Antarctique et l'Afrique, à l'est de la ride du Mozambique. L'Afrique est considérée comme fixe.

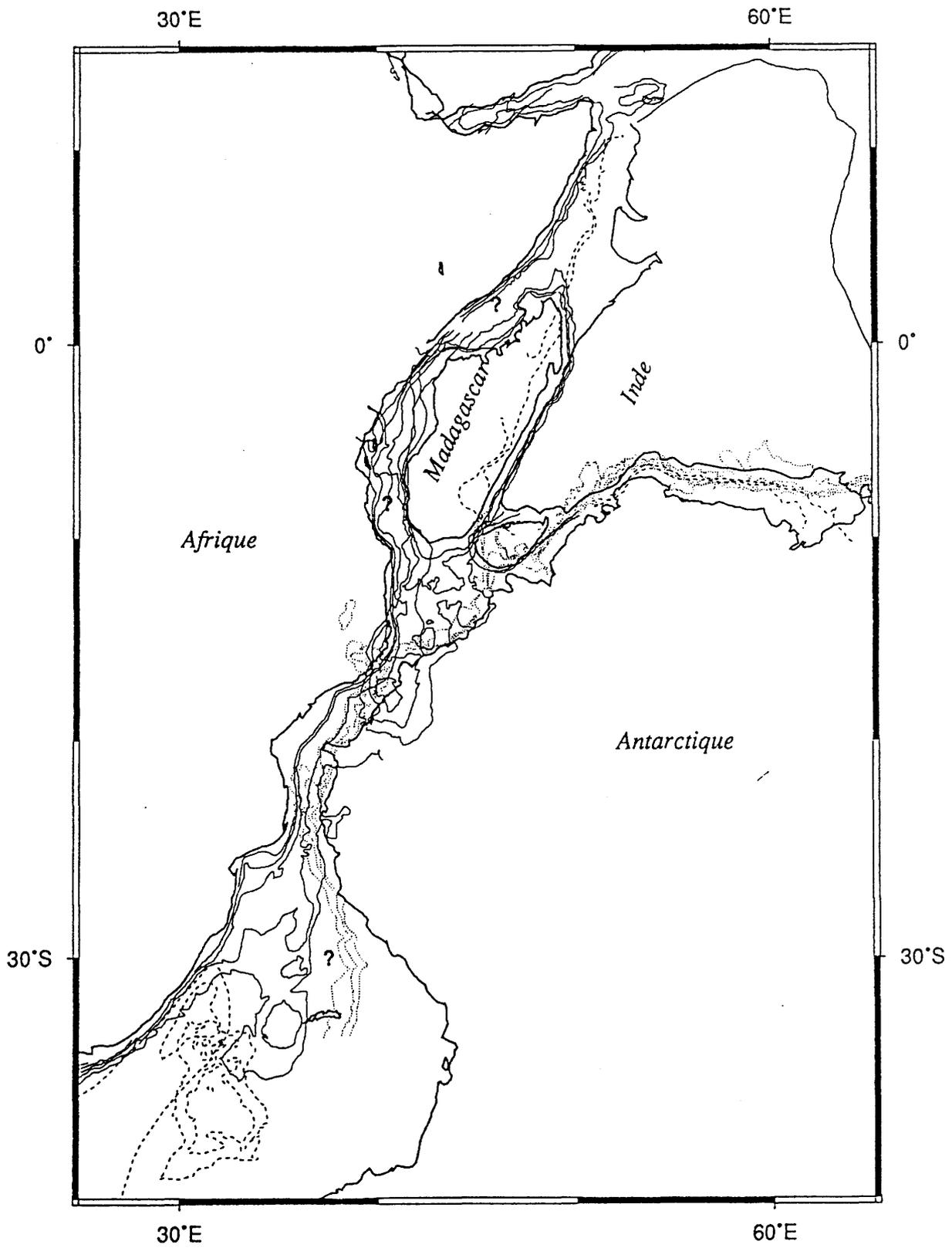


Figure II-14 : Reconstitution initiale du système Inde-Madagascar-Antarctique-Afrique. L'Afrique est considérée comme fixe.

-Le Sri-Lanka occupe la place de la ride de Gunnerus prise dans sa position dans le Gondwana.

-Les lignes de pente matérialisées par les lignes bathymétriques 2000 m de la marge est indienne montrent un parallélisme avec la marge de l'Antarctique, au niveau de la Terre d'Enderby.

-Les grabens de Godavari et de Mahanadi de la marge est indienne et le graben de Lambert, situé sur la Terre d'Enderby s'orientent dans la même direction.

40°E

60°E

Somalie

Bloc Nord

Inde

Sey ?

0°

0°

AFRIQUE

Inde

Godavari

Mahanadi

Madagascar

Amery

Sri

Terre Enderby

Terre McRobertson

Plateau de Madagascar

Lambert

Terre Wilkes

Aspid

Terre Maud

Antarctique

vallee du Zambezi

20°S

20°S

Sabi

Nyanetsi

Lebombo

40°E

60°E

59

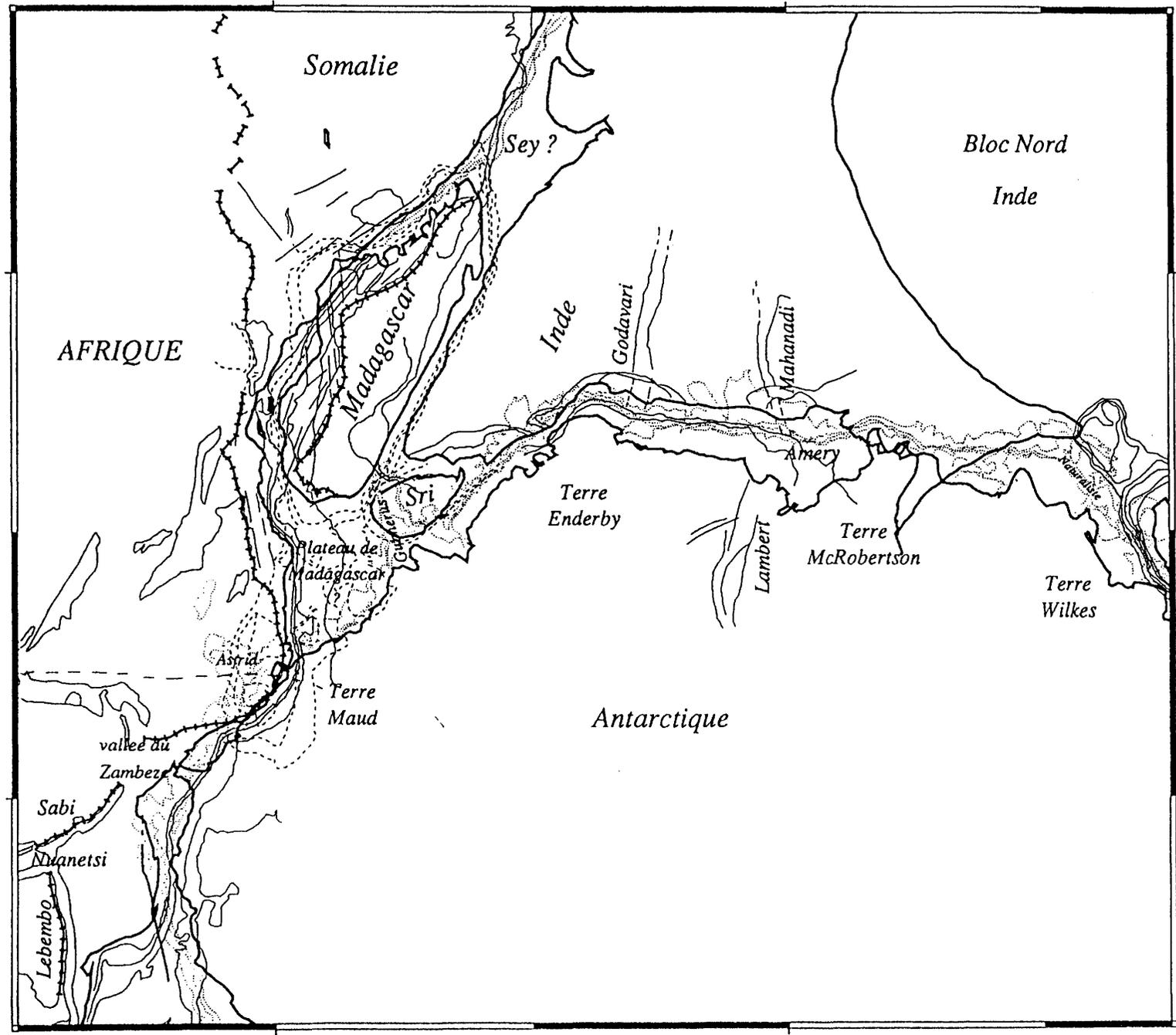


Figure II-15 : Reconstitution initiale du système Australie-Antarctique. L'Australie est considérée comme fixe.

-Cet assemblage superpose les lignes de pente continentale de ces deux continents, à l'est et à l'ouest, et indique un recouvrement au centre, à l'est de la grande baie d'Australie.

-La ride de Tasmanie chevauche la marge de l'Antarctique au sud de la Terre de Victoria.

Les gradient gravimétrique de la marge sud australienne est représenté par un trait épais. Celui de la marge nord Antarctique en tireté épais.

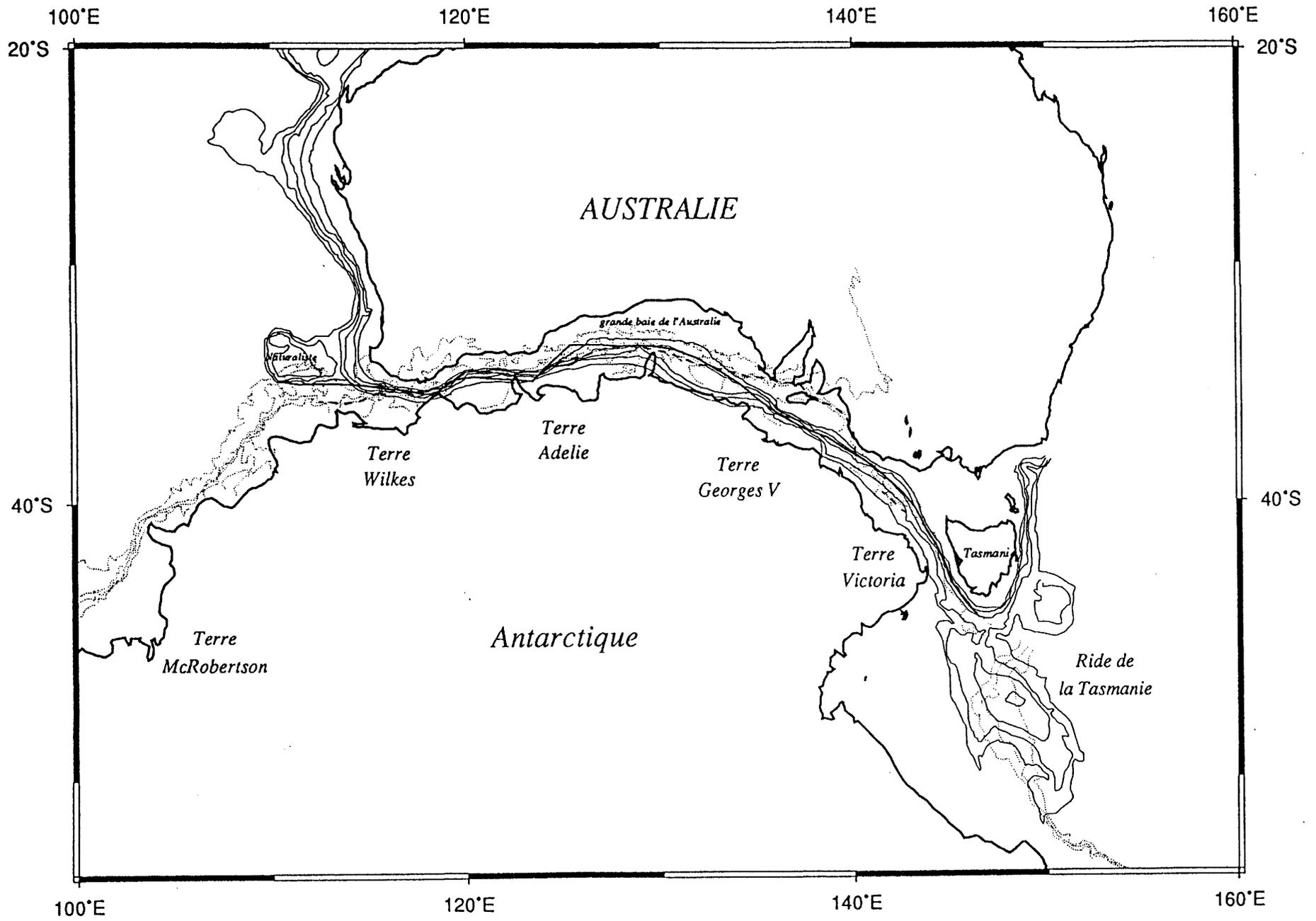


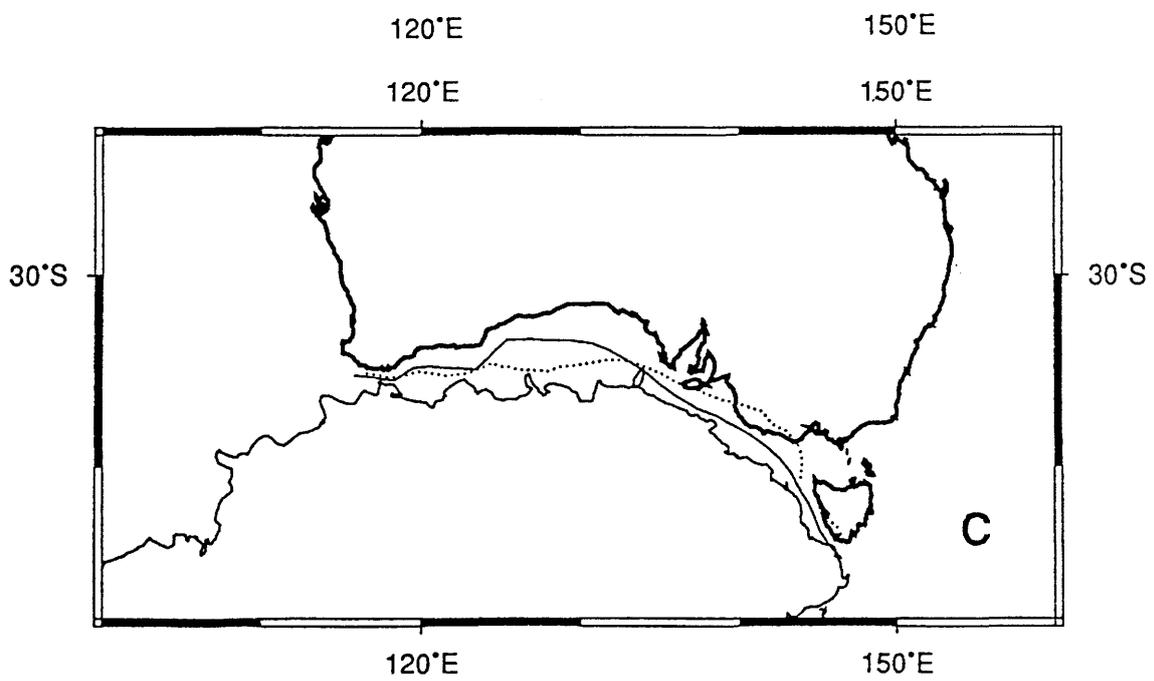
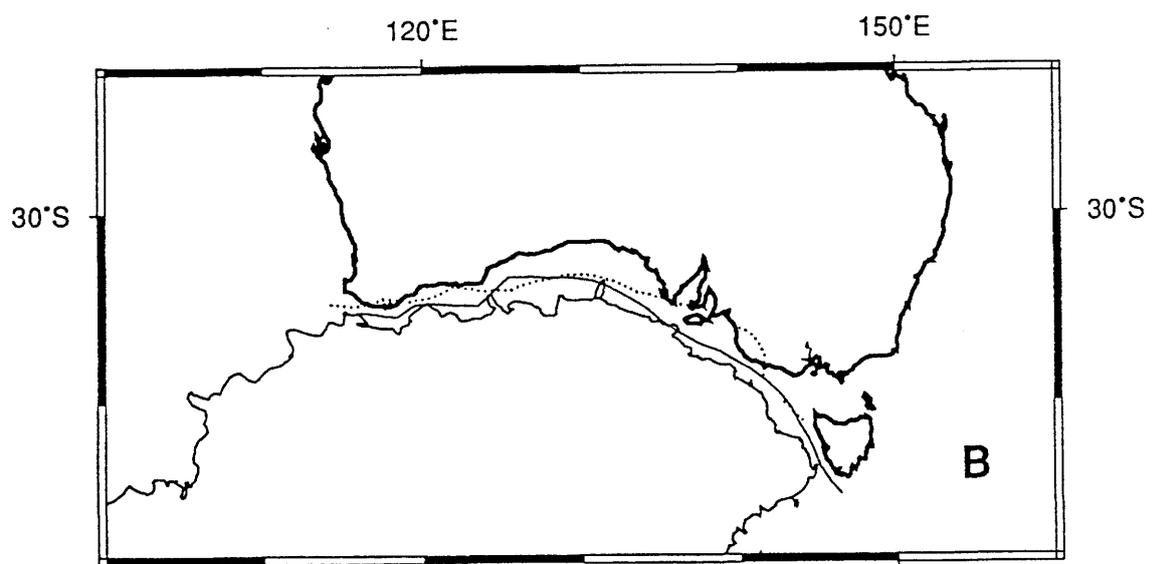
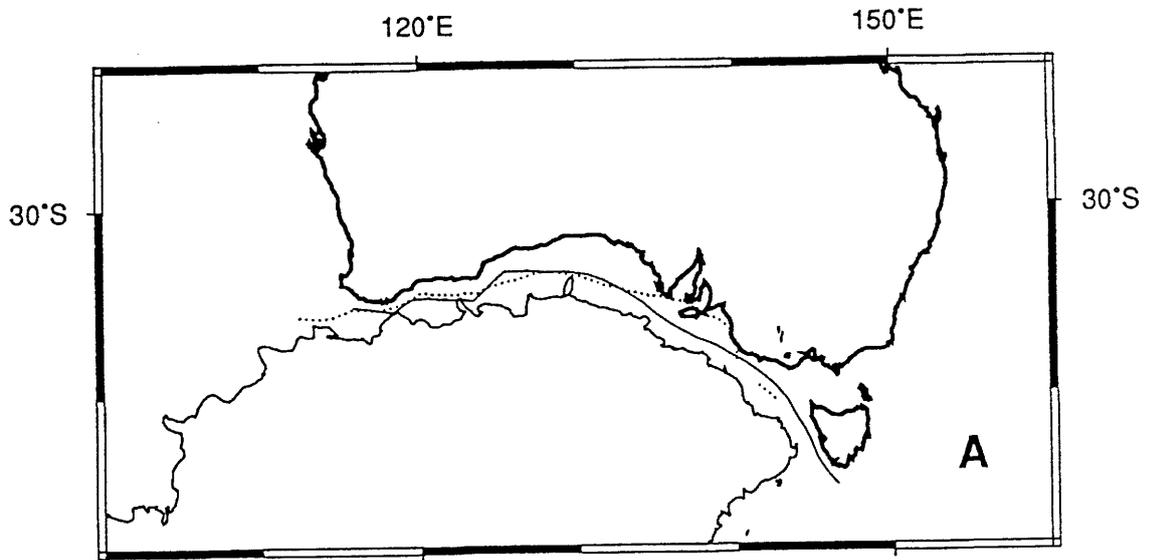
Figure II-16 : Comparaison de l'assemblage des lignes de rupture de la pente continentale entre l'Australie et l'Antarctique avec ceux proposés dans les travaux antérieurs. L'Australie est considérée comme fixe.

II-16-A : Reconstitution initiale dans ce travail.

II-16-B : Reconstitution initiale de Royer et Sandwell [1989]. L'assemblage de ces auteurs est un peu plus serré que le nôtre. Ils placent l'Antarctique légèrement plus à l'est.

II-16-C : Reconstitution initiale de Powell et al. [1988]. La reconstitution de Powell et al. [1988] montre par contre un assemblage entre les lignes de pente de ces deux continents qui distribue lacunes et recouvrements. L'Antarctique est placé beaucoup plus à l'est, d'environ 400 km par rapport à notre reconstitution et d'environ 250 km par rapport à celle de Royer et Sandwell [1989].

Nous avons représenté la ligne de rupture de pente liée à l'Australie en trait continu et celle liée à l'Antarctique en pointillé.



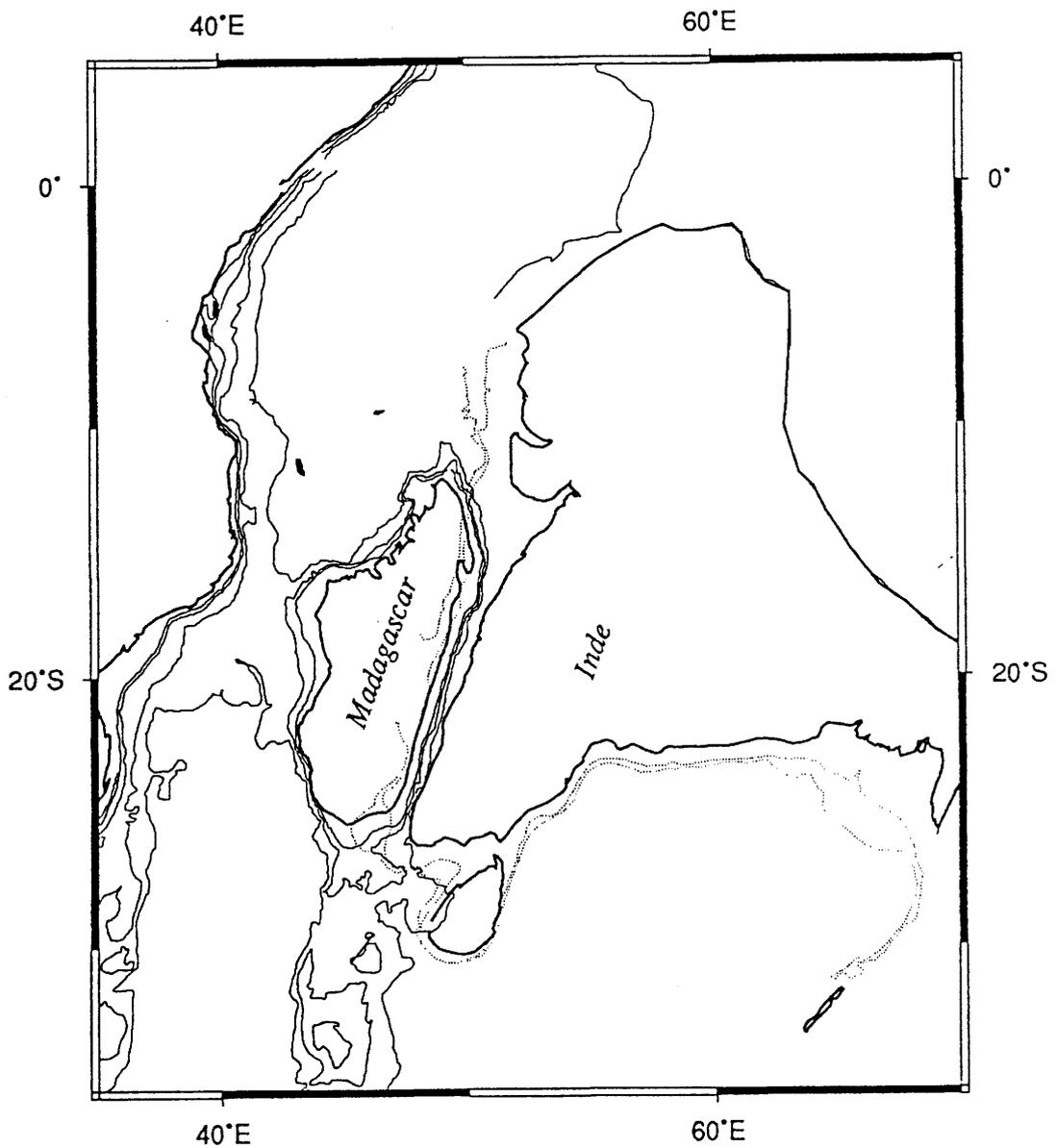


Figure II-17 : Assemblage des marges homologues de Madagascar et de l'Inde à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen : les lignes de côte montrent un parallélisme remarquable. Cependant, les lignes de pente se chevauchent d'environ 90 km. Madagascar est considérée comme fixe.

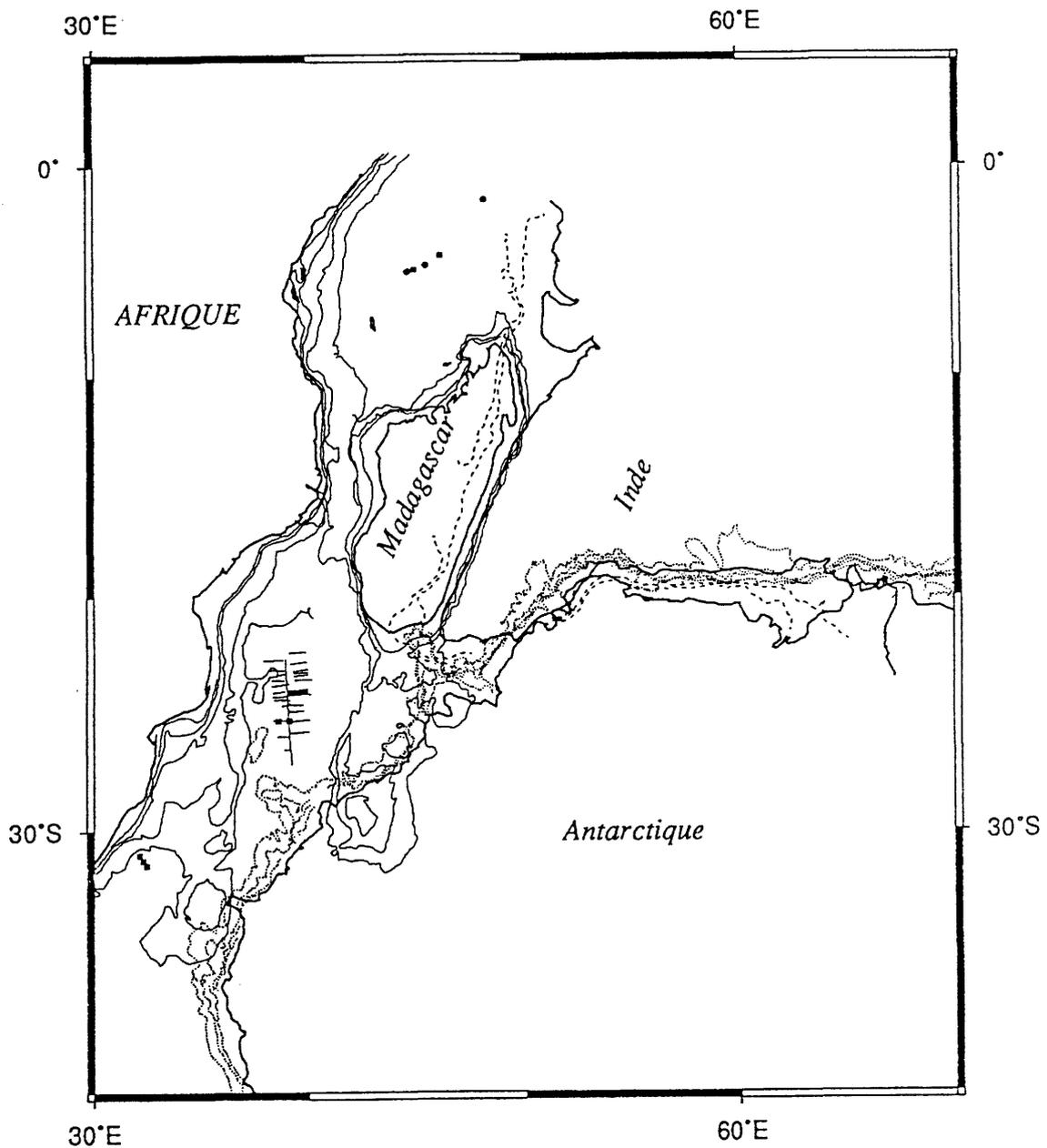


Figure II-18 : Reconstitution du système Madagascar-Inde-Antarctique à l'anomalie M10, dans l'hypothèse où l'Inde est dans la même position qu'à l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé par rapport à Madagascar. Dans cette hypothèse, on provoque un recouvrement entre la ligne de côte est indienne et la ligne de côte de la Terre d'Enderby en Antarctique.

Les positions de l'Antarctique et de Madagascar par rapport à l'Afrique, à cette époque sont bien contrôlées par les anomalies magnétiques et les zones de fracture des bassins de Somalie Occidentale et du Mozambique.

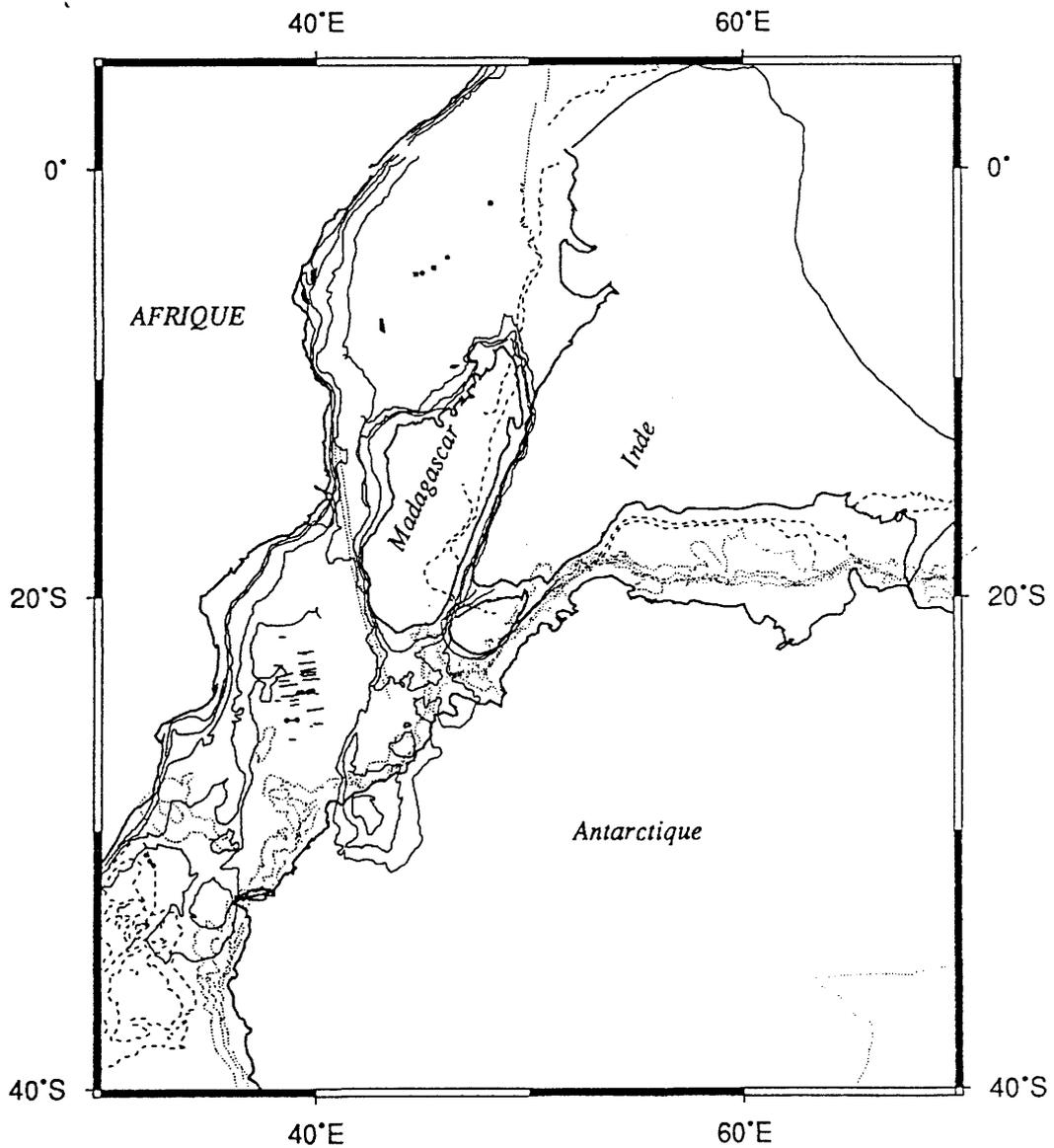


Figure II-19 : Reconstitution du système Madagascar-Inde-Antarctique à l'anomalie M10 dans ce travail. Par rapport à la figure II-18, l'Inde est déplacé de 300 km vers le NNE, c'est-à-dire, dans la direction de leurs marges homologues.

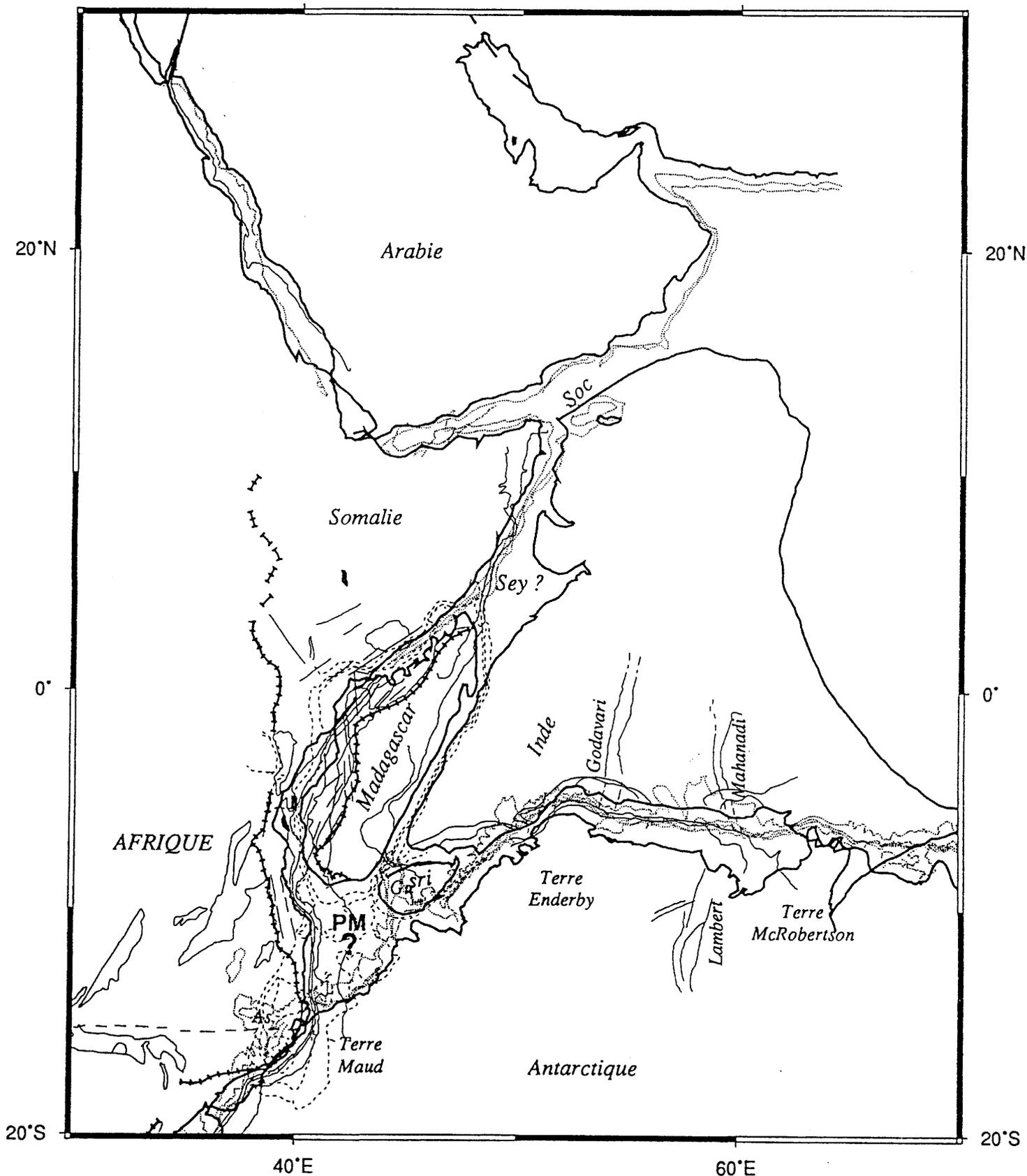


Figure II-20 : Reconstitution initiale du système Afrique-Madagascar-Antarctique-Inde-Arabie-Somalie dans ce travail. L'Afrique est considérée comme fixe. On note :

- Un recouvrement entre le bloc de Socotra et le NW de l'Inde; ce recouvrement disparaît si on déplace le bloc de Socotra contre la marge de l'Arabie.
- Le banc des Seychelles serait placé dans le hiatus situé entre l'Inde, Madagascar et l'Afrique.
- La partie septentrionale du plateau de Madagascar serait de nature continentale puisqu'il subsiste dans cet assemblage initial.

DEUXIEME PARTIE

LES PROBLEMES POSES

Chapitre II : Le problème des directions
d'ouverture

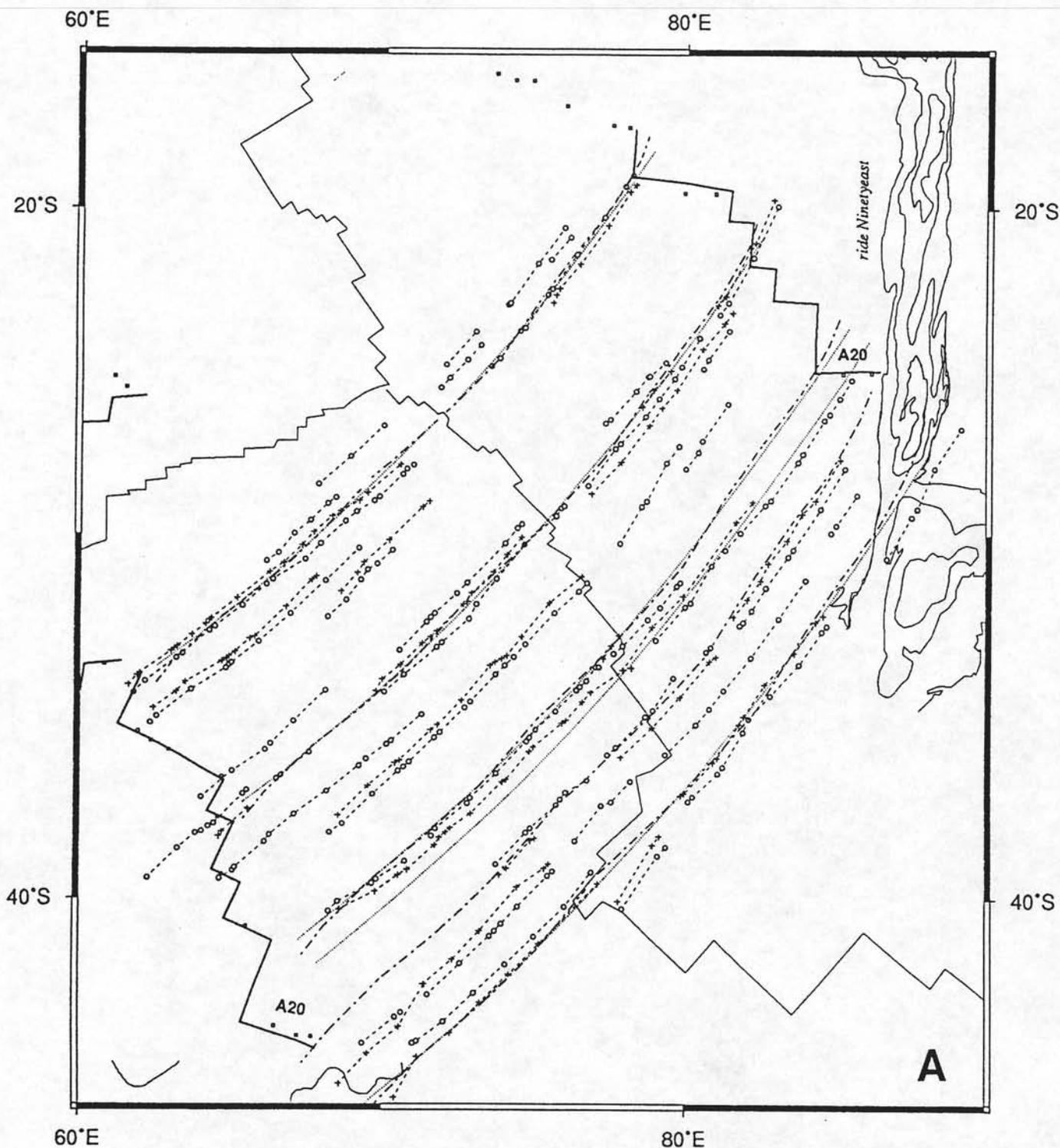


Figure II-21-A et B : Comparaison entre les trajectoires synthétiques des rotations finies entre l'Antarctique et l'Inde de la période anomalie 20-Actuel de Patriat et Ségoufin [1988] et celles calculées dans ce travail.

Les cercles liés et les croix liées correspondent respectivement aux maxima et aux minima altimétriques SEASAT et GEOSAT des zones de fracture qui décalent la partie occidentale de la dorsale sud est indienne.

Les trajectoires synthétiques de Patriat et Ségoufin [1988] sont représentées en tireté, celles calculées à partir de ce travail, en pointillé. Elles décrivent correctement la direction des zones de fracture. D'autre part, les tracés de ces trajectoires synthétiques ne montrent pas de grandes divergences, sauf à l'approche de l'isochrone 20.

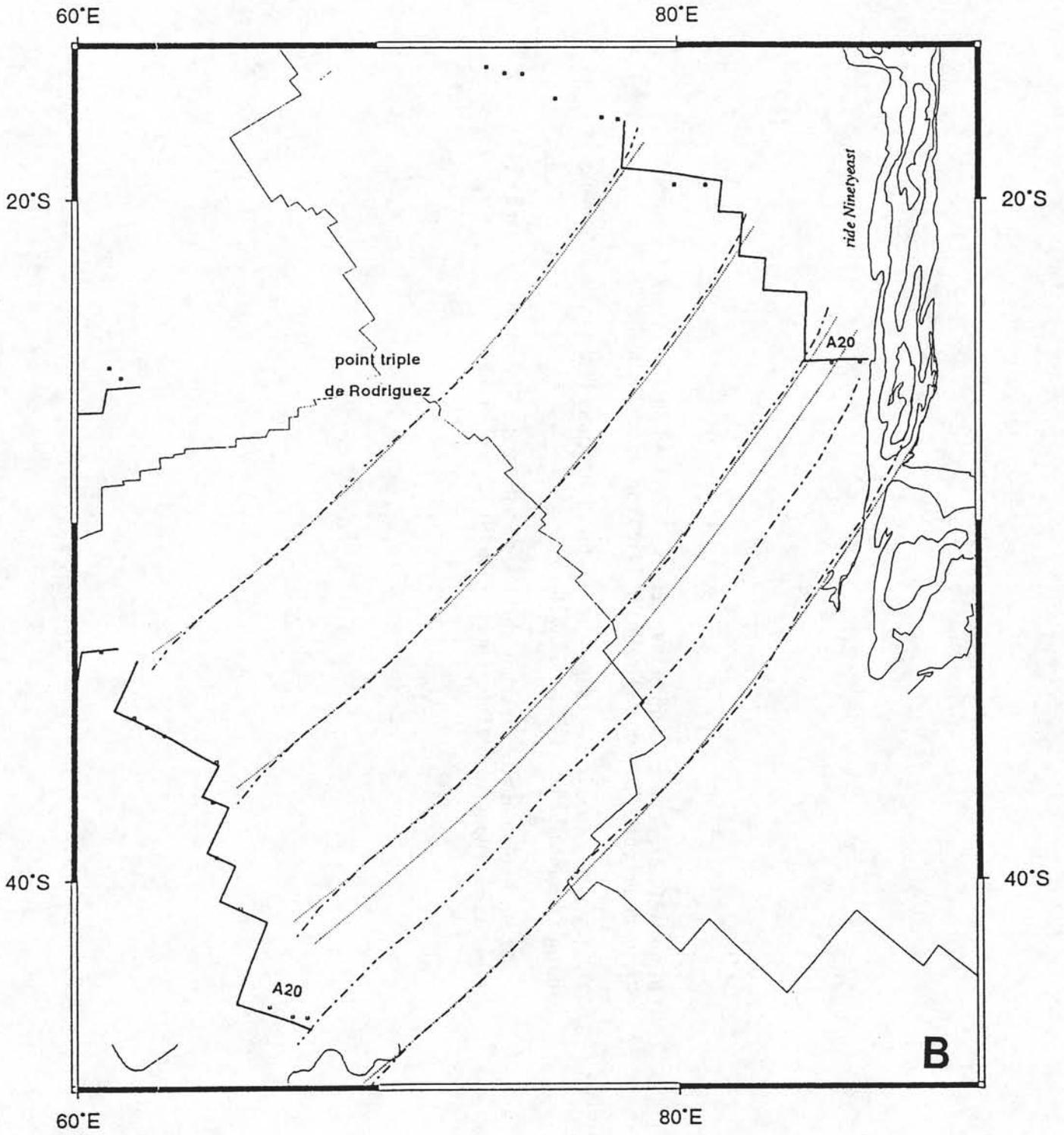


Figure II-22 : Les trajectoires synthétiques des rotations finies entre l'Afrique et l'Antarctique entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de l'anomalie 20 :

II-22-A : Evolution sans changement de direction depuis l'époque de l'anomalie 34 jusqu'à l'Actuel [Fisher et Sclater, 1983].

II-22-B : Evolution avec un changement de direction entre l'époque de l'anomalie 24 et l'époque de l'anomalie 32 [Patriat et al., 1985; Royer et al., 1988].

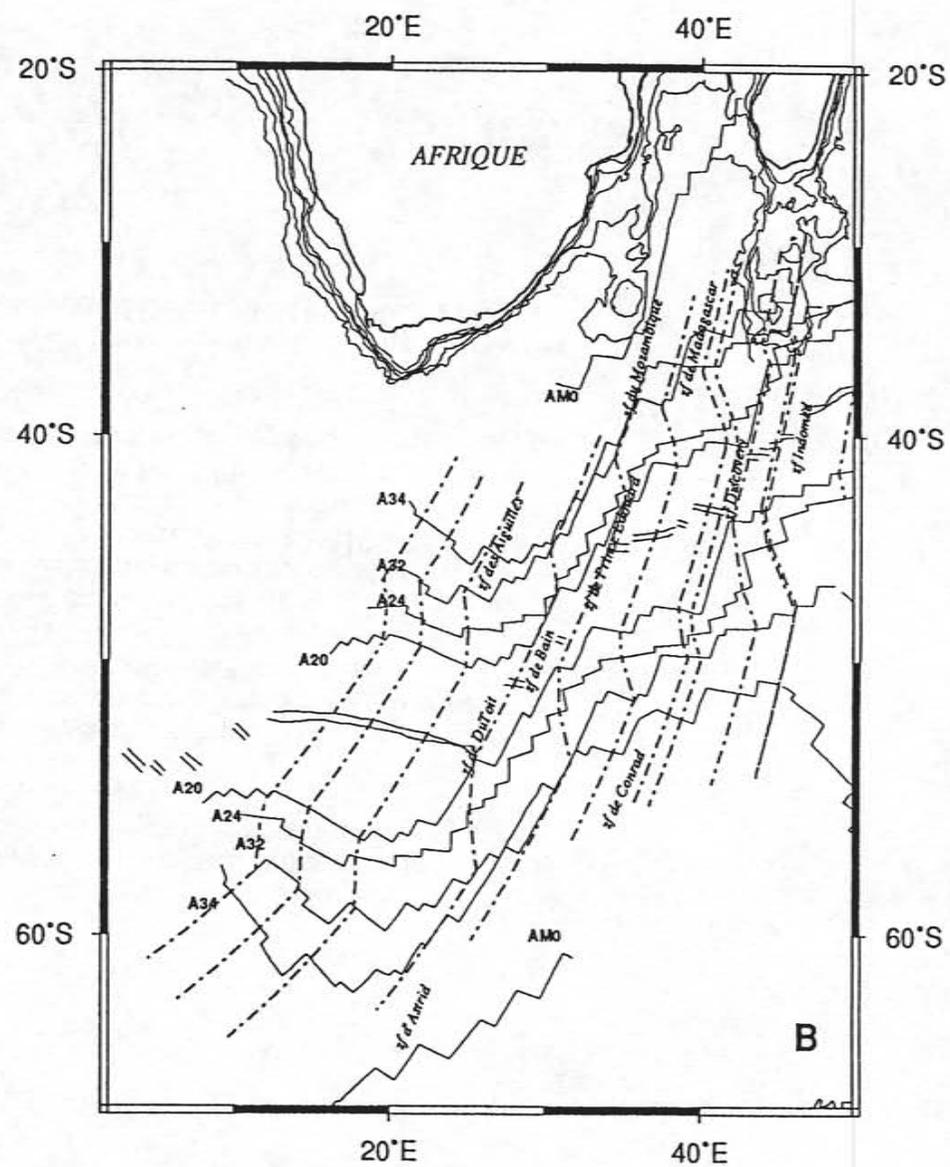
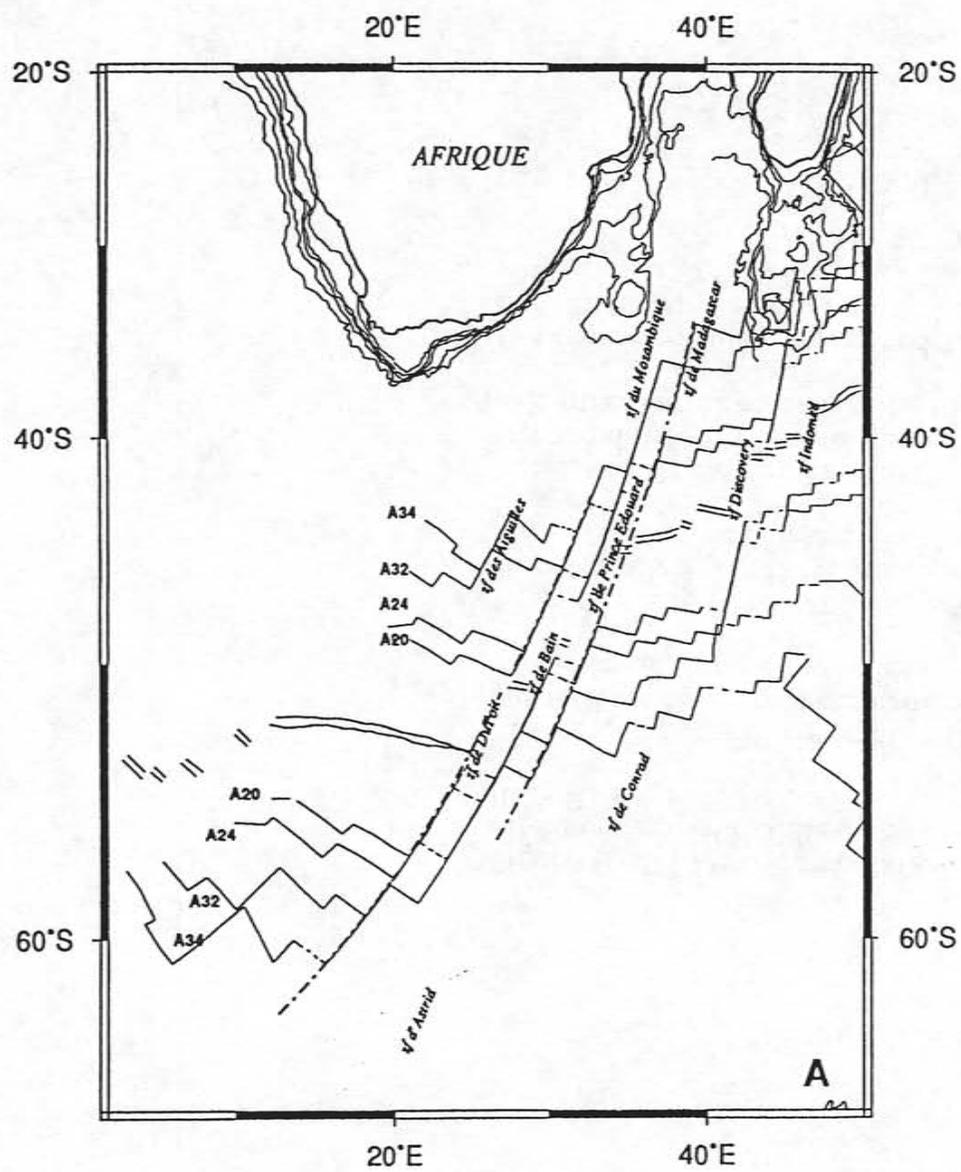


Figure II-23 : Les séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin du Mozambique [figure II-23-A; Ségoufin, 1978; 1981] et dans le bassin d'Enderby [figure II-23-B; Bergh, 1977; 1987].

Les identifications des anomalies M0 sont représentées par des triangles, de M10 par des ronds et de M22 par des carrés. Nous n'avons représenté que les identifications des anomalies des époques que nous avons choisi de présenter dans ce travail.

Nous appellerons, par la suite, séquence occidentale du bassin de Mozambique, la séquence allant de M22 à M2, située juste à l'est de l'escarpement du Mozambique; et séquence orientale du bassin du Mozambique, la séquence allant de M10 à M0, située à l'est de la fracture F de Ségoufin [1981]. De même, nous appellerons séquence occidentale du bassin d'Endreby, la séquence allant de M9 à M0, située juste à l'est de la fracture d'Astrid; séquence orientale du bassin d'Enderby, la séquence allant de M11 à M2, située encore plus à l'est.

Les traits en pointillé correspondent aux zones de fracture et aux directions structurales digitalisées à partir de la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992].

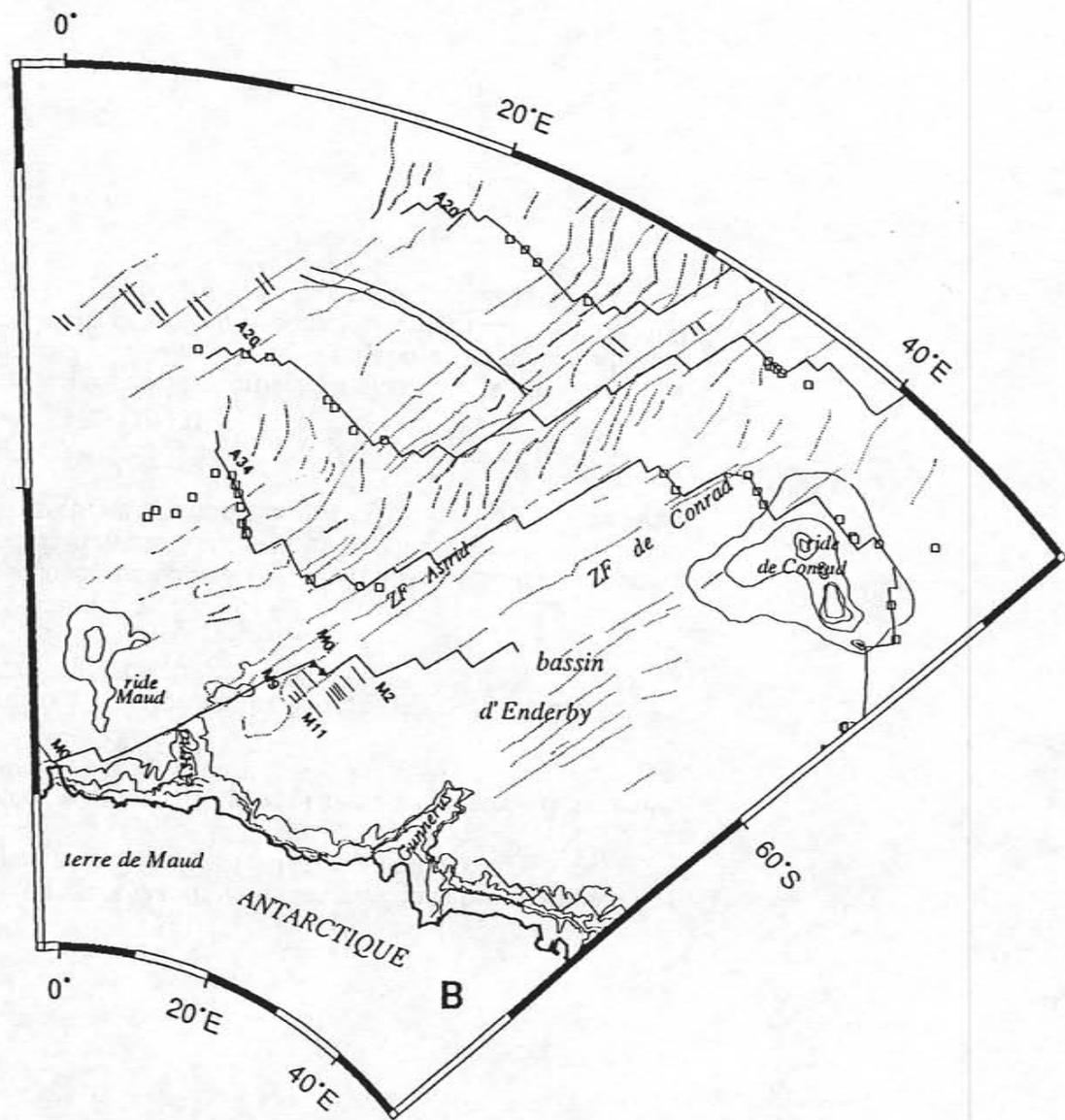
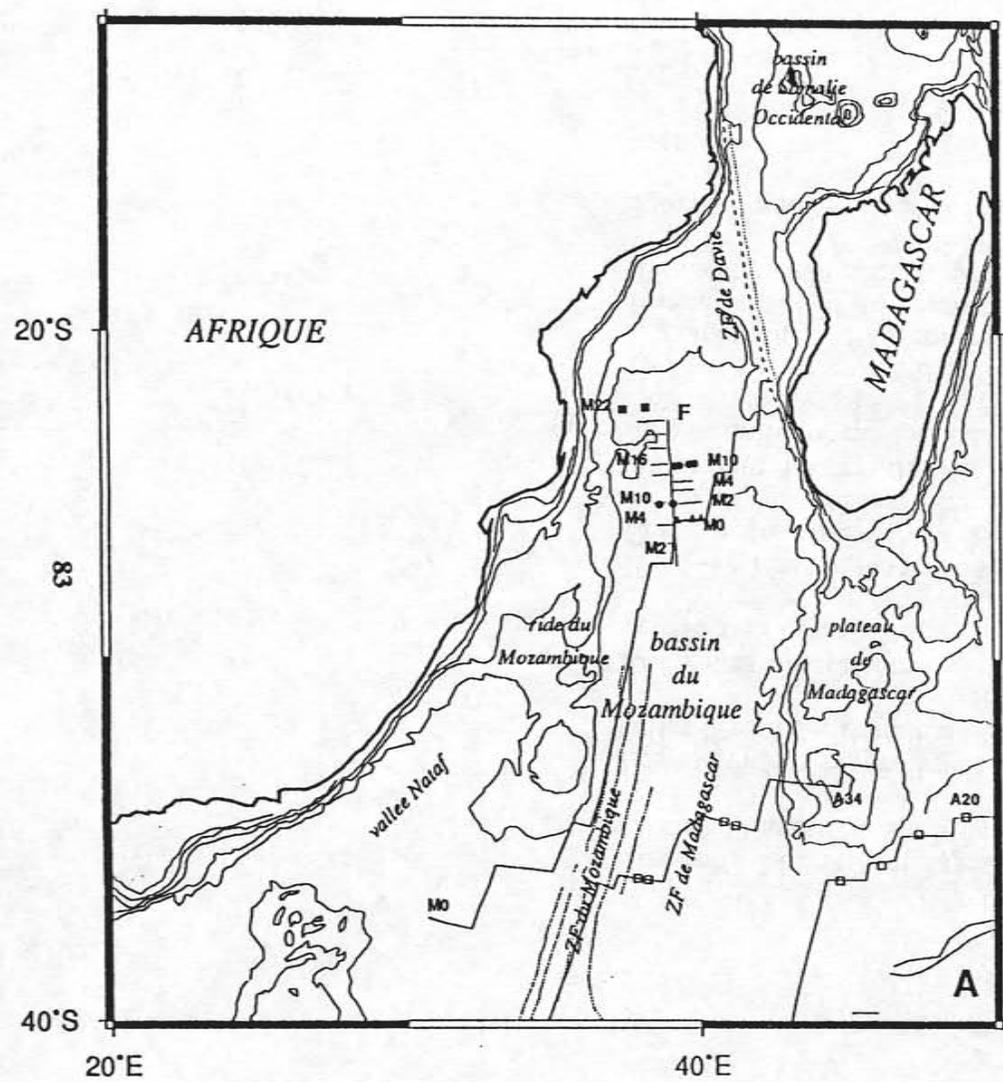


Figure II-24 : Assemblages des séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques des bassins d'Enderby et du Mozambique, proposés dans les travaux antérieurs.

Les anomalies magnétiques MO liées à l'Antarctique sont représentées par des carrés, celles liées à l'Afrique par des cercles.

Les zones de fracture d'Astrid du côté Antarctique et Mozambique du côté Afrique, considérées comme homologues sont représentées en tireté.

II-24-A : L'assemblage de Martin et Hartnady [1986].

Ces auteurs superposent les séquences occidentales des bassins du Mozambique et d'Enderby entre elles et les séquences orientales de ces deux bassins entre elles. La zone de fracture d'Astrid du côté de l'Antarctique se situe à environ 100 km de l'escarpement du Mozambique du côté de l'Afrique.

II-24-B : L'assemblage de Royer et Coffin [1992].

Les anomalies MO identifiées dans le bassin d'Enderby sont situées à la latitude 30°S, juste à l'est de la ride du Mozambique. Le décalage entre la séquence orientale du bassin d'Enderby et la séquence occidentale du bassin du Mozambique est de l'ordre de 400 km. Dans cette hypothèse, la fracture d'Astrid se superpose à l'escarpement du Mozambique.

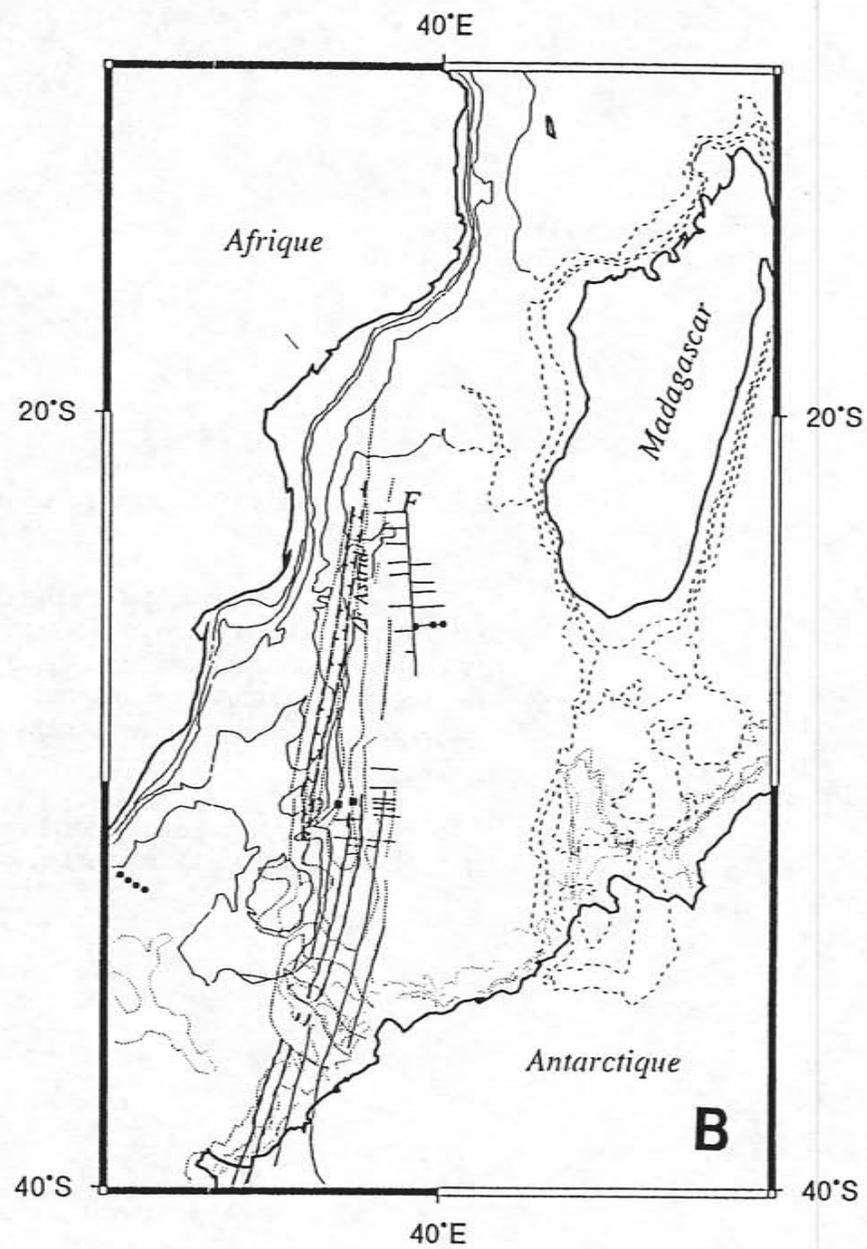
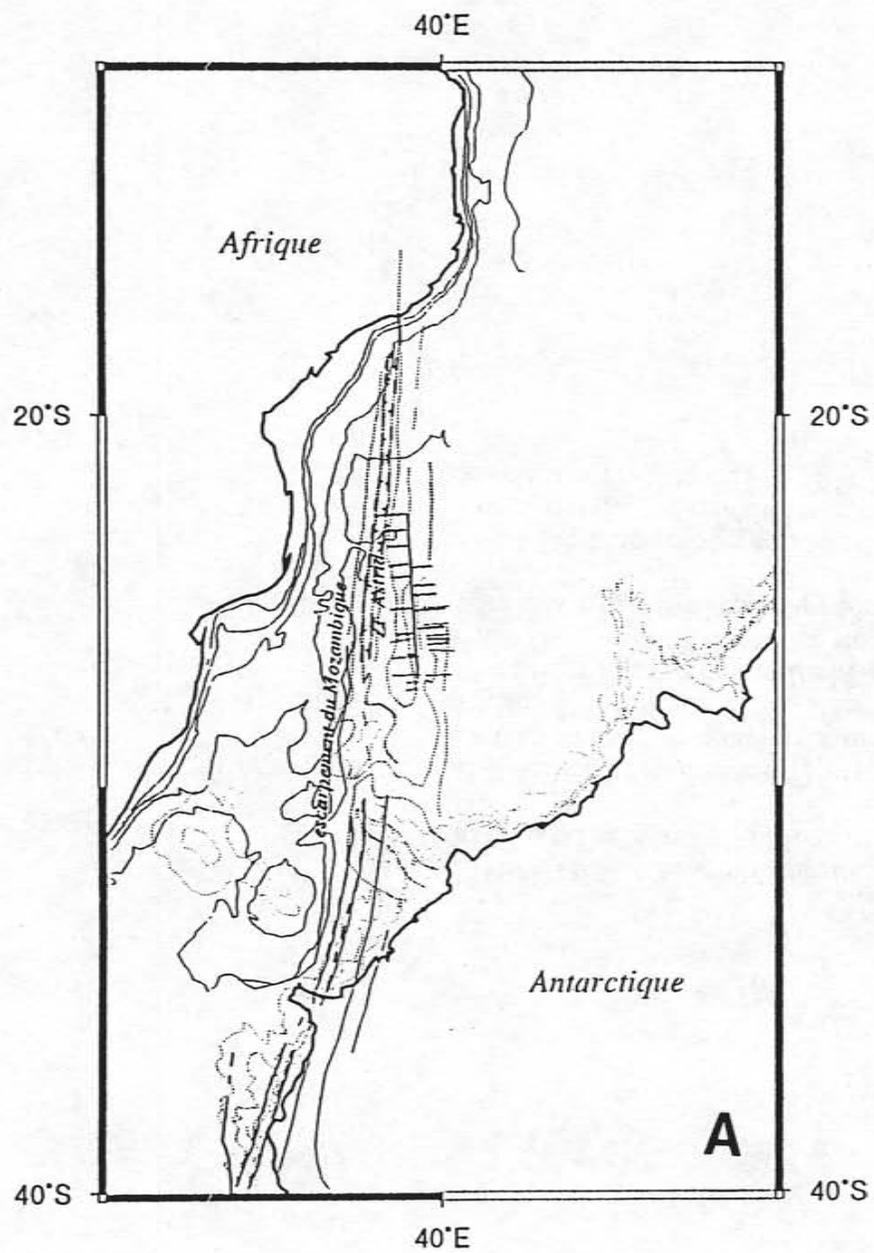


Figure II-24 : Assemblages des séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques des bassins d'Enderby et du Mozambique, proposés dans les travaux antérieurs.

II-24-C : L'assemblage de Norton et Sclater [1979].

Les anomalies magnétiques mésozoïques identifiées dans le bassin d'Enderby sont situées à la latitude 25°S, à l'est de la séquence orientale des anomalies mésozoïques identifiées dans le bassin du Mozambique. Le décalage des anomalies magnétiques M0 est de l'ordre de 200 km. La ride d'Astrid et la fracture qui lui est associée se trouvent décalées, plus vers l'est, par rapport aux deux hypothèses précédentes.

II-24-D : L'assemblage de Raillard [1991].

Les anomalies magnétiques mésozoïques du bassin d'Enderby chevauchent largement le continent malgache.

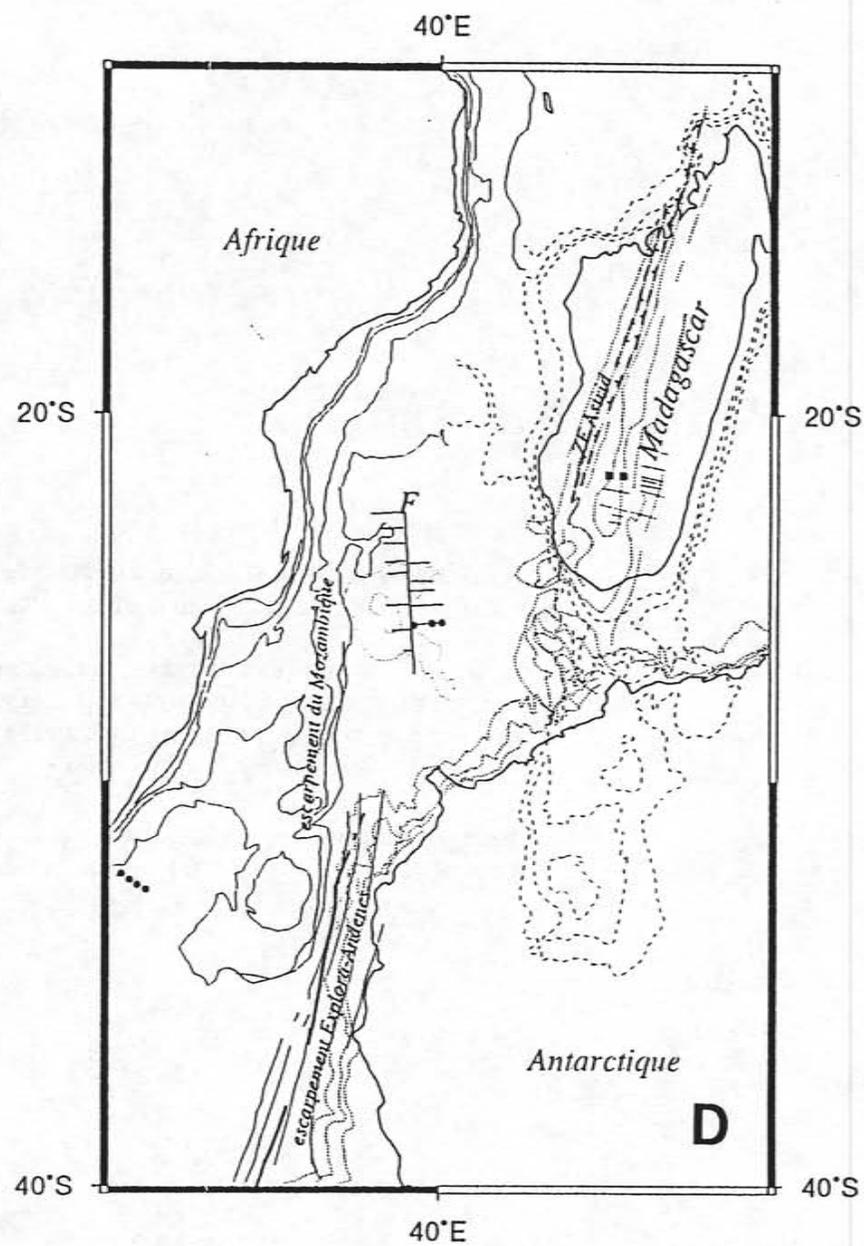
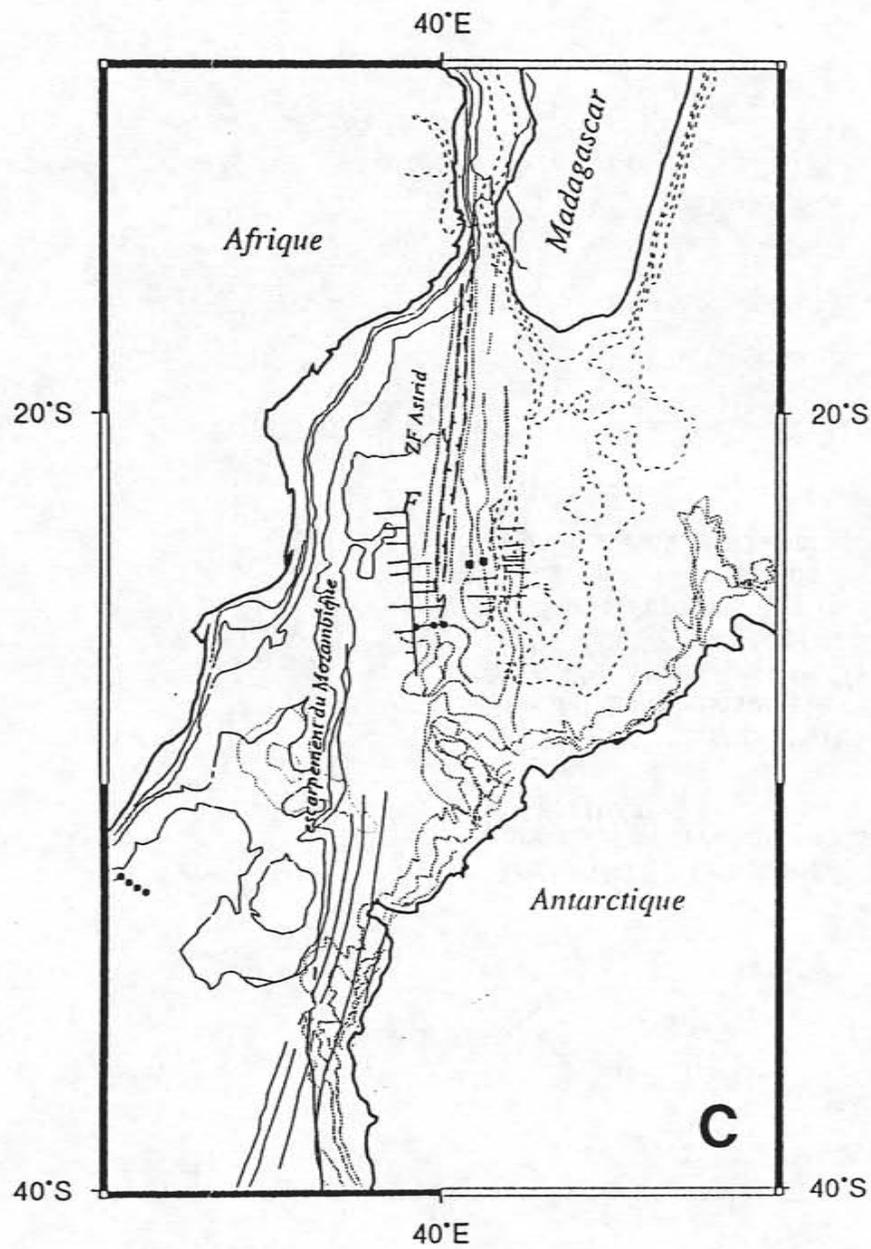
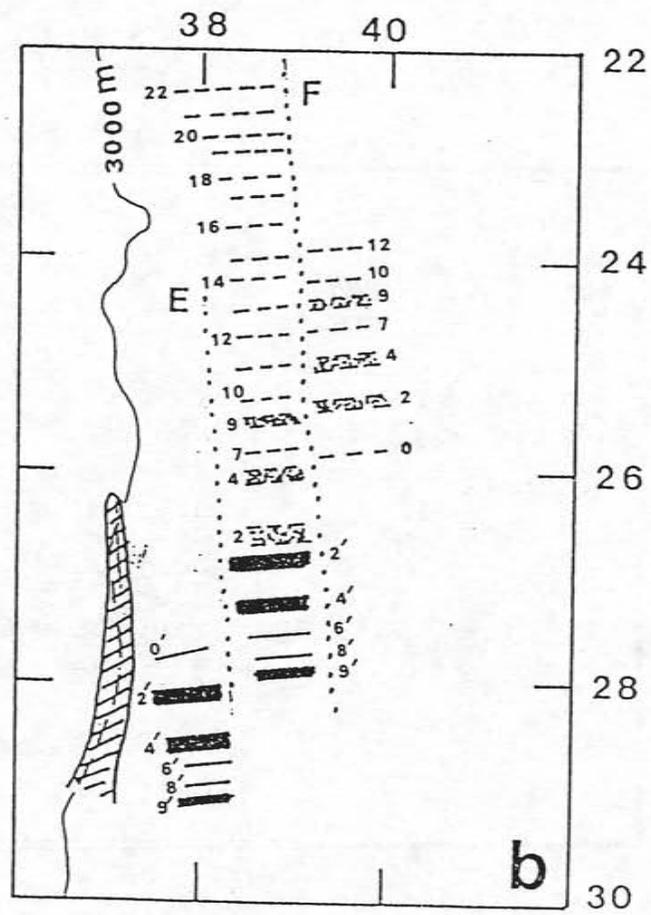
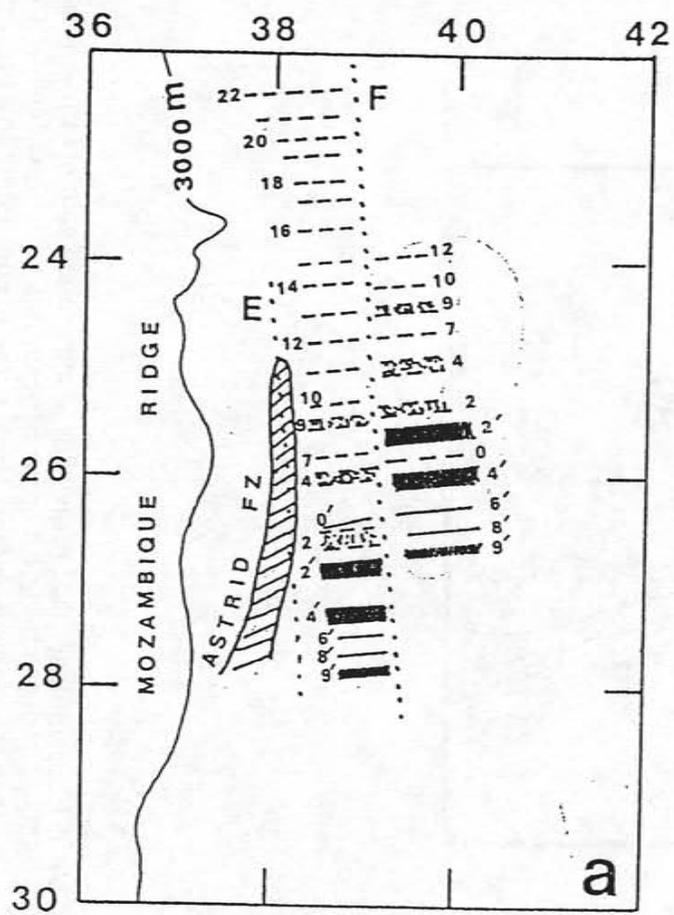


Figure II-25 : Les deux configurations schématiques de l'assemblage des séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques des bassins d'Enderby et du Mozambique d'après Bergh [1987].

II-25-A : Superposition des séquences occidentales du bassin du Mozambique et du bassin d'Enderby entre elles et des séquences orientales entre elles. La zone de fracture d'Astrid se situe à environ 100 km à l'est de l'escarpement du Mozambique.

II-25-B : Superposition de la séquence orientale du bassin d'Enderby à la séquence occidentale du bassin du Mozambique. La zone de fracture d'Astrid se superpose à l'escarpement du Mozambique.



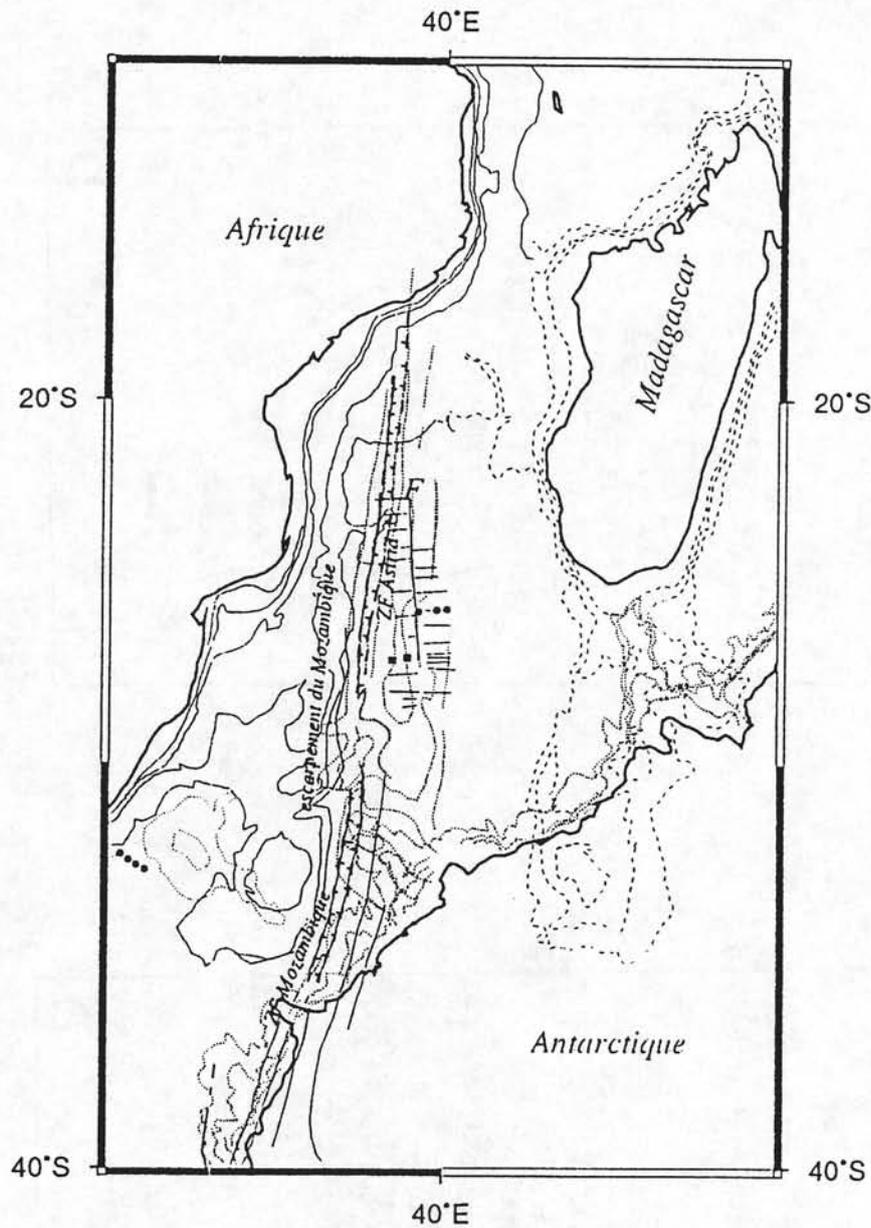


Figure II-26 : L'assemblage des séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques identifiées dans les bassins d'Enderby et du Mozambique proposé dans ce travail. On note la superposition des séquences occidentales du bassin d'Enderby et du bassin du Mozambique entre elles et des séquences orientales entre elles; la zone de fracture d'Astrid s'aligne avec la fracture du Mozambique; la fracture qui décale les deux séquences d'anomalies magnétiques du bassin d'Enderby se superpose à la zone de fracture F de Ségoufin [1981].

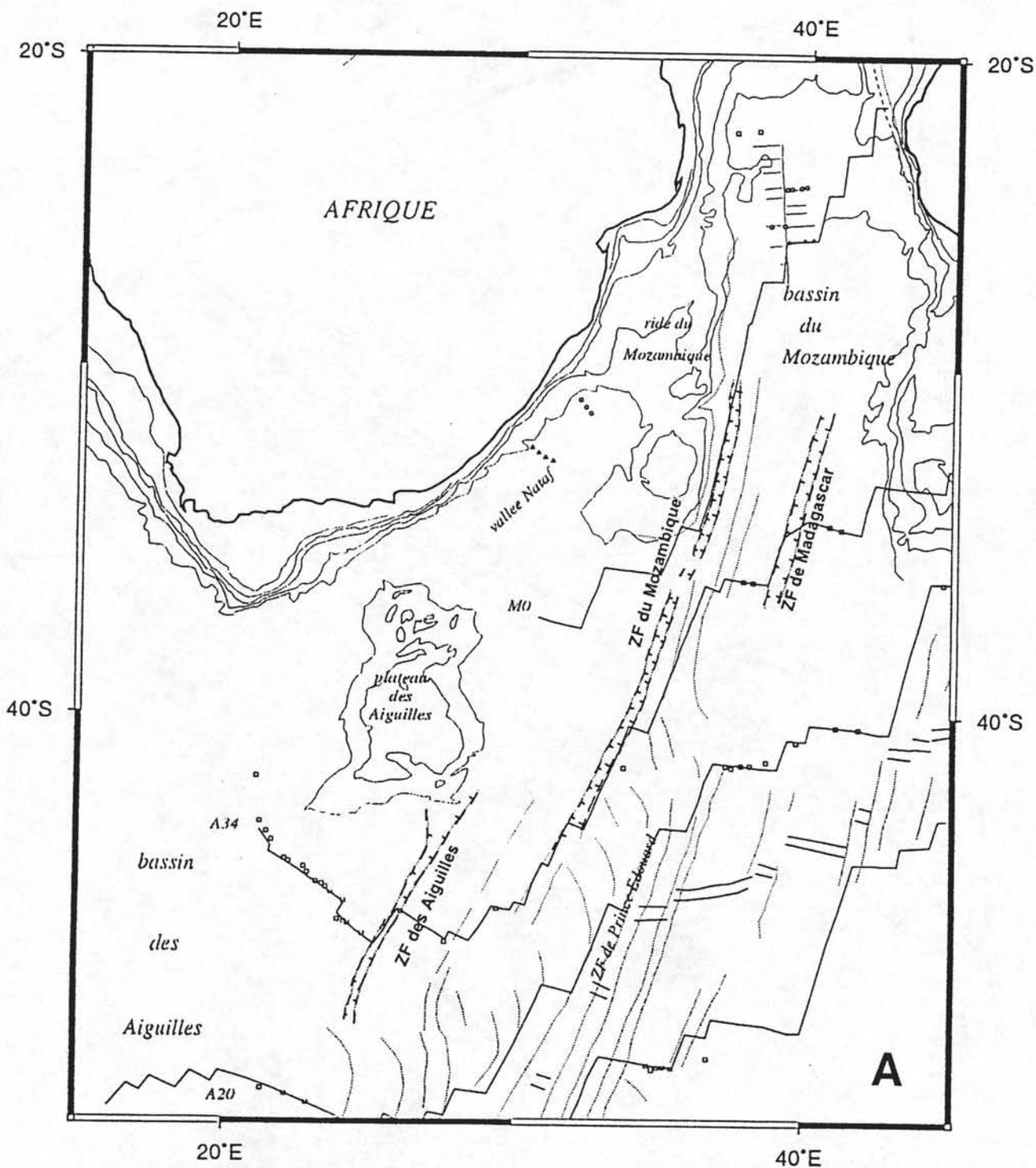


Figure II-27-A : Les principales zones de fracture qui ont fonctionné dans le bassin du Mozambique pendant la période magnétique calme du Crétacé moyen. Ce sont les zones de fracture du Mozambique, de Madagascar et des Aiguilles.

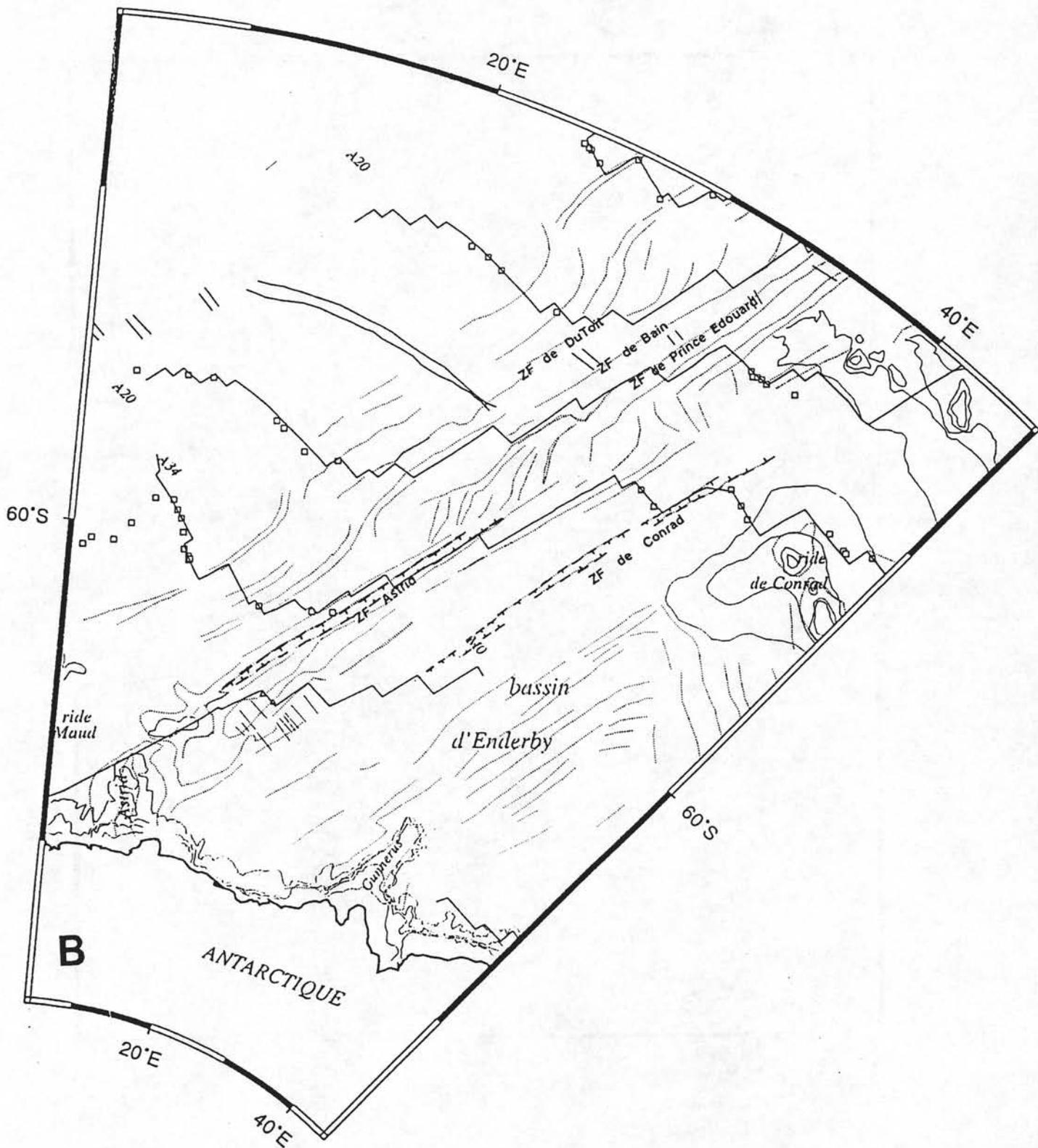


Figure II-27-B : Les principales zones de fracture qui ont fonctionné dans le bassin d'Enderby pendant la période magnétique calme du Crétacé moyen. Ce sont les zones de fracture d'Astrid et de Conrad.

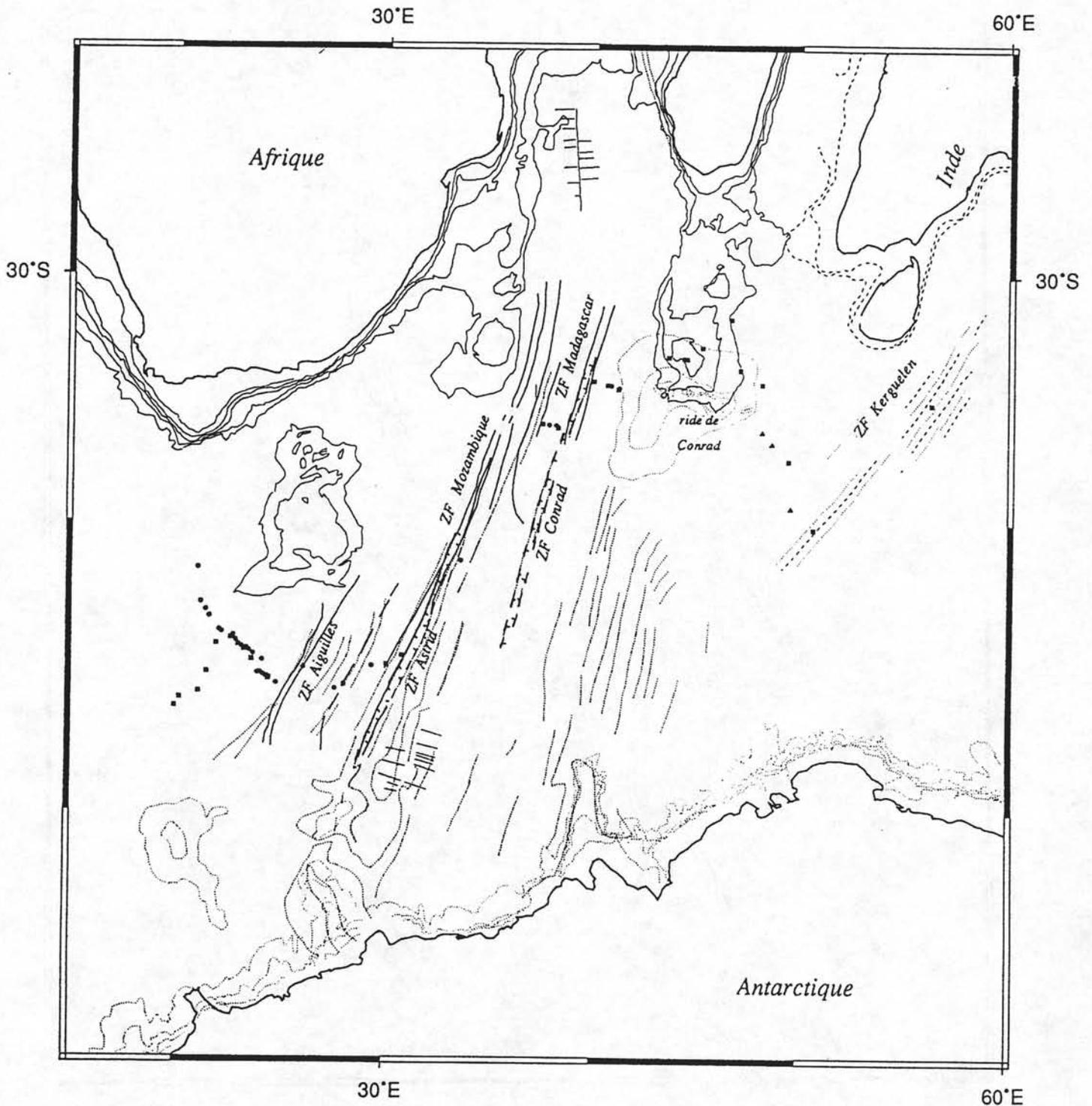


Figure II-28 : La reconstitution de l'océan Indien Occidental à l'époque de l'anomalie 34 de Royer et al. [1988].

-Les principales zones de fracture sont représentées par un tireté : les zones de fracture du Mozambique et d'Astrid s'alignent. De même que les zones de fracture de Madagascar et de Conrad.

-Les anomalies magnétiques 34 liées à l'Afrique sont représentées par des cercles, celles liées à l'Antarctique par des carrés et et celles liées à l'Inde par des triangles.

La représentation des anomalies magnétiques est la même sur les figures qui suivent.

-La partie septentrionale de la ride de Conrad se superpose à la partie méridionale du plateau de Madagascar.

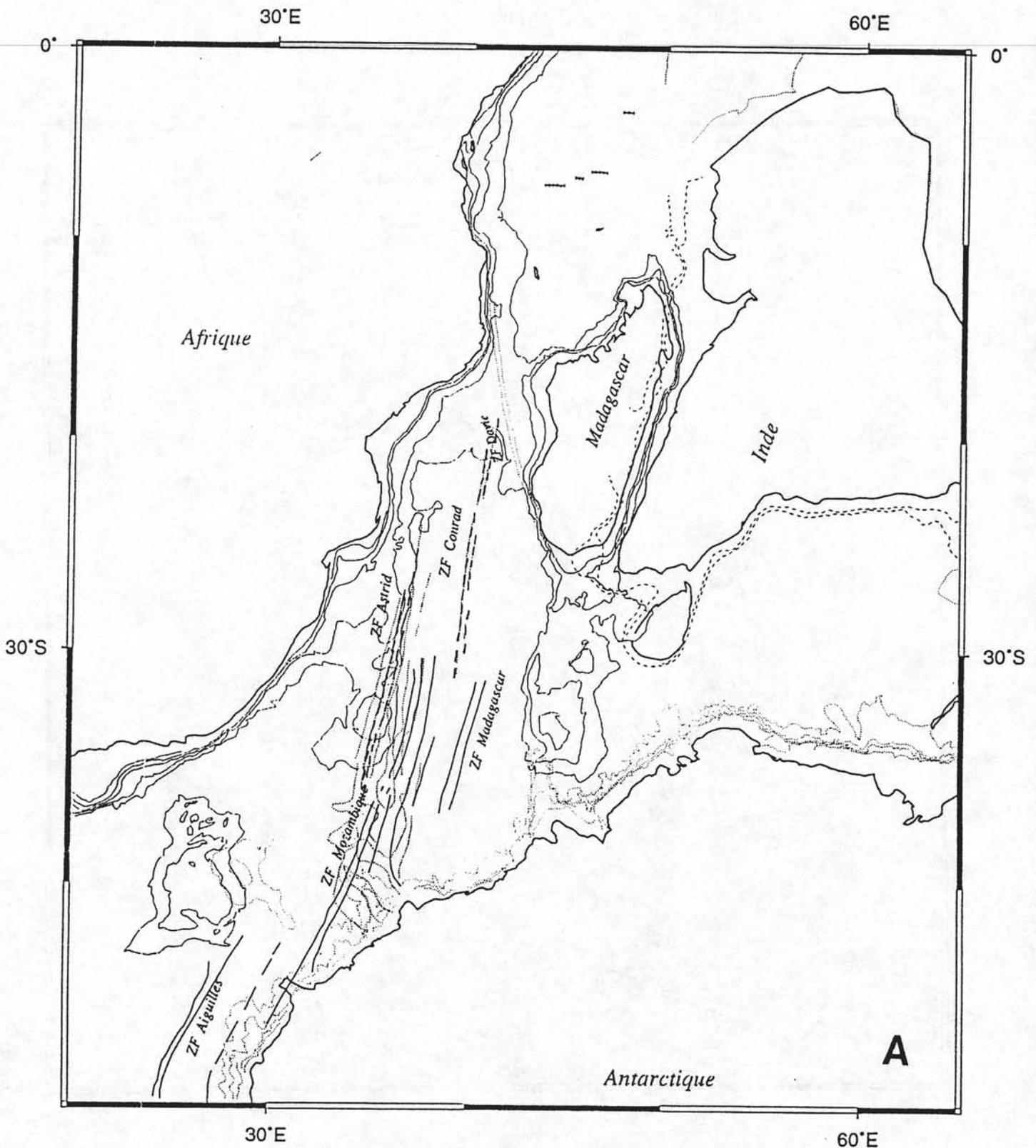


Figure II-29 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Royer et Coffin [1992]. Les anomalies liées à Madagascar sont représentées par des triangles .

II-29-A : Reconstitution il y a 100 Ma :

- La position de l'Inde par rapport à Madagascar montrée sur cette figure est celle utilisée dans notre travail.
- Entre l'Antarctique et l'Afrique, les couples de zones de fracture homologues Madagascar-Conrad et Mozambique-Astrid ne se présentent pas dans le même alignement.

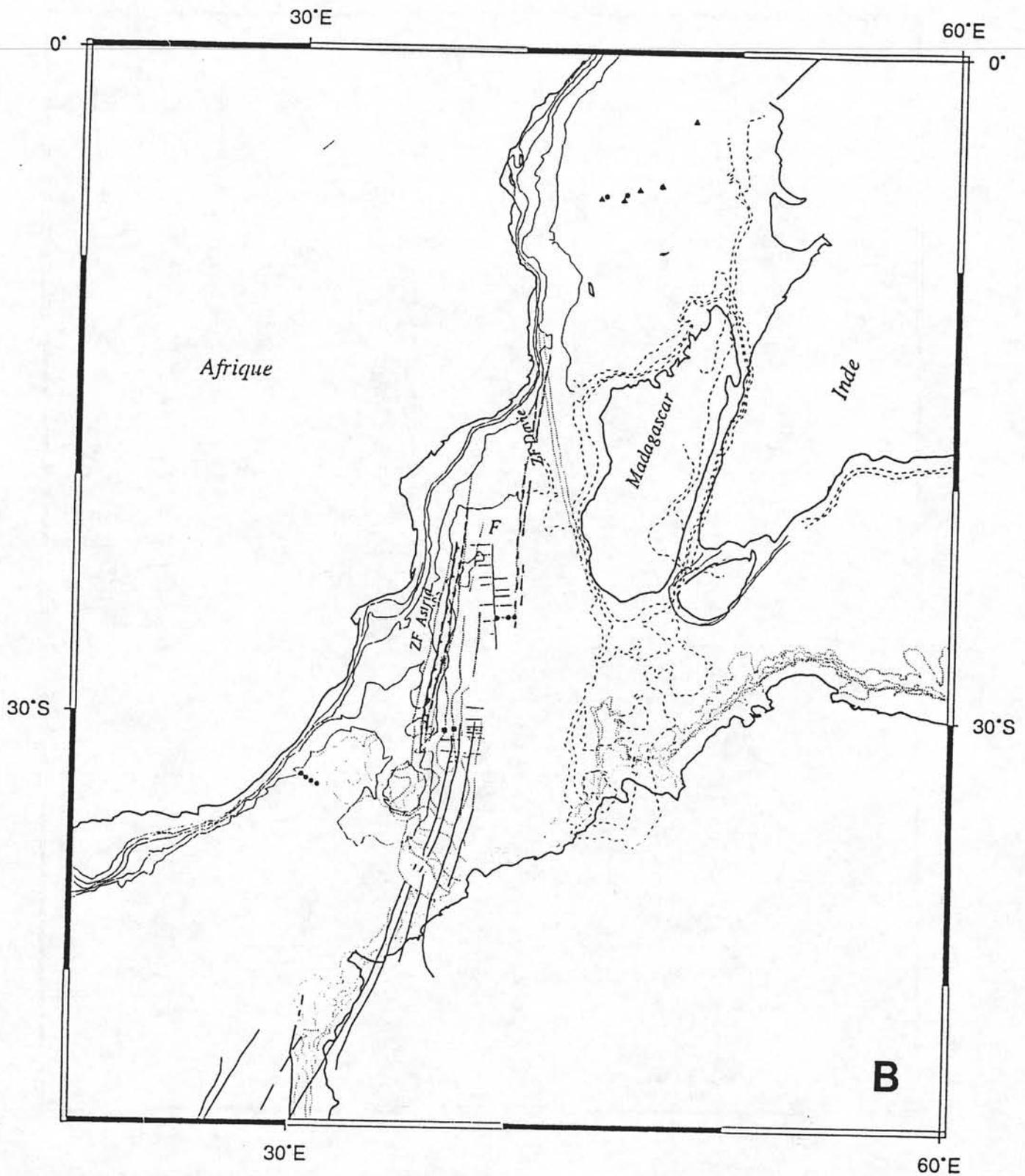


Figure II-29 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Royer et Coffin [1992].

II-29-B : Reconstitution à l'époque de l'anomalie M0 :

Les positions de Madagascar et de l'Inde par rapport à l'Afrique sont celles utilisées dans ce travail.

Entre l'Antarctique et l'Afrique :

-Les anomalies magnétiques M0 du bassin d'Enderby se situent à la latitude 30°S, juste à l'est de la ride du Mozambique.

-La zone de fracture d'Astrid s'aligne avec l'escarpement du Mozambique.

-Les rides d'Astrid et de Maud se situent au sud et au SW du plateau du Mozambique, respectivement.

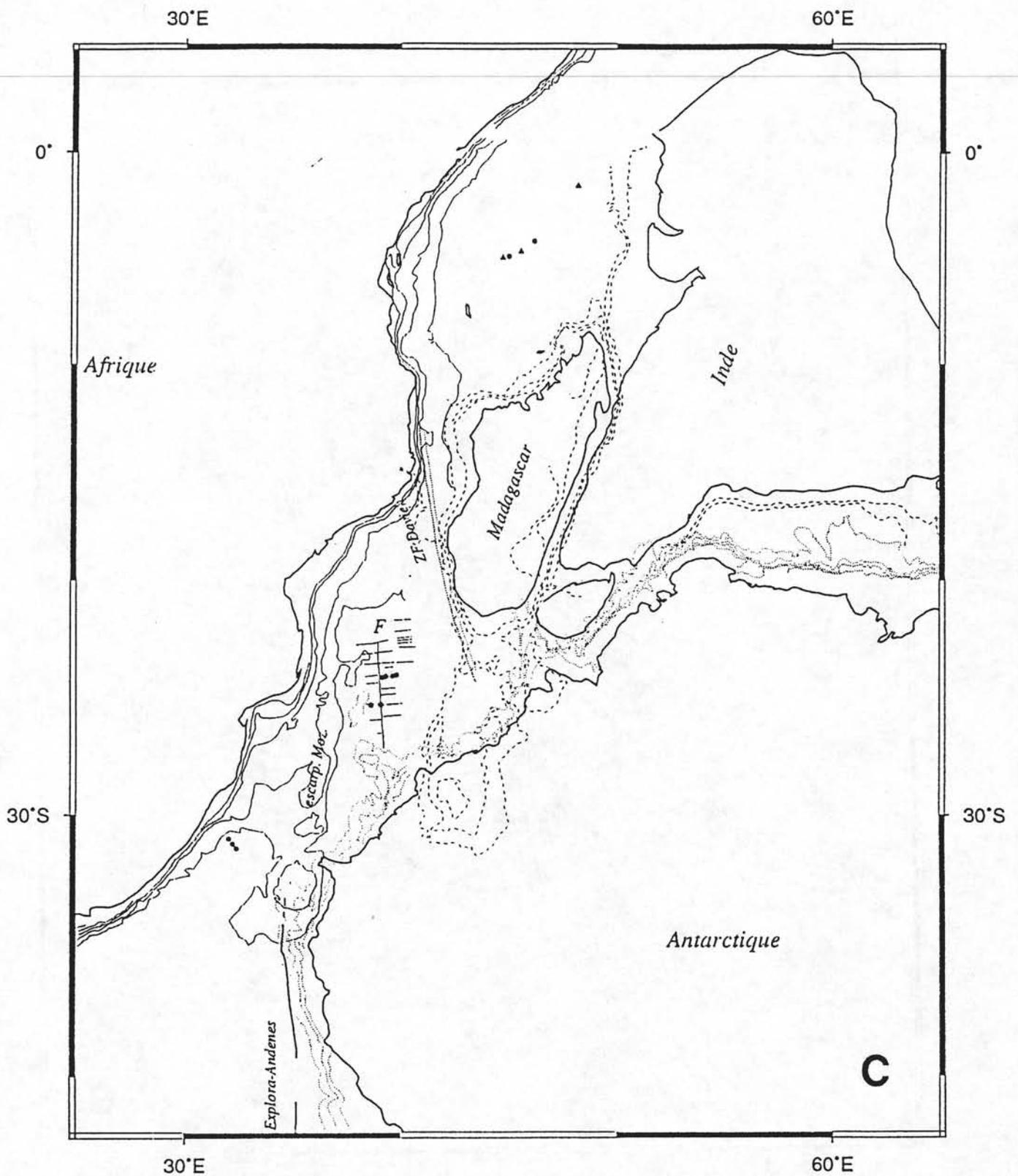


Figure II-29 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Royer et Coffin [1992].

II-29-C : Reconstitution à l'époque de l'anomalie M10 :

Les positions de l'Inde et de Madagascar par rapport à l'Afrique sont celles utilisées dans ce travail.

Entre l'Antarctique et l'Afrique :

- La linéation magnétique M10 de la séquence occidentale du bassin d'Enderby se superpose aux anomalies magnétiques de la séquence orientale du bassin du Mozambique.
- La partie méridionale de la fracture d'Astrid se superpose à la zone de fracture F de Ségoufin [1981].
- La marge orientale de la mer de Weddell se trouve à peu de chose près dans l'alignement de l'escarpement du Mozambique.

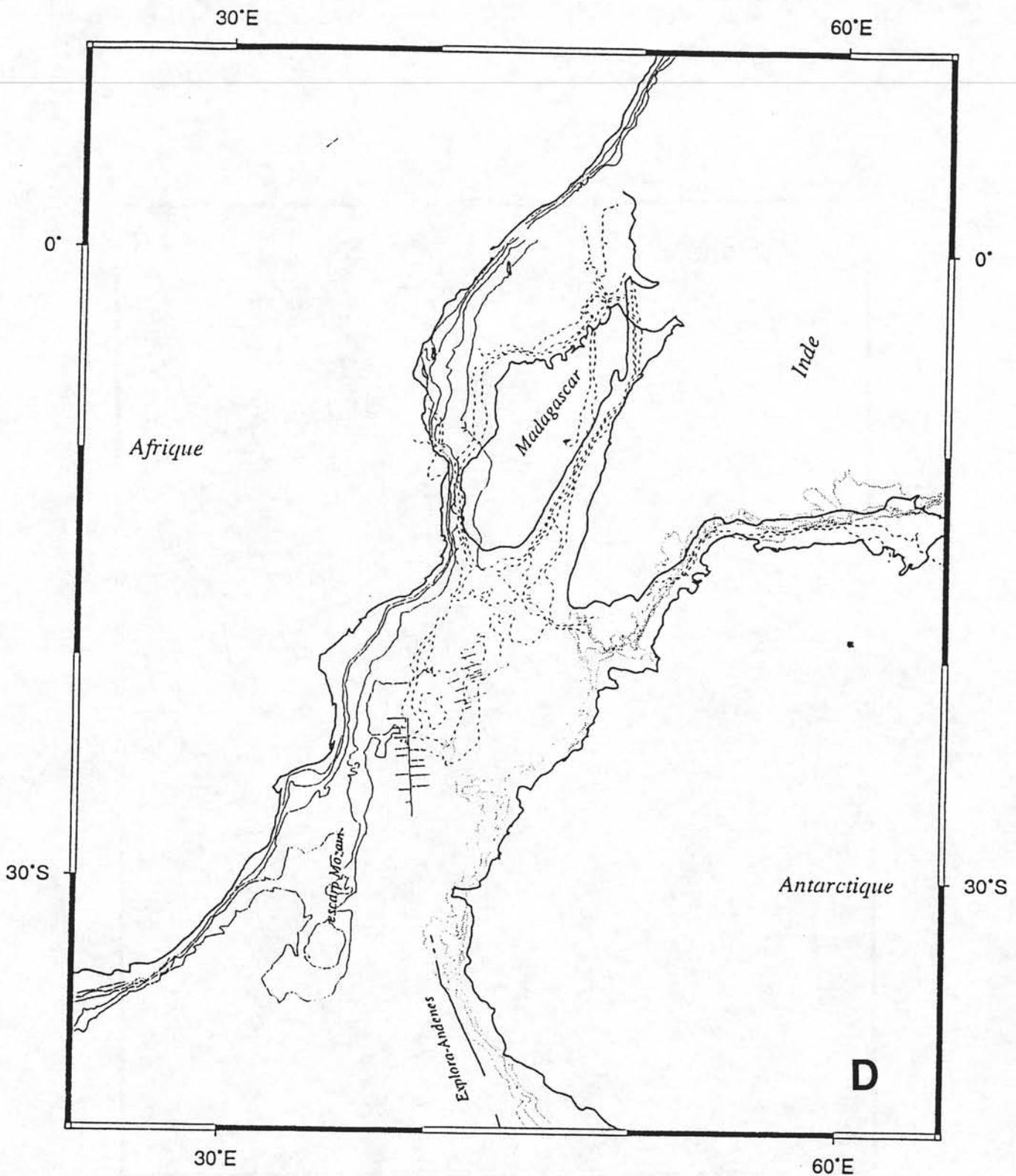


Figure II-29 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Royer et Coffin [1992].

II-29-D : Reconstitution il y a 165 Ma :

La position de Madagascar par rapport à l'Afrique est celle utilisée dans ce travail. Elle est contrôlée par la direction de la zone de fracture de Davie.

Entre Madagascar dans cette position et l'Inde, l'assemblage de leurs marges homologues ne montre pas un parallélisme.

Entre l'Inde et l'Antarctique, l'assemblage morphologique des marges homologues est remarquable.

Entre l'Antarctique et l'Afrique,

- La marge de la Terre de Maud, en regard de la mer de Weddell, se trouve à 350 km à l'est de la ride du Mozambique.

- Les séquences magnétiques mésozoïques du bassin d'Enderby se trouvent au NW des séquences magnétiques mésozoïques du bassin du Mozambique.

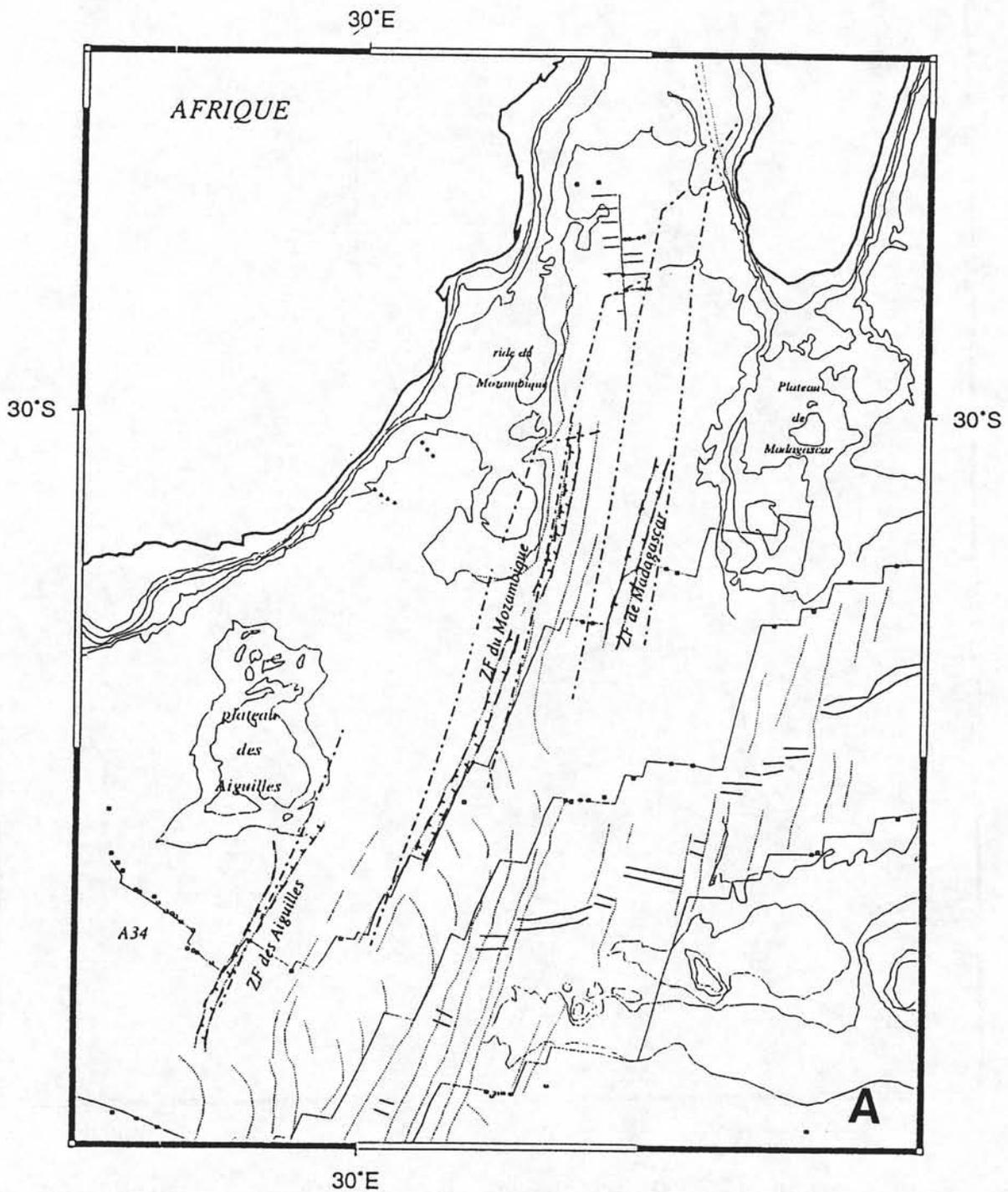
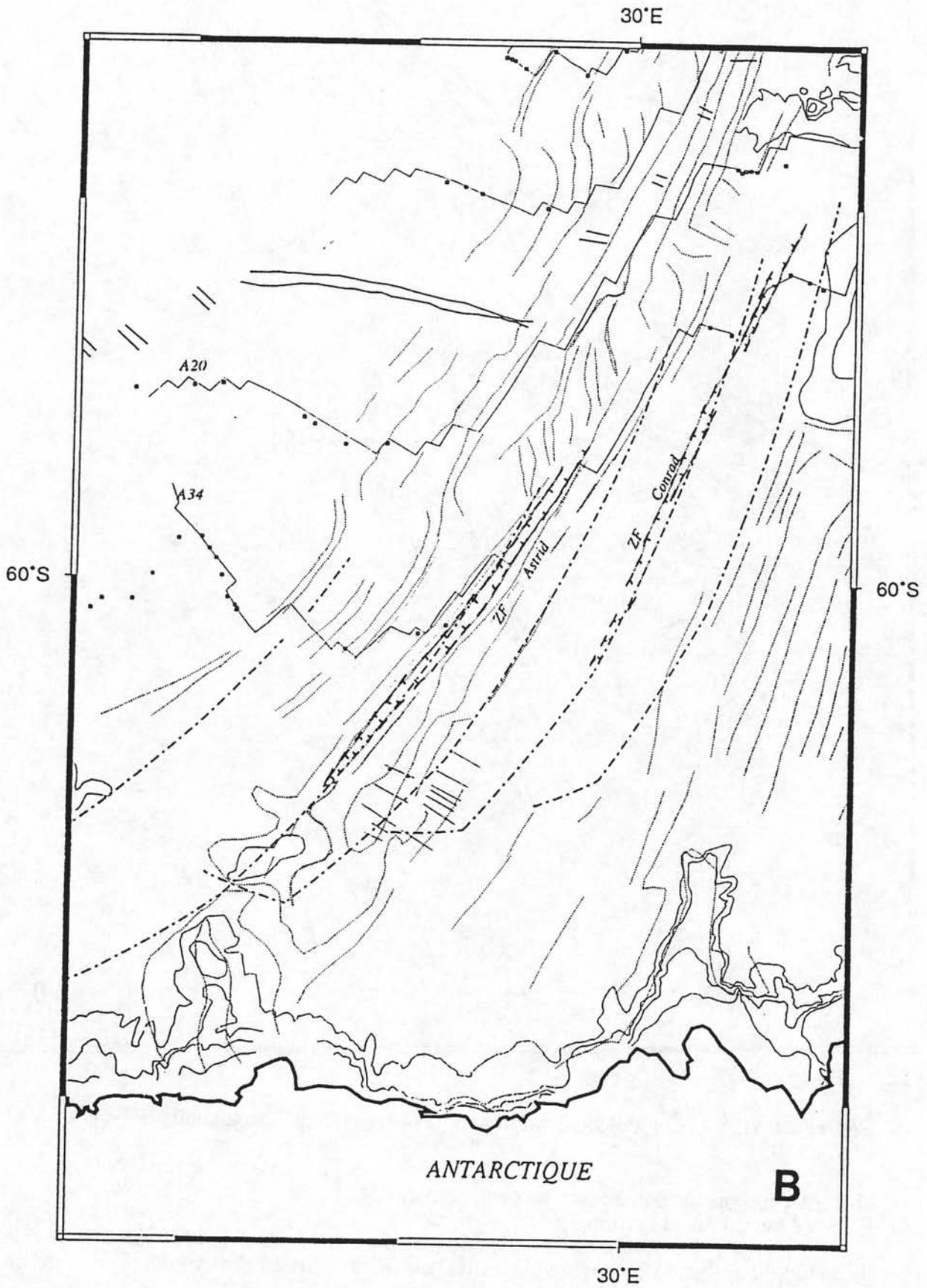


Figure II-30 : les trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque de l'Antarctique par rapport à l'Afrique (figure II-30-A) et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique (figure II-30-B) de Royer et Coffin [1992].

Les trajectoires synthétiques de l'époque anomalie M10-anomalie 34 ne décrivent pas la direction des zones de fracture de Madagascar et du Mozambique du côté de l'Afrique et les fractures d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique.



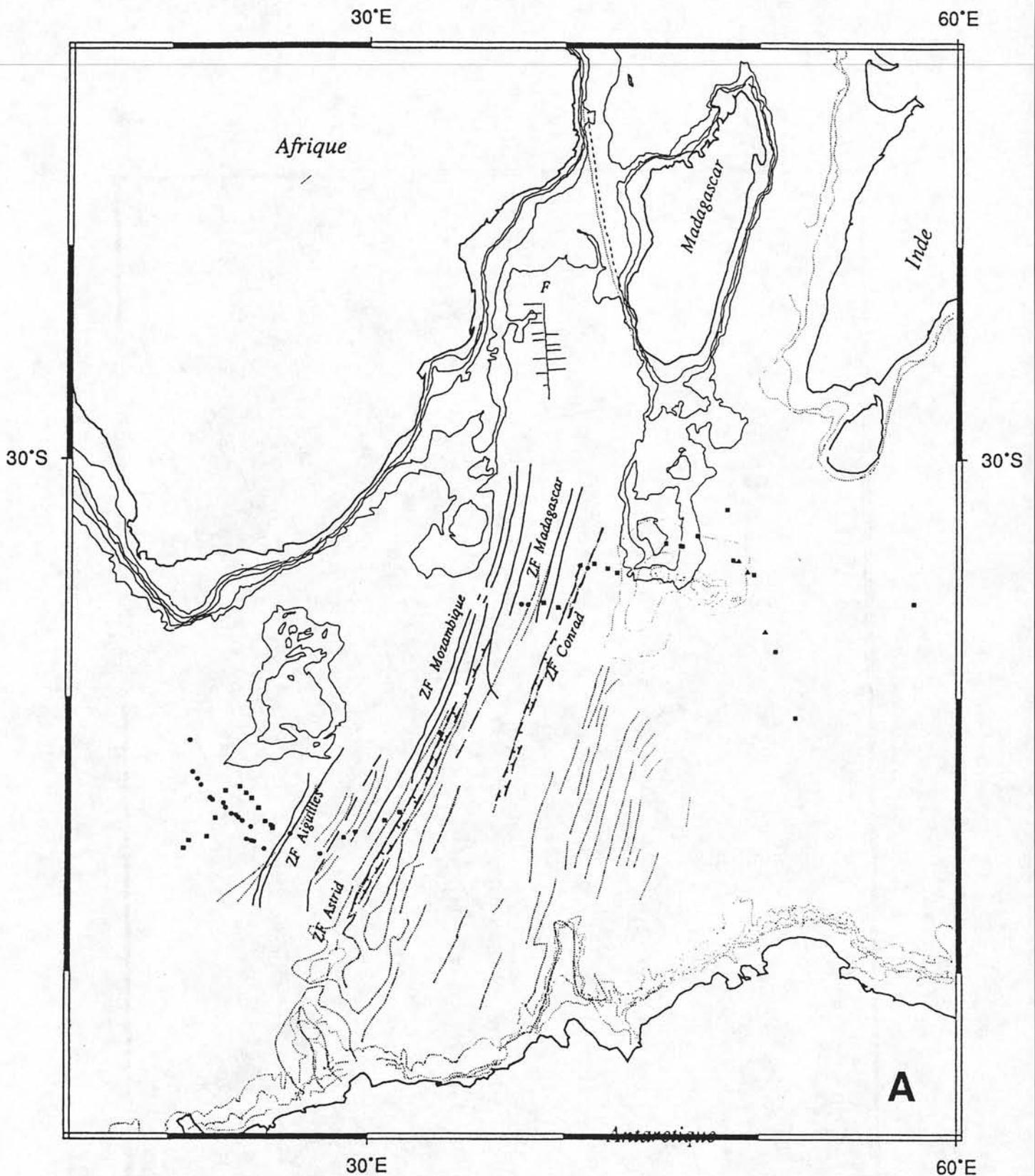


Figure II-31 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Ségoufin et Patriat [1981].

II-31-A : Reconstitution à l'époque de l'anomalie 34.
Entre l'Antarctique et l'Afrique :

- L'assemblage entre les anomalies magnétiques du bassin d'Enderby, au nord de la ride de Maud, et celles du bassin des Aiguilles, au SE du plateau des Aiguilles, montre un recouvrement d'environ 80 km.
- Les zones de fracture d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique ne s'alignent pas avec les zones de fracture du Mozambique et de Madagascar, du côté de l'Afrique, respectivement.
- La ride de Conrad se superpose à la partie méridionale du plateau de Madagascar.

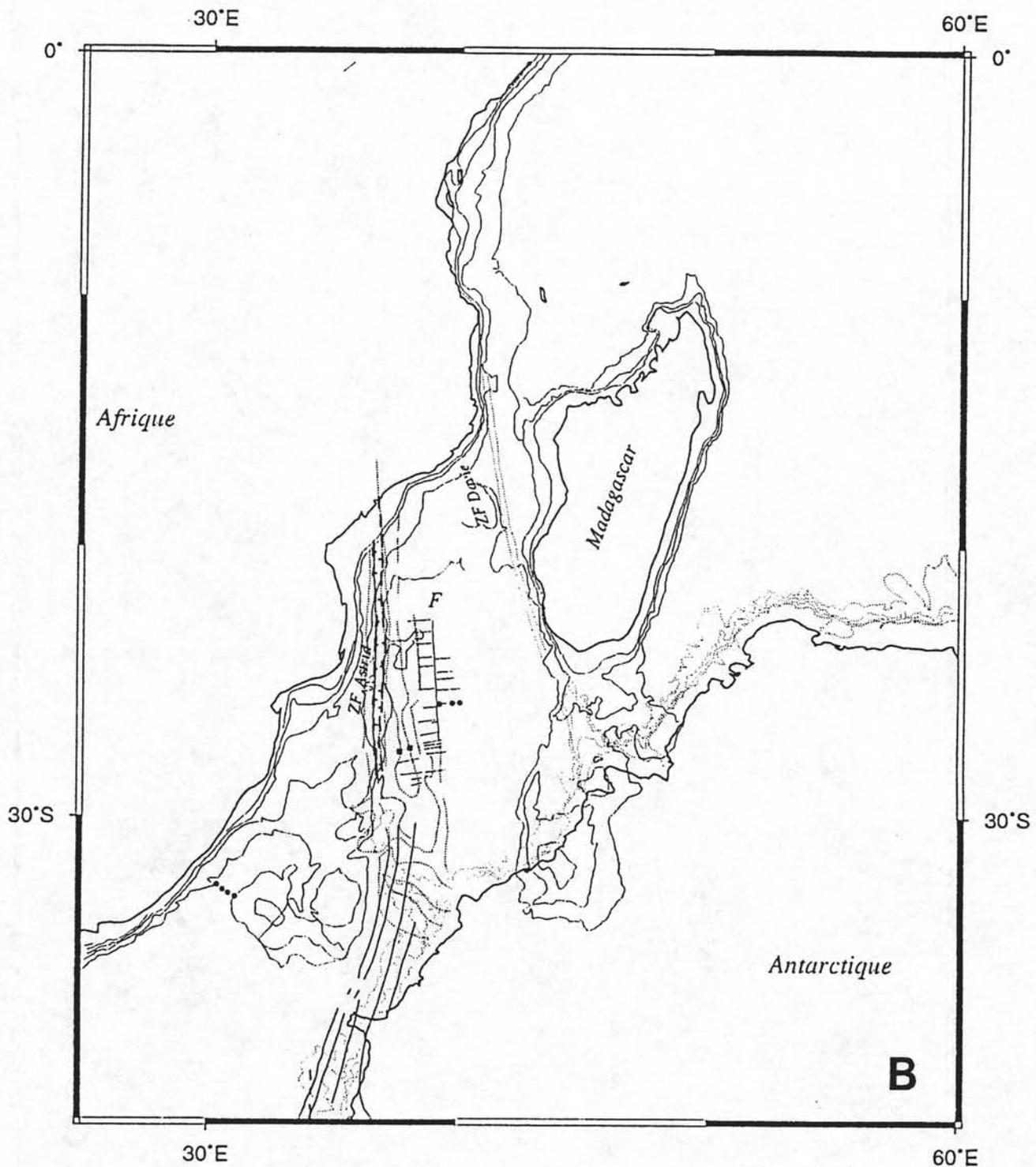


Figure II-31 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Ségoufin et Patriat [1981].

II-31-B : Reconstitution à l'époque de l'anomalie M2.

Entre l'Antarctique et l'Afrique :

- La séquence orientale des anomalies magnétiques mésozoïques du bassin d'Enderby se superpose à la séquence occidentale du bassin du Mozambique.
- La fracture d'Astrid se superpose à l'escarpement du Mozambique.

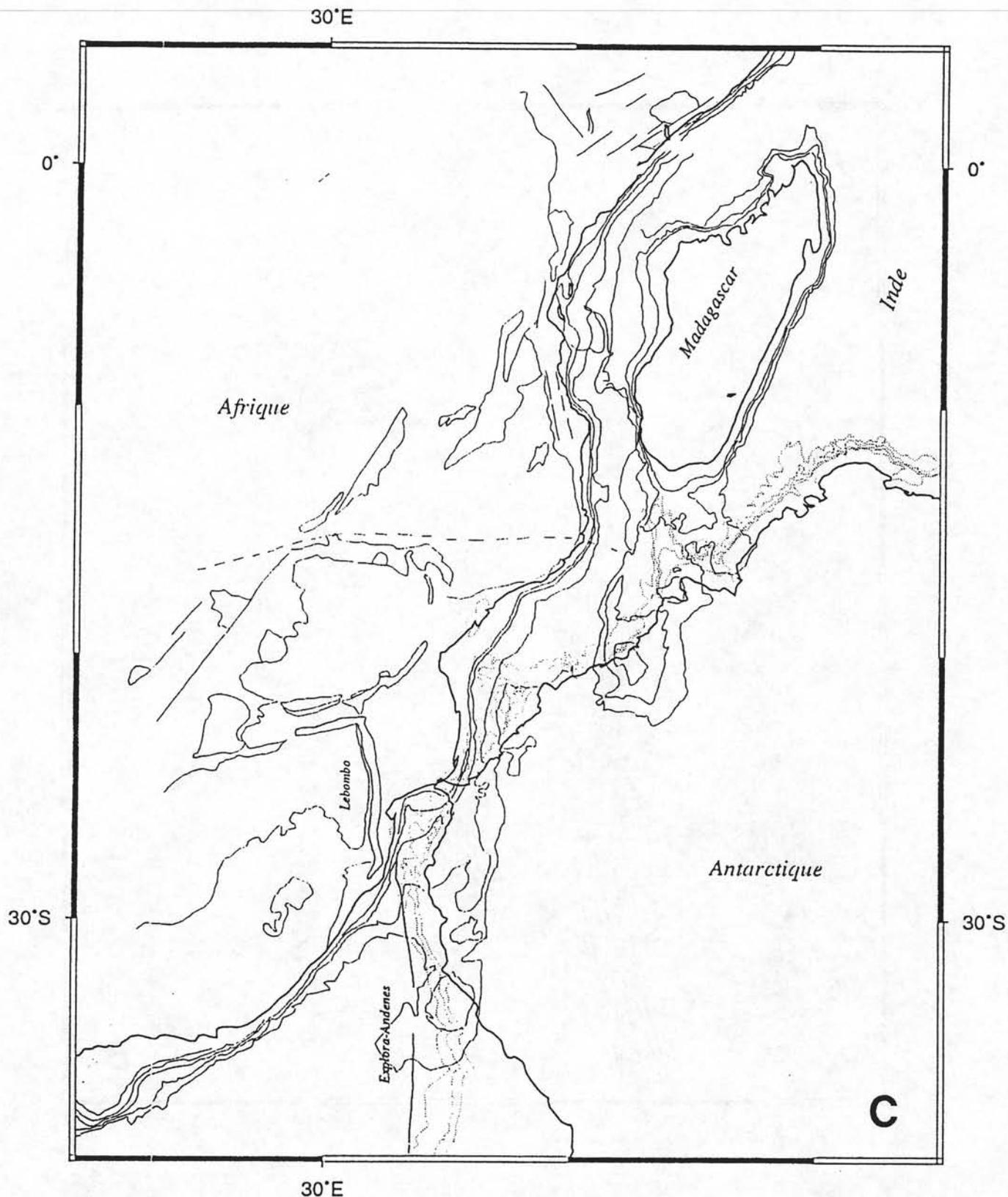


Figure II-31 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Ségoufin et Patriat [1981].

II-31-C : Reconstitution à l'époque de l'anomalie M22.

Entre l'Antarctique et l'Afrique :

- La marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell chevauche la ride continentale du Mozambique.
- L'escarpement d'Explora-Andénès [Hinz, 1981] s'aligne avec la chaîne volcanique du Lebonbo, en Afrique du Sud.

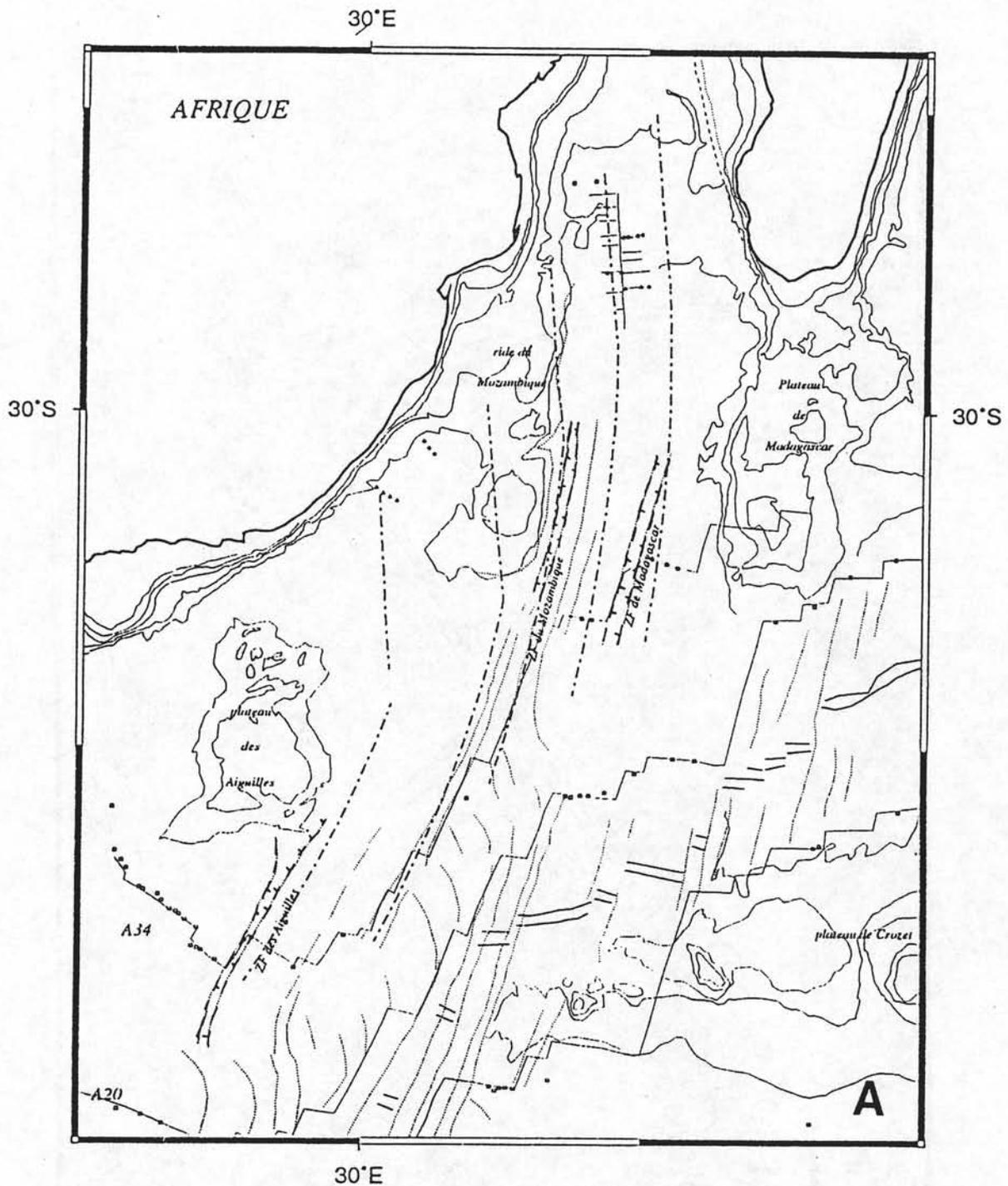
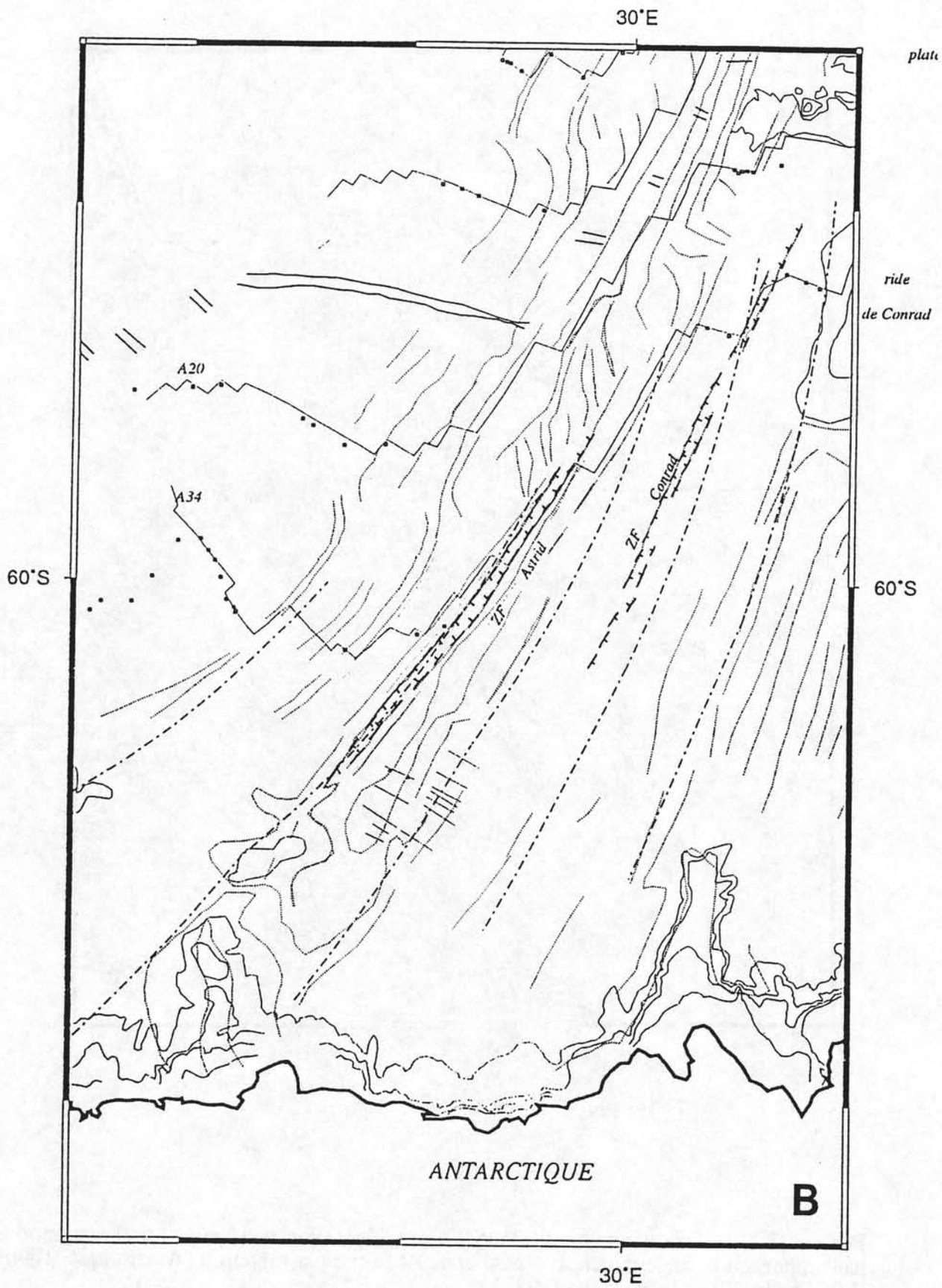


Figure II-32 : Les trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque de l'Antarctique par rapport à l'Afrique (figure II-32-A) et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique (figure II-32-B) de Ségoufin et Patriat [1981].

Pour la période anomalie 34-anomalie M2, ces trajectoires synthétiques sont obliques par rapport aux zones de fracture du Mozambique, de Madagascar du côté de l'Afrique, de Conrad et d'Astrid du côté de l'Antarctique.



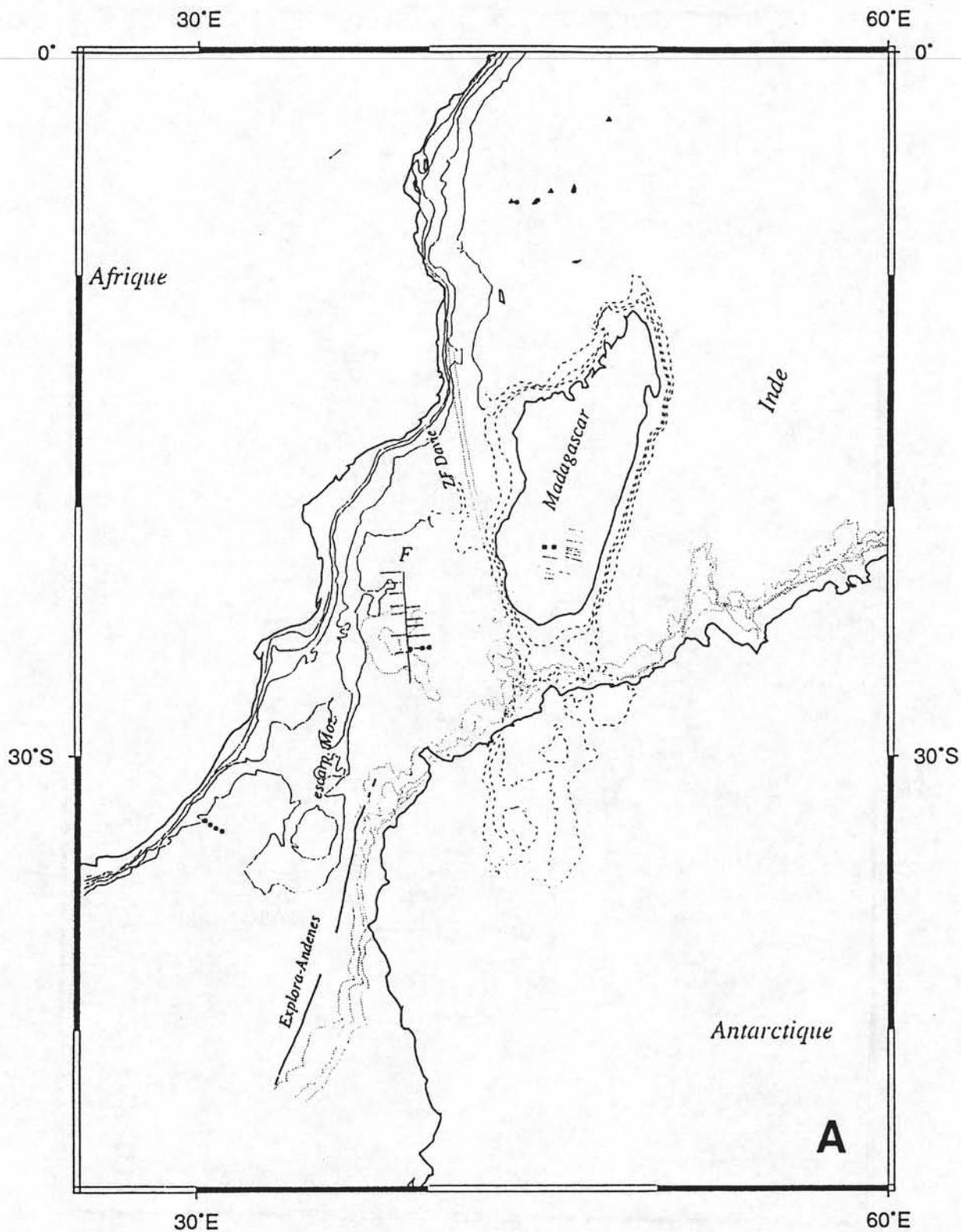


Figure II-33 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Raillard [1991].

II-33-A : Reconstitution à l'époque de l'anomalie M0.

Entre Madagascar et l'Afrique, l'assemblage des anomalies magnétiques est satisfaisant.
Entre l'Antarctique et l'Afrique :

- Les anomalies magnétiques M0 du bassin d'Enderby chevauchent le continent malgache.
- L'escarpement d'Explora-Andénès de la marge orientale de la mer de Weddell s'aligne avec la zone de fracture du Mozambique.
- La ride d'Astrid se trouve à l'ouest de la partie septentrionale du plateau de Madagascar. Ces deux structures sont considérées par cet auteur comme homologues.
- La zone de fracture d'Astrid se retrouve dans le prolongement vers le NNE de la fracture de Madagascar.

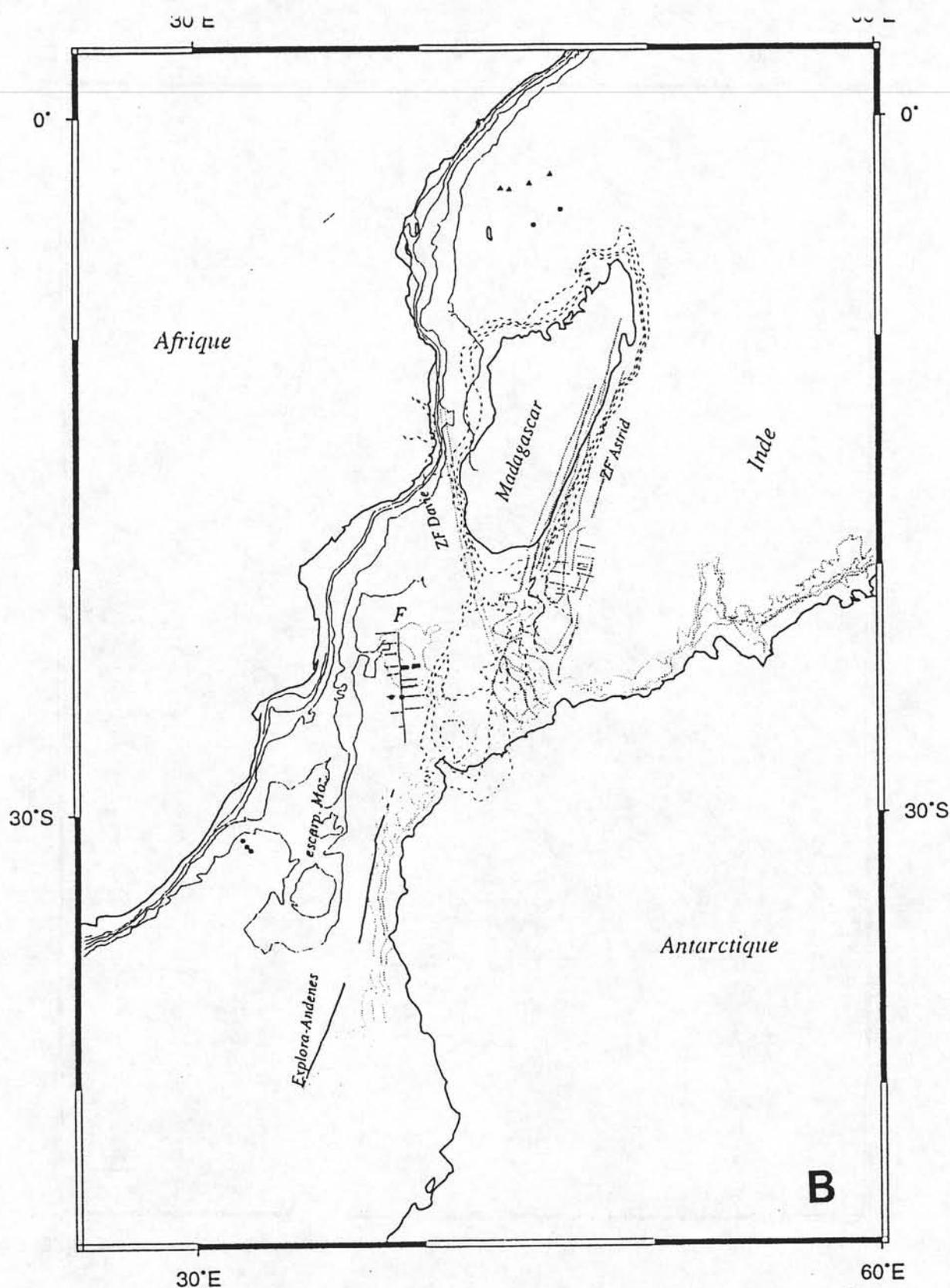


Figure II-33 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Raillard [1991].

II-33-B : Reconstitution à l'époque de l'anomalie M10.

Entre Madagascar et l'Afrique, l'assemblage des anomalies magnétiques homologues M10, montre un recouvrement d'environ 150 km.

Entre l'Antarctique et l'Afrique :

- Les linéations magnétiques mésozoïques du bassin d'Enderby se retrouvent au SE du continent malgache, entre l'Inde et l'Antarctique.
- L'escarpement d'Explora-Andénès ne s'aligne pas avec la zone de fracture du Mozambique comme pour l'époque de l'anomalie M0; il se retrouve décalé plus vers l'est.
- La zone de fracture d'Astrid s'aligne avec l'escarpement de la marge orientale de Madagascar.

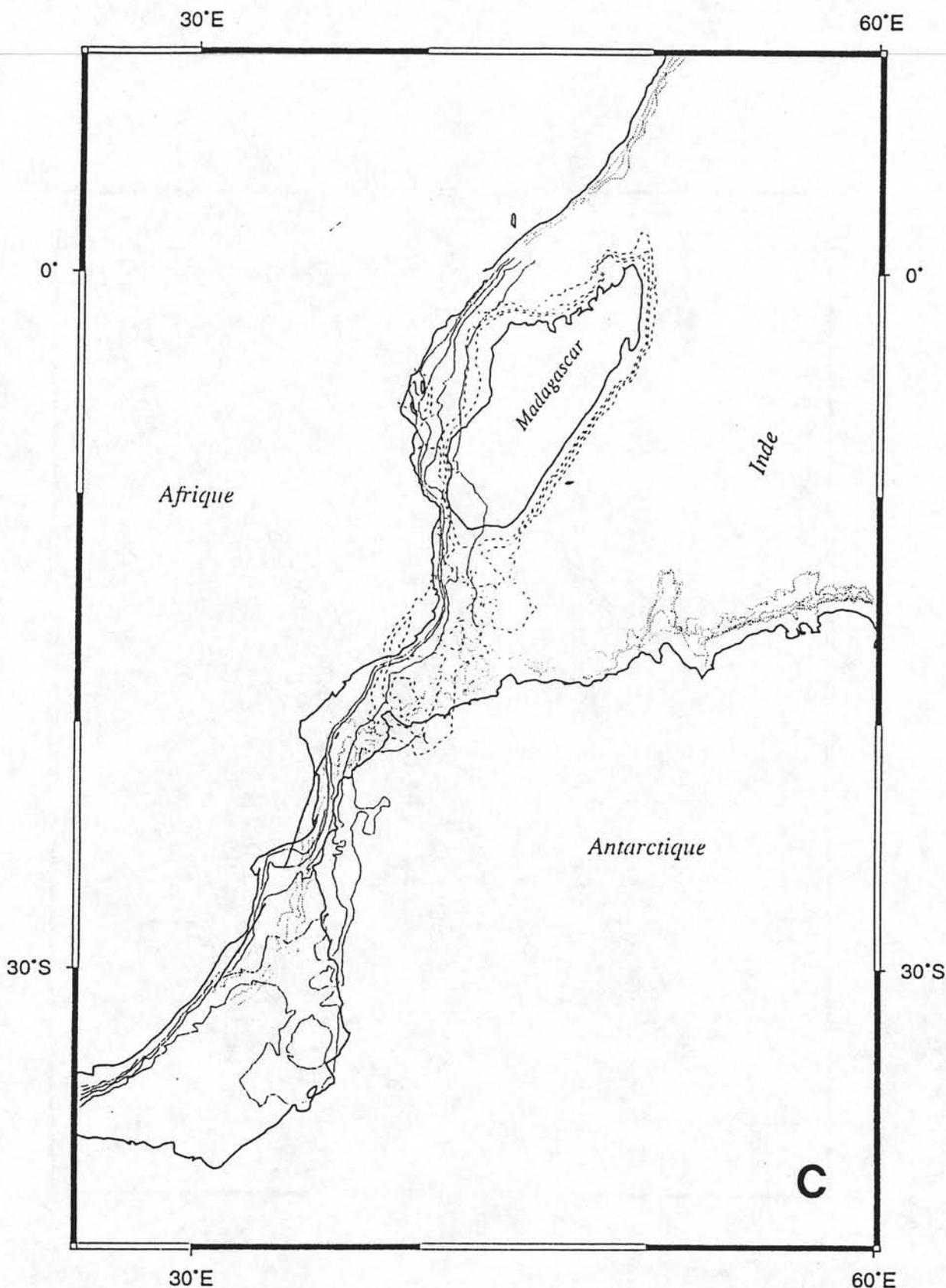


Figure II-33 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Raillard [1991].

II-33-C : Reconstitution Initiale

Entre l'Antarctique et l'Afrique, la marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell serait l'homologue de la ride continentale du Mozambique.
 Entre Madagascar et l'Afrique, l'assemblage des lignes de côte de Madagascar et de l'Afrique montre une lacune de 300 km au centre, et une autre lacune encore plus importante au nord.

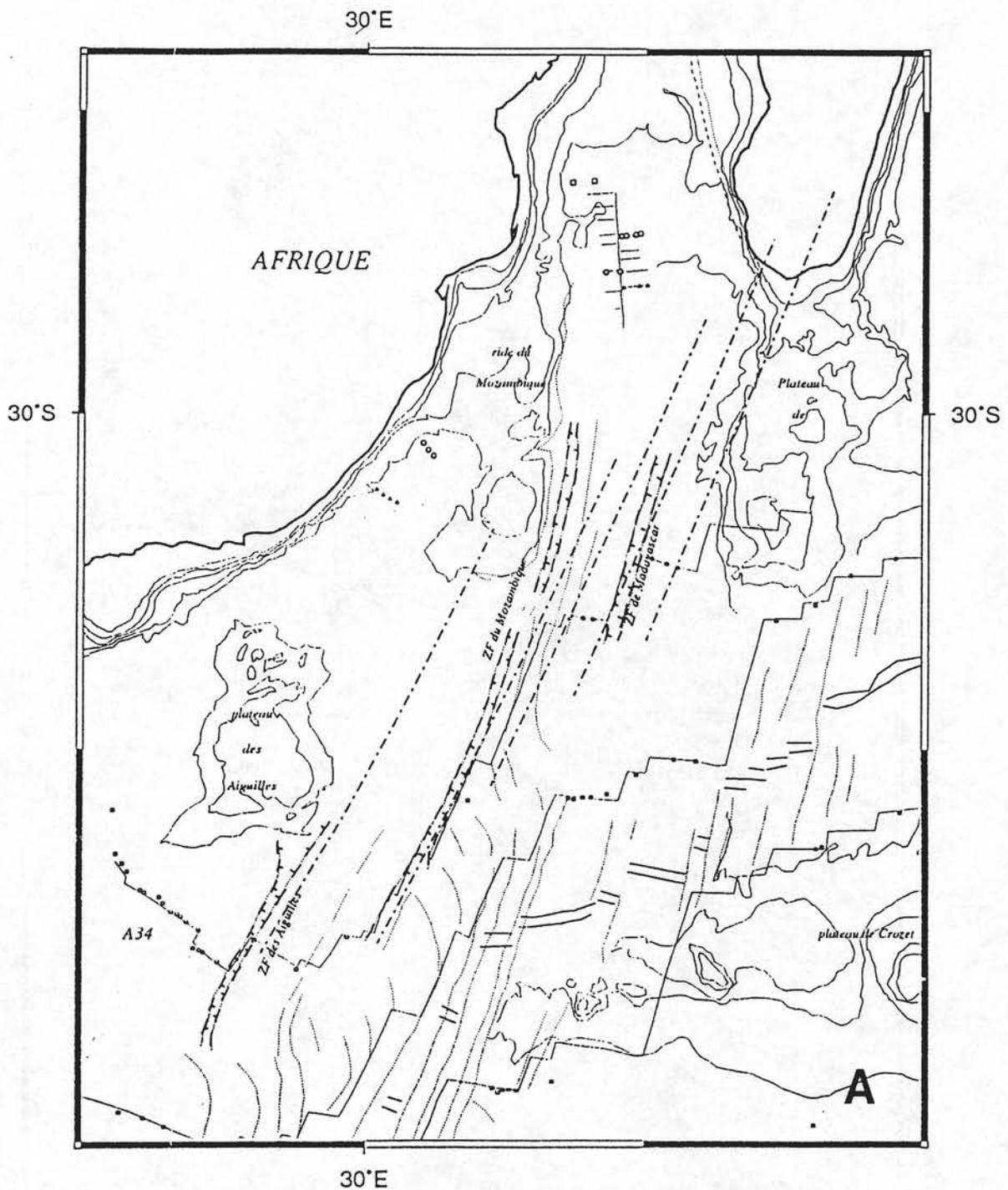
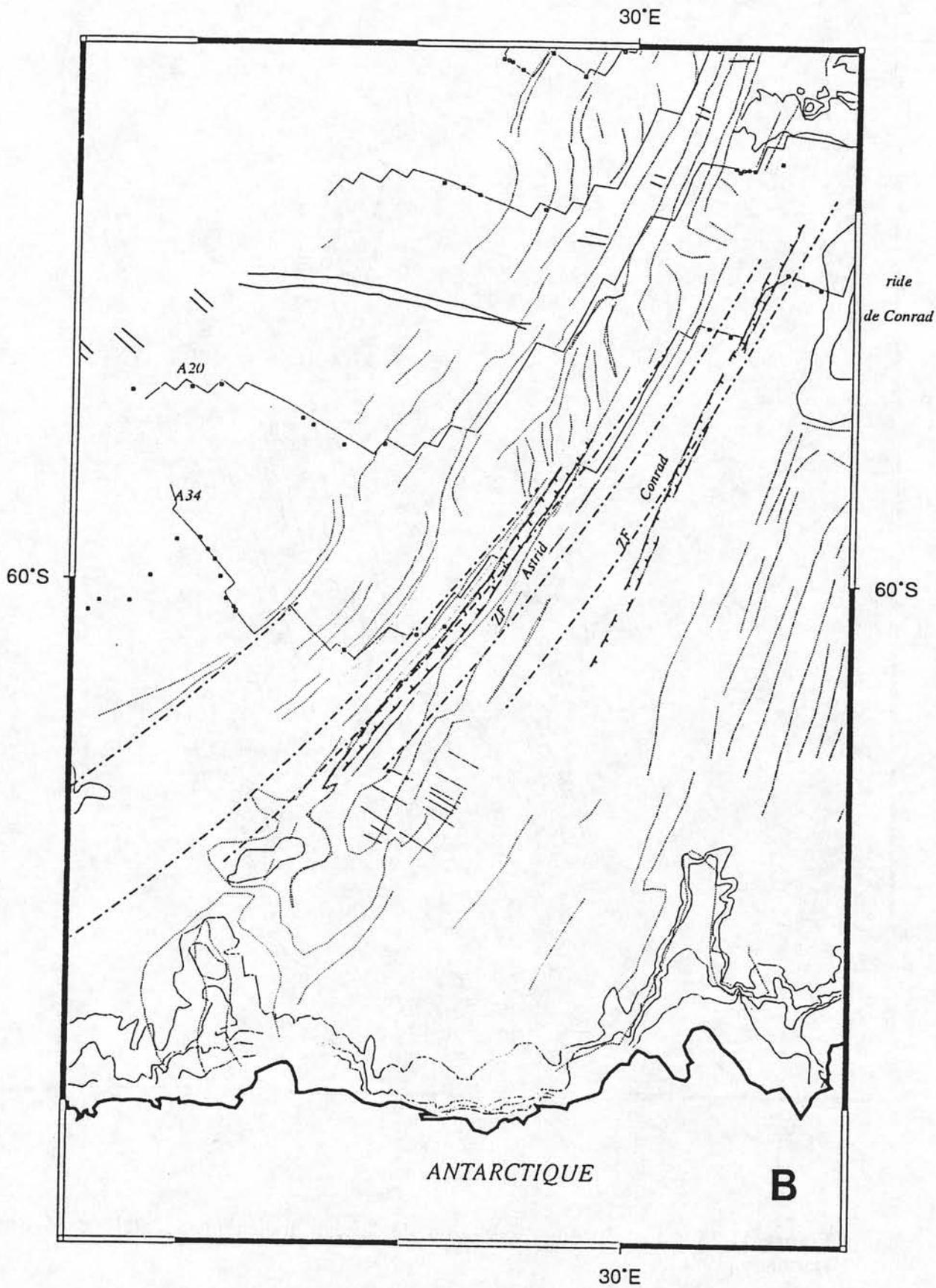


Figure II-34 : Les trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque de l'Antarctique par rapport à l'Afrique (figure II-34-A) et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique (figure II-34-B) de Raillard [1991].

Entre l'époque de l'anomalie M10 et l'époque de l'anomalie 34, les trajectoires synthétiques sont obliques par rapport aux principales zones de fracture qui ont fonctionné pendant cette période : les fracture du Mozambique et de Madagascar du côté de l'Afrique, et les fractures d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique.



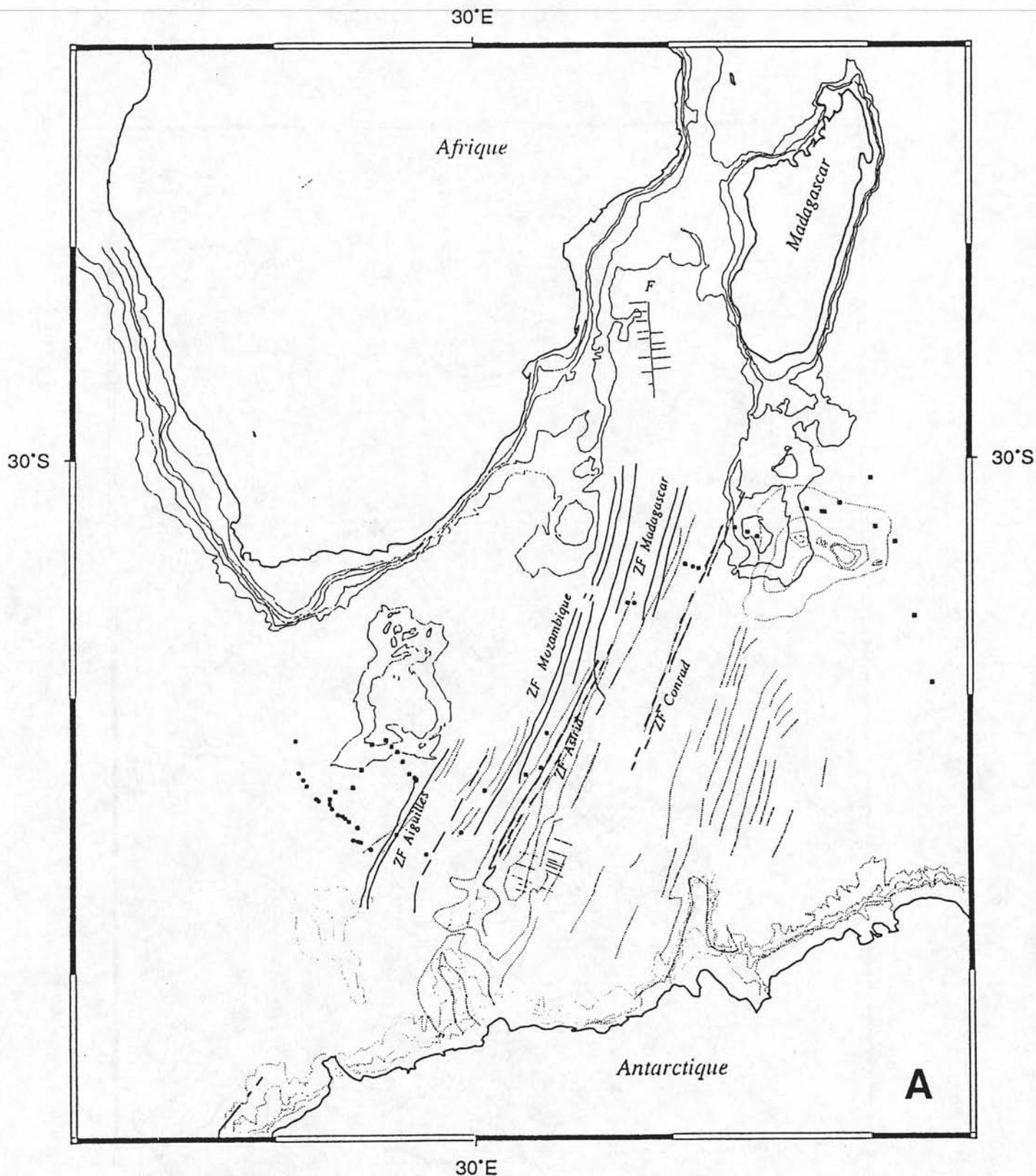


Figure II-35 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Martin et Hartnady [1986].

II-35-A : Reconstitution à l'époque de l'anomalie 34. L'assemblage des anomalies magnétiques identifiées dans le bassin d'Enderby et celles identifiées dans le bassin des Aiguilles montre un recouvrement de 300 km.

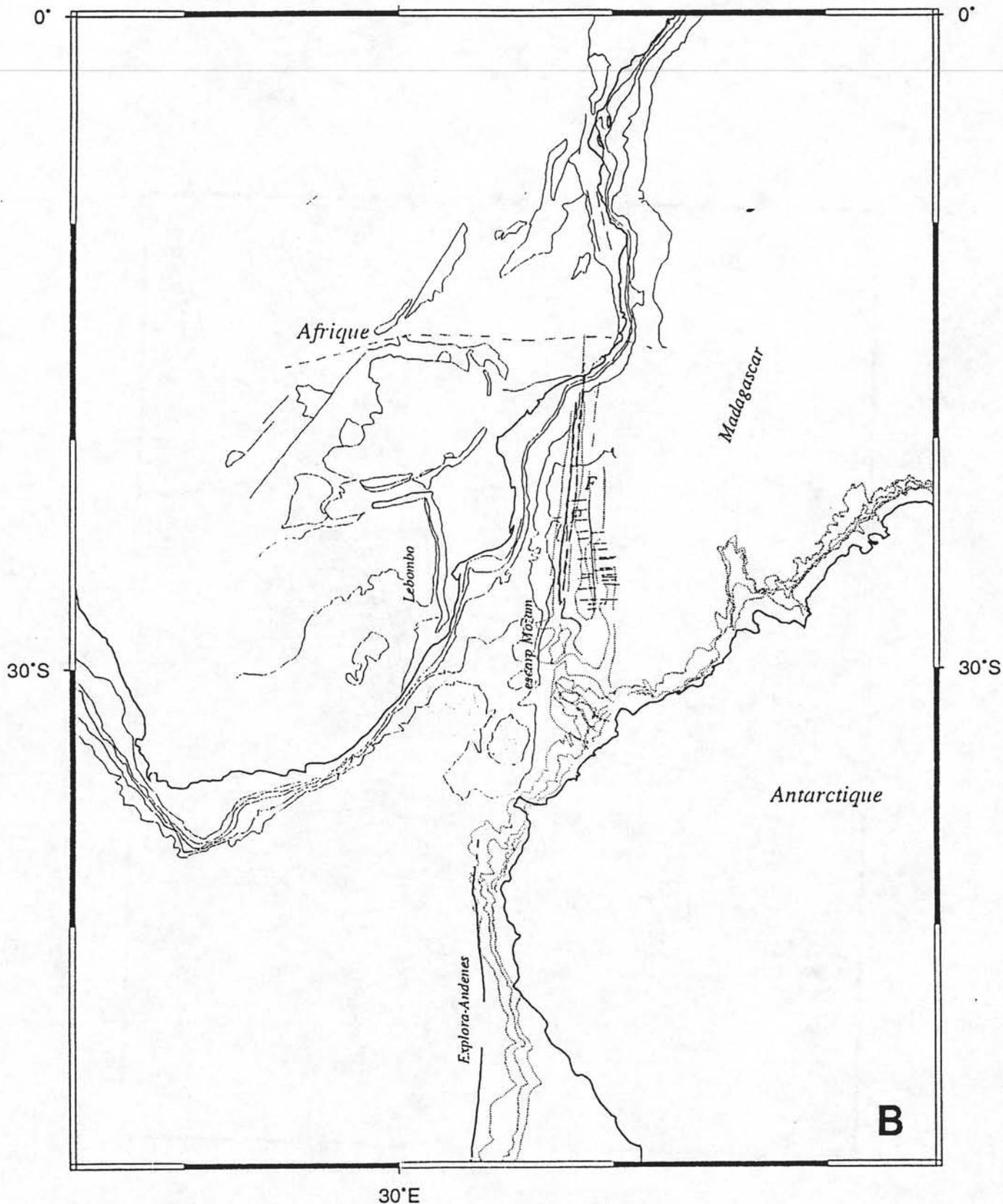


Figure II-35 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Martin et Hartnady [1986].

II-35-B : Reconstitution à l'époque de l'anomalie M2.

-Les séquences occidentales des bassins du Mozambique et d'Enderby se superposent entre elles et les séquences orientales entre elles. L'Antarctique se trouve décalé de 100 km vers l'est et de 400 km vers le nord par rapport à la position de Royer et Coffin [1992].

-Les escarpements d'Explora-Andénès et du Mozambique ne se présentent pas dans l'alignement l'un de l'autre.

-La fracture d'Astrid est considérée comme l'homologue d'une fracture située à 100 km, à l'est de l'escarpement du Mozambique [zone de fracture E de Ségoufin, 1978].

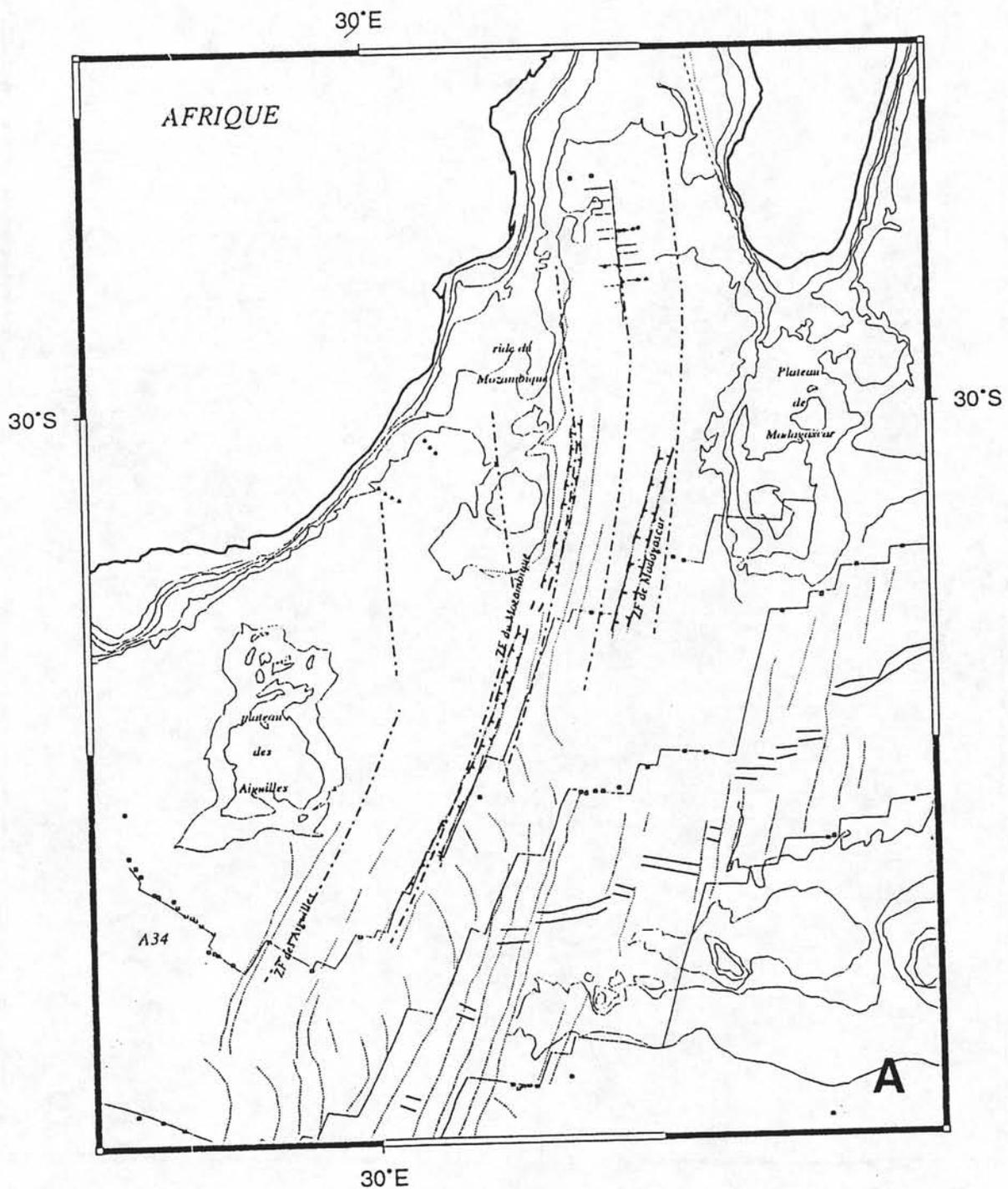
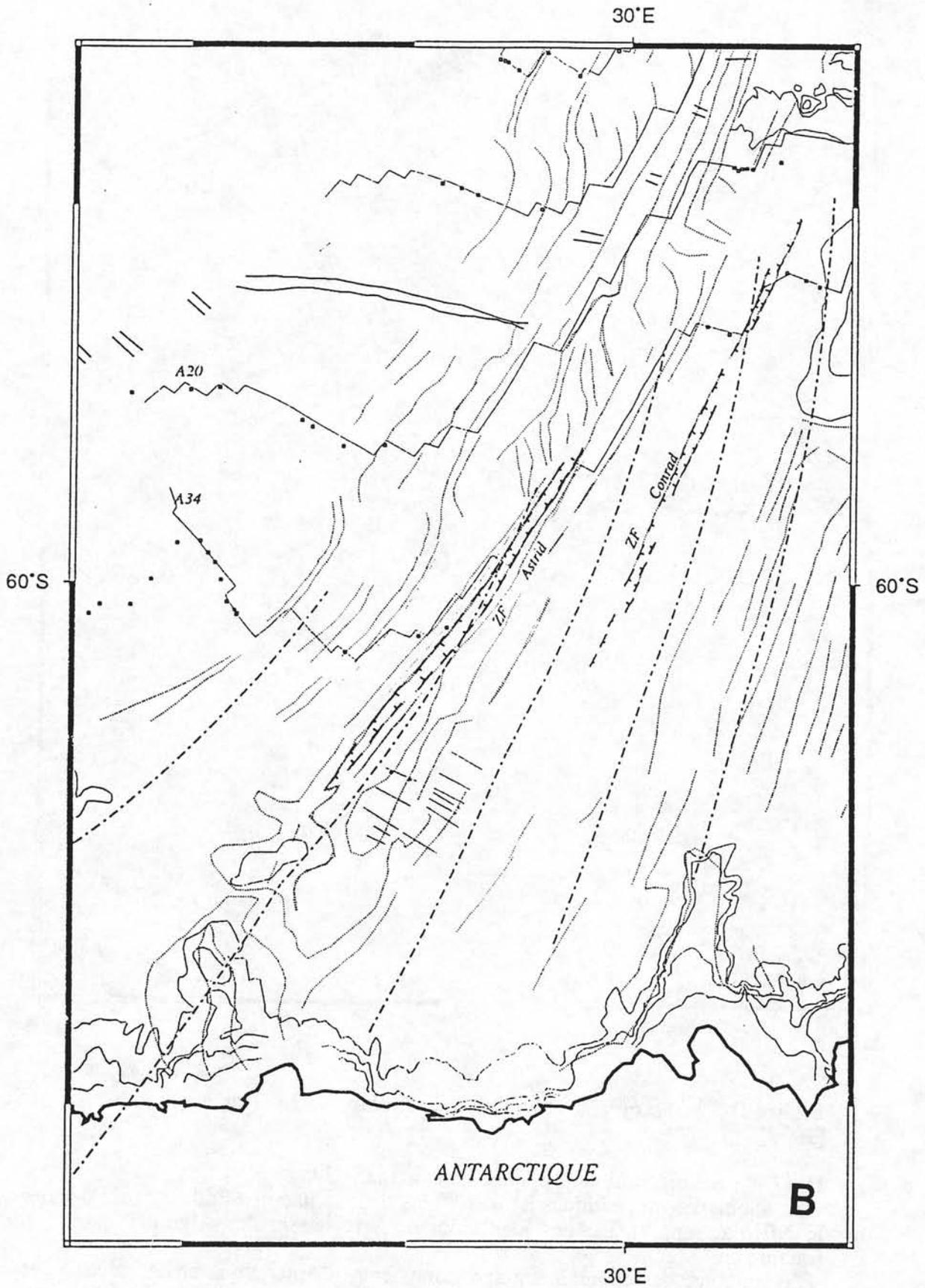


Figure II-36 : Les trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque de l'Antarctique par rapport à l'Afrique (figure II-36-A) et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique (figure II-36-B) de Martin et Hartnady [1986].

Ces trajectoires synthétiques sont obliques par rapport aux zones de fracture du Mozambique, de Madagascar, de Conrad et d'Astrid.



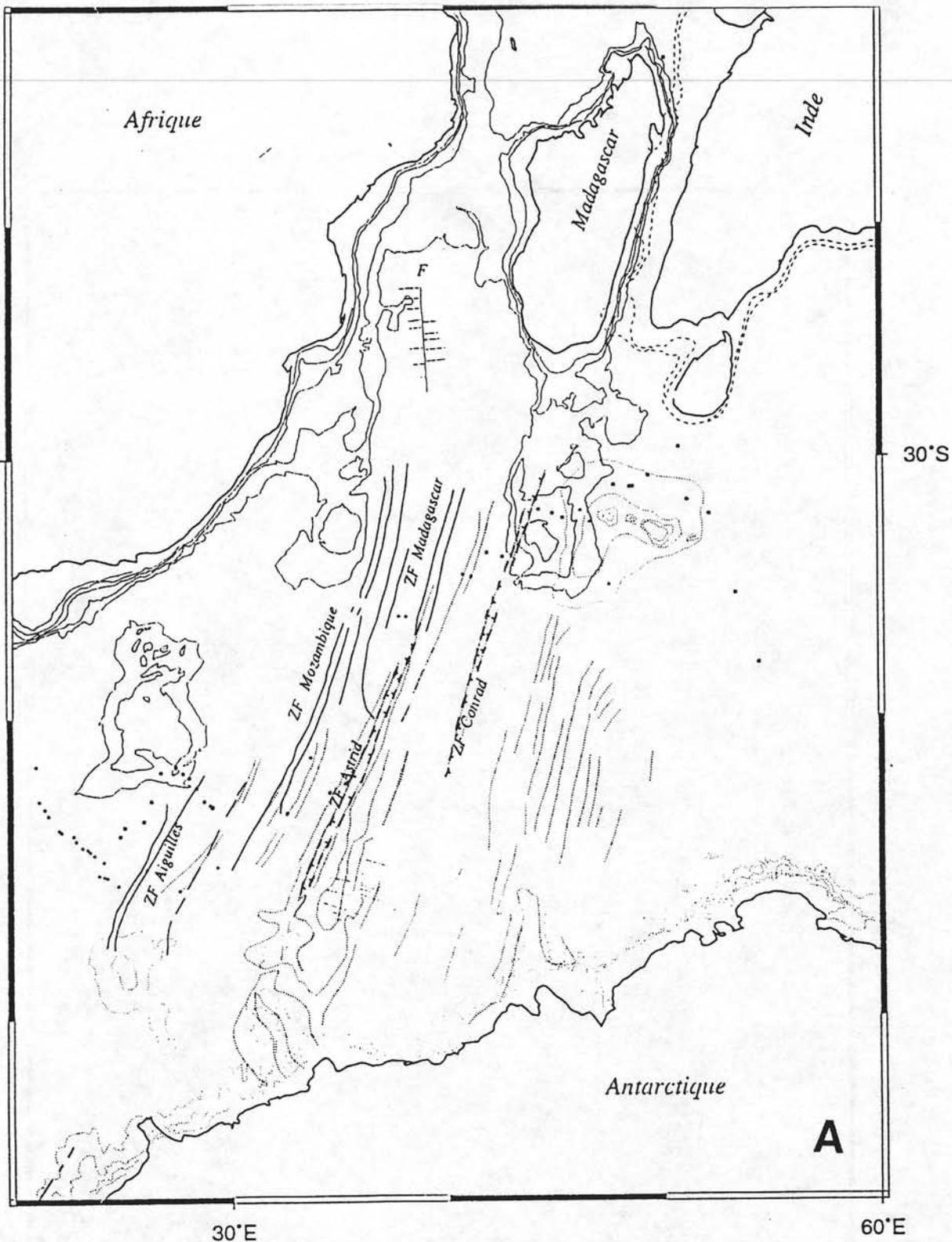


Figure II-37 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Norton et Sclater [1979].

II-37-A : Reconstitution à l'époque de l'anomalie 34.

- Les anomalies magnétiques 34 identifiées dans le bassin d'Enderby sont décalées, vers le NE, par rapport à celles identifiées dans le bassin des Aiguilles, par la zone de fracture des Aiguilles.
- L'assemblage des anomalies magnétiques entre l'Antarctique et l'Afrique, à l'est de la fracture de Prince Edward, et entre l'Inde et l'Antarctique n'est pas satisfaisant : celui entre l'Inde et l'Antarctique montre un recouvrement important.
- La zone de fracture d'Astrid s'aligne avec la fracture de Madagascar. Ces deux structures sont considérées, dans ce modèle, comme homologues.
- La ride de Conrad se trouve juxtaposée à la partie méridionale du plateau de Madagascar.

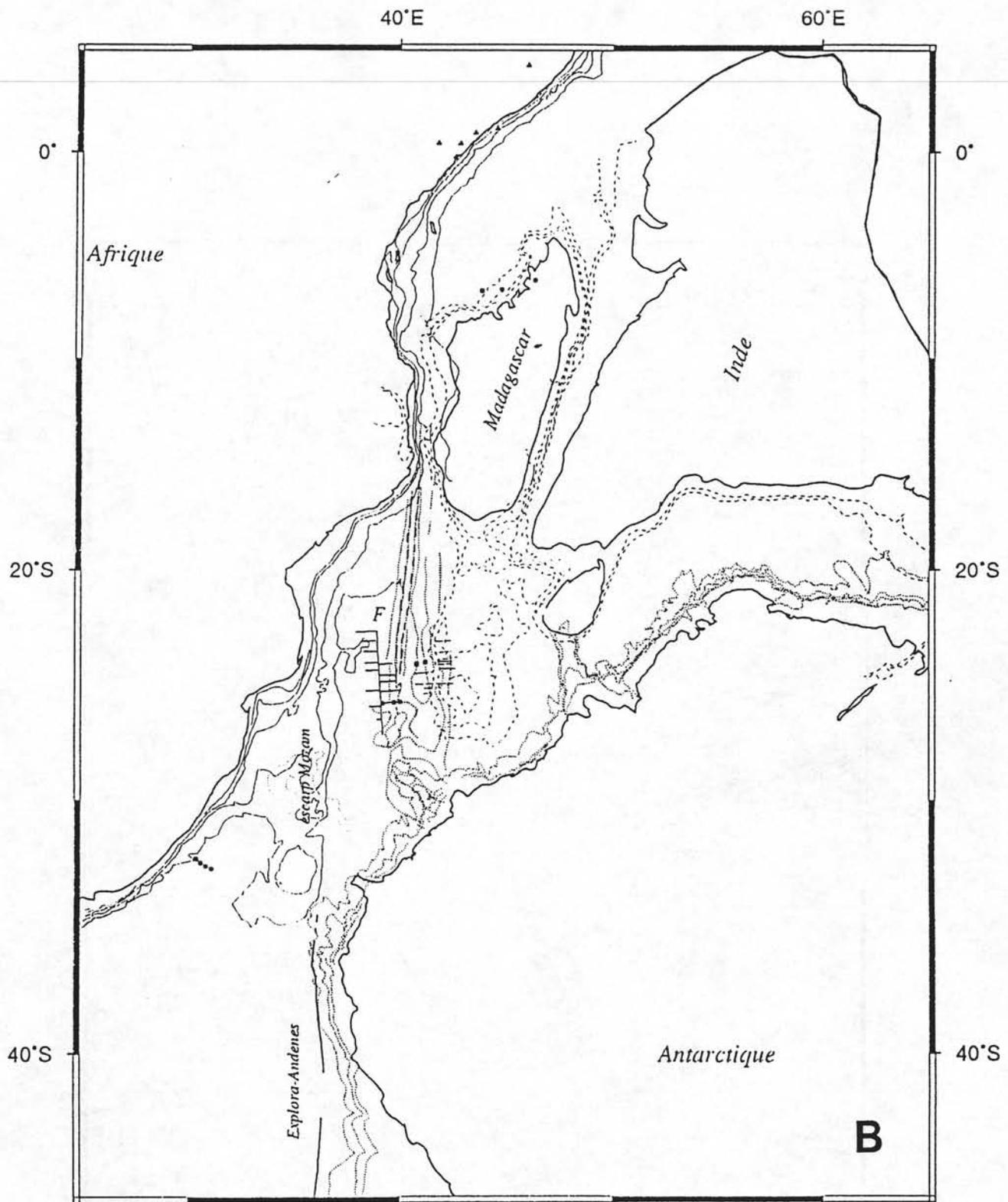


Figure II-37 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Norton et Sclater [1979].

II-37-B : Reconstitution à l'époque de l'anomalie M0.

Entre l'Antarctique et l'Afrique :

- Les anomalies magnétiques du bassin d'Enderby se situent à la latitude 25°S à l'est de la séquence orientale du bassin du Mozambique.

- L'escarpement d'Explora-Andénès du côté de l'Antarctique s'aligne avec l'escarpement du Mozambique en Afrique. La marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell serait donc l'homologue de la marge de la ride du Mozambique.

- La ride d'Astrid et la fracture qui lui est associée, se trouvent au SW du plateau de Madagascar et à 150 km à l'ouest de sa marge occidentale, respectivement.

Entre Madagascar et l'Afrique, les anomalies magnétiques homologues du bassin de Somalie Occidentale montrent un recouvrement de 550 km.

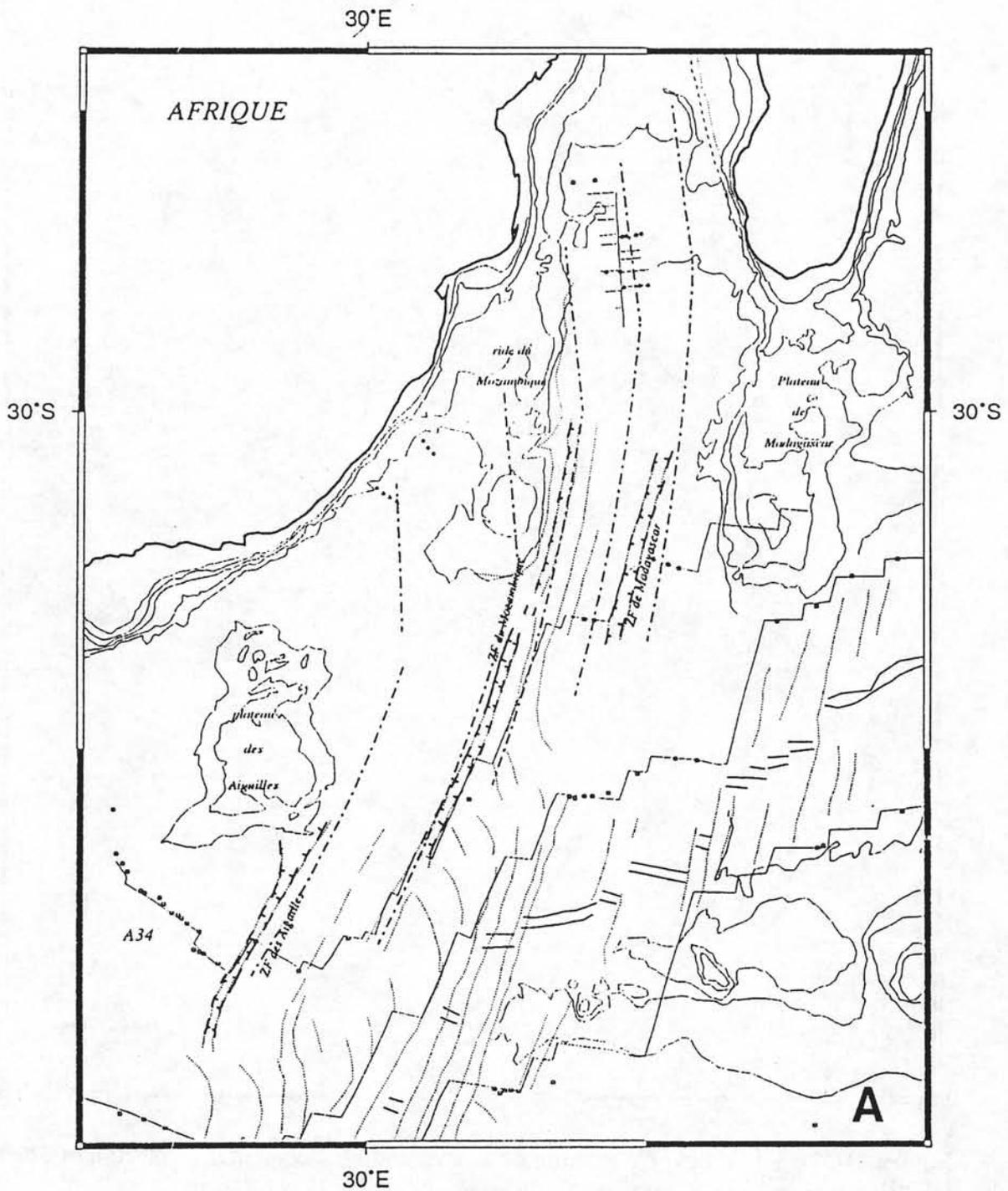
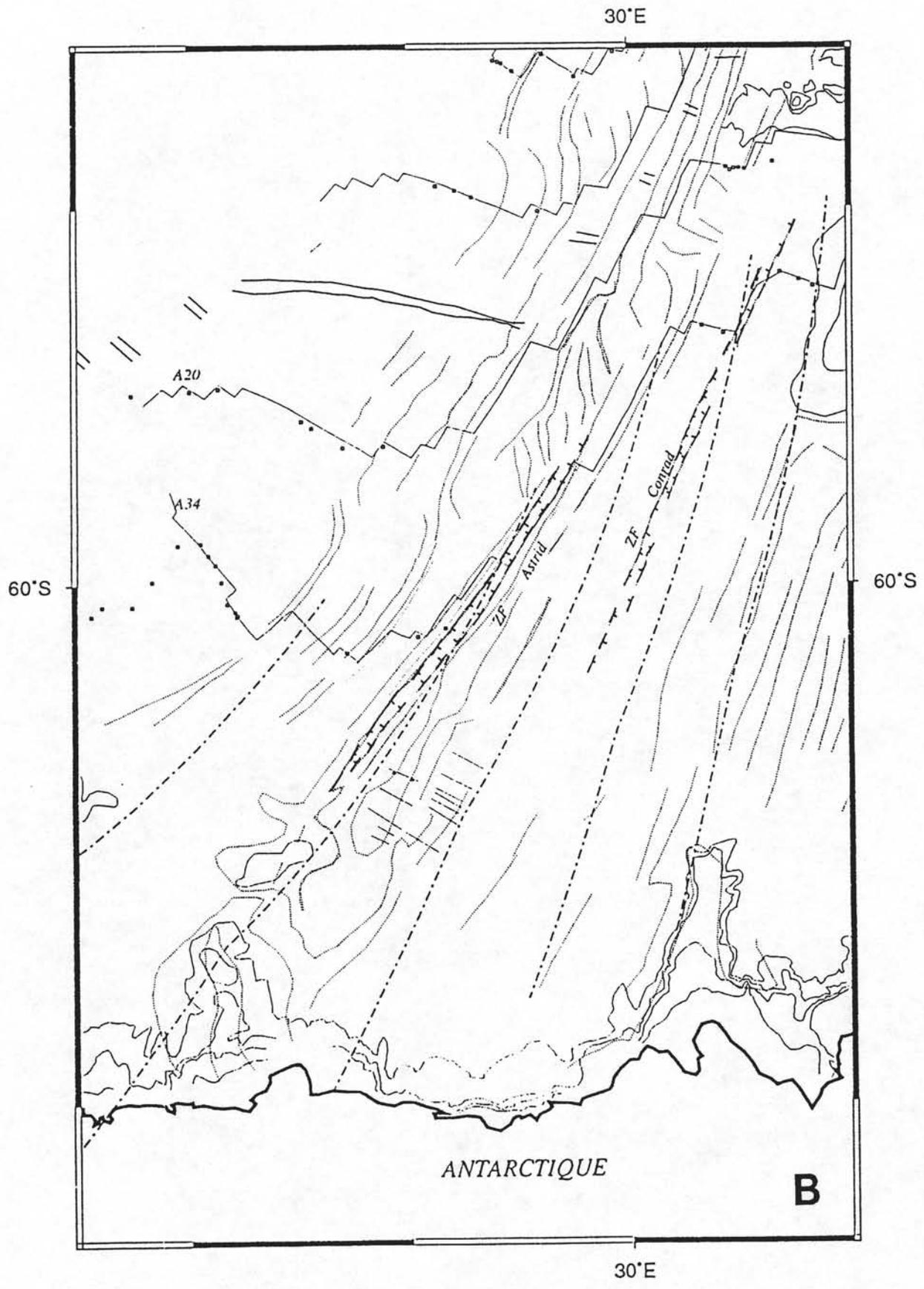


Figure II-38 : Les trajectoires synthétiques pendant l'évolution mésozoïque de l'Antarctique par rapport à l'Afrique (figure II-38-A) et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique (figure II-38-B) de Norton et Sclater [1979].

Ces trajectoires synthétiques ne décrivent pas la direction des fractures du Mozambique, de Madagascar, de Conrad et d'Astrid.



DEUXIEME PARTIE

LES PROBLEMES POSES

Chapitre III : Le problème des rides asismiques

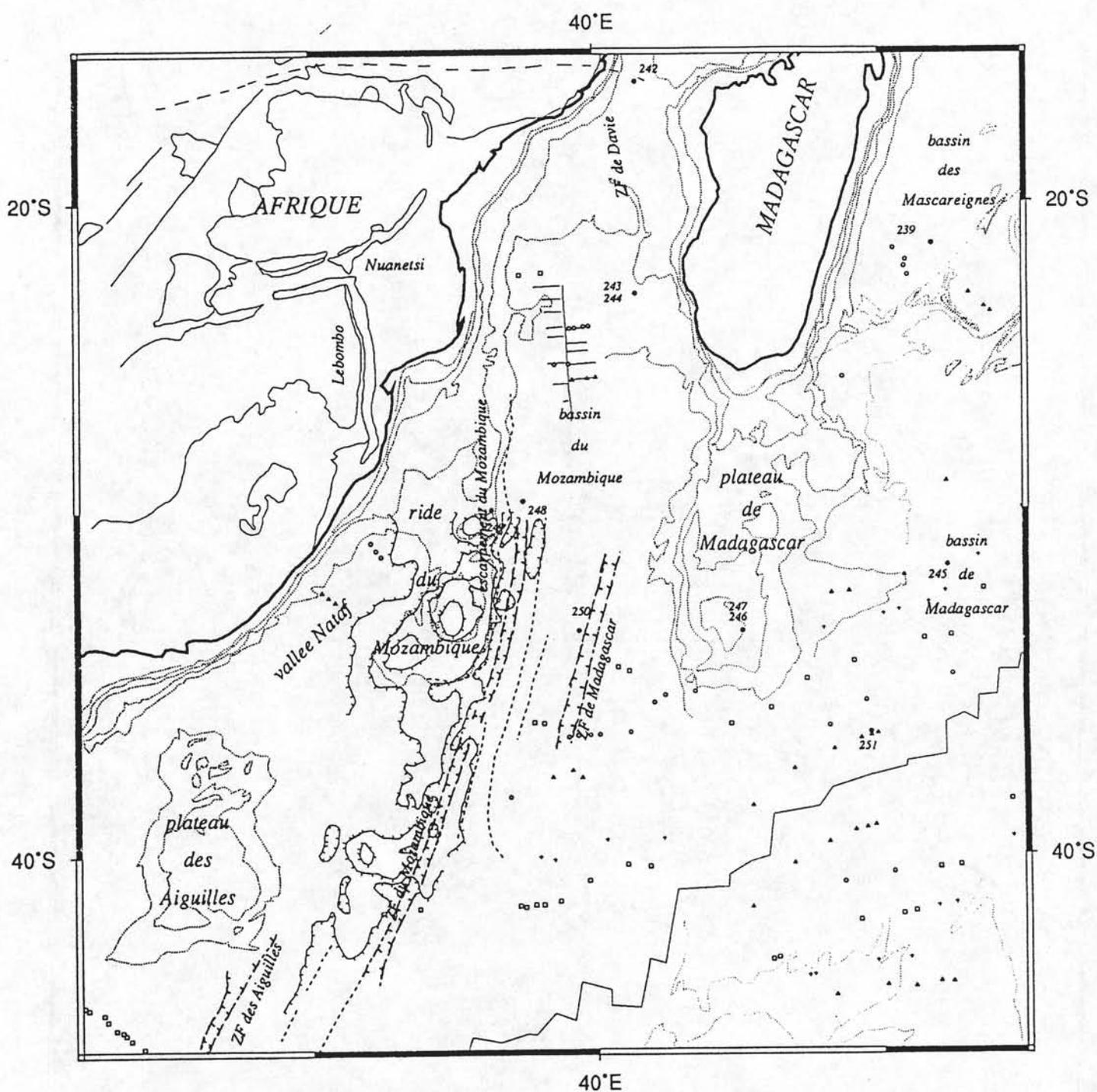


Figure II-40 : La ride du Mozambique et le plateau de Madagascar. Le pointillé correspond à la bathymétrie (carte GEBCO). Le trait barbelé correspond aux traits structuraux tirés de la carte gravimétrique de Haxby et Hayes [1991] et le tireté ceux tirés de la carte de Sandwell et Smith [1992].

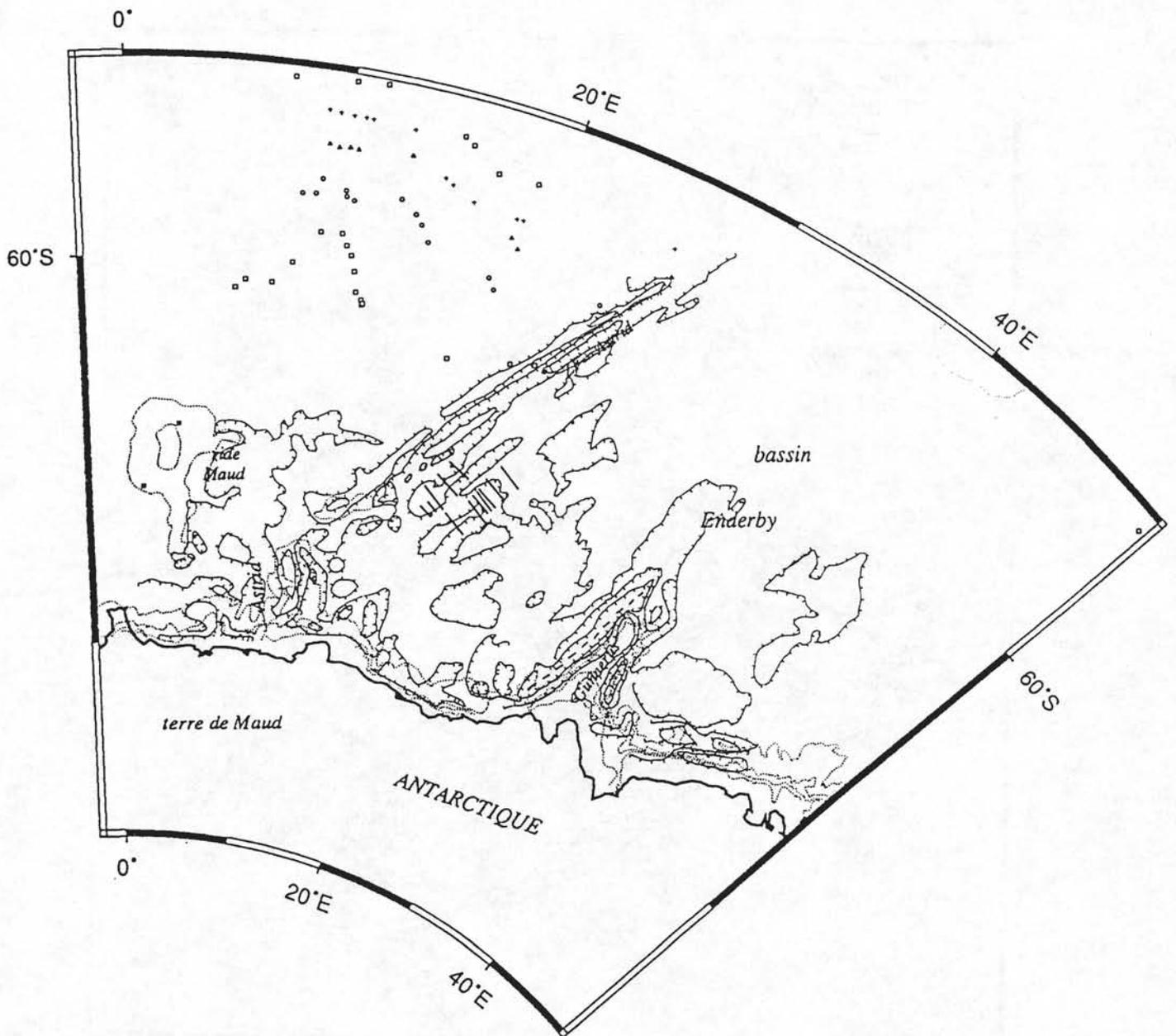


Figure II-41 : La ride d'Astrid et la ride de Gunnerus. Même légende que la figure II-40.

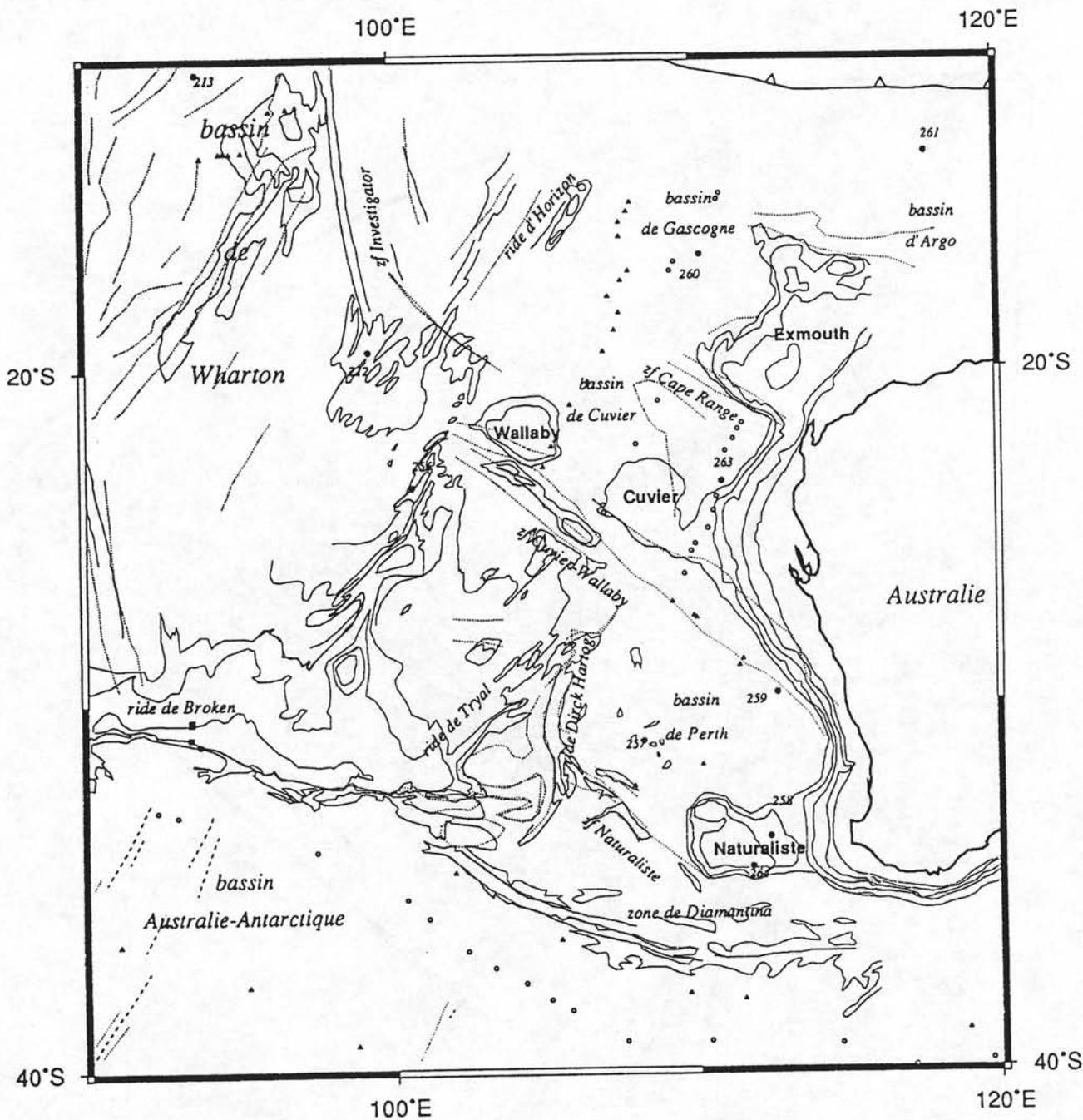


Figure II-42 : Les plateaux situés à l'ouest de l'Australie. Trait continu correspond à la bathymétrie. Le pointillé correspond aux structures digitalisées à partir de la carte de Sandwell et Smith [1992].

40°S

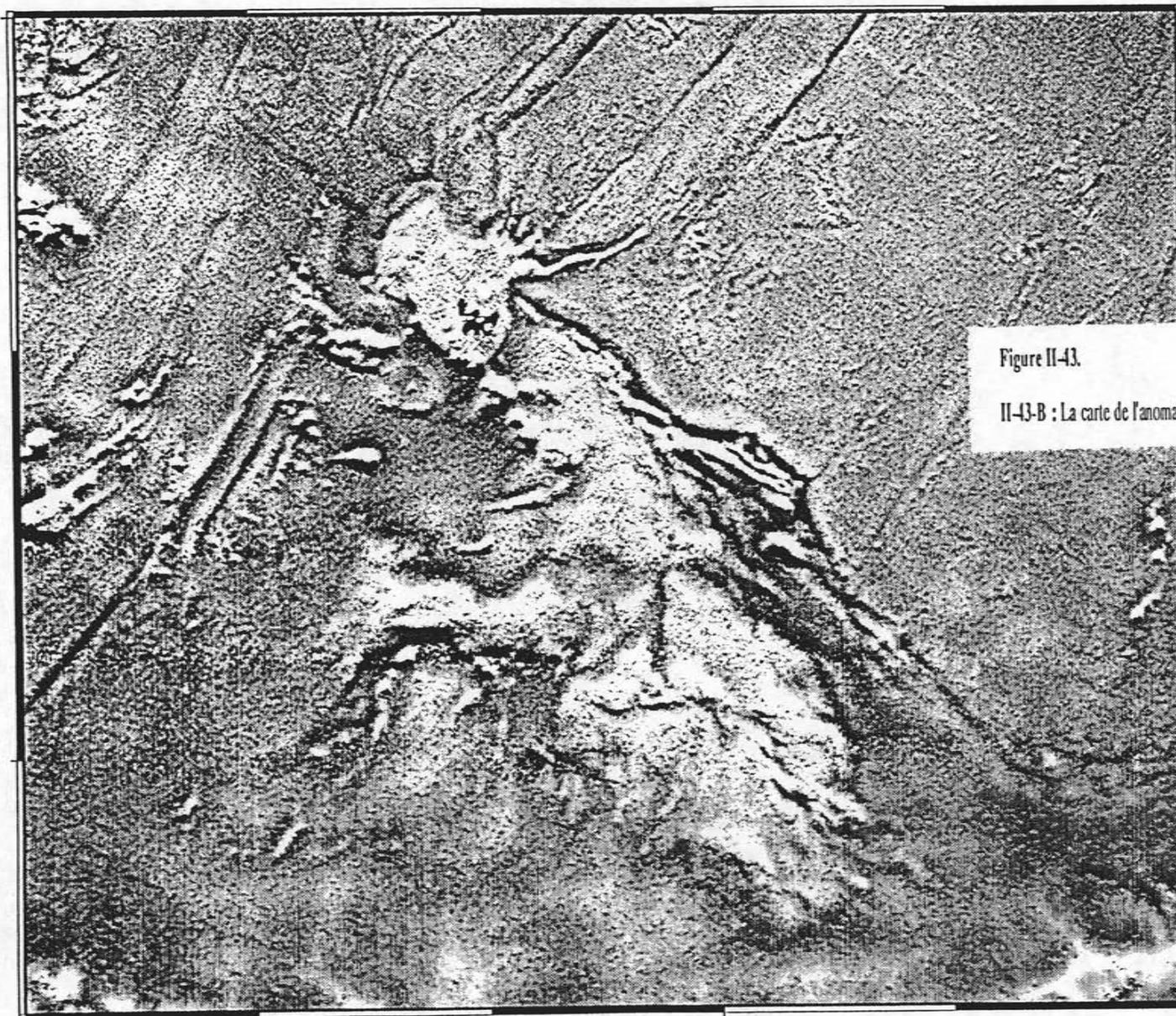


Figure II-43.

II-43-B : La carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992]

60°S

60°E

80°E

100°E

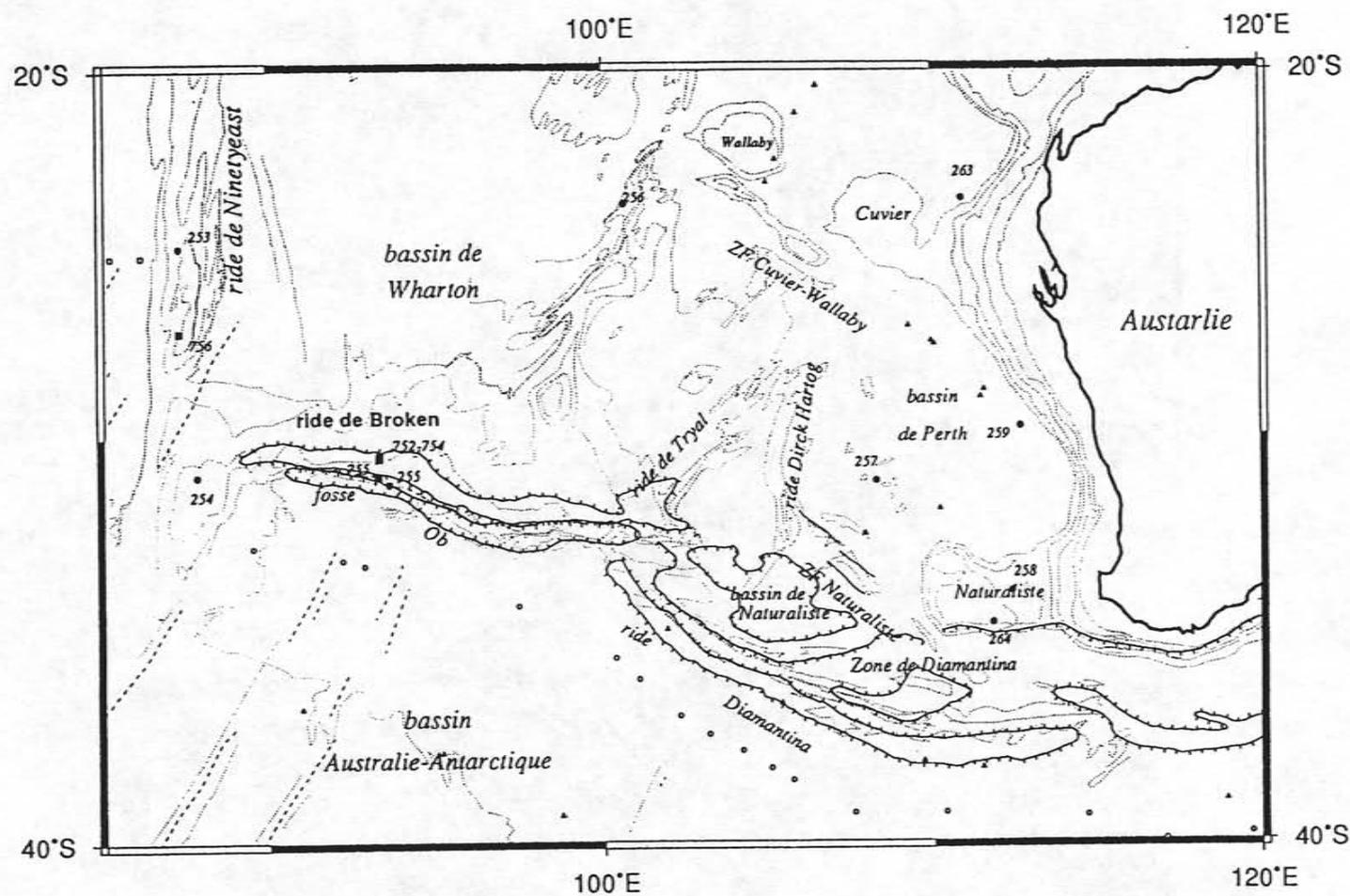


Figure II-44.

II-44-A : La ride de Broken. Même légende que la figure II-40. Voir la description dans le texte.

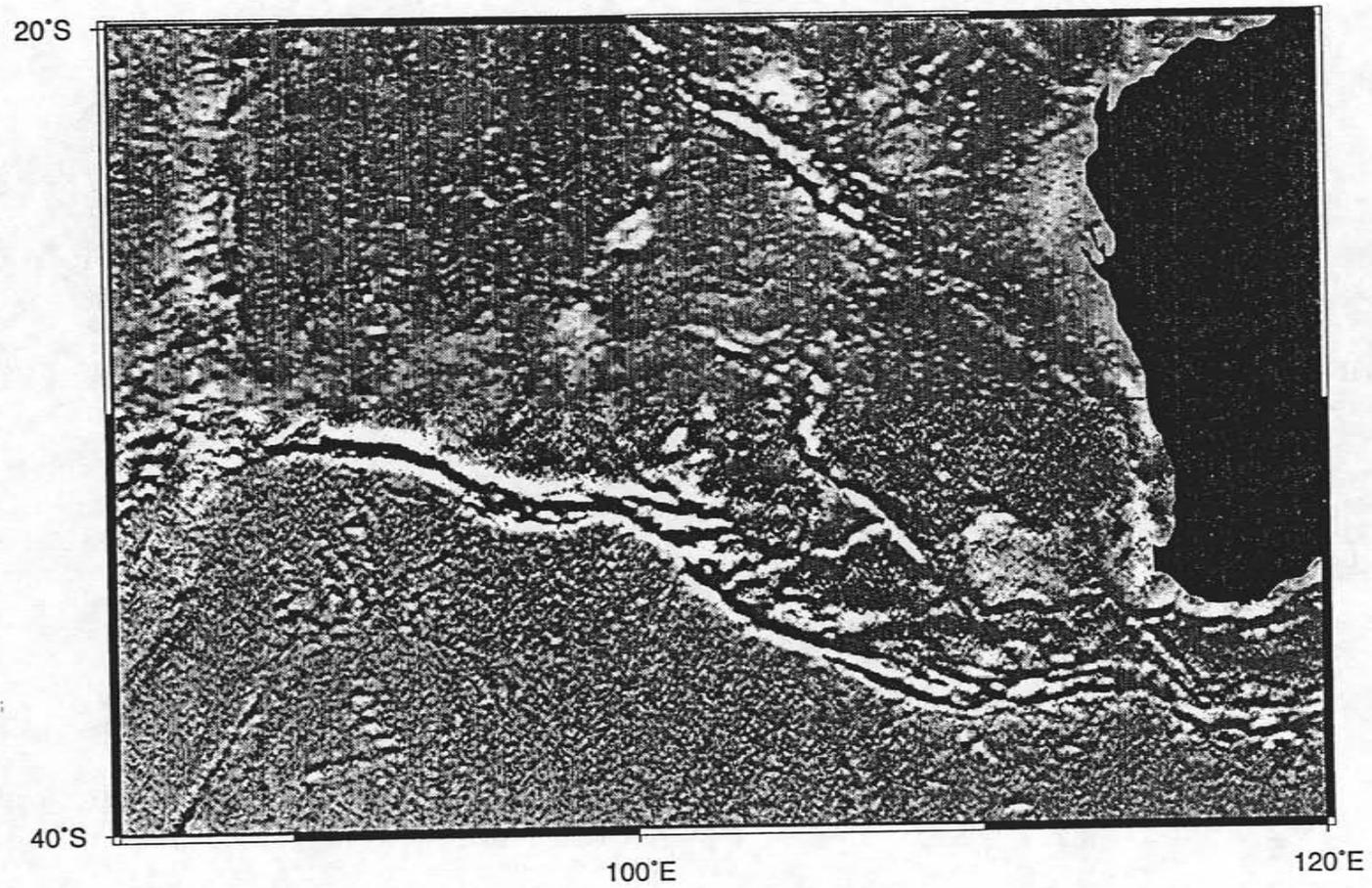


Figure II-44.

II-44-B : La carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992]

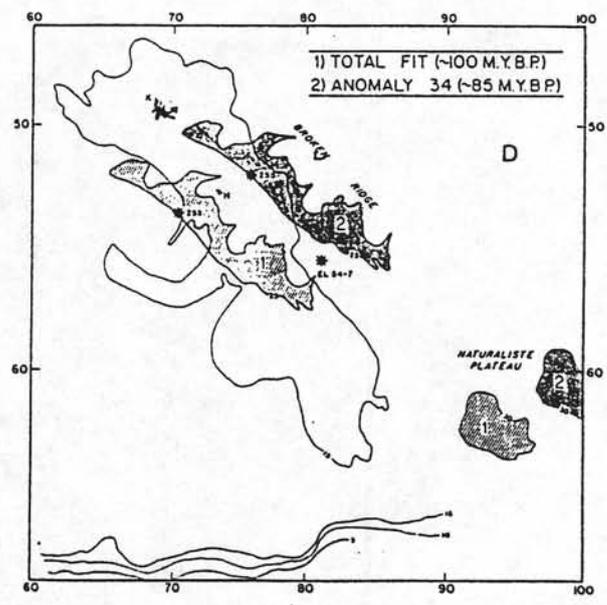
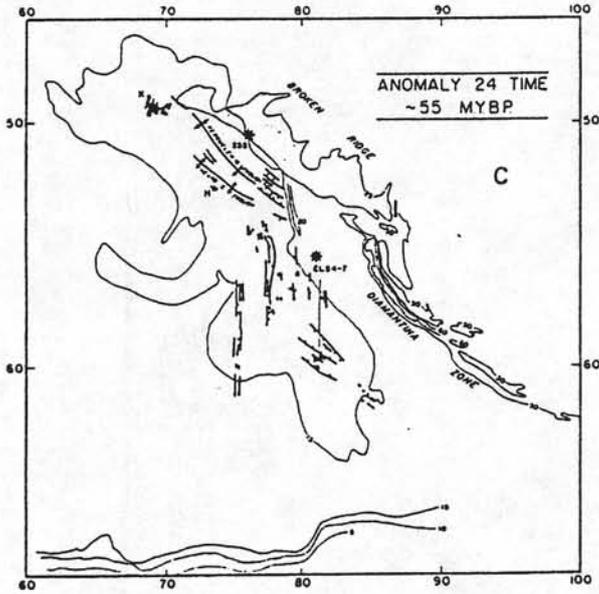
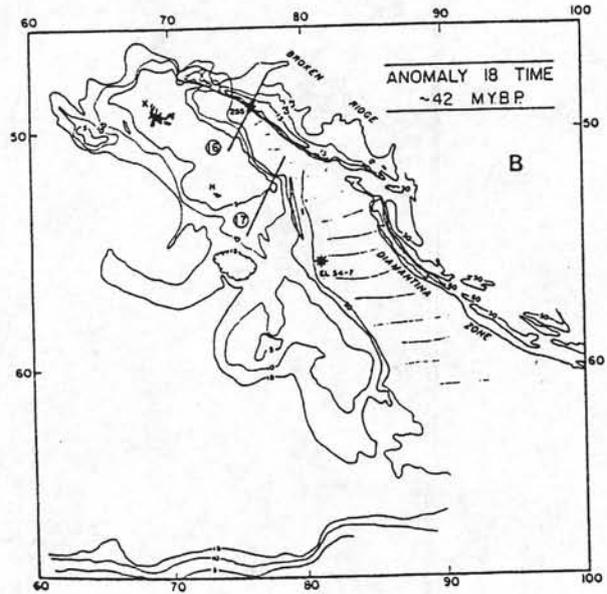
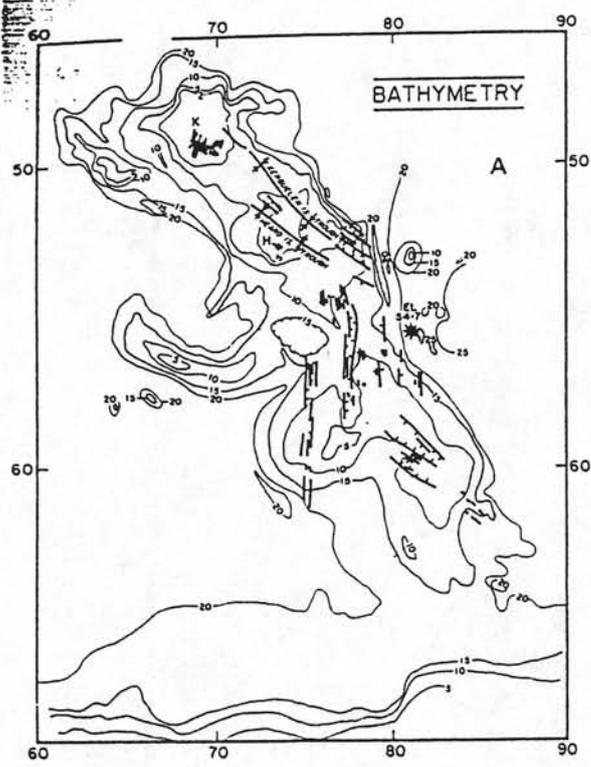
Figure II-45 : Le modèle d'évolution du plateau des Kerguelen et de la ride de Broken d'après Mutter et Cande [1983].

II-45-A : Le plateau des Kerguelen et les structures qui le caractérisent [Houtz et al., 1977], à l'état Actuel.

II-45-B : La reconstitution cinématique entre le plateau des Kerguelen et la ride de Broken à l'époque de l'anomalie 18 (Eocène moyen).

II-45-C : La reconstitution cinématique entre le plateau des Kerguelen et la ride de Broken à l'époque de l'anomalie 24 (Eocène inférieur).

II-45-D : La reconstitution cinématique entre le plateau des Kerguelen et la ride de Broken à l'époque de l'anomalie 34 (Campagien) et à l'époque de la reconstitution initiale.



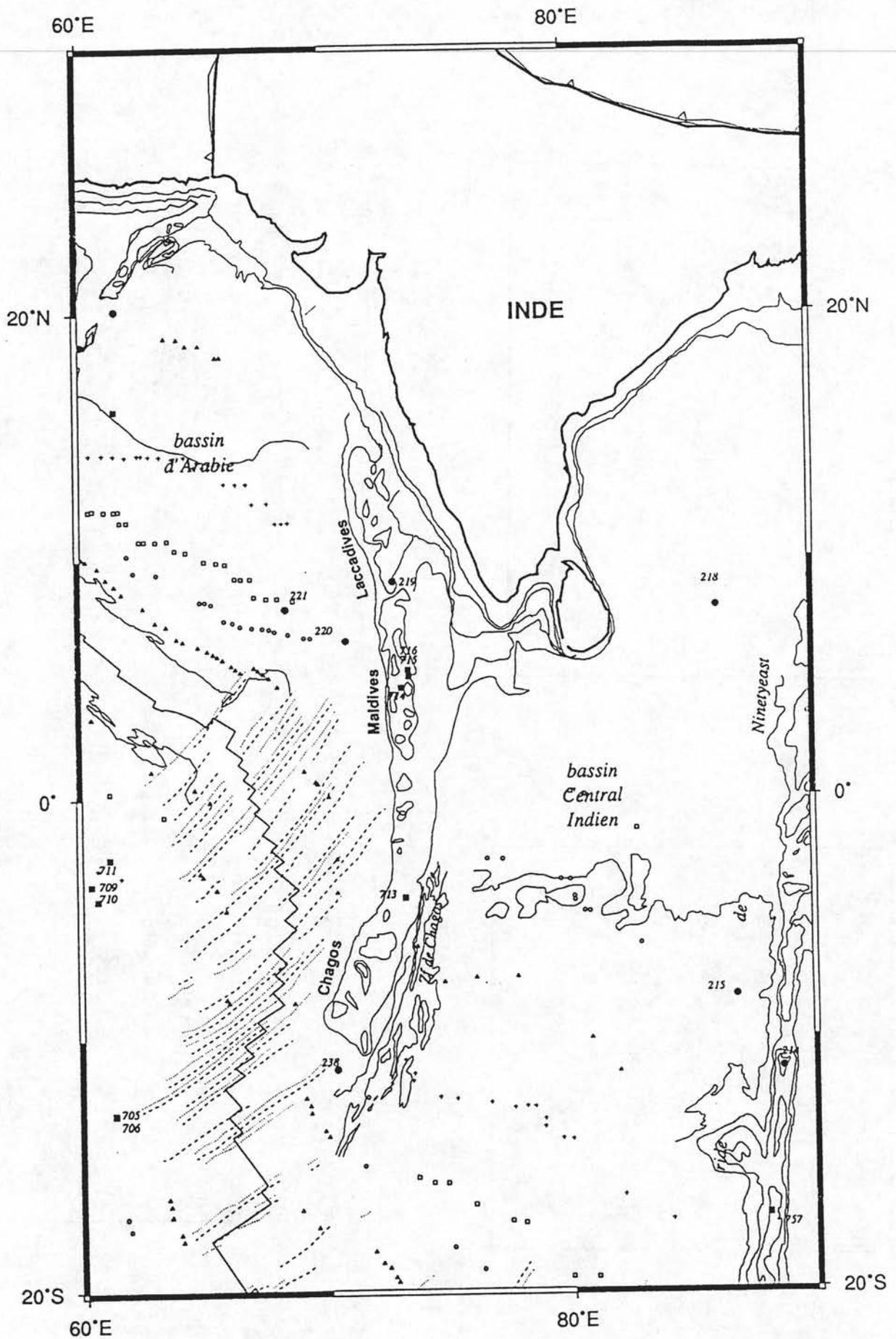


Figure II-46 : La ride de Chagos-Laccadives digitalisée à partir de la carte GEBCO. Les forages ODP et DSDP sont représentés par des carrés et des cercles, respectivement.

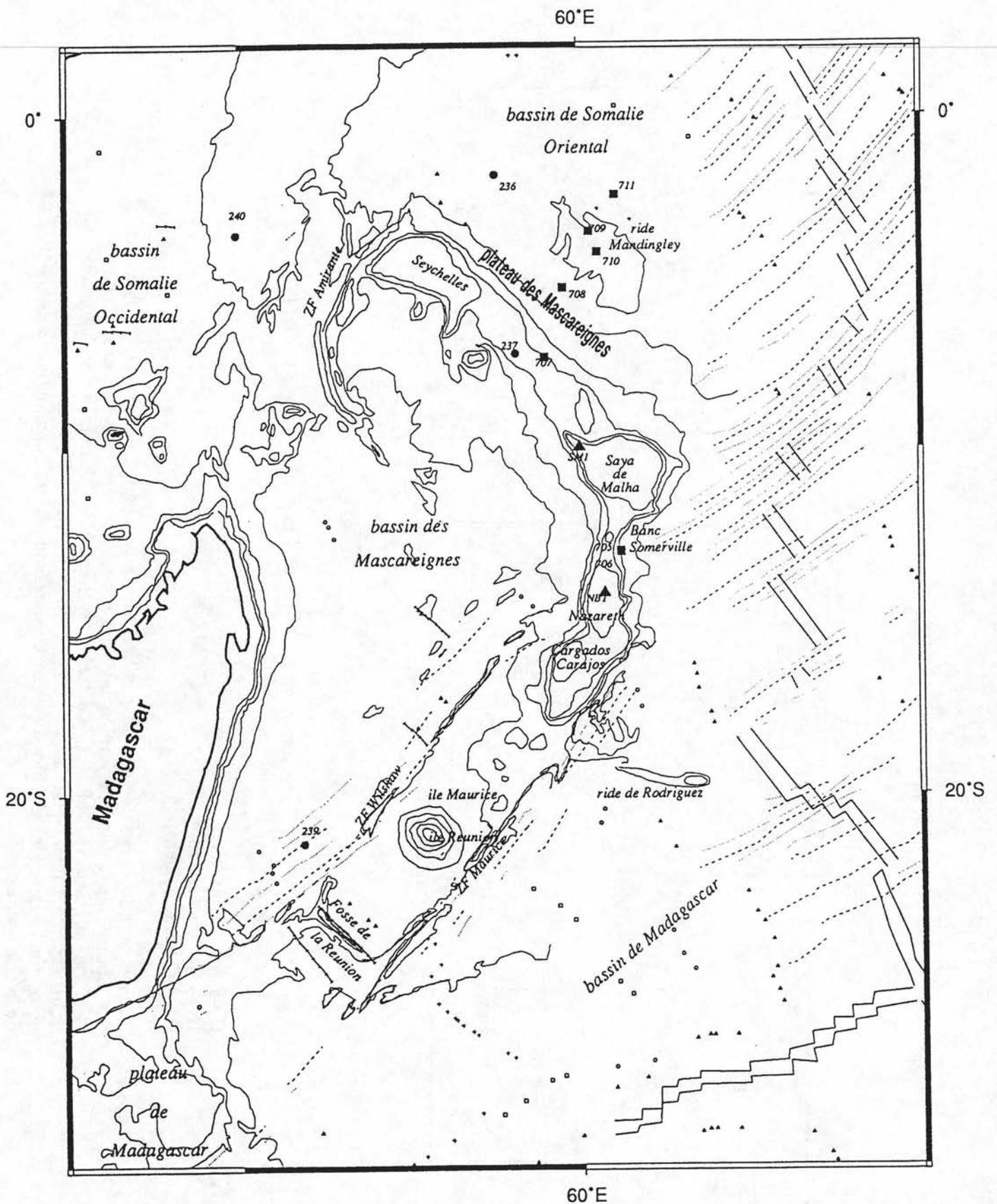


Figure II-47 : Le plateau des Mascareignes digitalisé à partir de la carte GEBCO. Les forages ODP et DSDP sont représentés par des carrés et des cercles, respectivement. Les triangles représentent les forages industriels (NB1 et SM1).

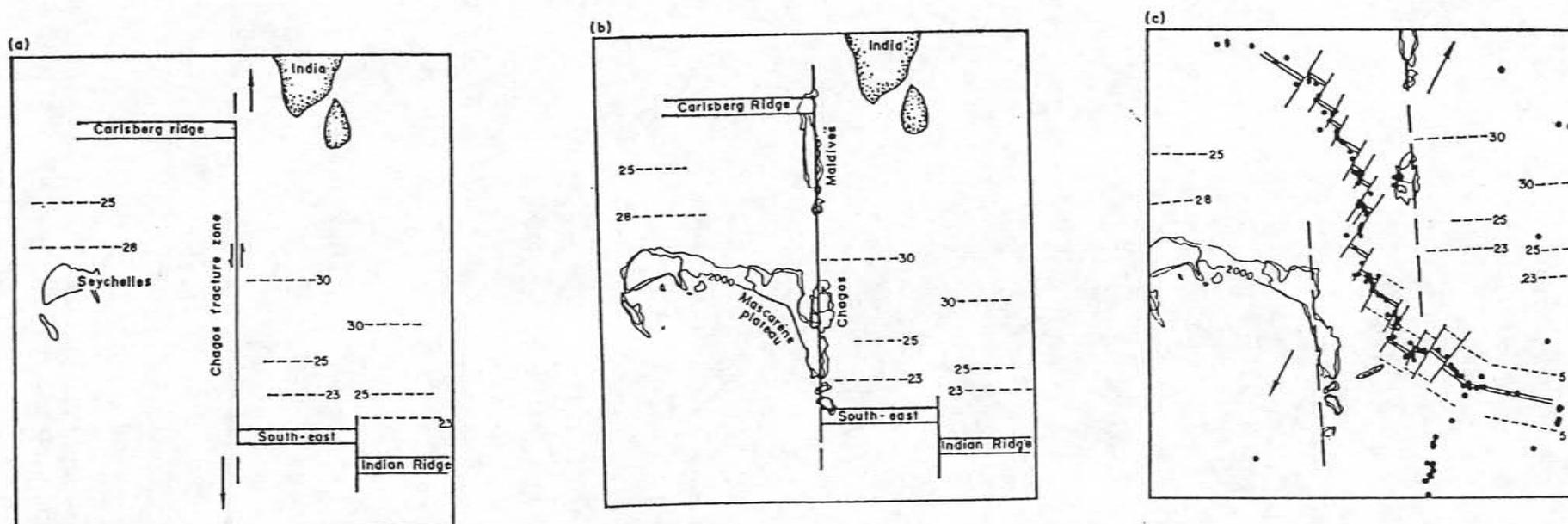


Figure II-48 : Le modèle de formation de la ride de Chagos-Laccadives et du plateau des Mascareignes d'après Fisher et al. [1971].

II-48-A : Reconstitution à l'Eocène (51 Ma).

II-48-B : Reconstitution à l'Oligocène (35 Ma).

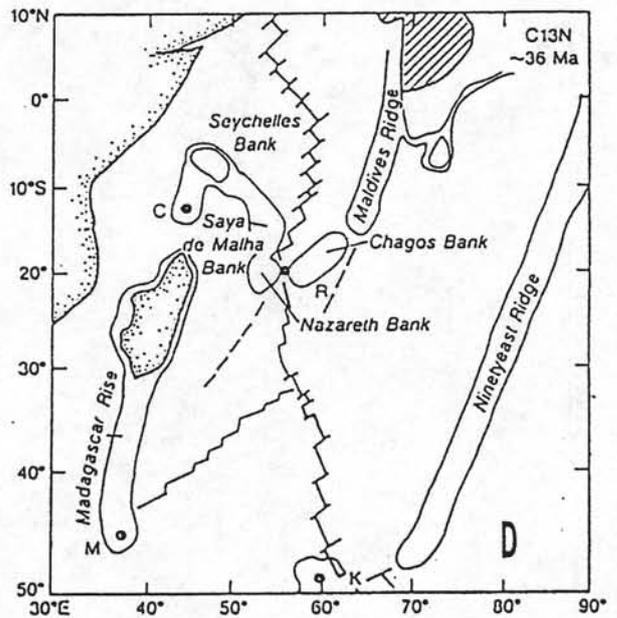
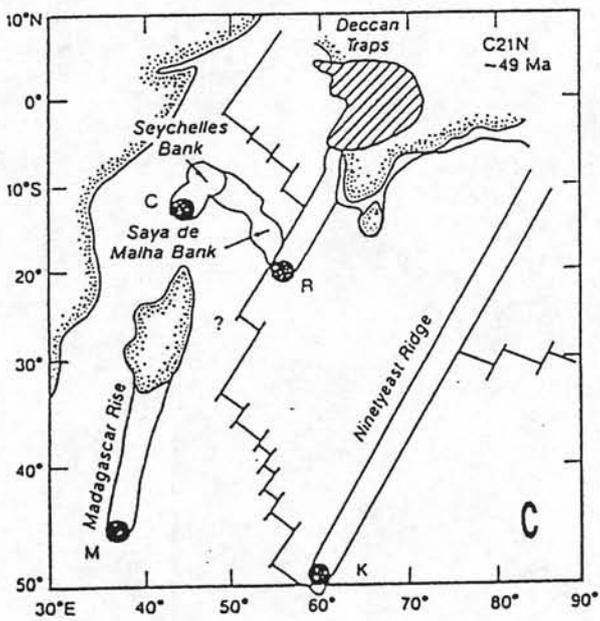
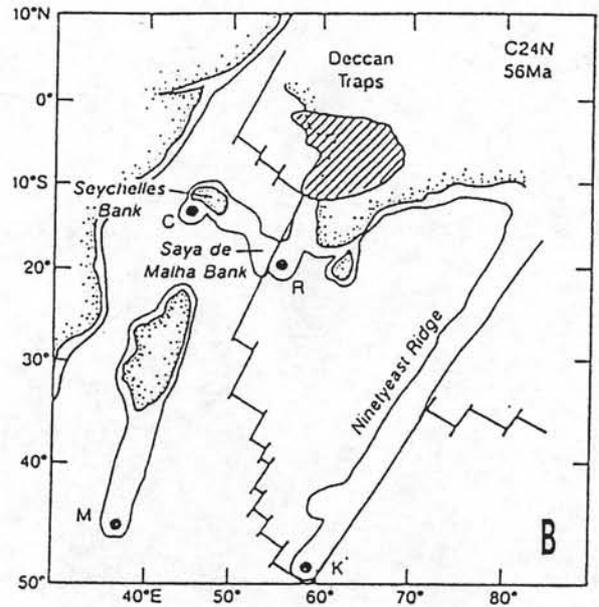
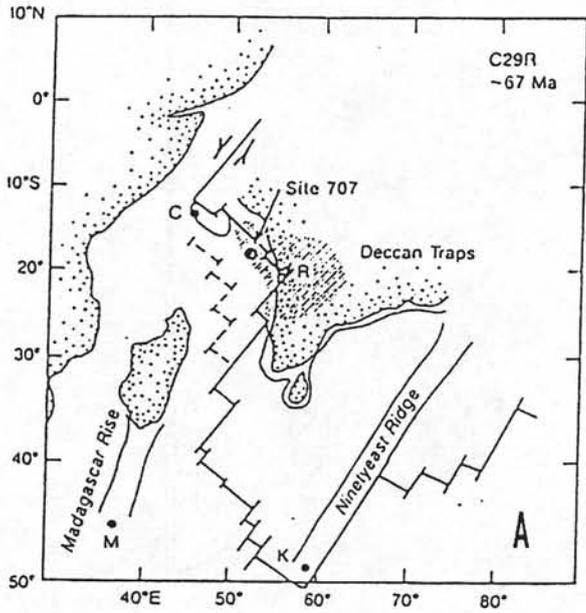
II-48-C : Etat Actuel.

D'après ces auteurs, la ride des Chagos-Laccadives et la partie méridionale du plateau des Mascareignes auraient formé une seule structure créée par volcanisme, entre l'Eocène inférieur (51 Ma) et l'Oligocène inférieur (35 Ma), le long d'une faille transformante majeure qui liait la dorsale de Carlsberg et la ride sud est indienne. Ces deux structures se sont séparées à l'Oligocène inférieur par initiation du fonctionnement de la ride centrale indienne.

Figure II-49. Le modèle de formation de la ride de Chagos-Laccadives et du plateau des Mascareignes d'après Backman, Duncan et al. [1988].

- II-49-A :** Reconstitution de l'époque de l'anomalie 29 (66 Ma).
- II-49-B :** Reconstitution de l'époque de l'anomalie 24 (53 Ma).
- II-49-C :** Reconstitution de l'époque de l'anomalie 21 (49 Ma).
- II-49-D :** Reconstitution de l'époque de l'anomalie 13 (33 Ma).

Ces auteurs proposent que la formation de ces deux structures est liée à l'activité d'un point chaud situé actuellement sous l'île de la Réunion. Ils suggèrent que les traps du Deccan se seraient formés à l'époque de l'anomalie 29 (66 Ma); le soubassement des îles Laccadives et le banc de Saya de Malha, entre les époques de l'anomalie 29 (66 Ma) et de l'anomalie 24 (53 Ma); les Maldives, entre les époques de l'anomalie 24 (53 Ma) et de l'anomalie 21 (47 Ma); le banc de Chagos, entre les époques de l'anomalie 21 (49 Ma) et de l'anomalie 13 (33 Ma). A l'anomalie 13, la dorsale centrale indienne serait située à l'aplomb du point chaud.



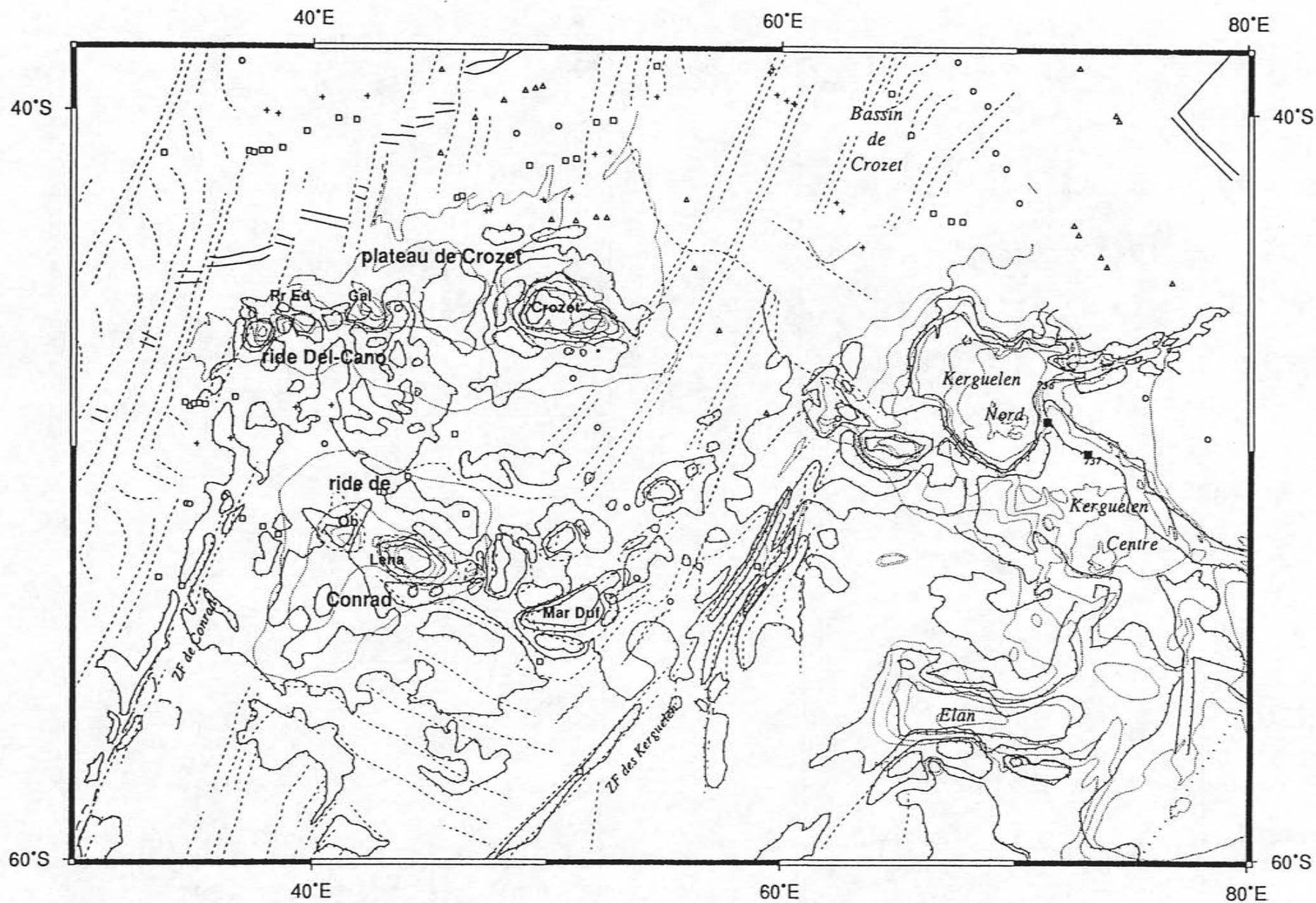


Figure II-50 : Le plateau de Crozet et la rîde de Conrad. Môme légende que la figure II-40.

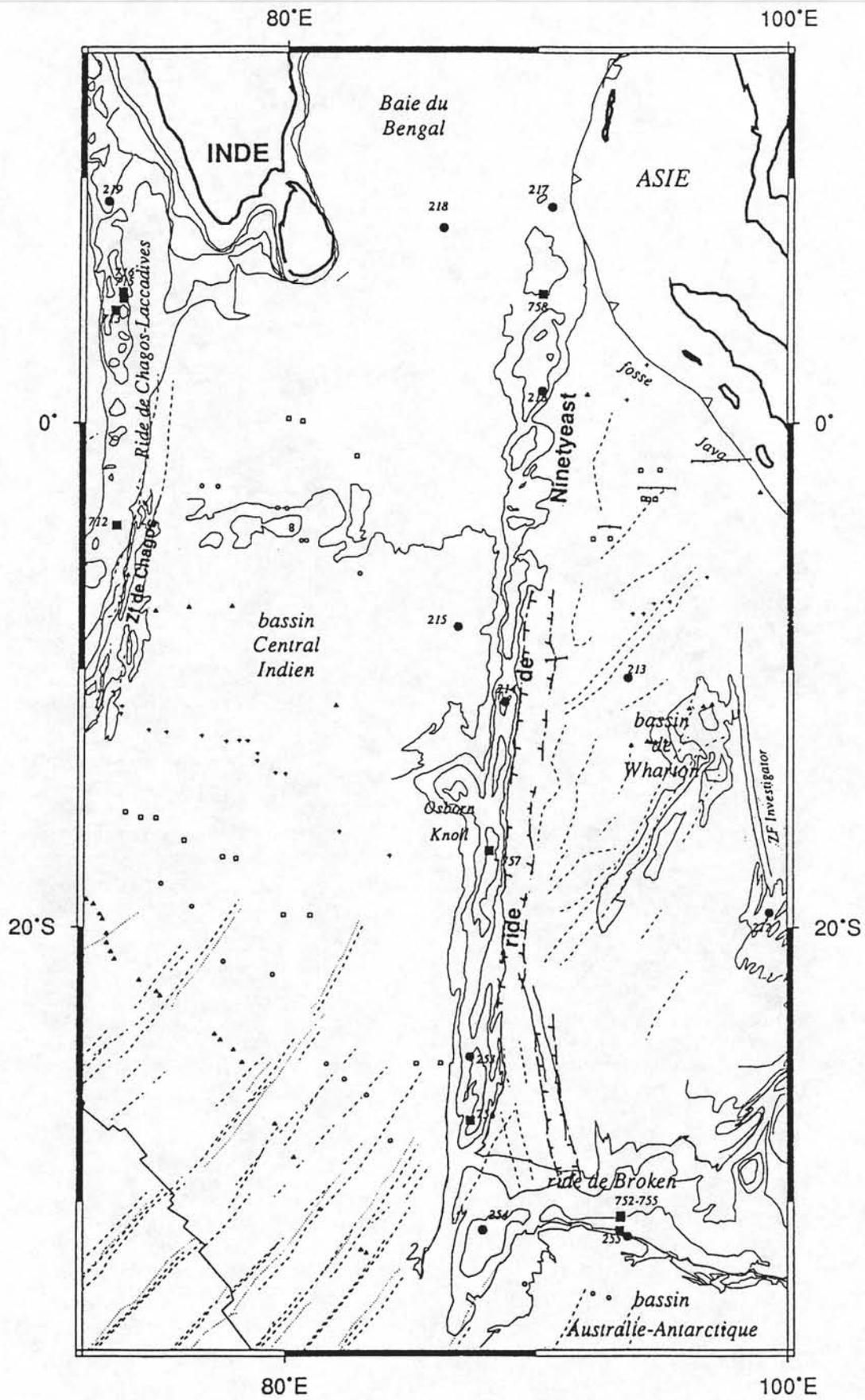


Figure II-51. La ride de Ninetyeast digitalisée à partir de la carte GEBCO.

TROISIEME PARTIE

LE MODELE CINEMATIQUE **PROPOSE**

Chapitre II : Les reconstitutions cinématiques

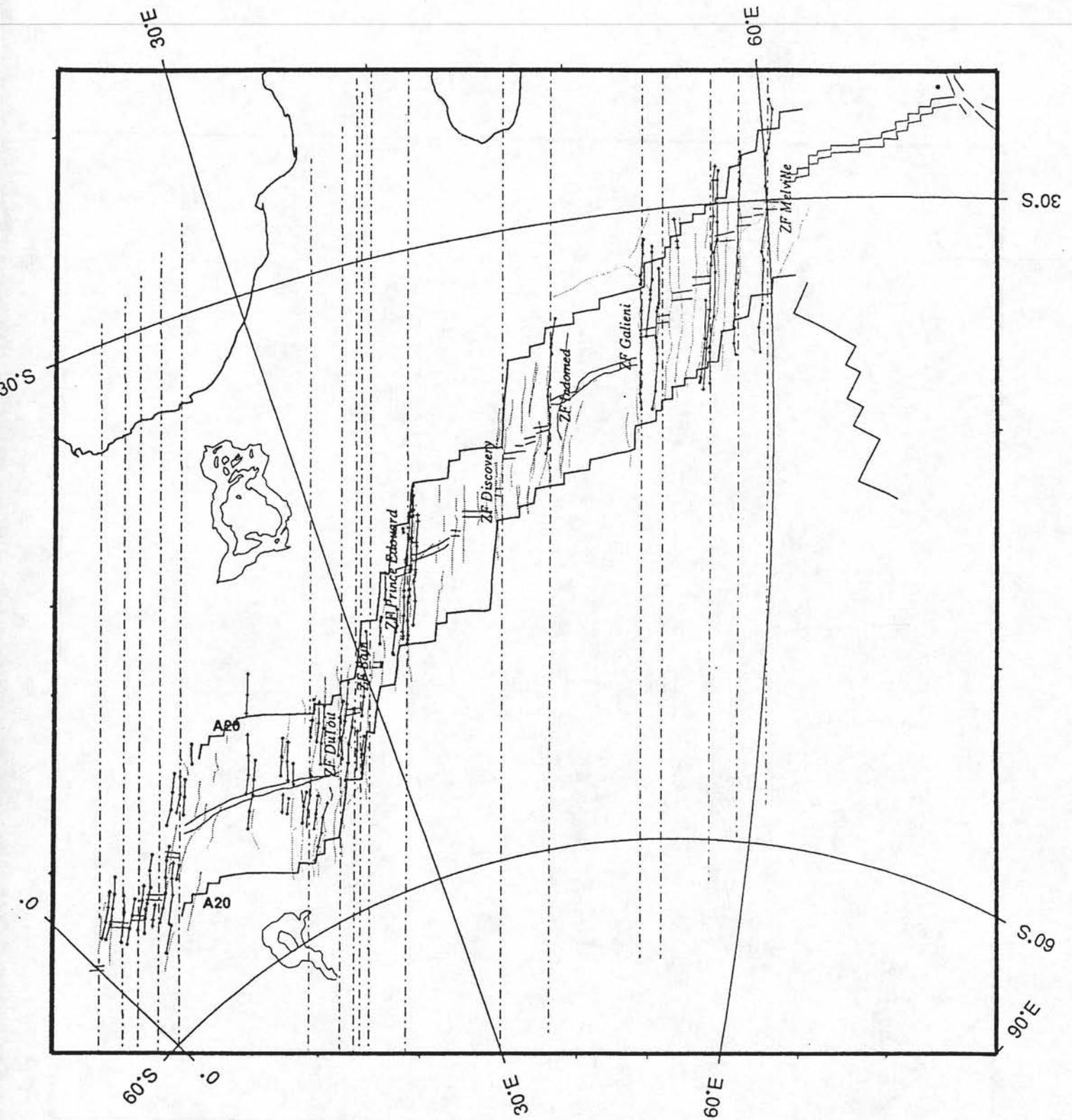


Figure III-1 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 20 entre l'Antarctique et l'Afrique de Royer et al. [1988]. Le pôle de projection correspond au pôle de rotation.

Les points liés correspondent aux maxima altimétriques; les croix liées correspondent aux minima altimétriques des principales zones de fracture qui décalent la dorsale sud ouest indienne.

Les trajectoires synthétiques sont représentées par une alternance de tiretés longs et courts. Elles sont obliques par rapport aux tracés des zones de fracture.

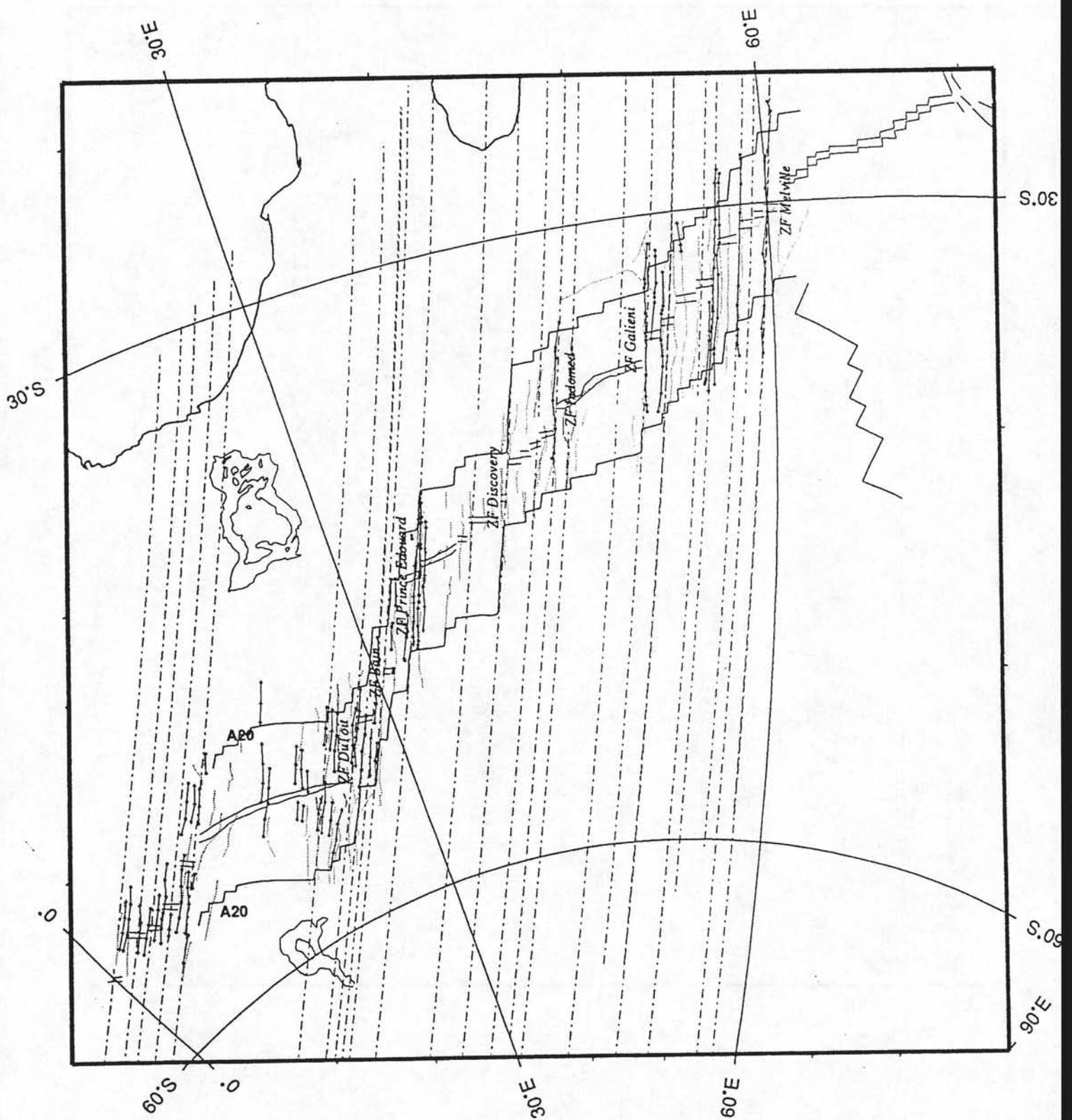


Figure III-2 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 20 entre l'Antarctique et l'Afrique calculée dans ce travail. Même légende que la figure III-1.

Les trajectoires synthétiques sont parallèles aux tracés des zones de fracture.

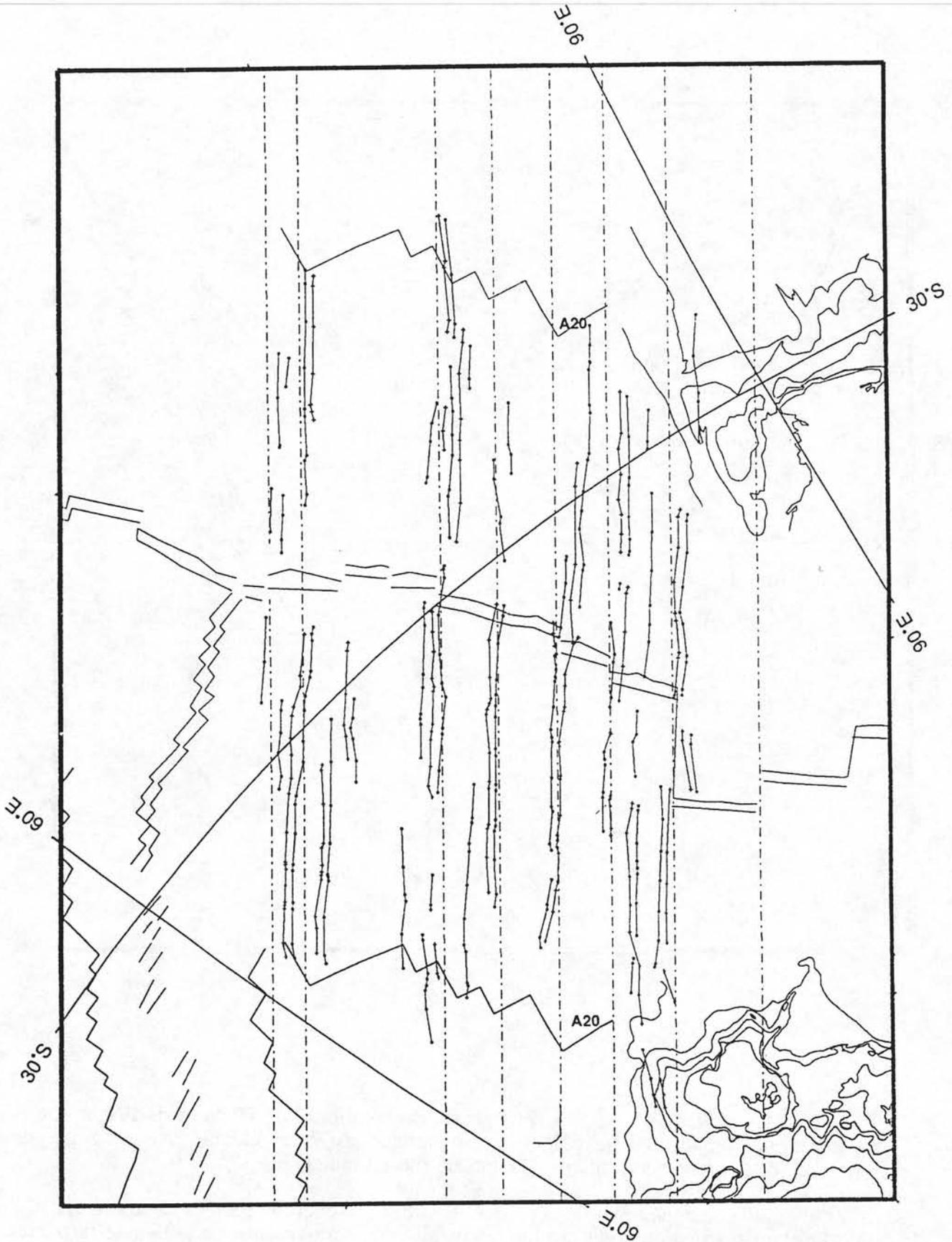


Figure III-3 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 20 entre l'Inde et l'Antarctique de Patriat et Ségoufin [1988]. Même légende que la figure III-1.

Les trajectoires synthétiques sont obliques par rapport à la direction des principales zones de fracture.

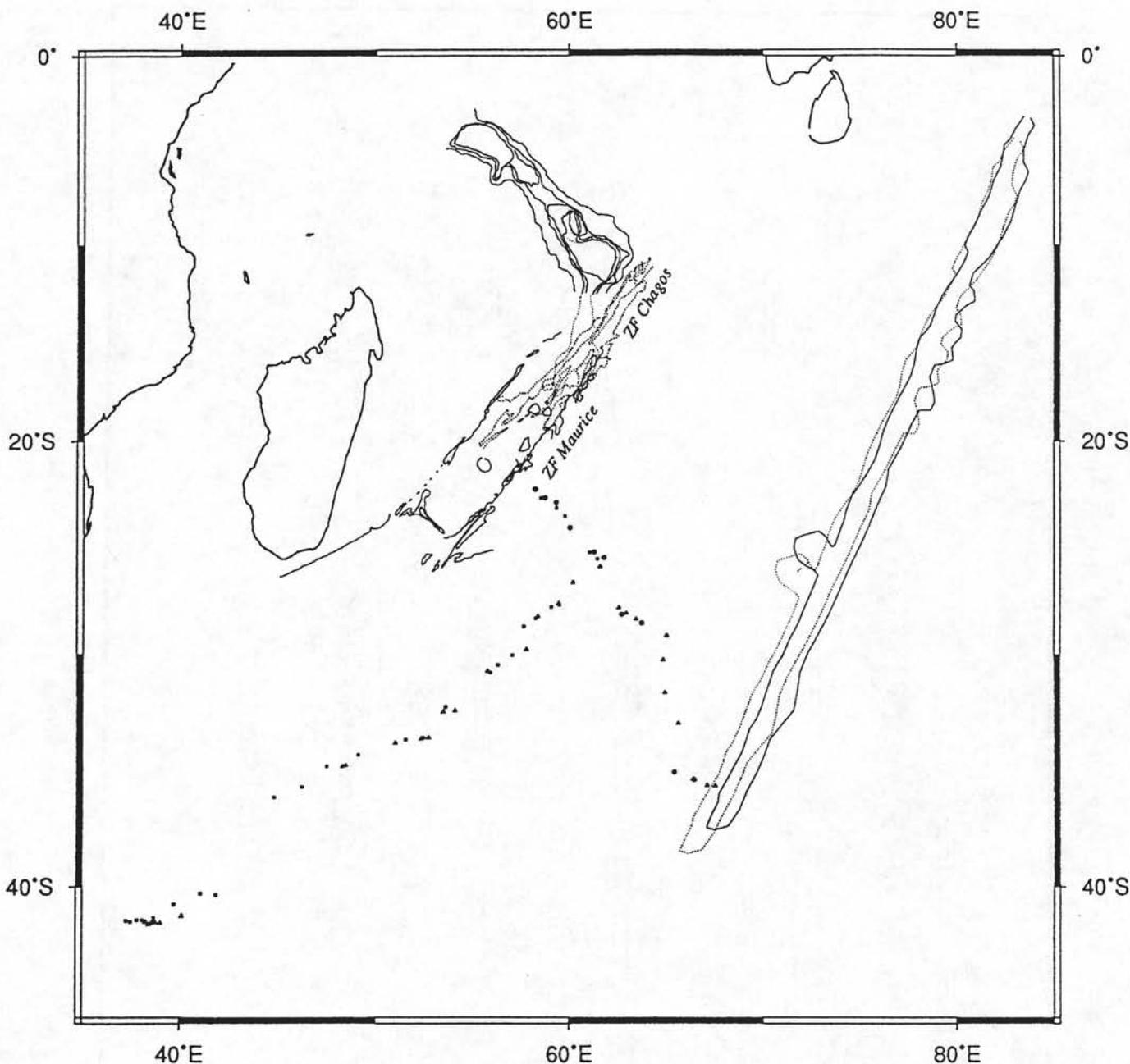


Figure III-4 : Reconstitution à l'époque de l'anomalie 20 de l'Inde et de l'Antarctique par rapport à l'Afrique (le pôle Inde-Antarctique est celui calculé par les zones de fracture de la partie occidentale de la dorsale sud est indienne).

Les anomalies magnétiques de la plaque Antarctique sont représentées en triangle, celles de la plaque africaine et de la plaque australienne sont en carré et celles de la plaque indienne sont en rond. La même légende sera utilisée pour les figures qui suivent.

-Les anomalies magnétiques du bassin Central Indien et celles des bassins de Madagascar et de Crozet se superposent de manière satisfaisante.

-Les zones de fracture de Chagos et de Maurice, que nous considérons dans ce travail comme des fractures homologues, ne se présentent pas dans le même alignement. Elles se recouvrent d'environ 50 km.

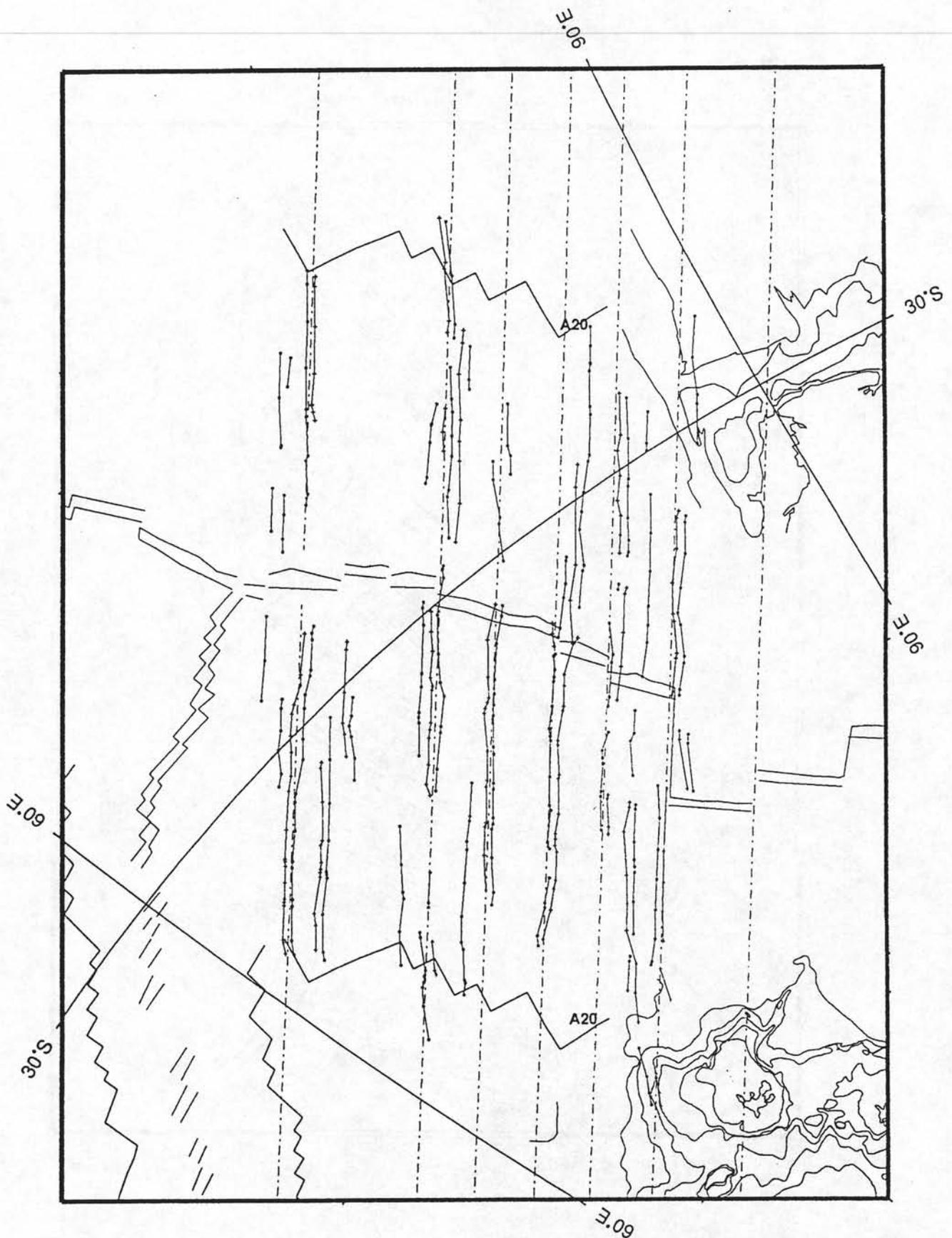


Figure III-5 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 20 entre la plaque du bassin Central Indien (le domaine de la plaque indienne situé au sud de l'Equateur) et l'Antarctique calculée dans ce travail (pôle des zones de fracture). Même légende que la figure III-1.

Le parallélisme entre les trajectoires synthétiques et les zones de fracture, est nettement meilleur que celui de Patriat et Ségoufin [1988].

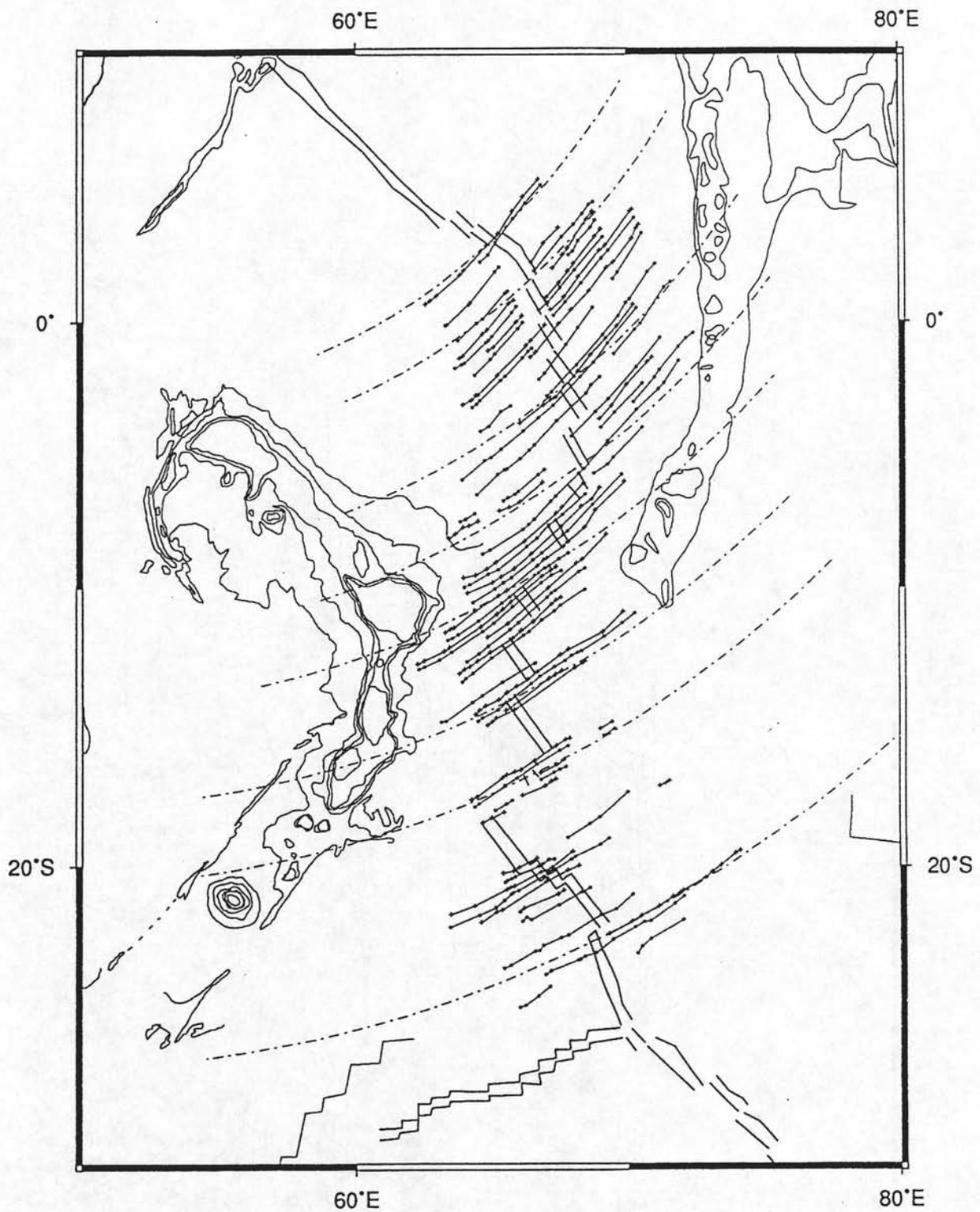


Figure III-6 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie anomalie 20-Actuel entre la plaque du bassin Central Indien et l'Afrique. Même légende que la figure III-1.

Les petits cercles autour de ce pôle sont parallèles à la zone de fracture la plus méridionale pointée sur la dorsale centrale indienne. Cependant, ils sont nettement obliques par rapport aux autres fractures situées plus au nord.

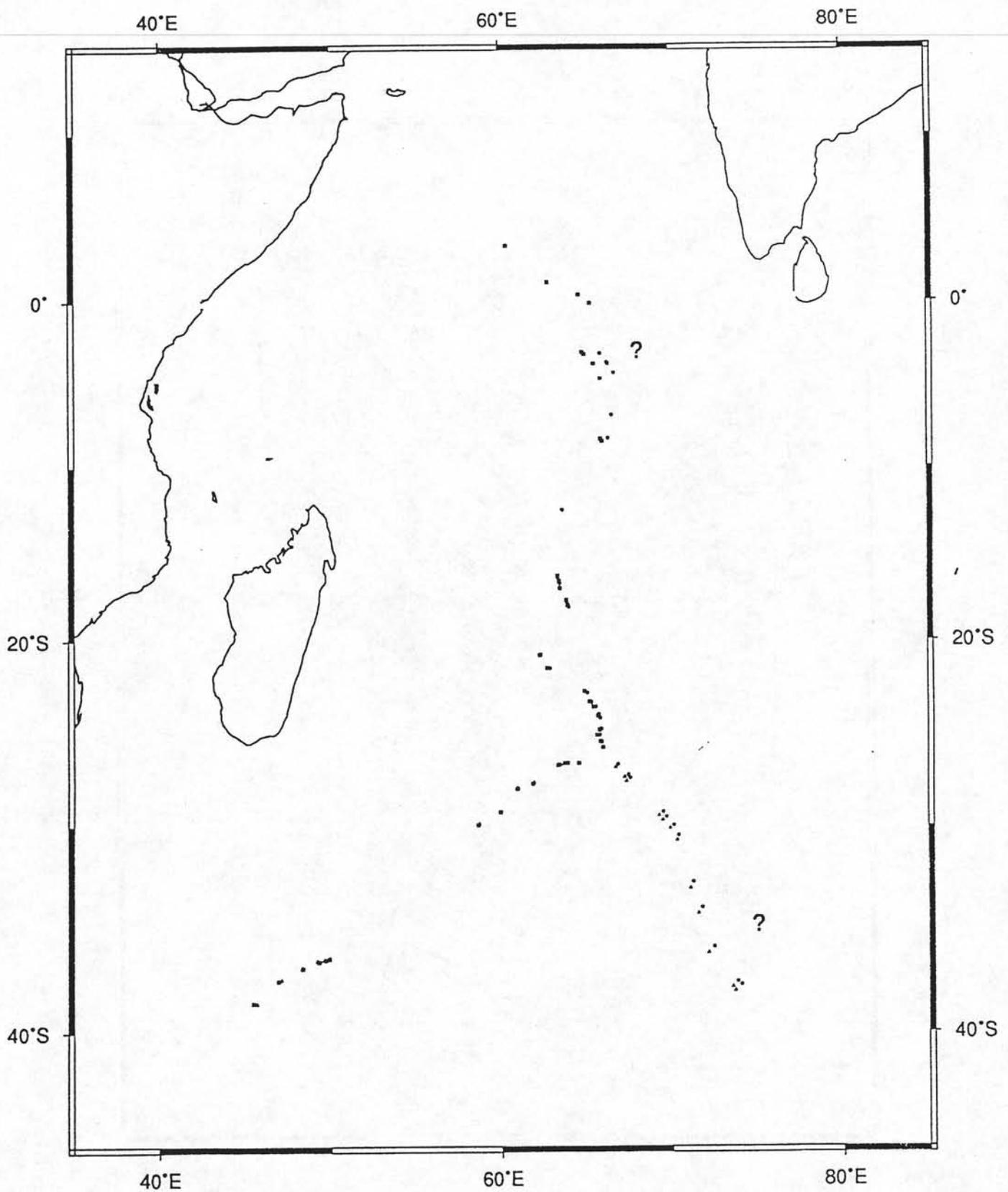


Figure III-7 : Assemblage des anomalies magnétiques du système Inde-Afrique-Antarctique à l'époque de l'anomalie 6 de Patriat et Ségoufin [1988].

L'assemblage des anomalies magnétiques est incohérent : il est satisfaisant sur la branche méridionale de l'axe d'accrétion entre l'Inde et l'Afrique reconstitué à cette époque, entre 10°S et la position du point triple. Cependant, entre l'Inde et l'Antarctique et entre l'Inde et l'Afrique au nord de 10°S, il montre des lacunes.

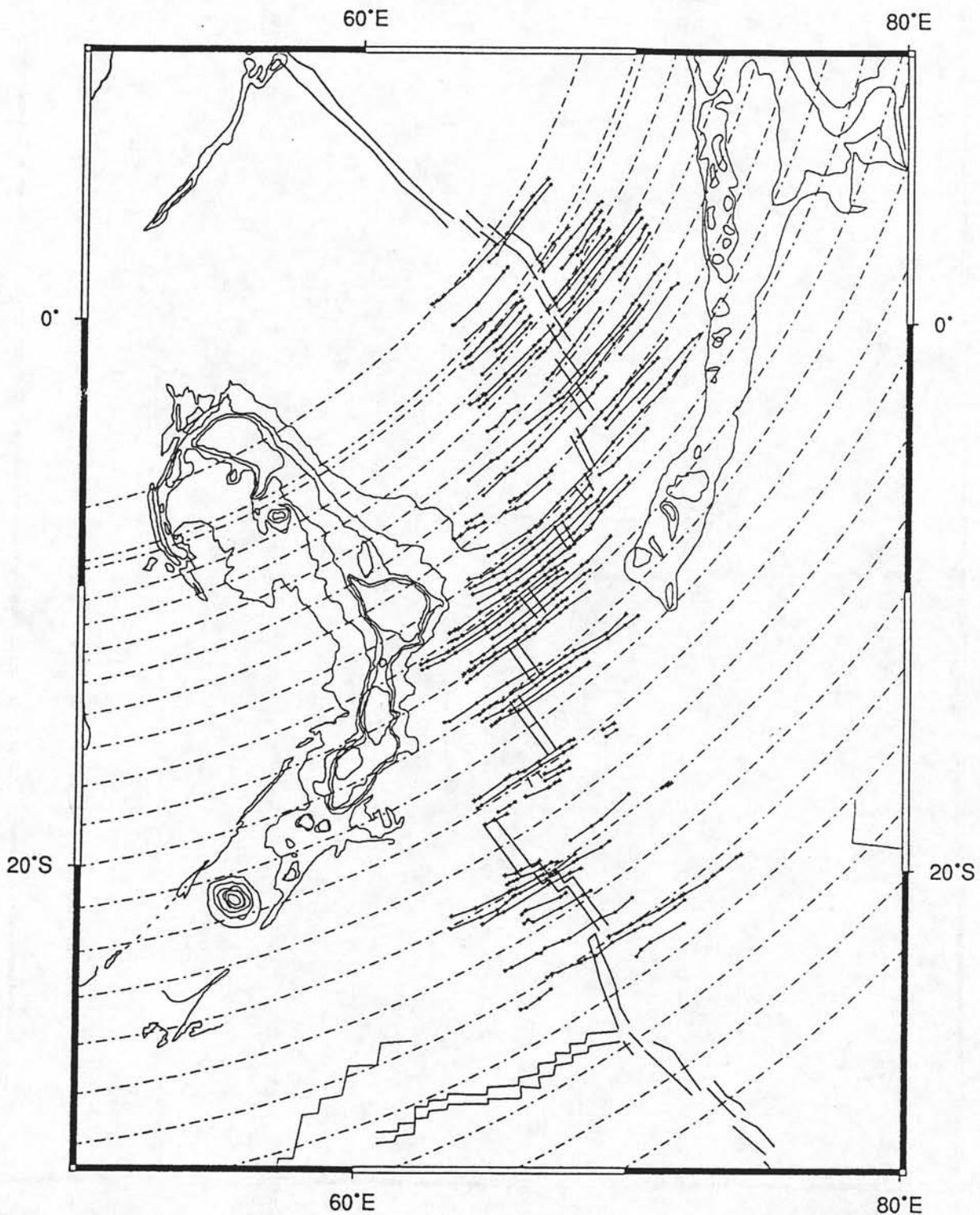


Figure III-8 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 6 entre l'Inde et l'Afrique de Patriat et Ségoufin [1988].
Même légende que la figure III-1.

Ces trajectoires synthétiques présentent un parallélisme avec les zones de fracture situées entre 18°S et 5°S. Cependant, au nord et au sud de cette zone, elles sont nettement obliques.

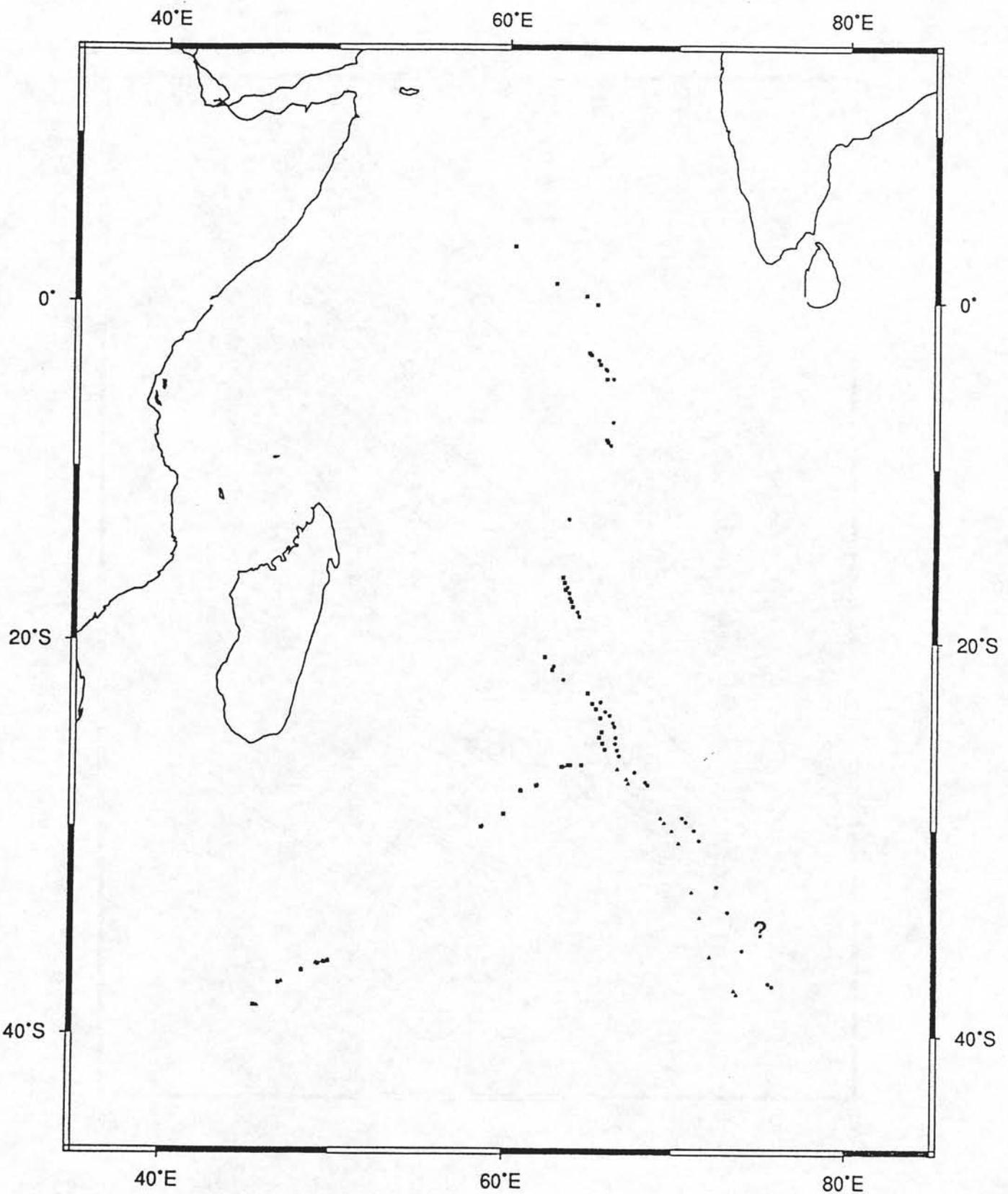


Figure III-9 : Assemblage des anomalies magnétiques 6 du système Afrique-Antarctique-Inde de Dyment [1991].

Cet auteur utilise un seul pôle qui superpose les anomalies magnétiques situées au nord de 10°S. Cette reconstitution souligne, par contre, une lacune de l'assemblage des anomalies situées au sud de 10°S.

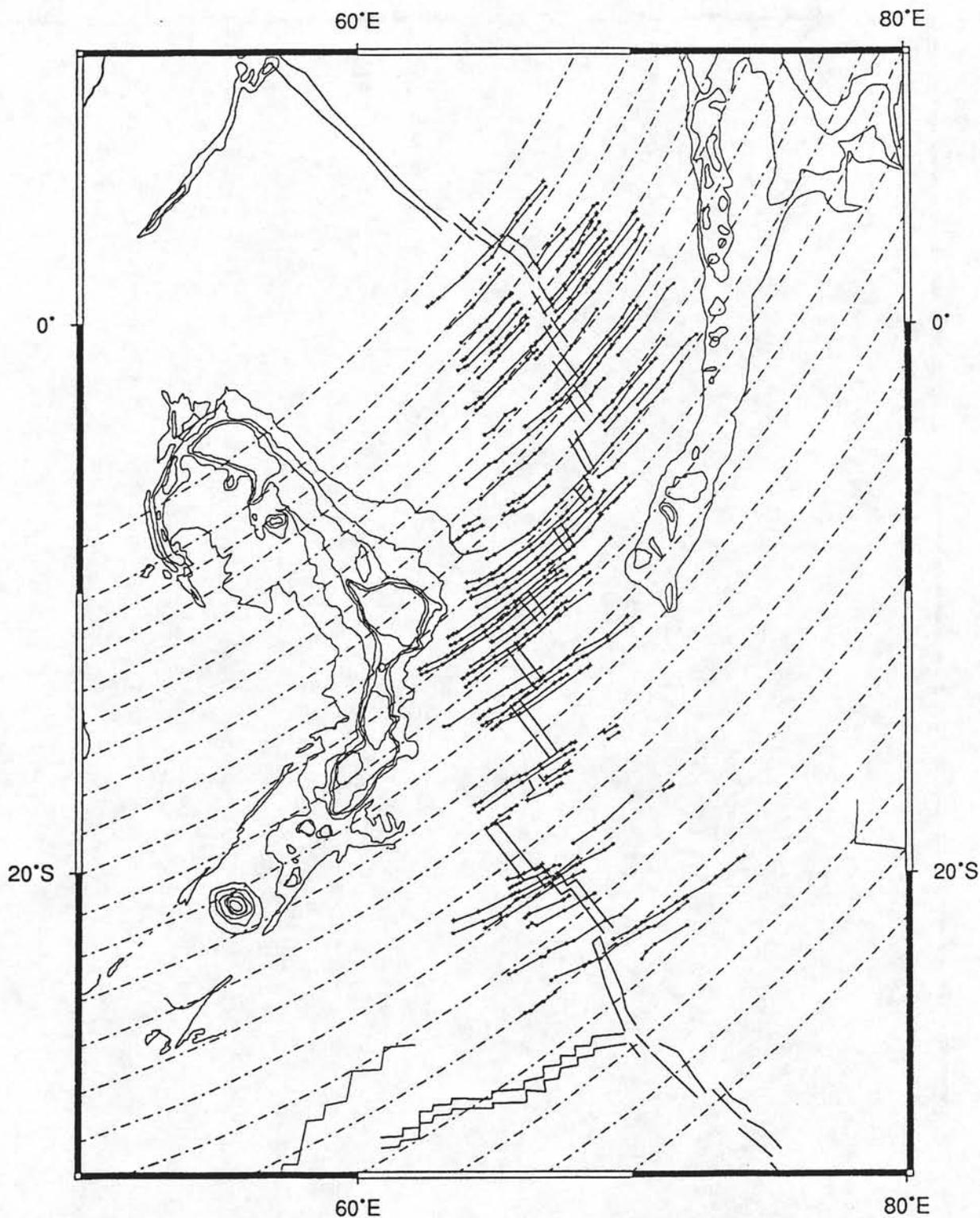


Figure III-10 : Les trajectoires synthétiques de la rotation fine Actuel-anomalie 6 entre l'Inde et l'Afrique de Dymont [1991].
Même légende que la figure III-1.

Ces trajectoires synthétiques décrivent mieux la direction des zones de fracture situées au nord de 5°S. Cependant, au sud de 5°S, elles sont nettement obliques.

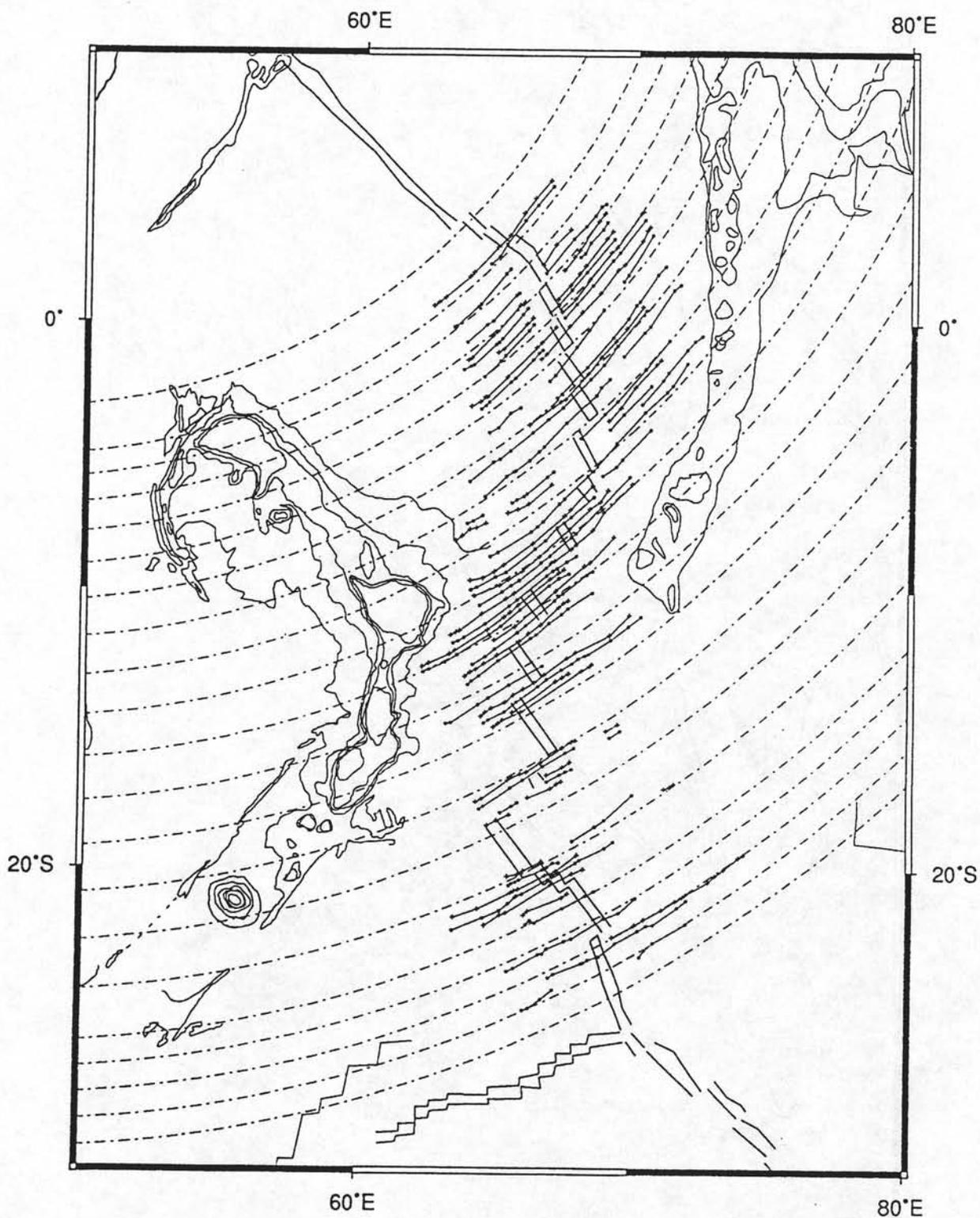


Figure III-11 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie anomalie 20-Actuel entre la plaque Inde (le domaine de la plaque indienne située au nord de l'Equateur) et l'Afrique. C'est la position qui aligne les fractures de Chagos et de Maurice.

Même légende que la figure III-1.

Elles ne présentent pas un parallélisme avec les zones de fracture de la dorsale centrale indienne au nord de 19°S.

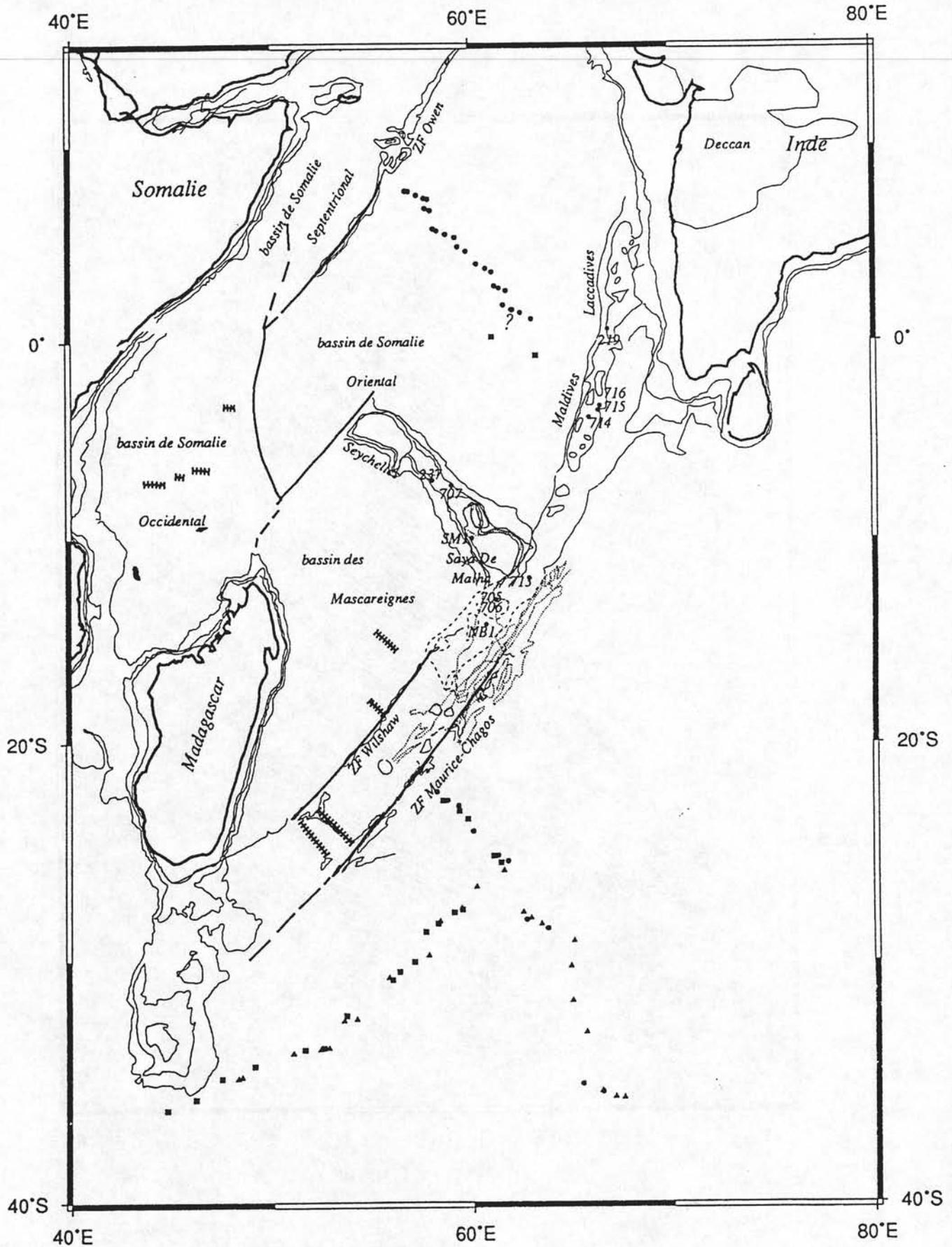


Figure III-12 : Reconstitution du système Inde-Afrique-Antarctique à l'époque de l'anomalie 20. L'Afrique est considérée comme fixe.
 -Les zones de fracture de Chagos et de Maurice sont dans l'alignement l'une de l'autre. Ce système transformant décale l'axe d'accrétion de la ride centrale indienne et l'axe d'accrétion du bassin de Somalie Oriental.
 -Le banc de Chagos se superpose partiellement aux bancs de Cargados, de Carojos et de Nazareth, situés au sud du plateau des Mascareignes.

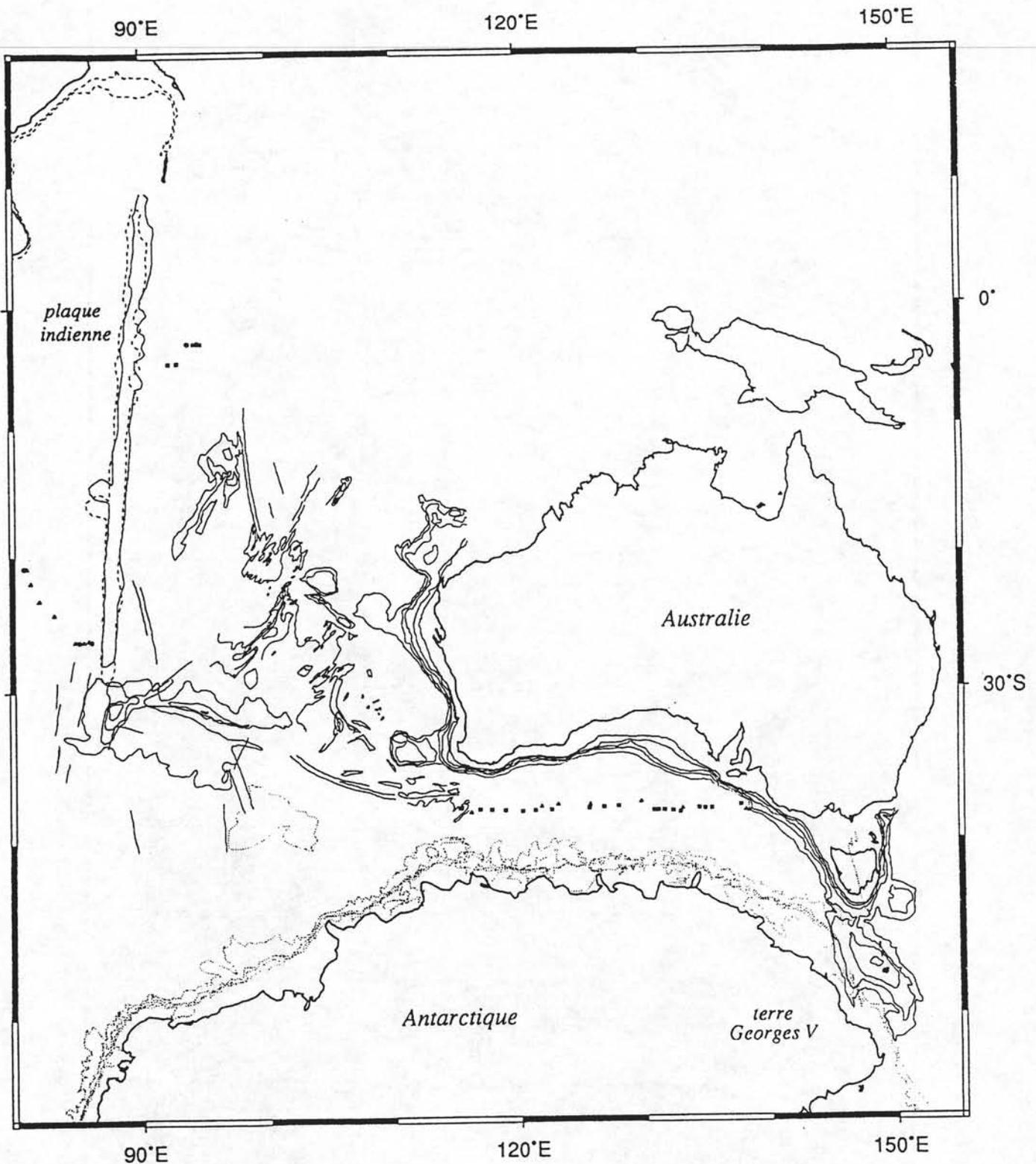


Figure III-13 : Reconstitution du système Inde-Australie-Antarctique à l'époque de l'anomalie 20 de Royer et Sandwell [1989]. L'Australie est considérée comme fixe.

Entre l'Inde et l'Australie, on note :

- Une bonne superposition des anomalies magnétiques homologues dans le bassin de Wharton.
- La ride de Ninetyeast attachée à l'Inde et cette même ride attachée à l'Australie sont dans l'alignement l'une de l'autre.

Entre l'Australie et l'Antarctique, on note :

- Un assemblage incohérent des anomalies magnétiques homologues. L'assemblage aux extrémités orientale et occidentale montre des lacunes. L'assemblage du reste montre un recouvrement.
- un léger recouvrement, entre la marge occidentale de la ride de Tasmanie et la marge de l'Antarctique au niveau de la Terre de George V.

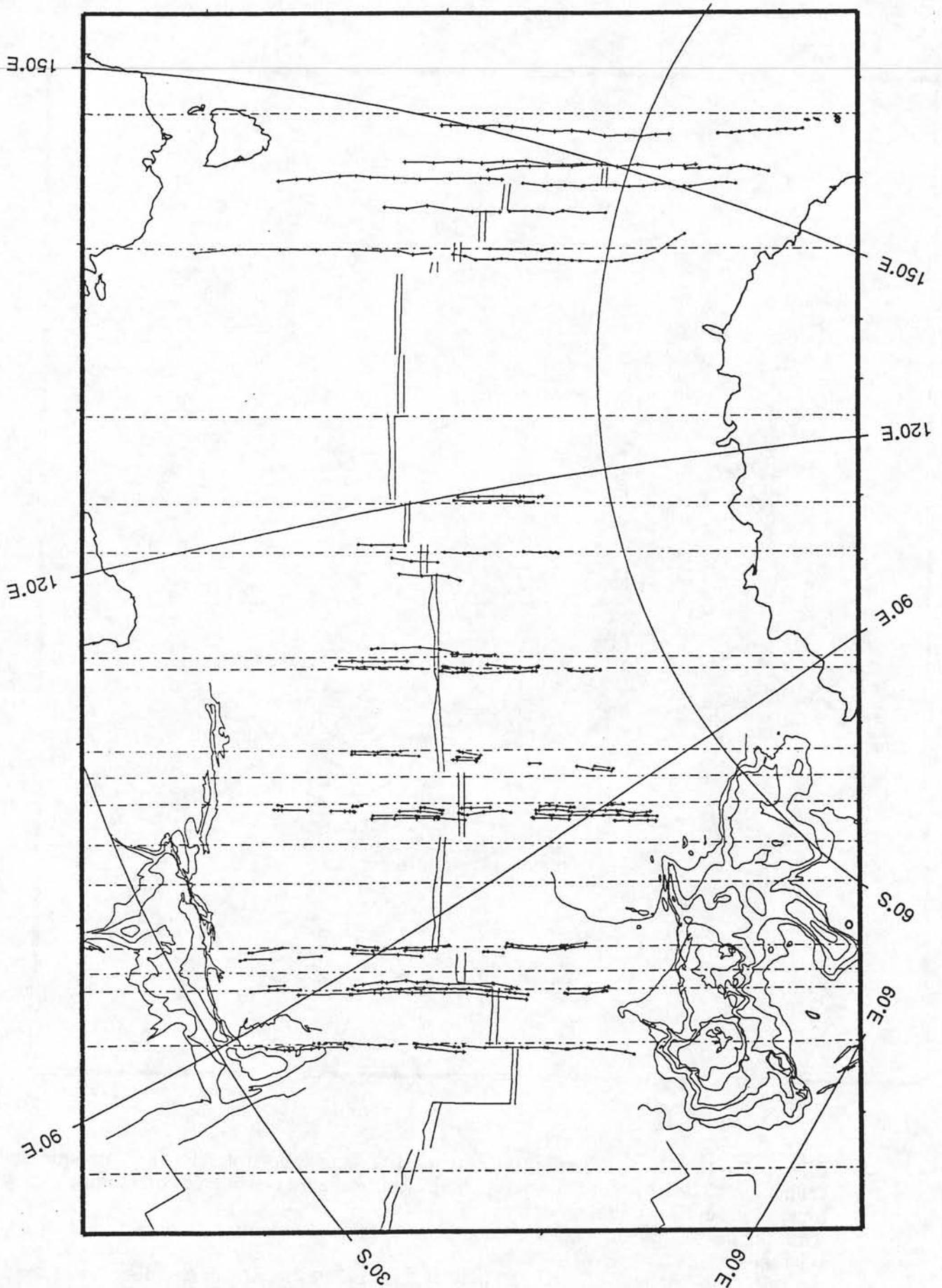


Figure III-14 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 20 entre l'Antarctique et l'Australie de Royer et Sandwell [1989].
Même légende que pour la figure III-1.

Ces trajectoires synthétiques sont obliques par rapport aux zones de fracture du bassin Antarctique-Australie, qui ont fonctionné pendant cette période.

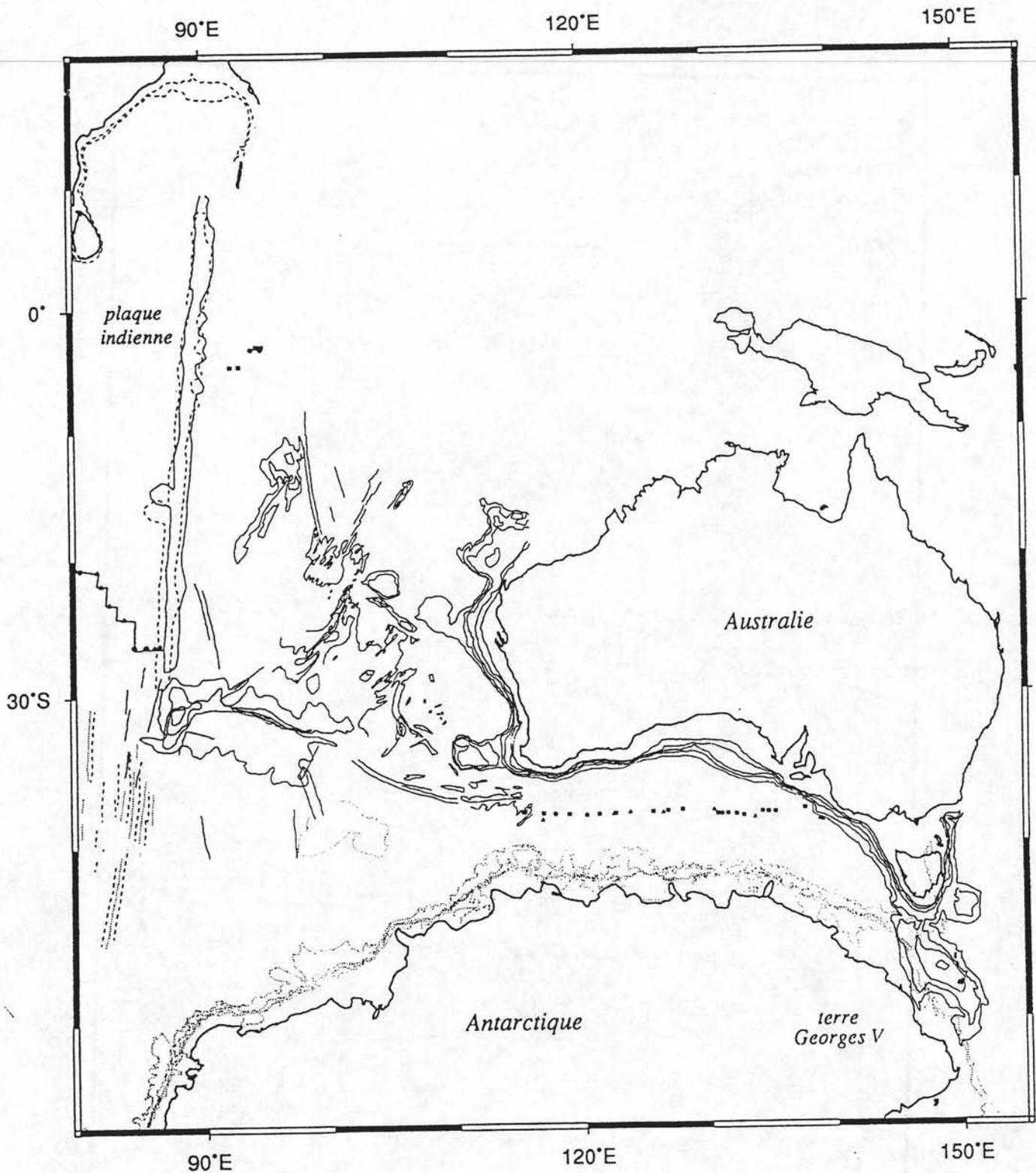


Figure III-16 : Reconstitution du système Inde-Australie-Antarctique à l'époque de l'anomalie 20 calculée dans ce travail. L'Australie est considérée comme fixe.

Entre l'Inde et l'Australie, on note :

- Un assemblage satisfaisant des anomalies magnétiques homologues dans le bassin de Wharton.
- La ride de Ninetyeast attachée à l'Inde et cette même ride attachée à l'Australie s'alignent.

Entre l'Antarctique et l'Australie, on note :

- L'assemblage des anomalies magnétiques identifiées aux extrémités orientale et occidentale de ce bassin montrent des lacunes. Cependant, l'assemblage du reste est satisfaisant.
- Un léger recouvrement, entre la marge occidentale de la ride de la Tasmanie et la marge de l'Antarctique au niveau de la Terre de George V.

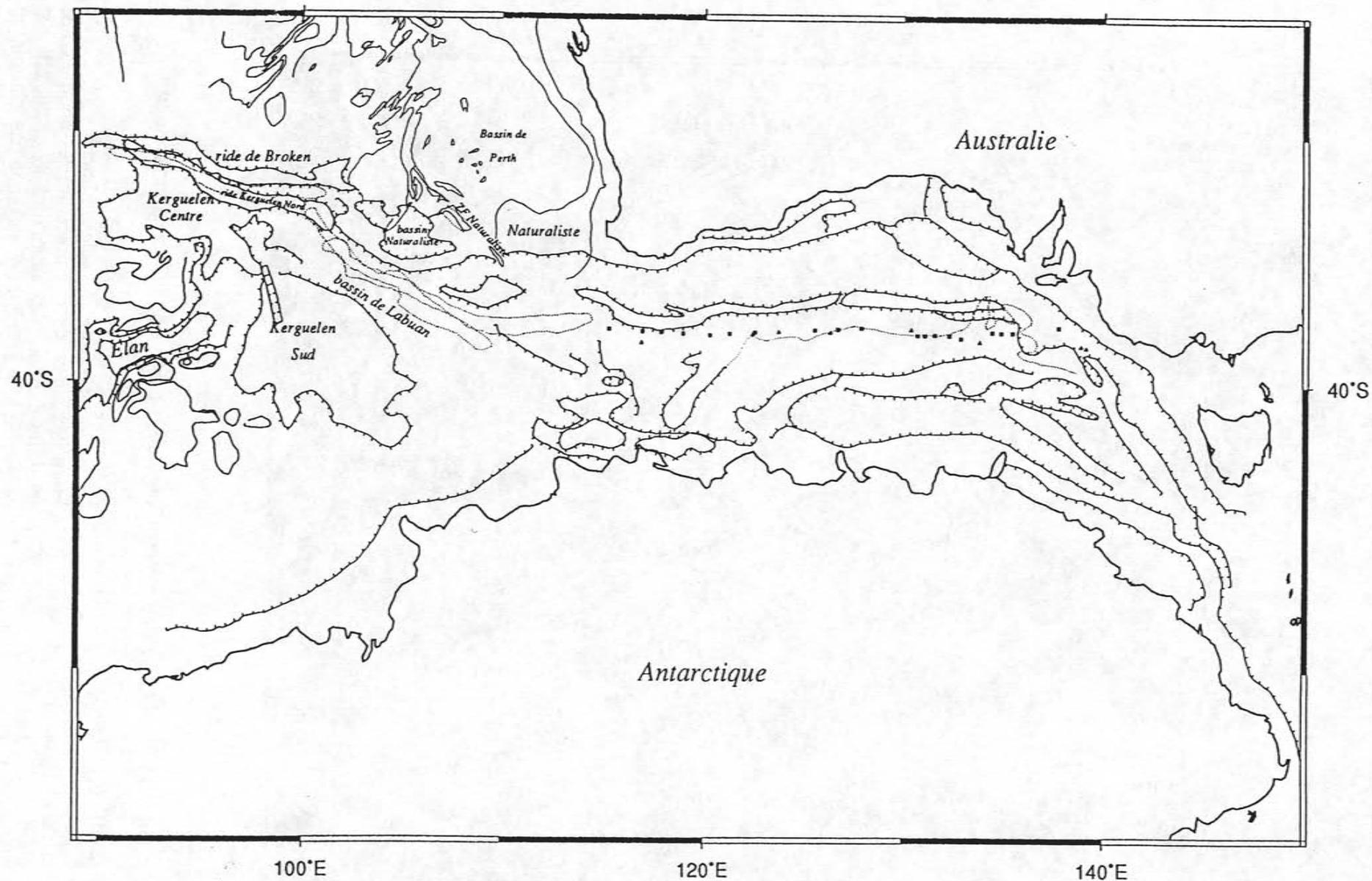


Figure III-17 : Reconstitution à l'époque de l'anomalie 20 entre l'Australie et l'Antarctique.

-La bathymétrie tirée de la carte GEBCO est représentée par un trait continu.

-Les traits tirés de la carte de Haxby et Hayes [1991] sont représentés par des traits barbelés.

On note que la ride de Broken et le domaine Central des Kerguelen se juxtaposent.

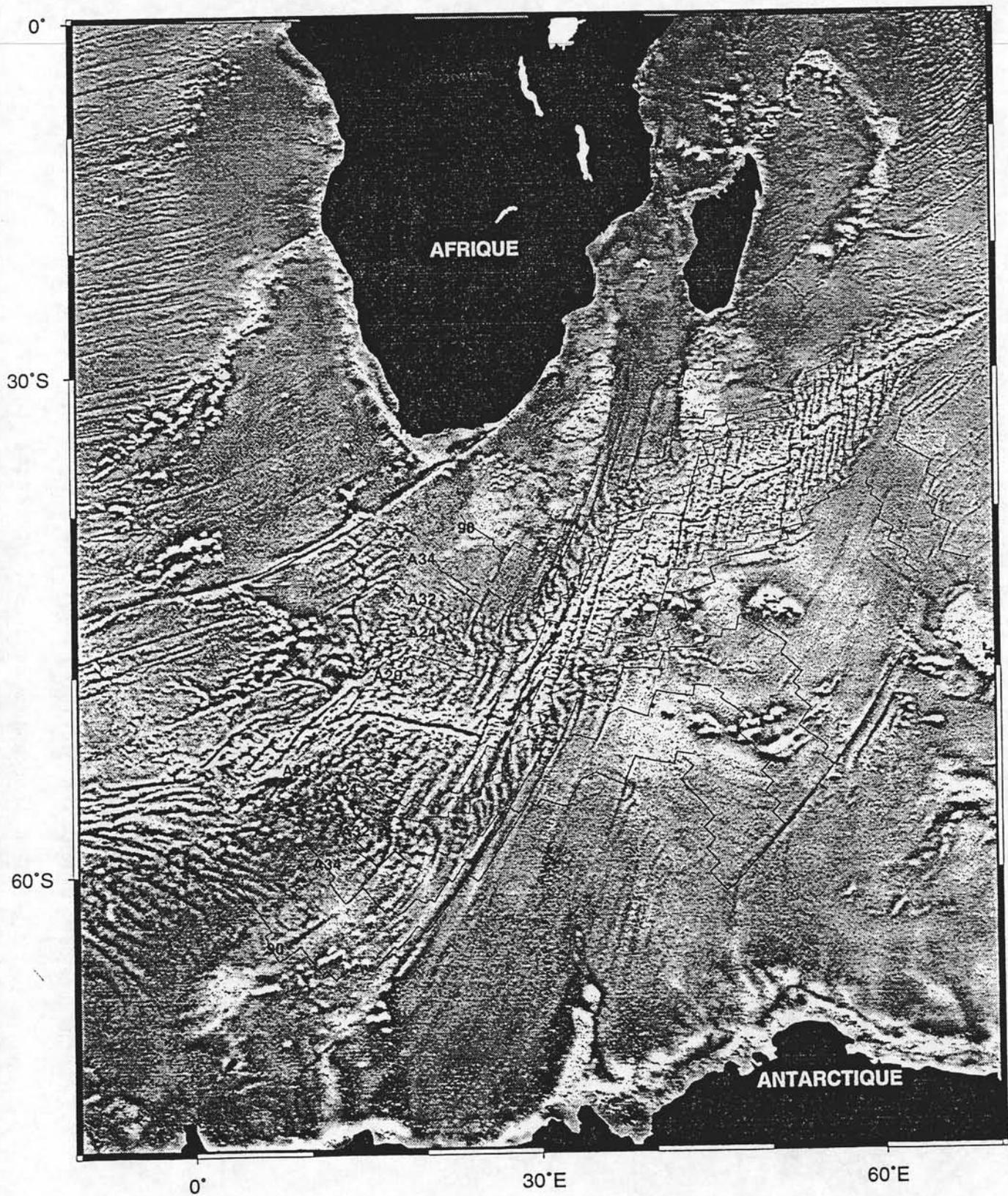


Figure III-18 : Les domaines océaniques créés par la ride sud ouest indienne :

III-18-A : Carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992].

Sur cette figure, nous avons tracé les isochrones des époques des anomalies 34, 32, 24 et 20 et l'isochrone 90 Ma. La direction des zones de fracture entre les époques des anomalies 34 et 32 est NNE-SSW; entre les époques des anomalies 32 et 24, elle est NNW-SSE; entre les époques des anomalies 24 et 20, elles ne sont pas clairement définies.

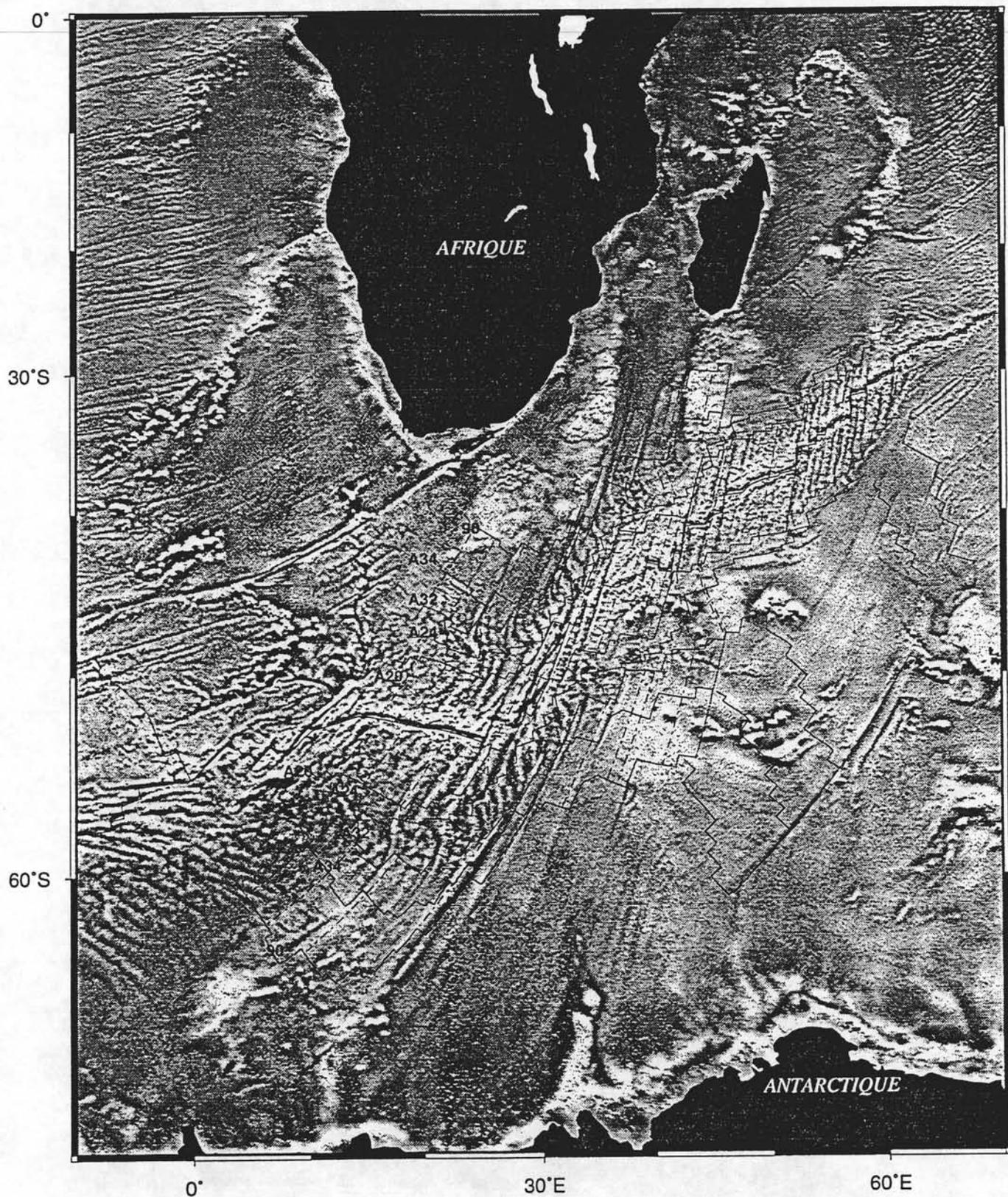


Figure III-18 : Les domaines océaniques créés par la ride sud ouest indienne

III-18-B : Trajectoires synthétiques de l'évolution entre l'Antarctique et l'Afrique pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen, proposées dans ce travail. Elles décrivent correctement la direction des principales zones de fracture situées entre l'Antarctique et l'Afrique.

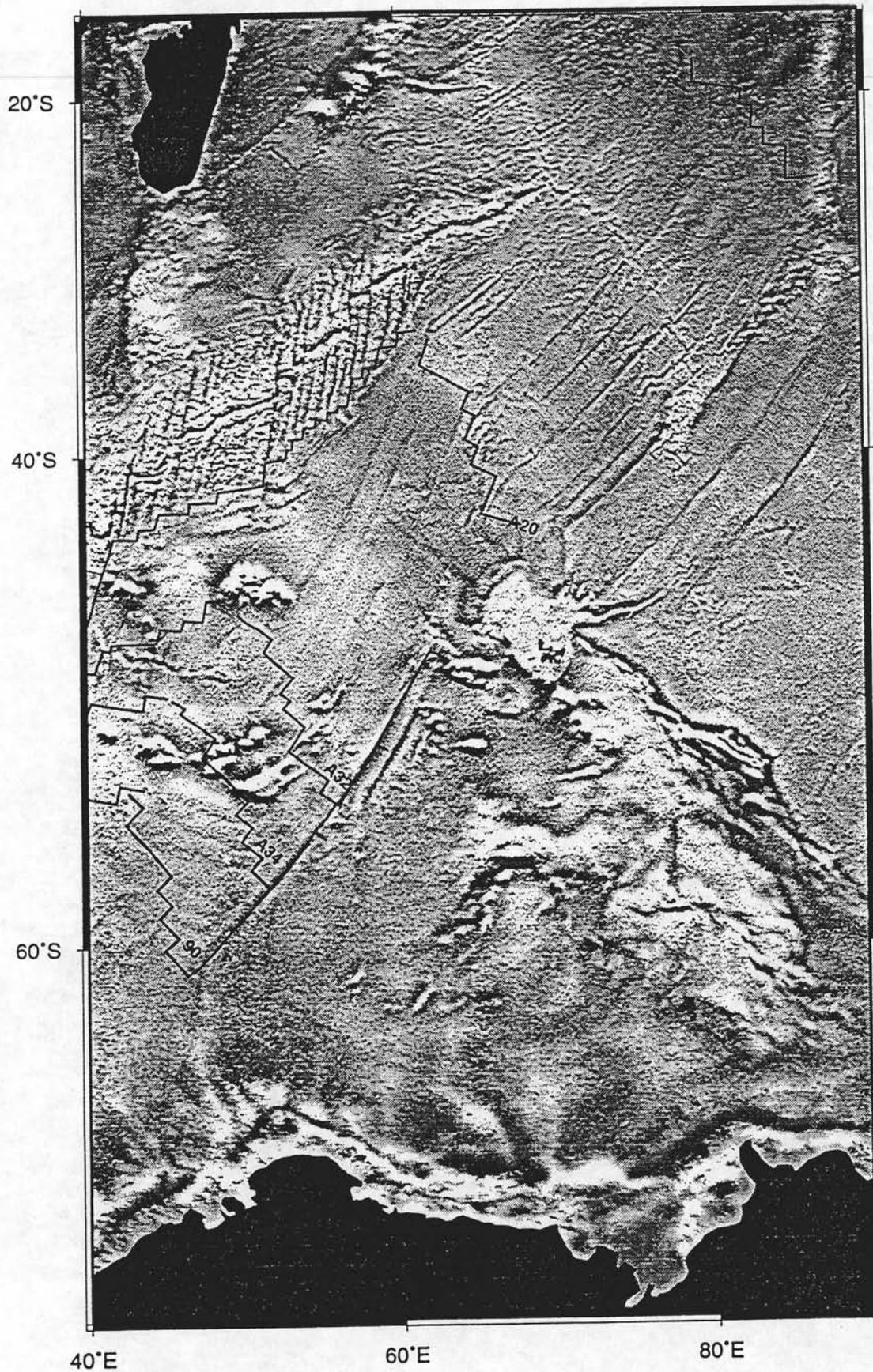


Figure III-19 : Le bassin de Crozet :

III-19-A : Carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992]. On observe deux familles de zones de fracture de directions différentes :

- Les zones de fracture du bassin de Crozet orientées N30°, décalent les anomalies magnétiques 20, 24, 28 et 32.
- Les zones de fracture des Kerguelen, orientées N40°, décalent les anomalies magnétiques 34.

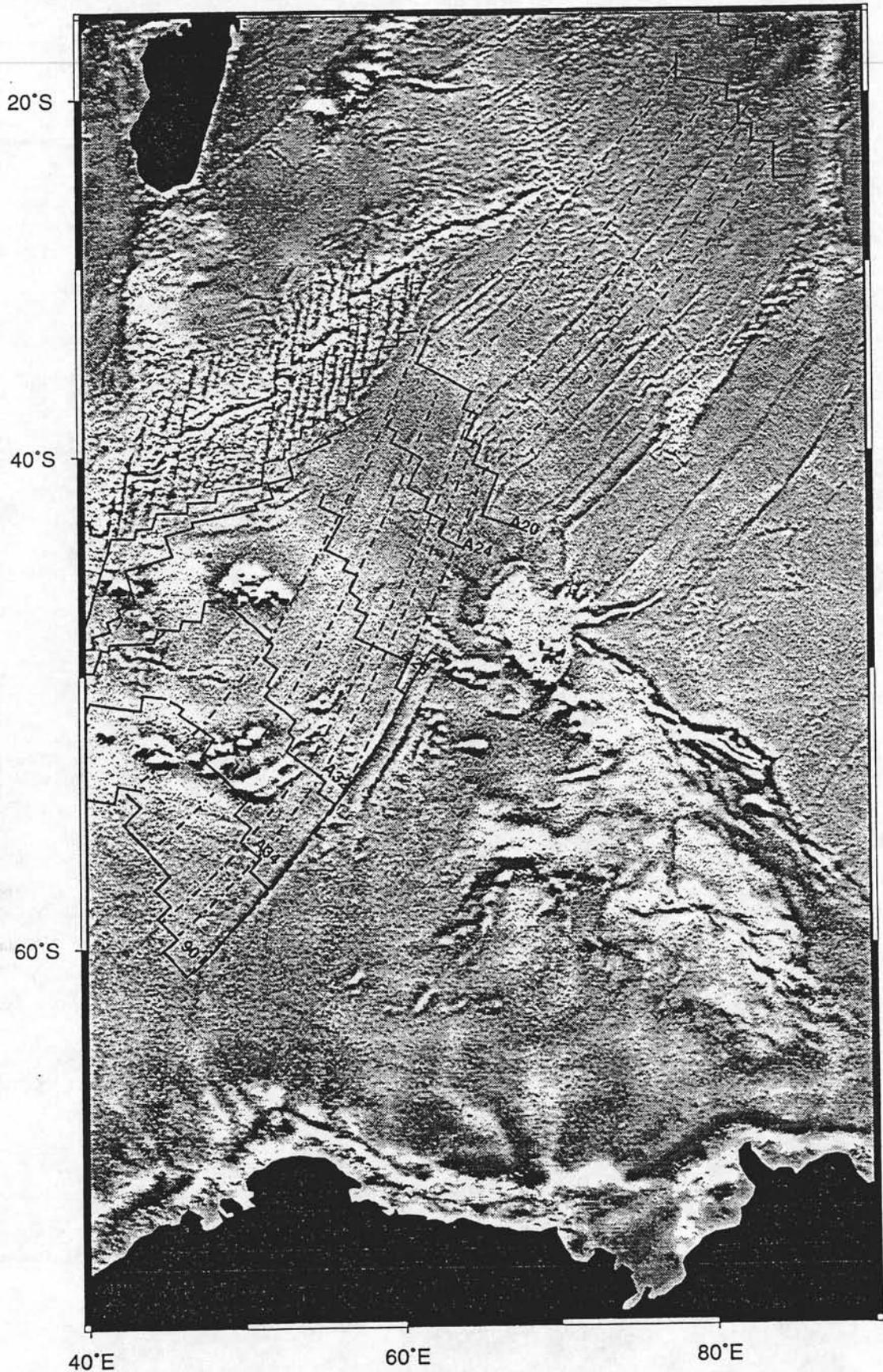


Figure III-19 : Le bassin de Crozet

III-19-B : Trajectoires synthétiques de l'évolution entre l'Antarctique et l'Inde pendant la période Eocène moyen-Crétacé moyen, proposées dans ce travail.

Elles décrivent correctement la direction des principales zones de fracture situées dans le bassin de Crozet.

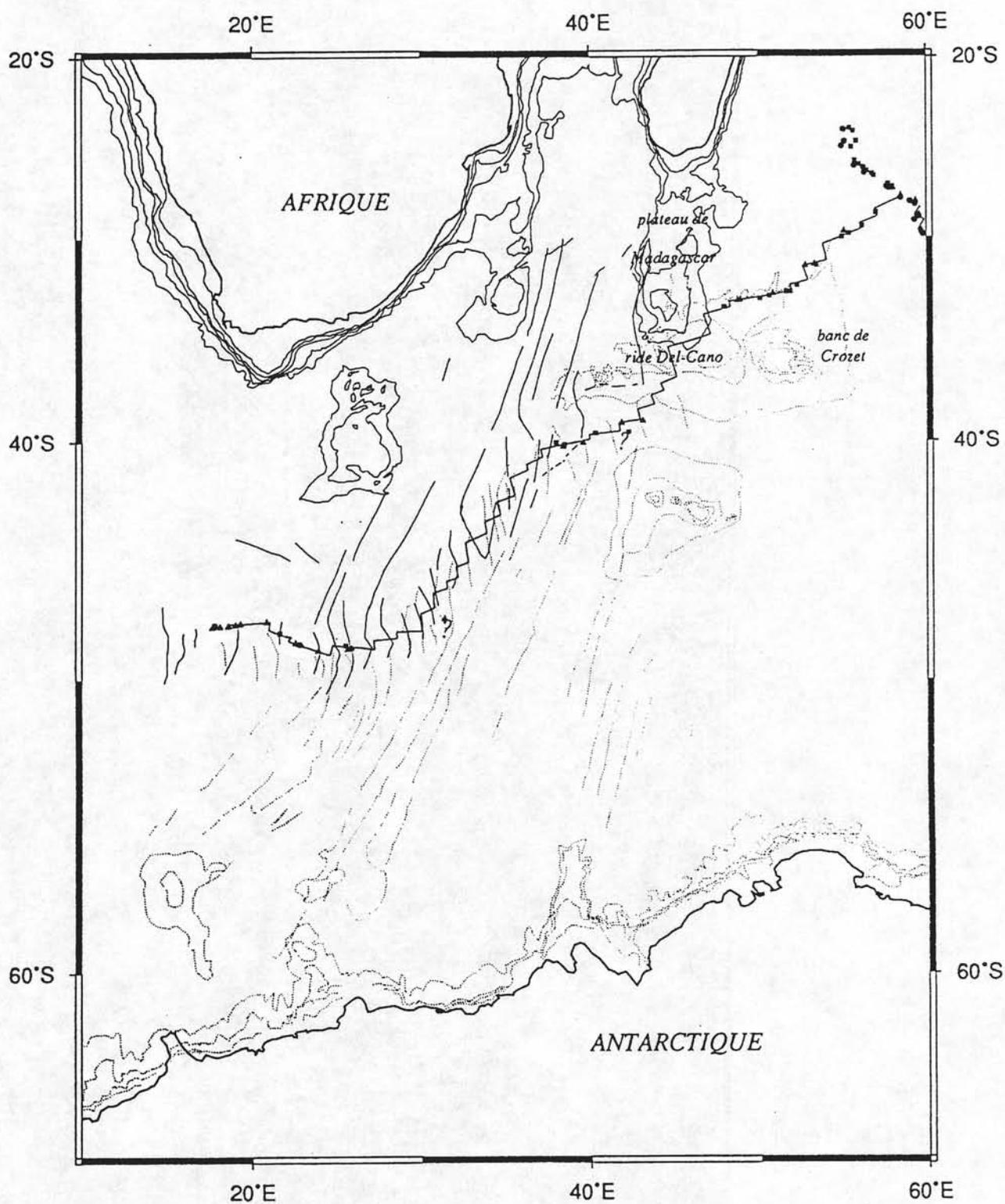


Figure III-20 : Reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 24. L'Afrique est considérée comme fixe.

-L'assemblage des anomalies magnétiques homologues est satisfaisant.

-La ride de Del-Cano, qui constitue la partie occidentale du plateau de Crozet, chevauche la partie Sud du plateau de Madagascar.

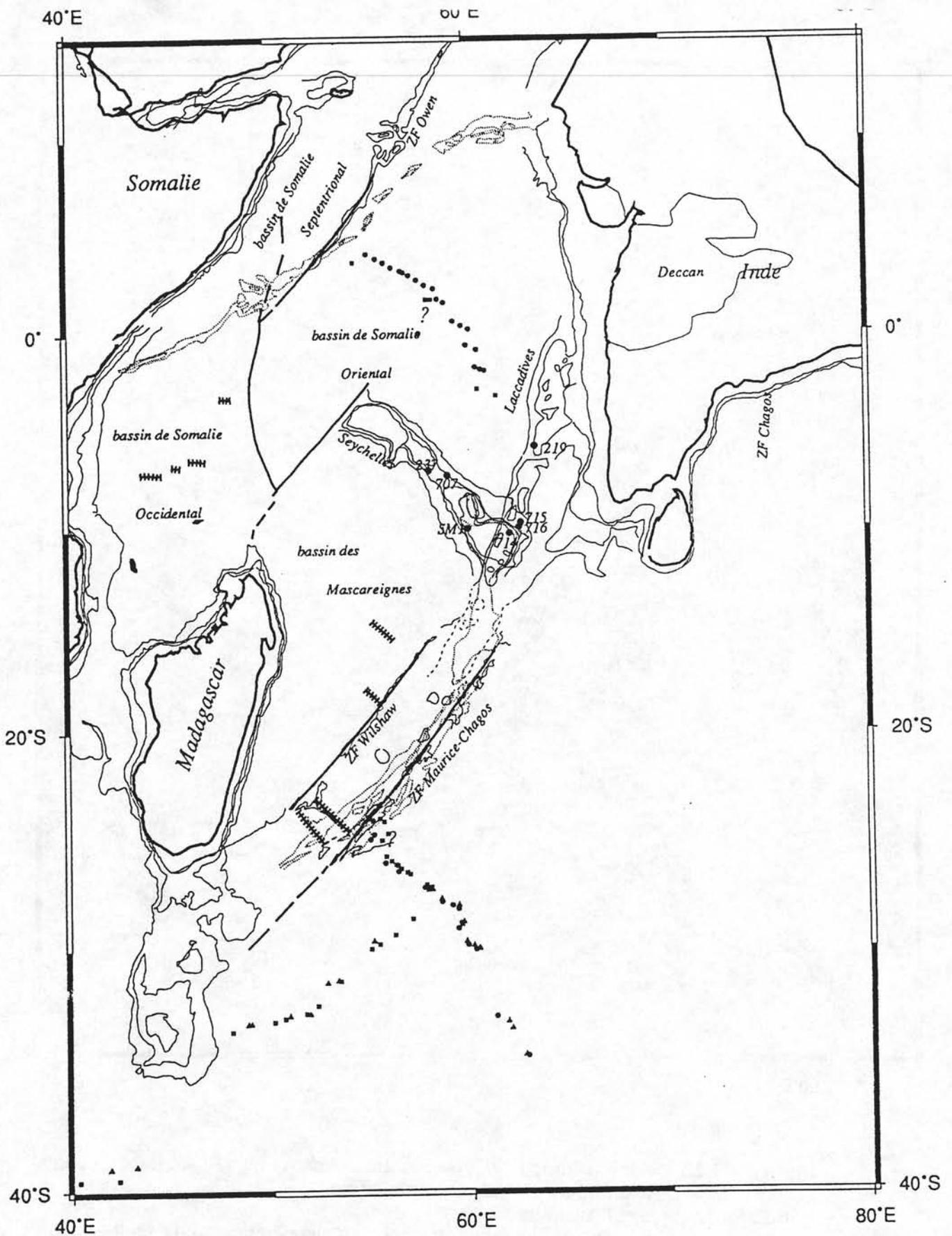


Figure III-21 : Reconstitution entre l'Inde et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 24. L'Afrique est considérée comme fixe.

- L'assemblage des anomalies magnétiques homologues du bassin de Somalie Oriental et du bassin d'Arabie est incohérent.
- Les zones de fracture de Maurice et de Chagos se trouvent dans l'alignement l'une de l'autre.
- La partie méridionale du banc des Maldives chevauche la partie méridionale du banc de Saya de Malha.

90°E

120°E

150°E

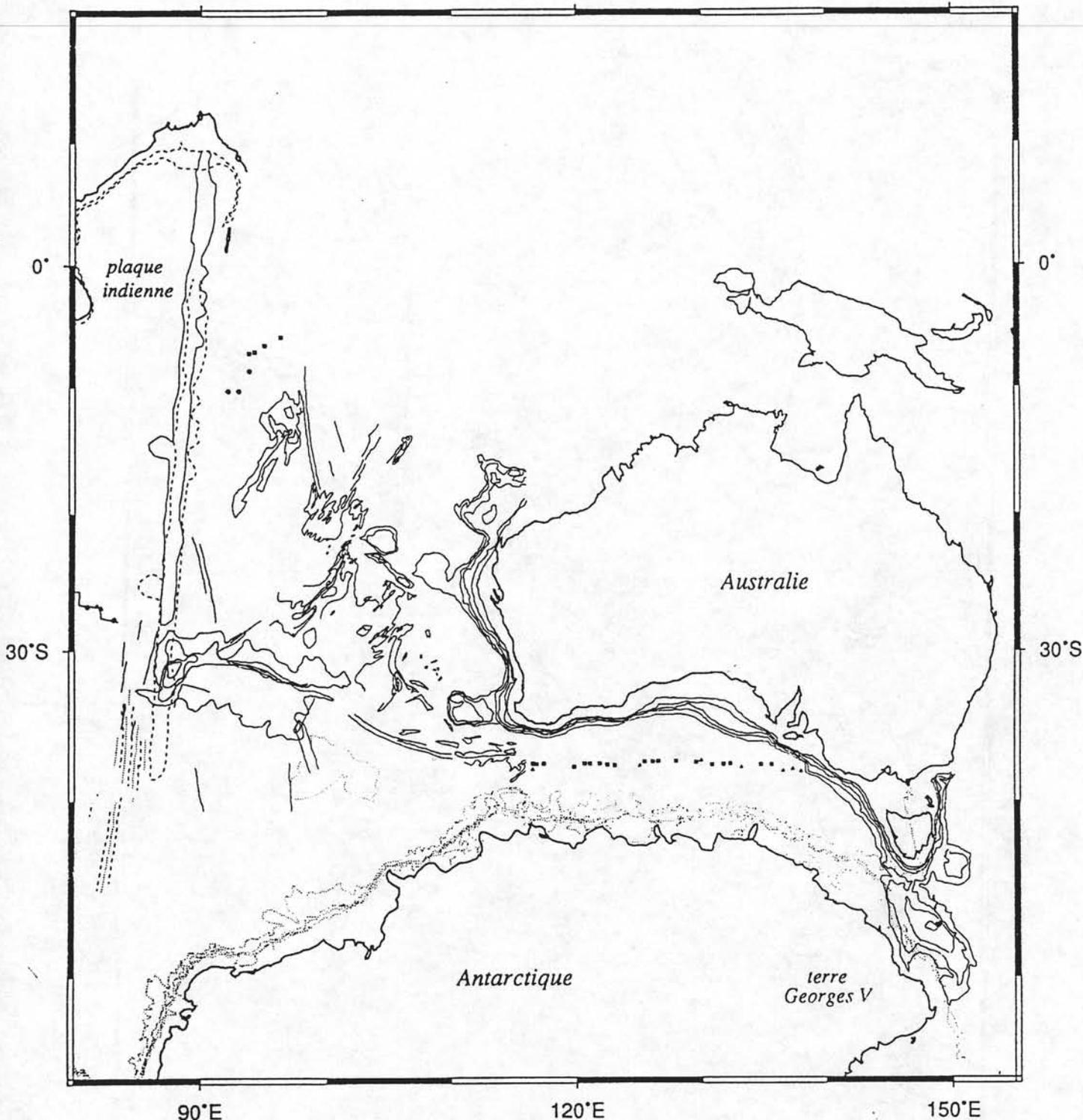


Figure III-22 : Reconstitution du système Inde-Antarctique-Australie à l'époque de l'anomalie 24. L'Australie est considérée comme fixe.

Entre l'Antarctique et l'Australie :

- L'assemblage des anomalies magnétiques est cohérent, sauf pour l'anomalie magnétique la plus occidentale identifiée sur la plaque Antarctique.
- La marge occidentale de la ride de Tasmanie chevauche la marge de l'Antarctique au niveau de la Terre de George V.
- Le domaine Central des Kerguelen est lié à la ride de Broken, et donc à l'Australie. Le domaine Sud subit le même mouvement que l'Antarctique. Ce mouvement correspond à l'ouverture du bassin de Labuan.

Entre l'Inde et l'Australie :

- L'assemblage des anomalies magnétiques homologues est satisfaisant.
- La ride de Ninetyeast liée à l'Australie et cette même ride liée à l'Inde se présentent dans l'alignement l'une de l'autre.

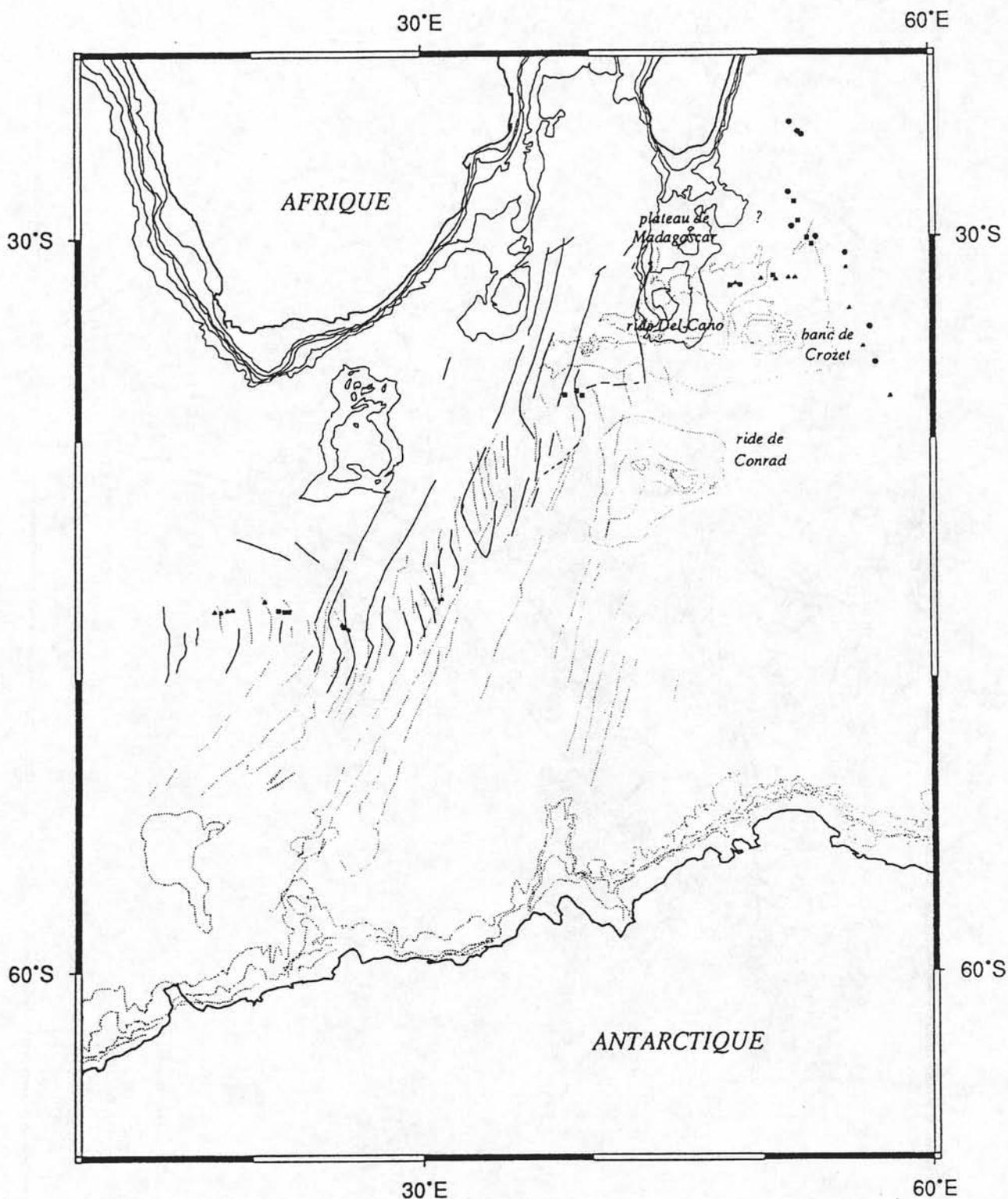


Figure III-23 : Reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 28. L'Afrique est considérée comme fixe.
 -L'assemblage des anomalies magnétiques homologues de cette époque est satisfaisant.
 -La ride de Del-Cano se superpose à la partie la plus méridionale du plateau de Madagascar. Le banc de Crozet se situe au sud de l'axe d'accrétion, restitué à cette époque.

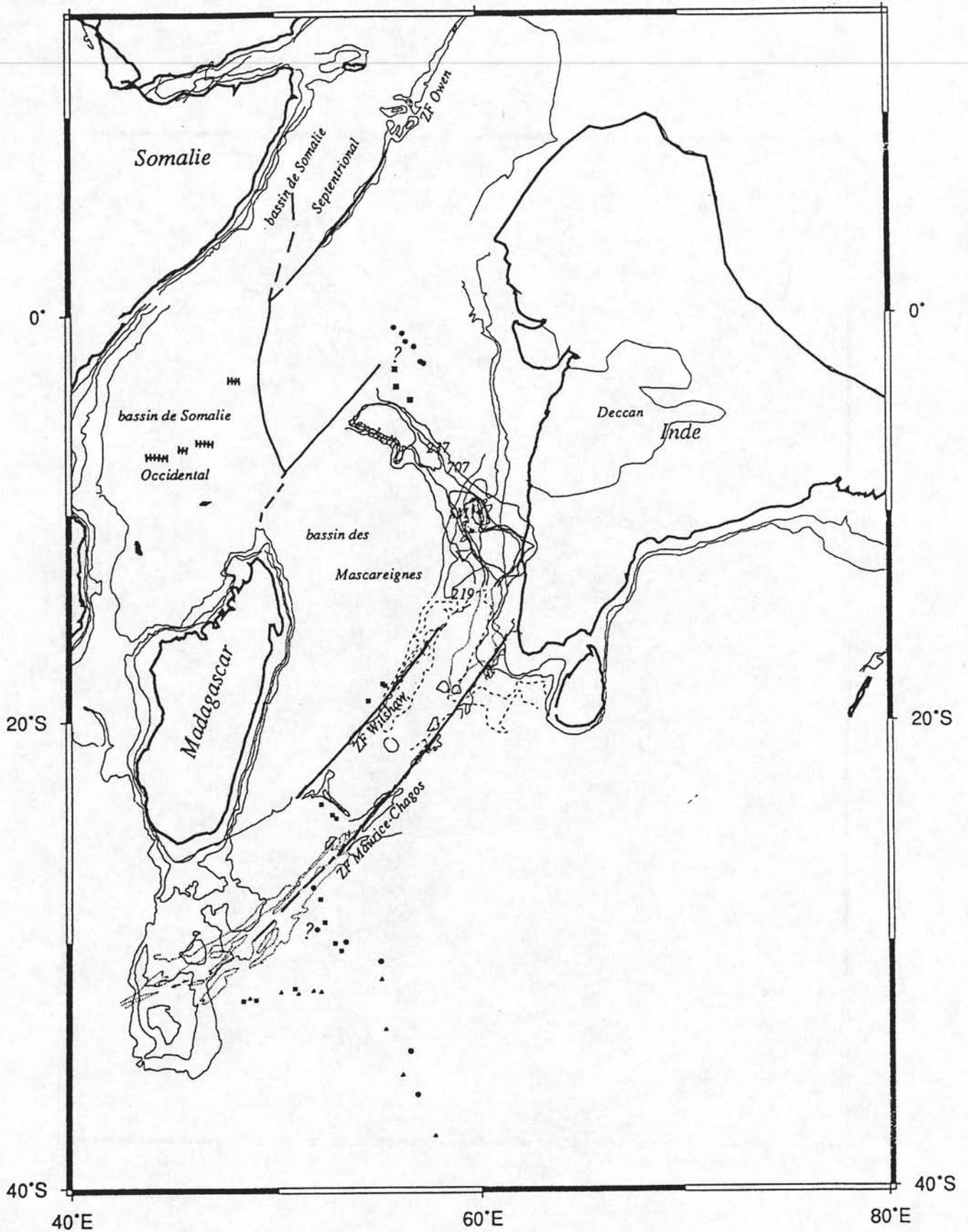


Figure III-24 : Reconstitution entre l'Inde et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 28. L'Afrique est considéré comme fixe.

- Les zones de fracture de Maurice et de Chagos se trouvent dans l'alignement l'une de l'autre. La partie méridionale de la fracture de Chagos se superpose avec l'escarpement oriental du plateau de Madagascar, orienté NE-SW et matérialisé par les lignes bathymétriques 3000 m et 4000 m.
- La ride de Laccadive chevauche le banc de Saya de Malha (plateau des Mascareignes).
- L'ouverture du bassin d'Arabie et du bassin des Mascareignes se produit simultanément, comme en témoignent la présence de l'anomalie 28 dans ces deux bassins.

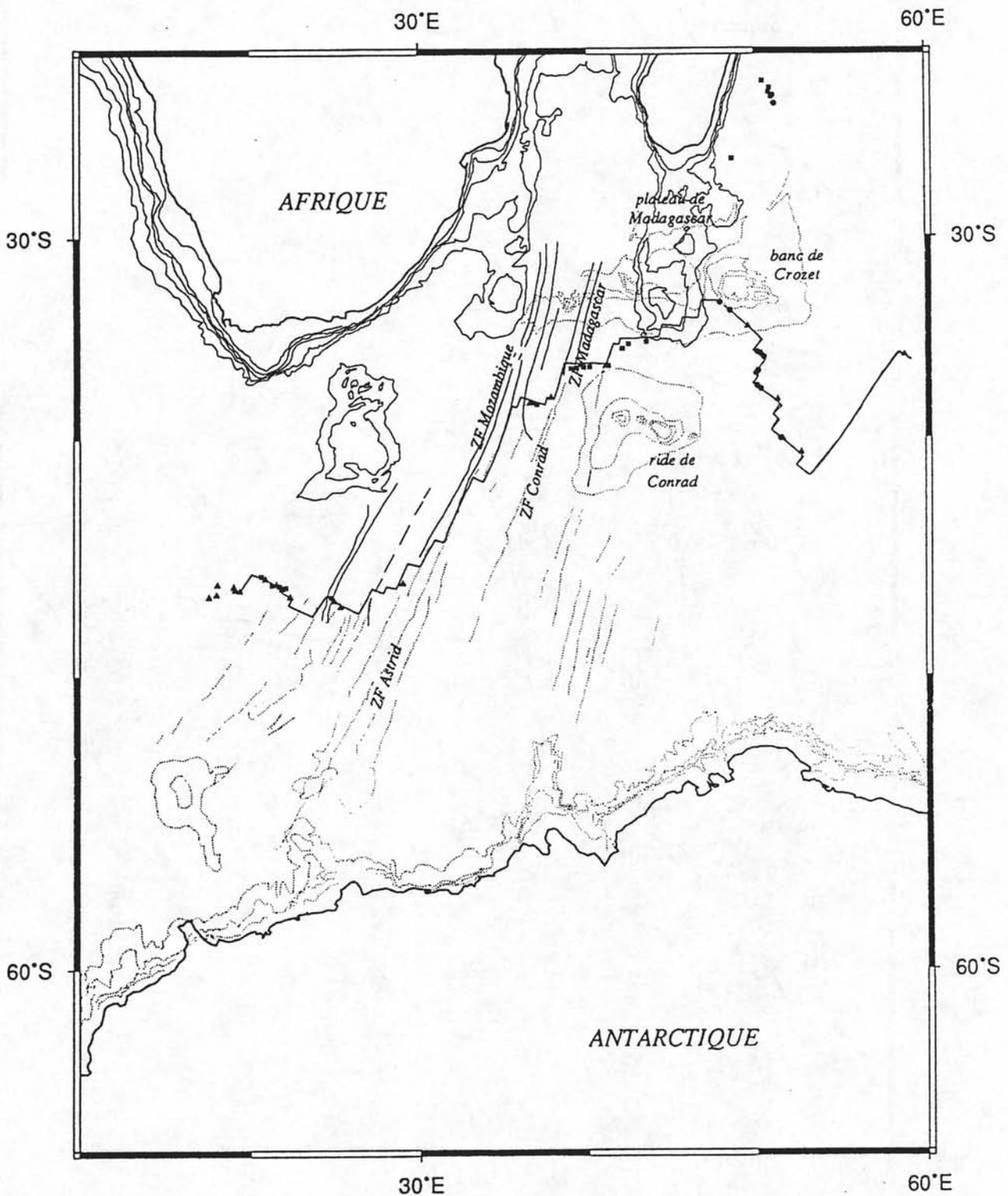


Figure III-25 : Reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 32. L'Afrique est considérée comme fixe.
 -L'assemblage des anomalies magnétiques homologues est satisfaisant.
 -La fracture d'Astrid s'aligne avec la fracture du Mozambique. La fracture de Conrad s'aligne avec la fracture de Madagascar. Ces deux couples de zones de fracture sont considérés comme homologues.

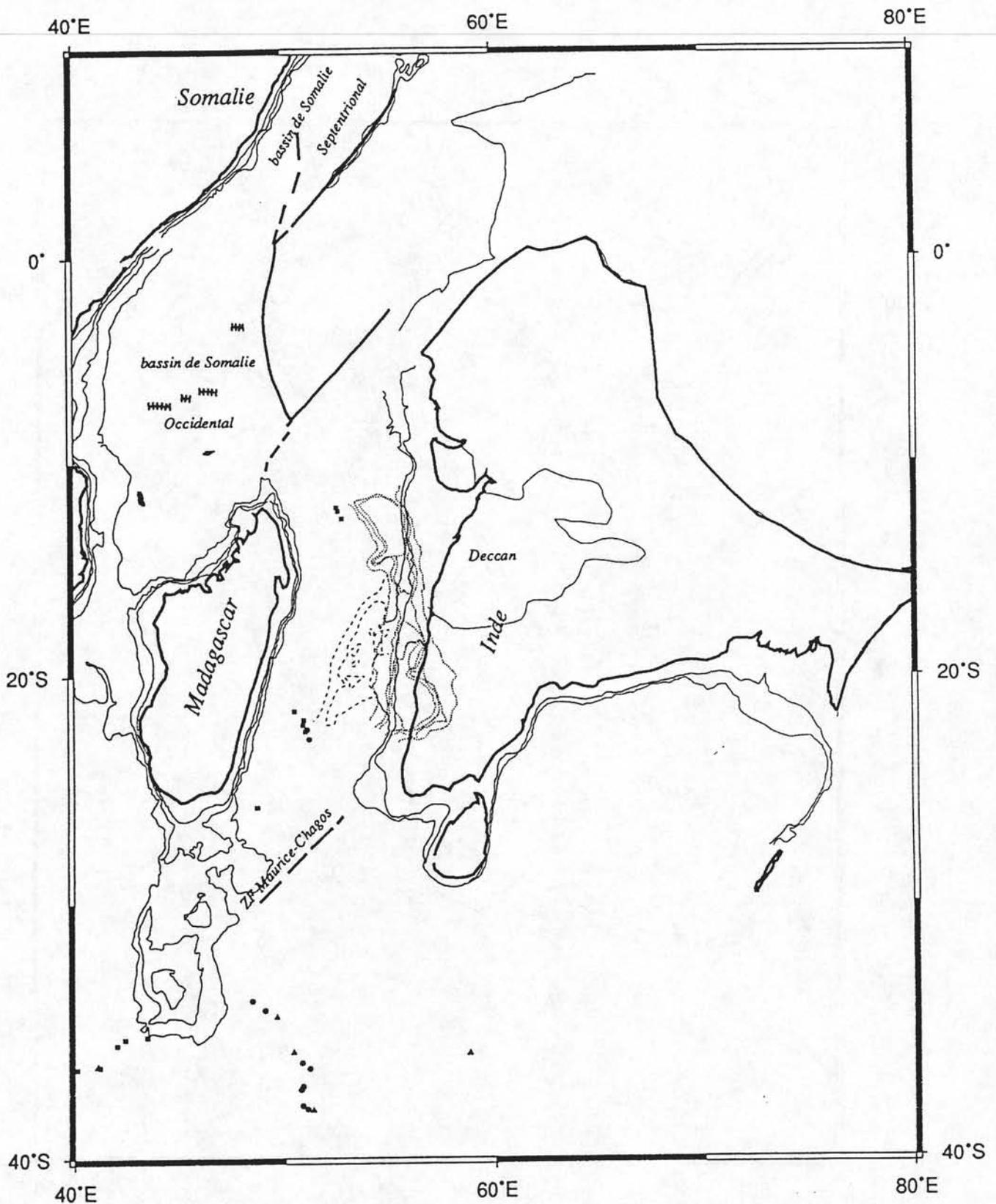


Figure III-26 : Reconstitution entre l'Inde et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 32. L'Afrique est considérée comme fixe.
 -La fracture de Chagos se superpose à l'escarpement oriental du plateau de Madagascar, orienté NE-SW et matérialisé par les lignes bathymétriques 3000 et 4000m.
 -La marge occidentale de l'Inde recouvre le plateau des Mascareignes, entre la marge sud du banc des Seychelles et le banc de Saya de Malha.
 -Le bassin de Somalie Oriental, au NE du banc des Seychelles n'existait pas à cette époque. La marge occidentale de l'Inde et la marge occidentale du plateau des Mascareignes montrent un parallélisme.

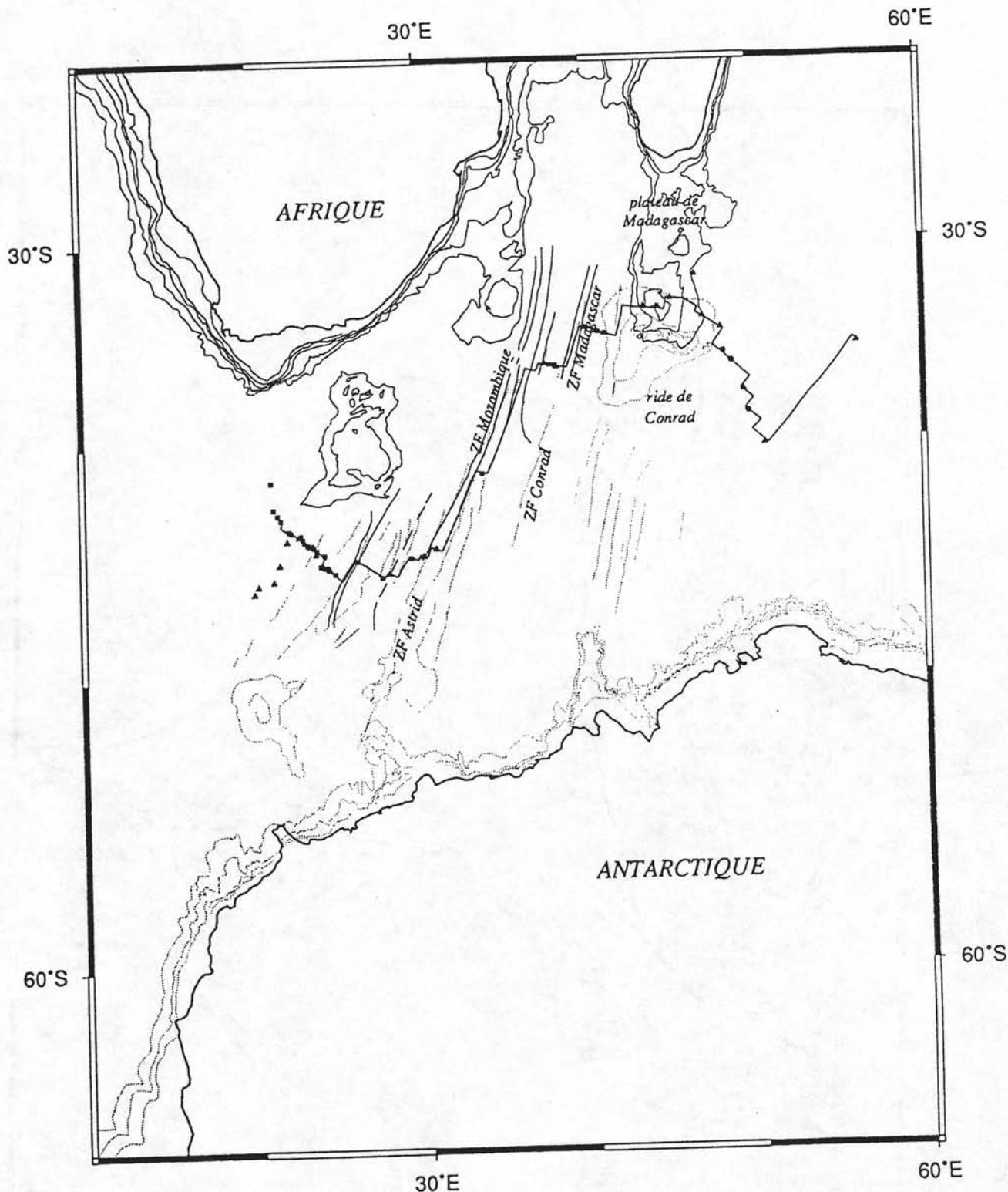


Figure III-27 : Reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 34. L'Afrique est considérée comme fixe.

-La superposition des anomalies magnétiques homologues est satisfaisante.

-Les fractures de Madagascar et du Mozambique s'alignent avec les fractures de Conrad et d'Astrid, respectivement.

-La partie septentrionale de la ride de Conrad chevauche la partie méridionale du plateau de Madagascar. Leurs deux flancs, matérialisés par les lignes bathymétriques 2000 m, se trouvent dans l'alignement l'un de l'autre. Ces deux structures se situent au niveau du point triple du système Inde-Afrique-Antarctique.

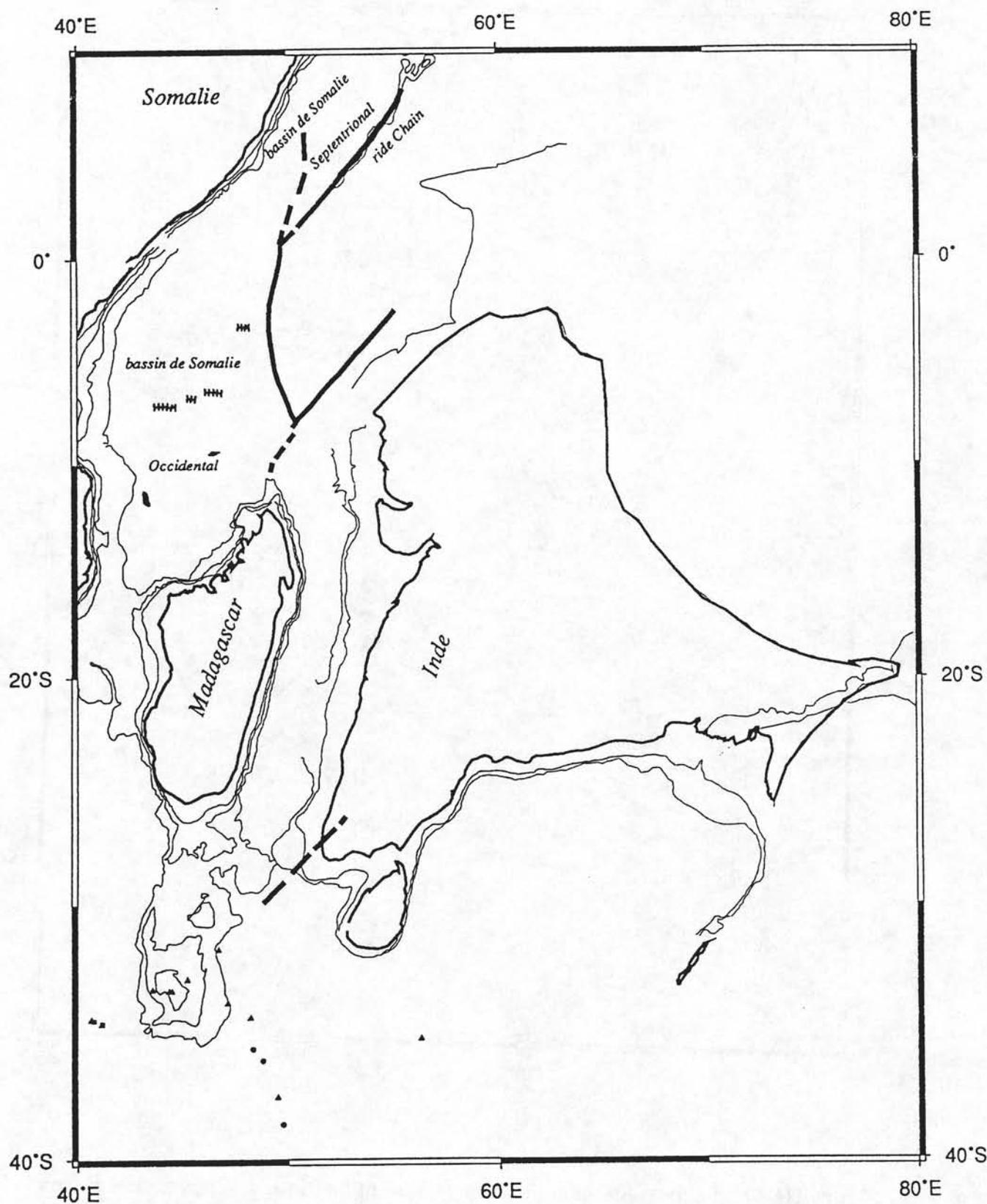


Figure III-28 : Reconstitution entre l'Inde et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 34. L'Afrique est considérée comme fixe.

L'assemblage des anomalies magnétiques homologues du bassin Central Indien et du bassin de Crozet est satisfaisant.

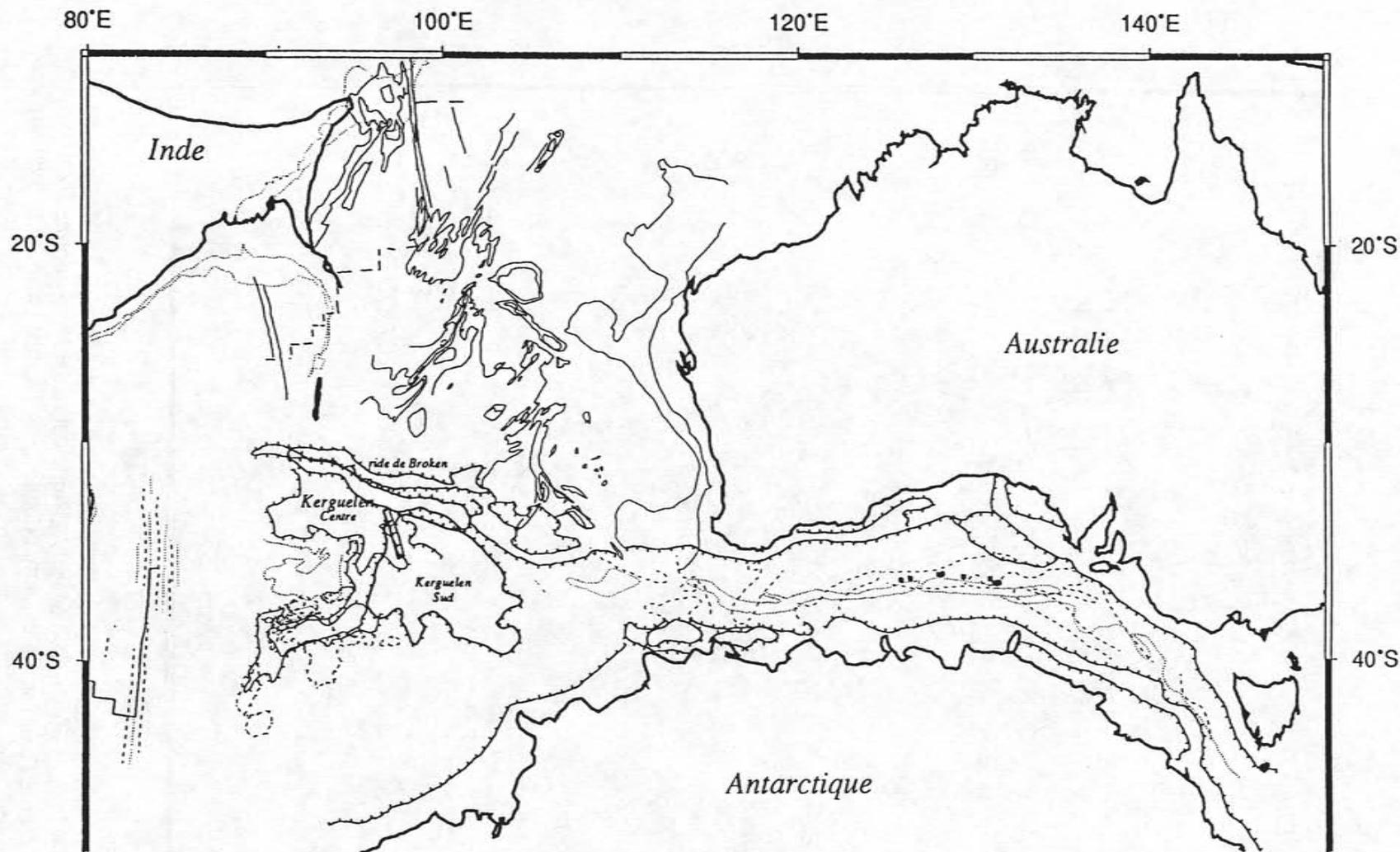


Figure III-29 : Reconstitution entre l'Inde, l'Australie et l'Antarctique à l'époque de l'anomalie 34. L'Australie est considérée comme fixe.

Entre l'Australie et l'Antarctique :

- Les rides externes de la marge sud australienne et de la marge de l'Antarctique se recouvrent. Nous rappelons que ces deux rides constituent les limites externes des zones magnétiques calmes du bassin Australie-Antarctique.
- L'assemblage des anomalies magnétiques homologues identifiées dans le bassin Antarctique-Australie est satisfaisant.
- La zone de transition entre les domaines Central et Sud des Kerguelen, marquée par la présence du Graben 77°E, n'existait pas à cette époque.

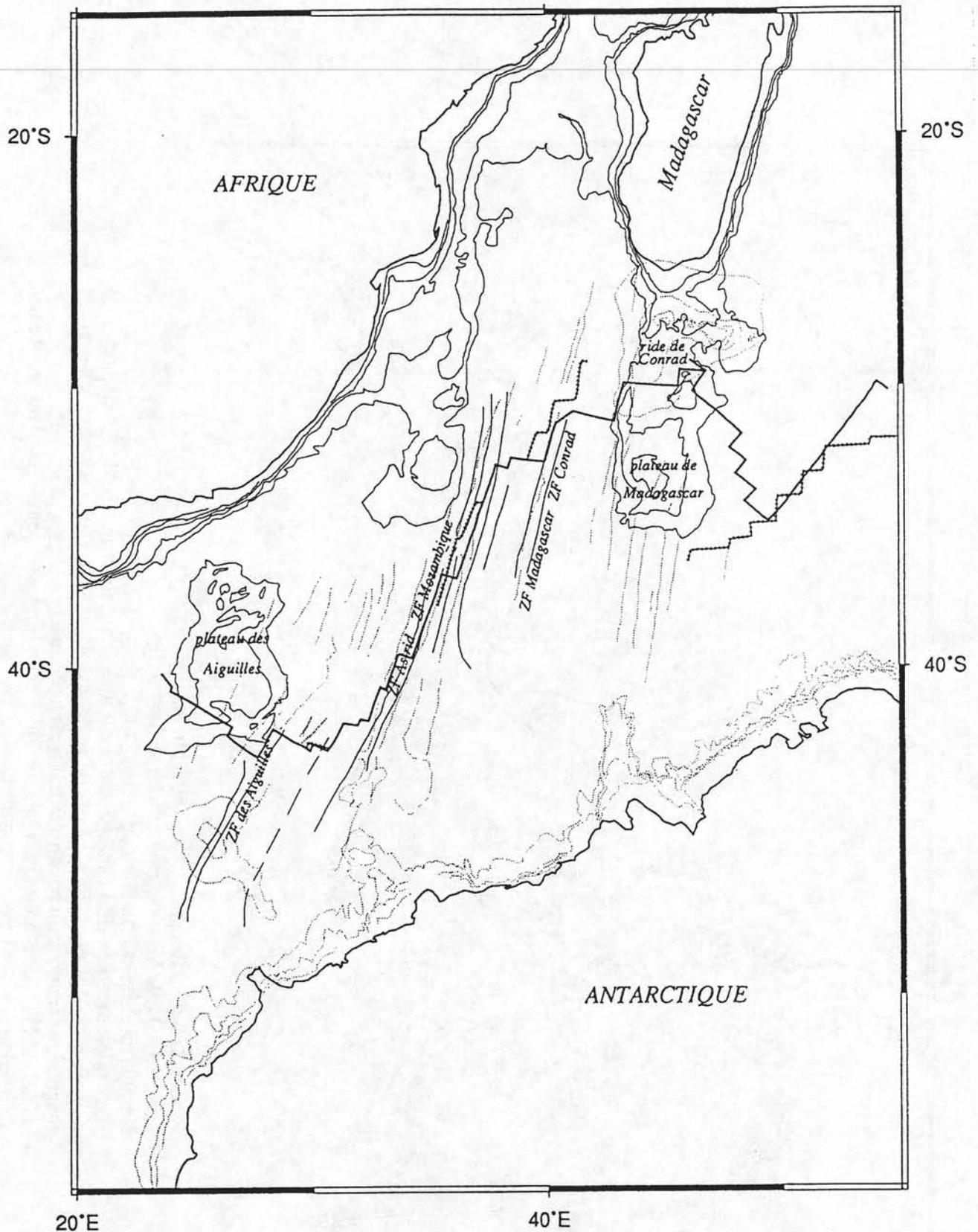


Figure III-30 : Reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen (90 Ma). L'Afrique est considérée comme fixe. Nous avons représenté l'axe fossile de cette époque avec un trait barré; le nouvel axe est représenté par un trait continu.

- Les zones de fracture du Mozambique et de Madagascar du côté de l'Afrique et les zones de fracture d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique, s'alignent respectivement.
- La ride de Conrad se superpose à la partie septentrionale du plateau de Madagascar, au voisinage du point triple du système Inde-Antarctique-Afrique. Les bordures occidentales de ces deux structures matérialisées par les lignes bathymétriques 2000 m, se trouvent dans l'alignement l'une de l'autre.

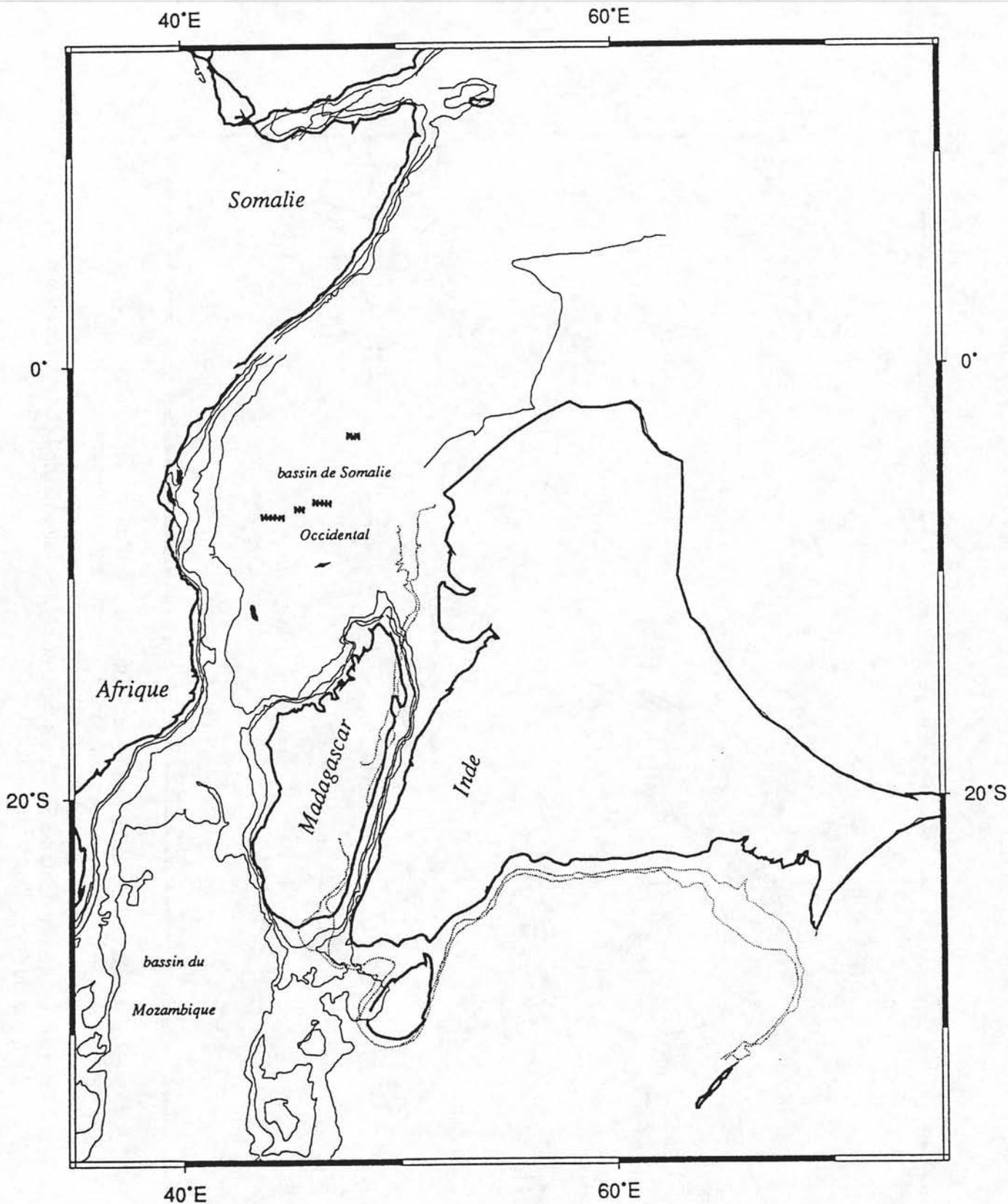


Figure III-31 : Reconstitution entre l'Inde et l'Afrique à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen (90 Ma). L'Afrique est considérée comme fixe.

-Les lignes de côte de l'Inde et de Madagascar montrent un parallélisme remarquable; cependant, leurs lignes de pente se recouvrent.

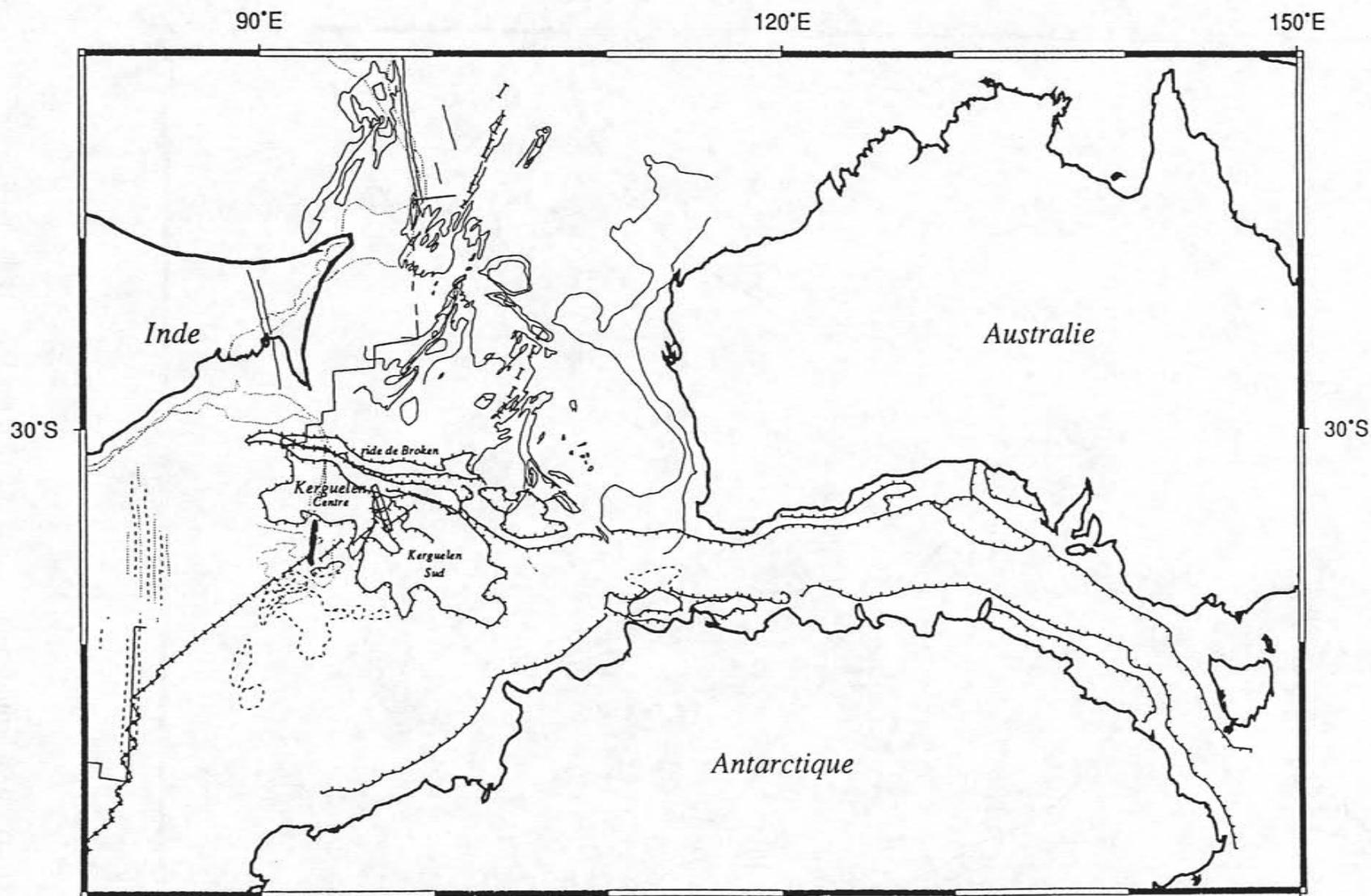


Figure III-32 : Reconstitution entre l'Australie et l'Antarctique à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen (90 Ma). L'Australie est considérée comme fixe.

-La marge nord du domaine Sud des Kerguelen et la bordure sud de la ride située au sud du bassin du Naturaliste se joignent.

-La marge NE indienne se situe juste au nord du complexe ride de Broken-Kerguelen.

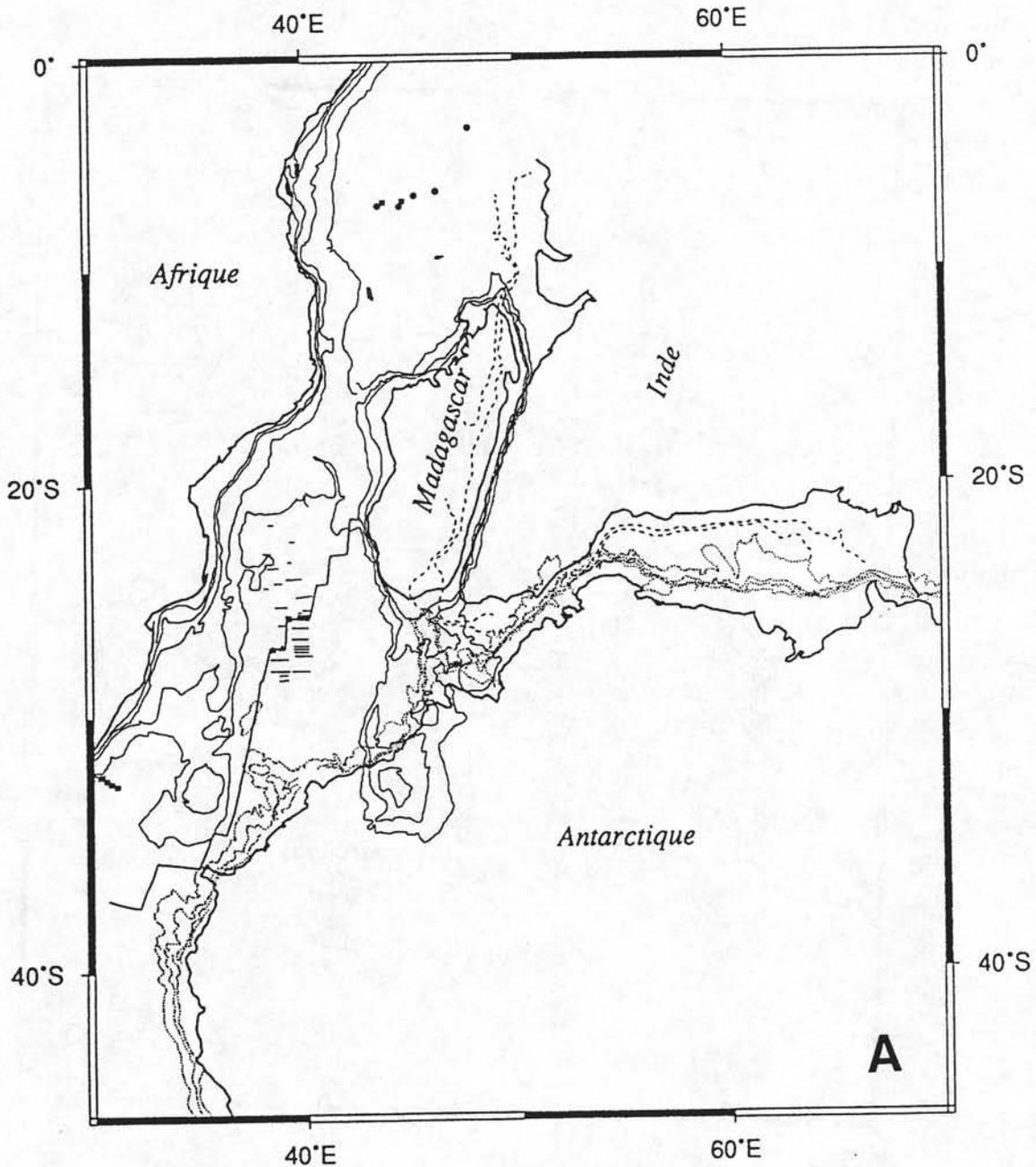


Figure III-33-A : Reconstitution du Système Madagascar-Antarctique-Afrique-Inde à l'époque de l'anomalie M0 (hypothèse Inde solidaire de Madagascar, pendant la période anomalie M0-réorganisation du Crétacé moyen).

-L'assemblage entre l'Inde et l'Antarctique est serré. Cette position de l'Inde est aussi problématique pour la direction des structures situées à l'Ouest de l'Australie.

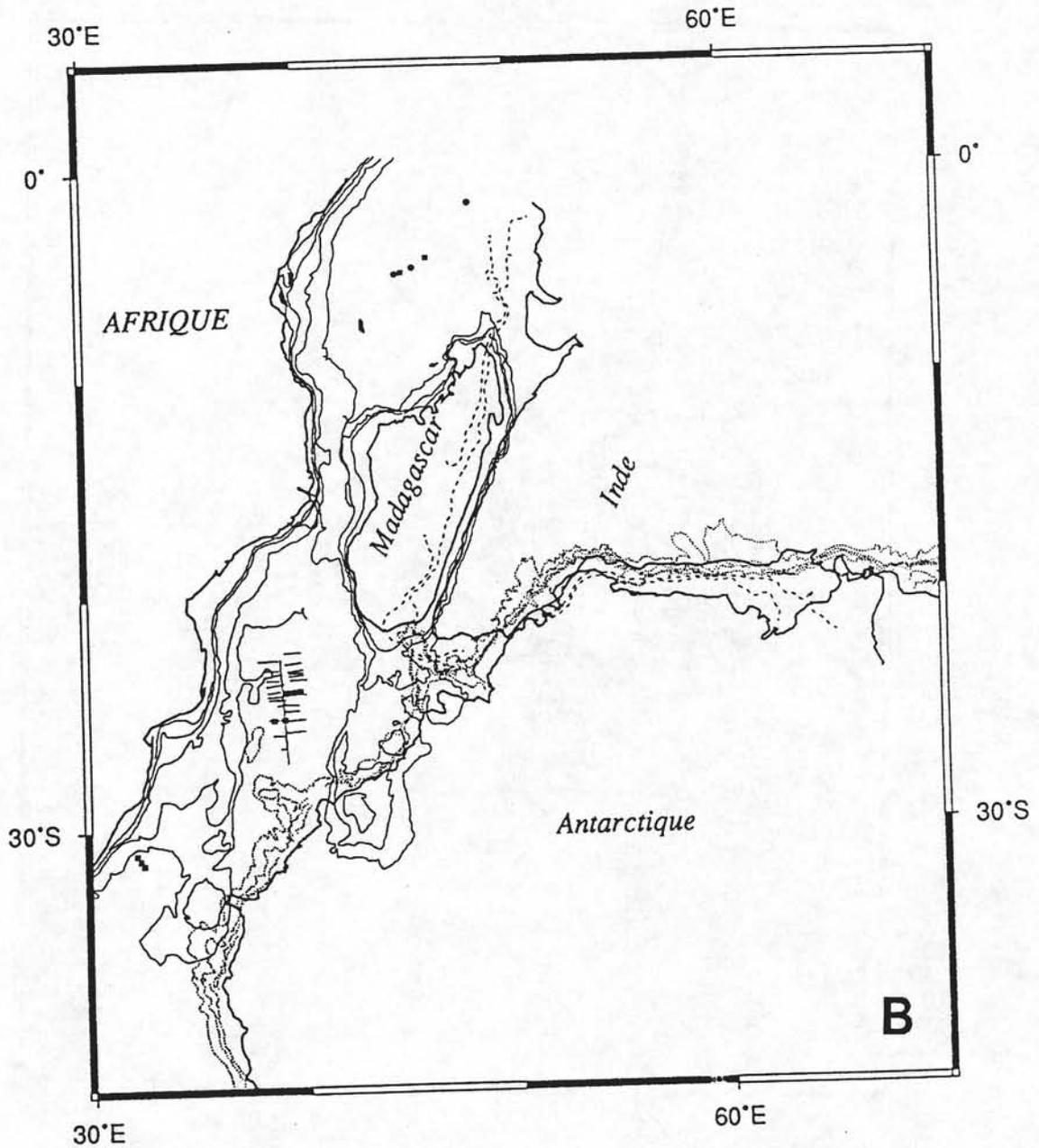


Figure III-33-B : Reconstitution du Système Madagascar-Antarctique-Afrique-Inde à l'époque de l'anomalie M10 (hypothèse Inde solidaire de Madagascar, pendant la période anomalie M0-réorganisation du Crétacé moyen).

-L'assemblage entre l'Inde et l'Antarctique montre un recouvrement.

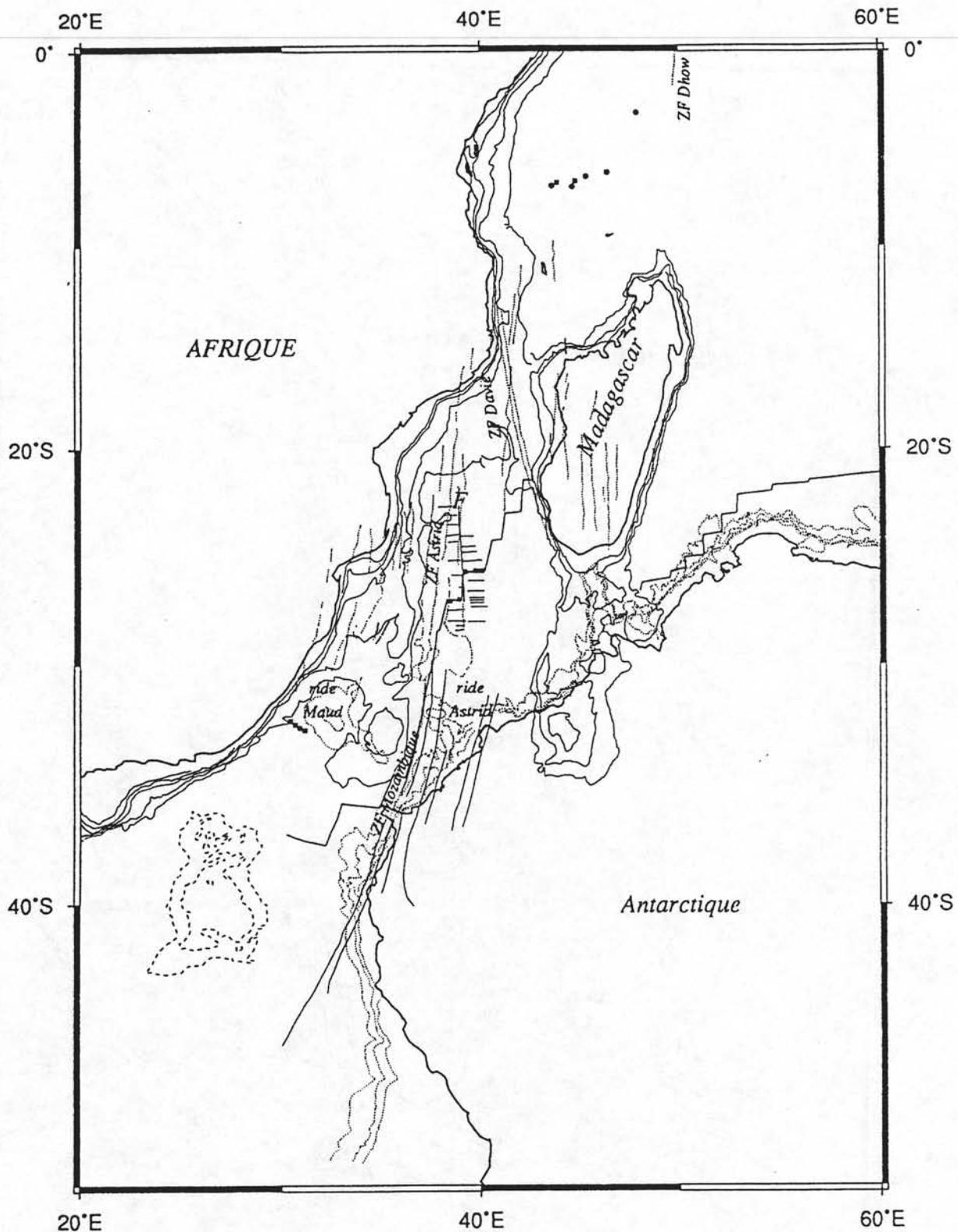


Figure III-34 : Reconstitution du Système Afrique-Antarctique-Madagascar à l'époque de l'anomalie M0. L'Afrique est considérée comme fixe.

Entre Antarctique et Afrique :

- Les segments homologues de la zone de fracture du Mozambique du côté de l'Afrique et la zone de fracture d'Astrid du côté de l'Antarctique s'alignent
- La marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell se présente au sud de la ride du Mozambique.
- La ride de Maud occupe la vallée de Natal, à l'ouest de la partie méridionale de la ride du Mozambique.
- La ride d'Astrid se situe à l'est de la ride du Mozambique.
- Les séquences occidentales de ces deux bassins se superposent entre elles et les séquences orientales se superposent également entre elles.

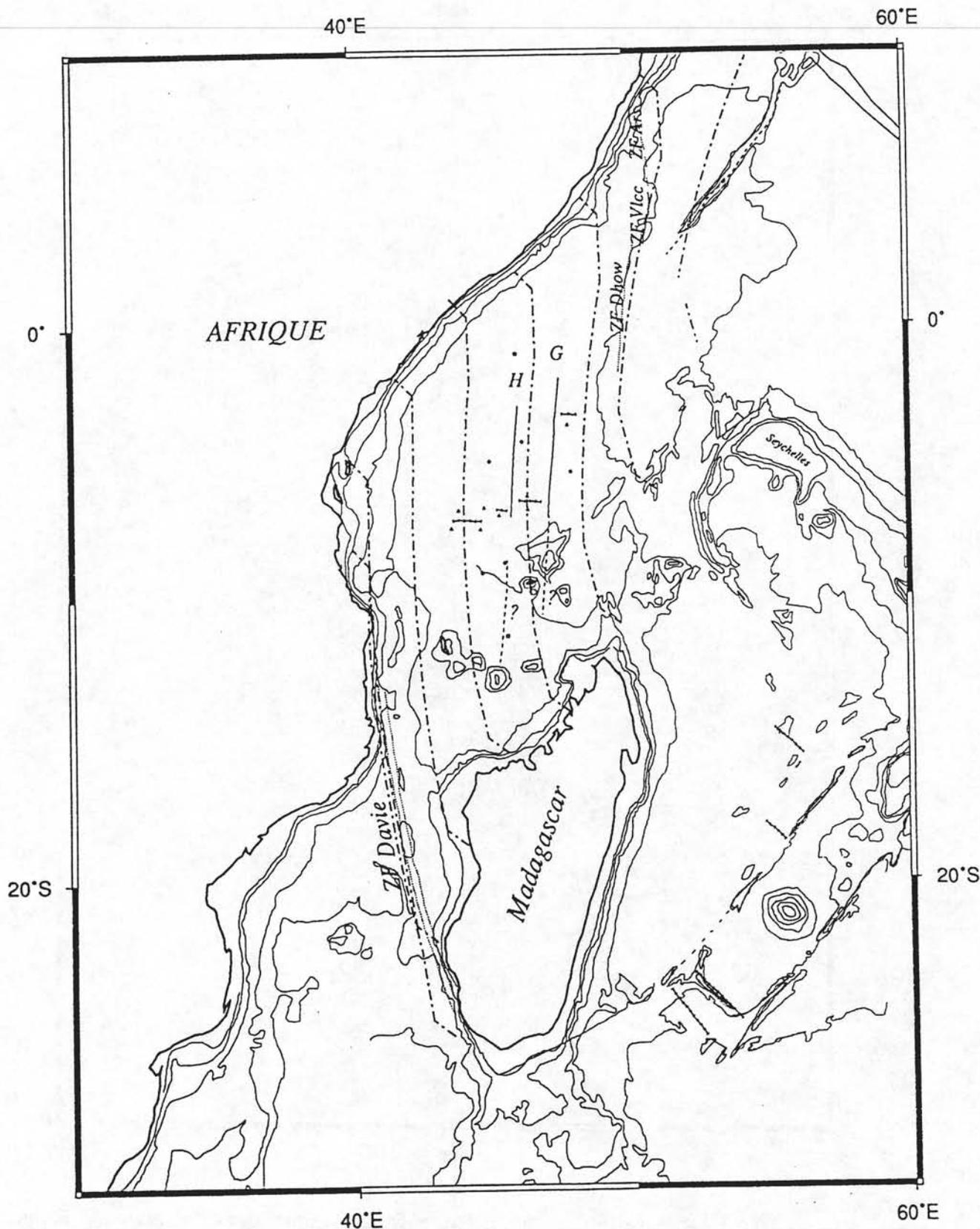


Figure III-35 : Les trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque de Madagascar par rapport à l'Afrique.

Ces trajectoires synthétiques sont parallèles à la zone de fracture de Davie et aux segments des fractures H et G situés sur le flanc nord de la dorsale fossile.

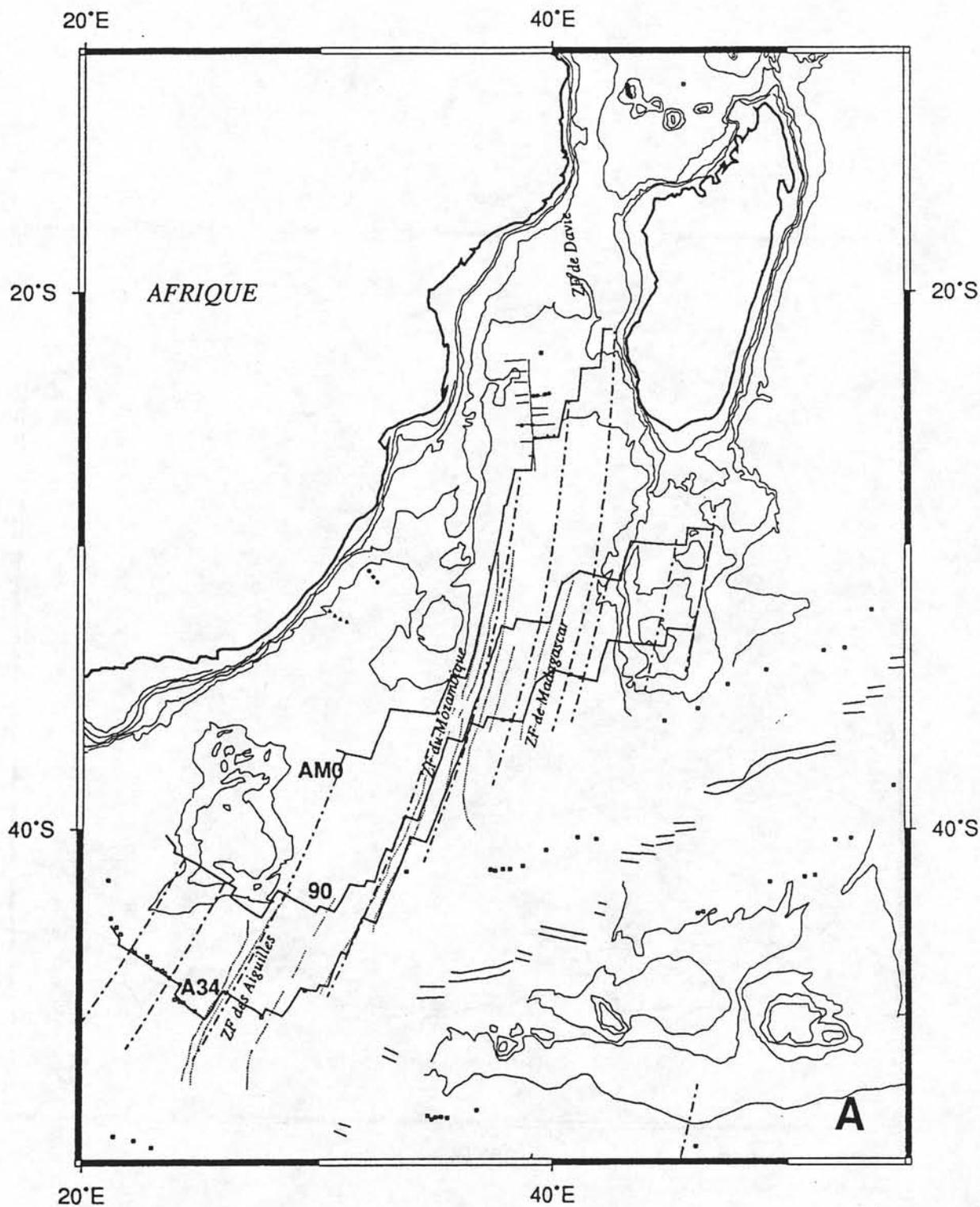
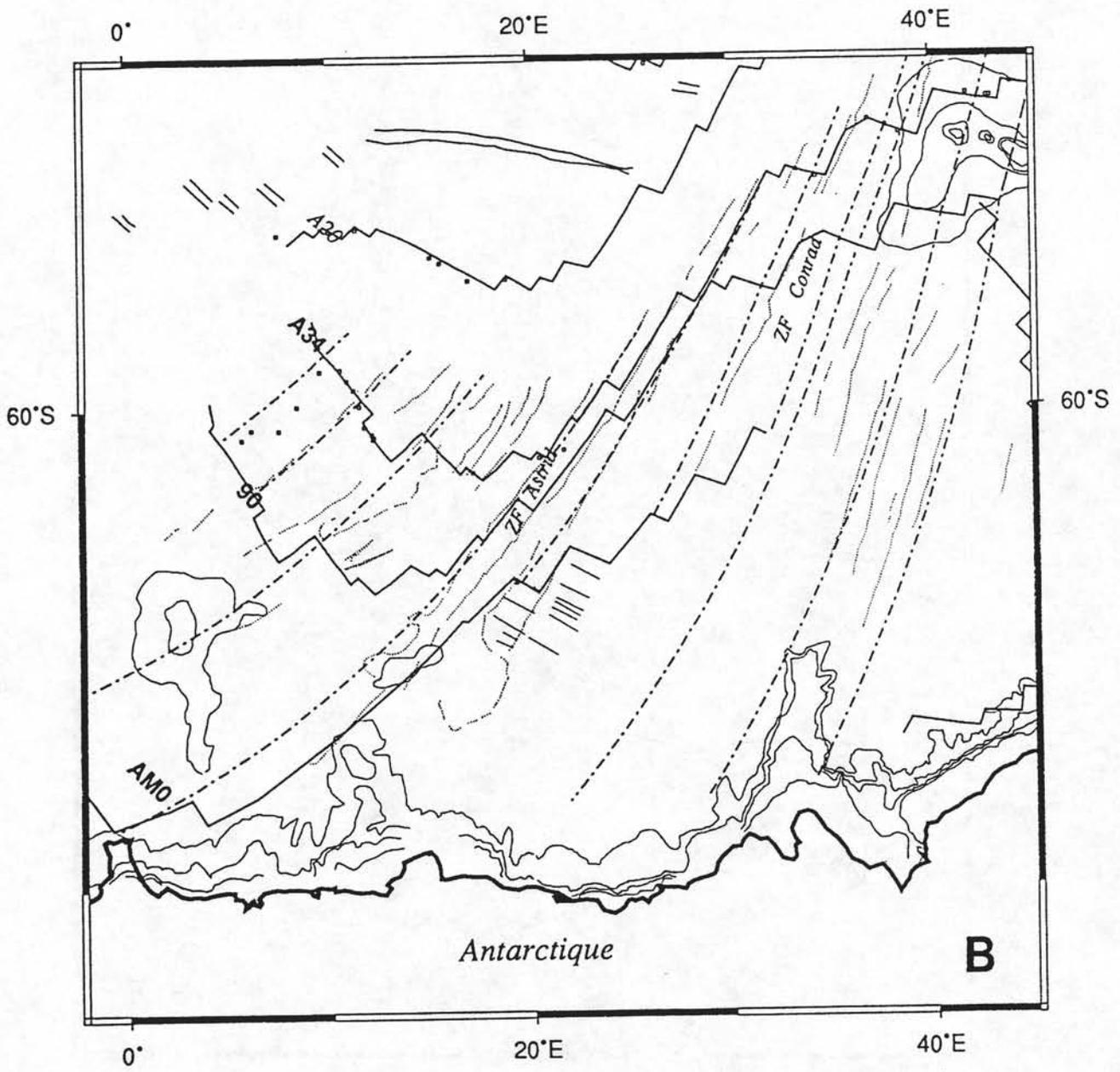


Figure III-36 : Les trajectoires synthétiques de la rotation fine de la période anomalie M0-anomalie 32 de l'Antarctique par rapport à l'Afrique (figure III-36-A) et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique (figure III-36-B).

Ces trajectoires synthétiques montrent un parallélisme avec les fractures du Mozambique et de Madagascar, du côté de l'Afrique et les fractures d'Astrid et de Conrad du côté de l'Antarctique.



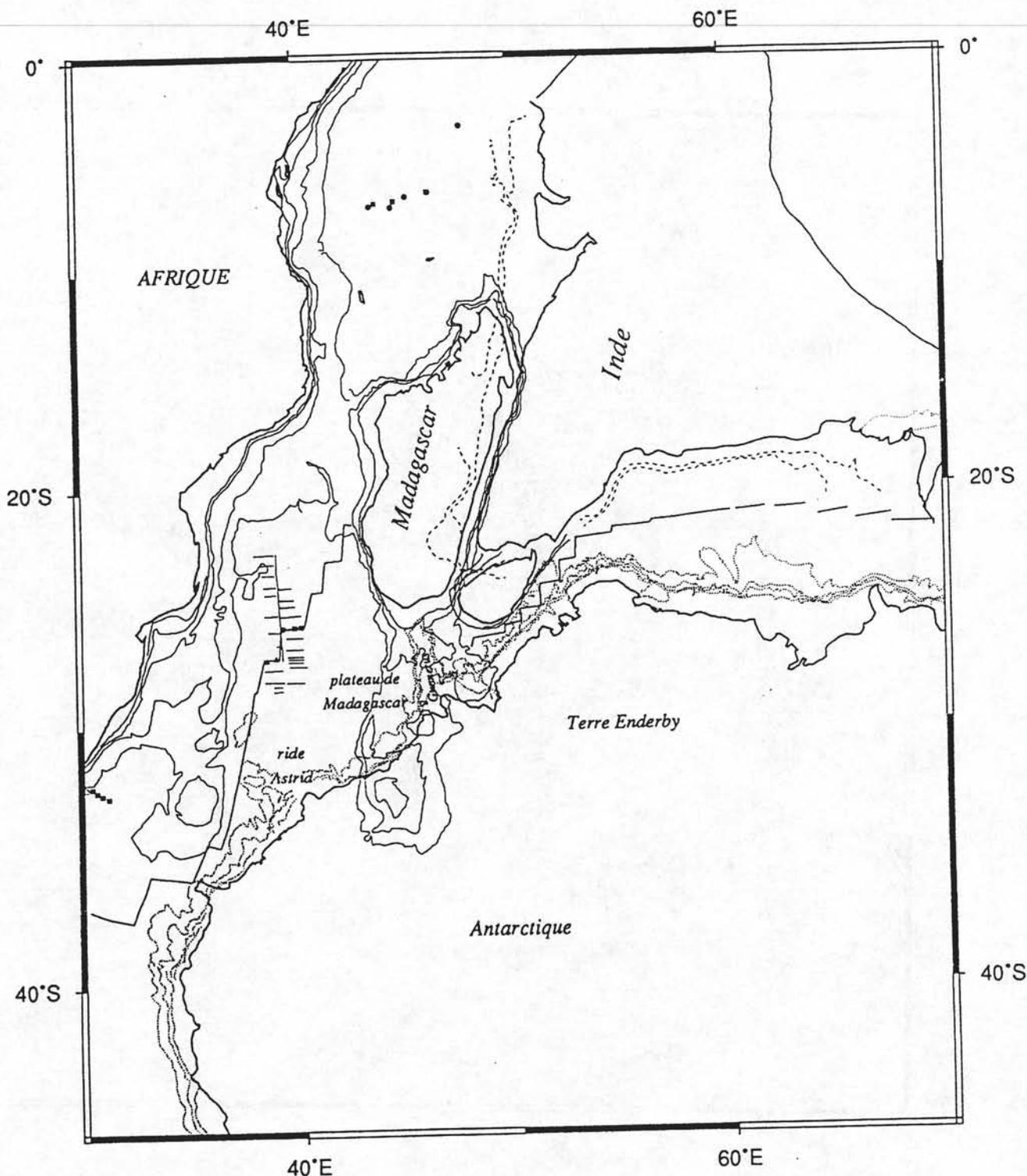


Figure III-37 : Reconstitution du système Afrique-Antarctique-Madagascar-Inde à l'époque de l'anomalie M0.

Entre l'Inde, Sri Lanka et l'Antarctique, on note :

- Un parallélisme entre la partie méridionale de la marge est indienne (y compris la marge orientale du Sri-Lanka) et la partie occidentale de la marge de la Terre d'Enderby, à l'est de la ride de Gunnerus.

- La partie occidentale de cet assemblage montre que ces deux marges sont très rapprochées.

- Plus à l'est, la partie septentrionale de la marge est indienne et la marge orientale de la Terre d'Enderby en Antarctique sont plus espacées.

Entre Madagascar et l'Antarctique, la reconstitution de l'époque de l'anomalie M0 montre un recouvrement entre l'Antarctique et la partie méridionale du plateau de Madagascar, et entre la ride de Gunnerus et la partie septentrionale de ce plateau.

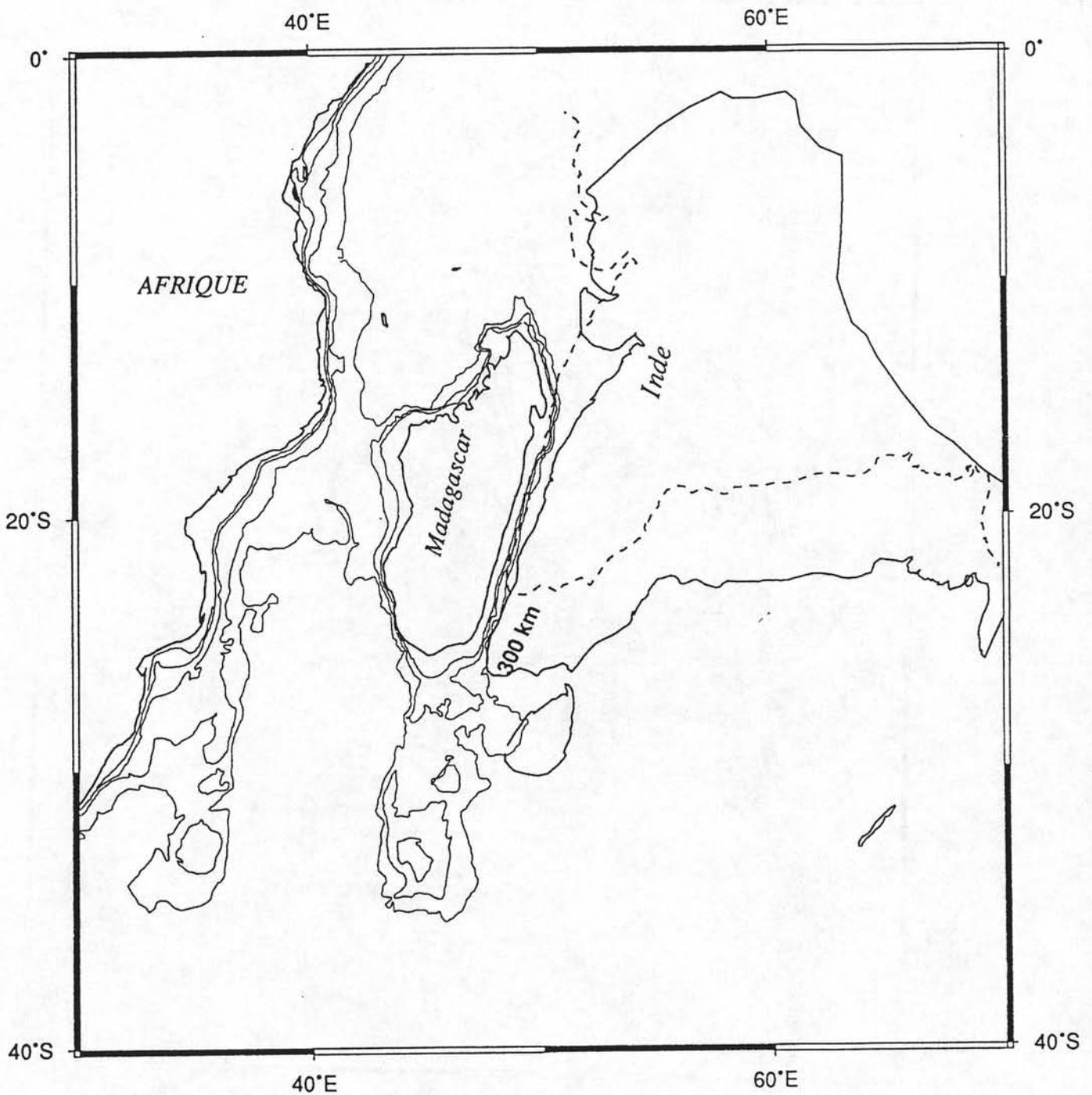
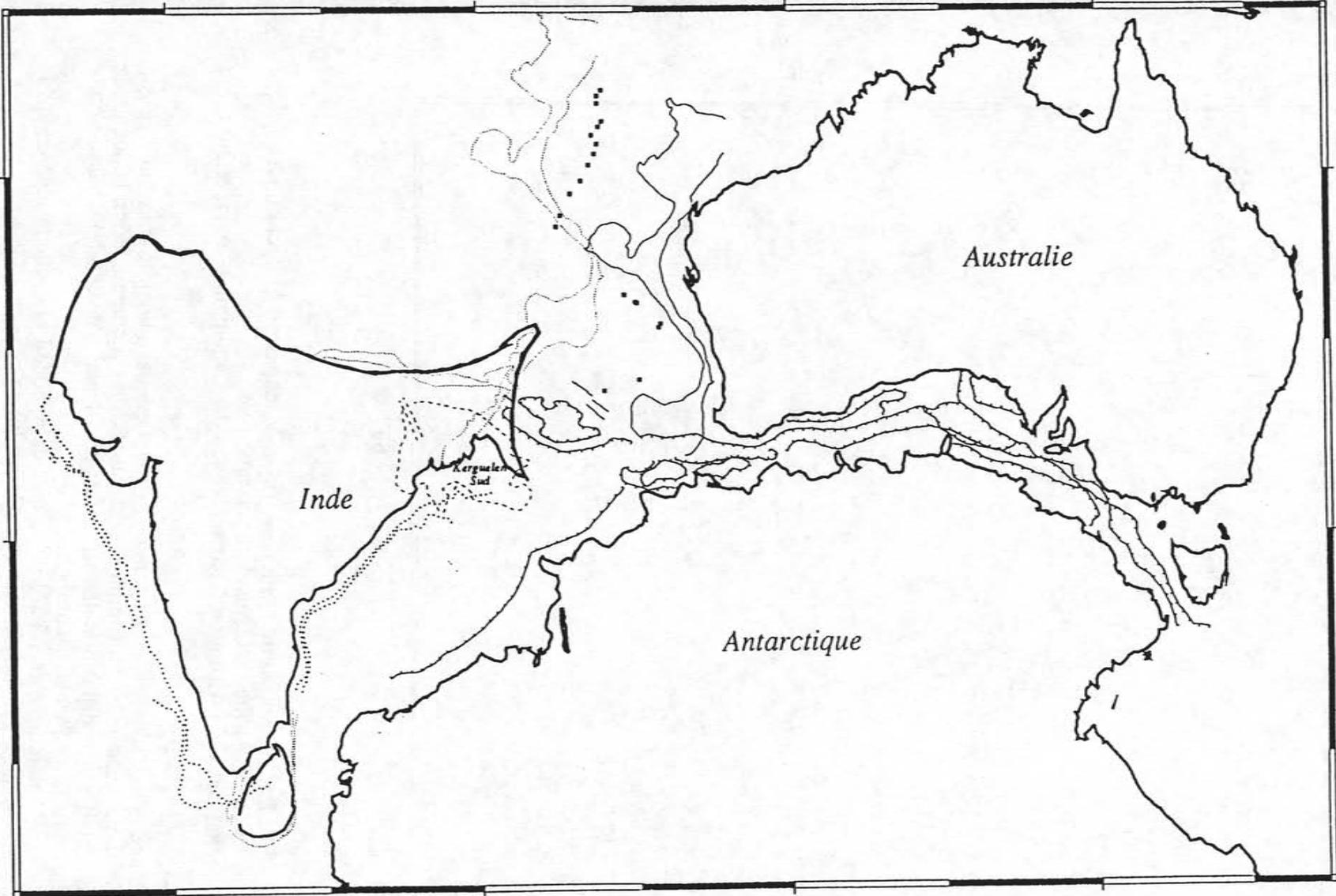


Figure III-38 : Estimation du mouvement transformant entre l'Inde et Madagascar pendant la période anomalie M0-réorganisation du Crétacé moyen.

La figure montre les positions de l'Inde par rapport à Madagascar à l'époque de l'anomalie M0 et à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen. Par rapport à Madagascar, l'Inde s'est déplacé de 300 km vers le SSW pendant cette période.

20°S

40°S



20°S

40°S

Figure III-39 : Reconstitution du système Inde-Australie-Antarctique à l'époque de l'anomalie M0. L'Australie est considérée comme fixe.

Entre l'Australie et l'Antarctique : les lignes de rupture de la pente continentale de leurs marges homologues sont encore espacées. Elles montrent un parallélisme remarquable, sauf au niveau de la grande baie de l'Australie.

Entre l'Australie et la grande Inde : la grande Inde chevauche la ride de Broken, le domaine Central du plateau des Kerguelen et une grande partie de son domaine méridional.

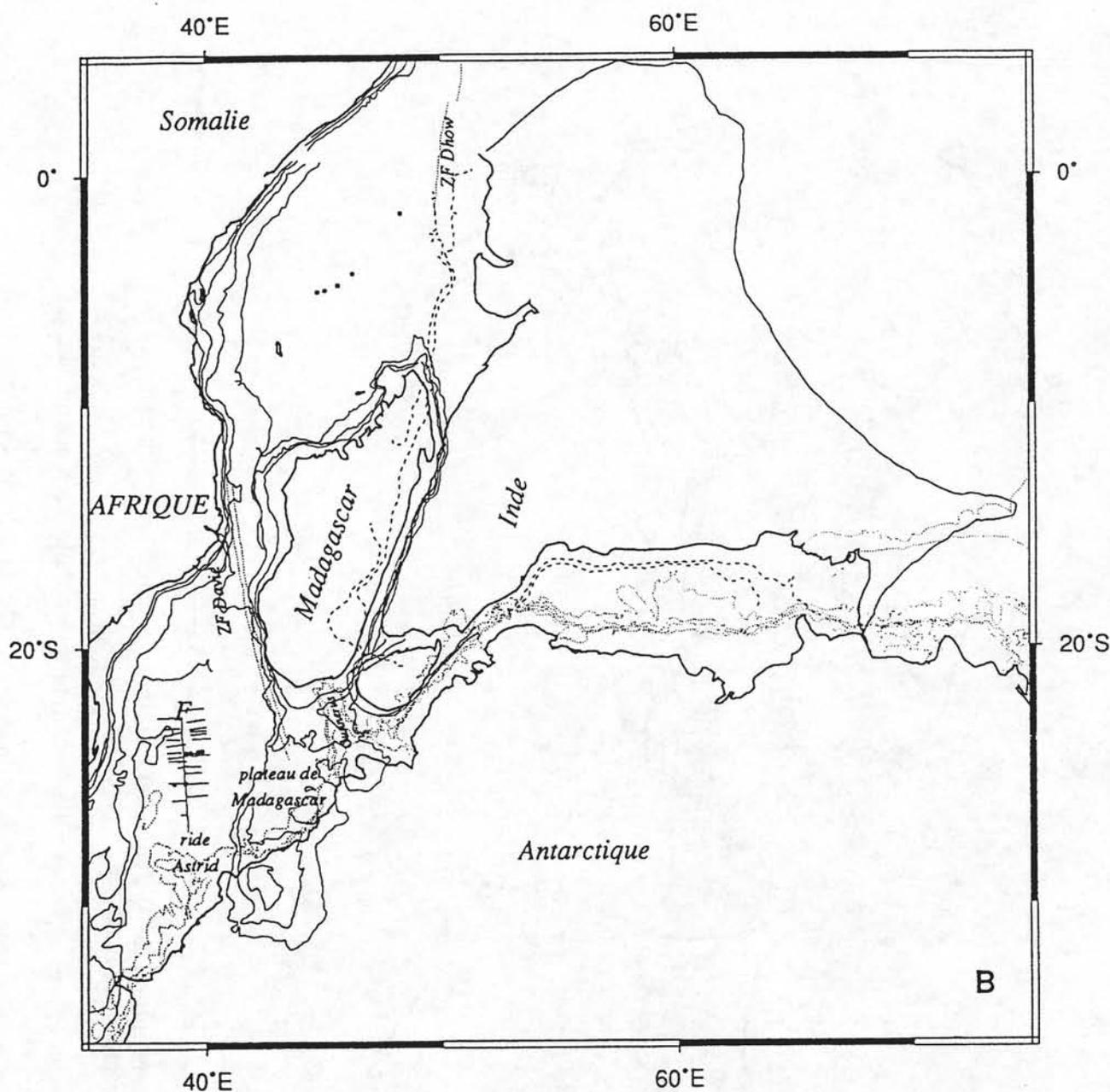


Figure III-40 : Reconstitution du système Afrique-Madagascar-Antarctique à l'époque de l'anomalie M10. L'Afrique est considérée comme fixe.

Entre Madagascar et l'Afrique : l'assemblage des anomalies magnétiques est satisfaisant.

Entre l'Antarctique et l'Afrique :

- L'assemblage des séquences d'anomalies magnétiques homologues du bassin d'Enderby et du bassin du Mozambique est satisfaisant : comme pour l'époque de l'anomalie M0, il y a superposition des séquences occidentales de ces deux bassins entre elles, et des séquences orientales entre elles.

- La marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell chevauche légèrement la partie méridionale de la ride continentale du Mozambique.

- La ride de Maud chevauche l'Afrique et la ride du Mozambique.

- La ride d'Astrid se présente à l'est de la partie centrale de la ride du Mozambique.

- La zone de fracture qui décale les anomalies magnétiques mésozoïques du bassin d'Enderby se superpose à la fracture F de Ségoufin [1981], qui décale les anomalies magnétiques du bassin du Mozambique.

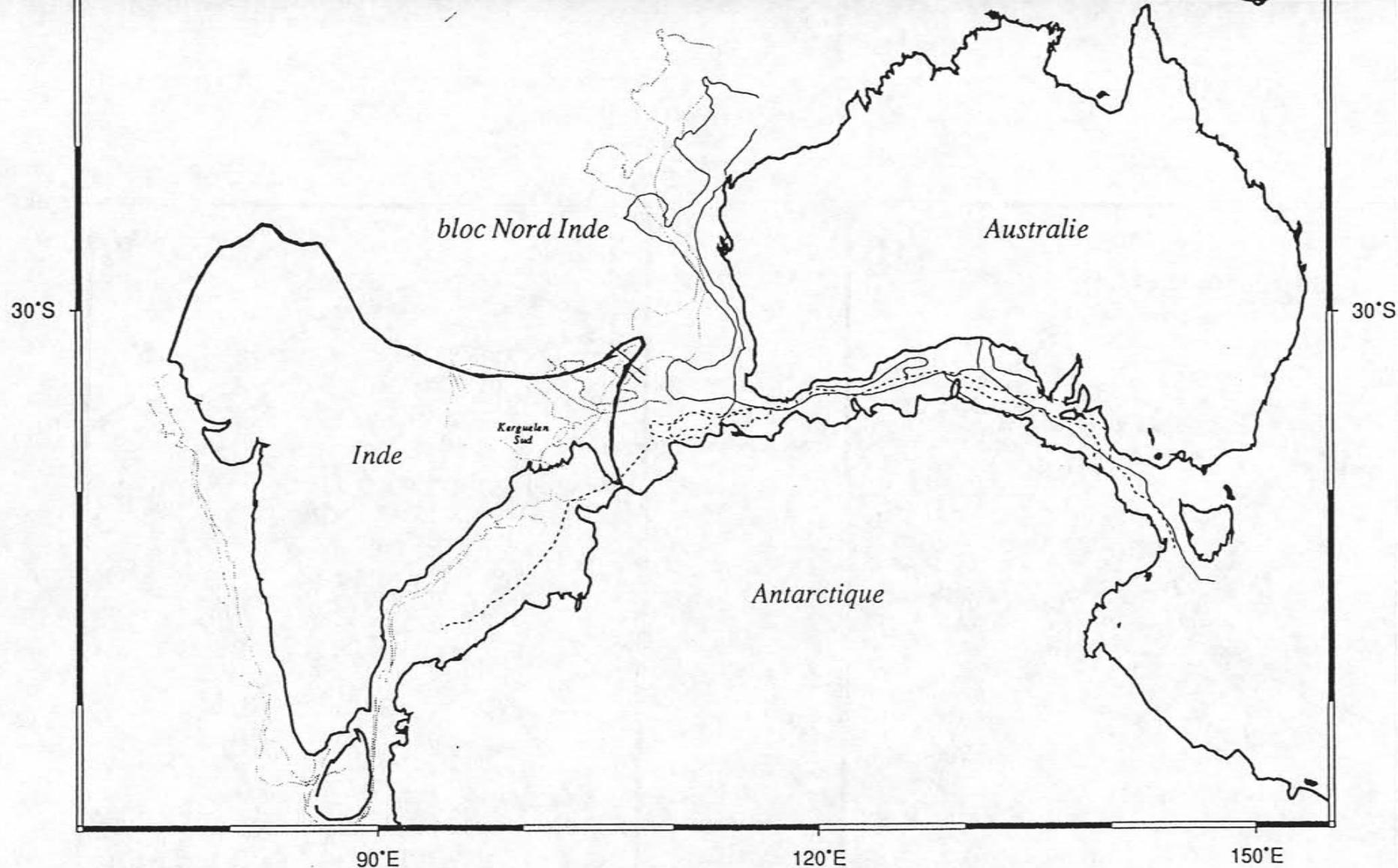
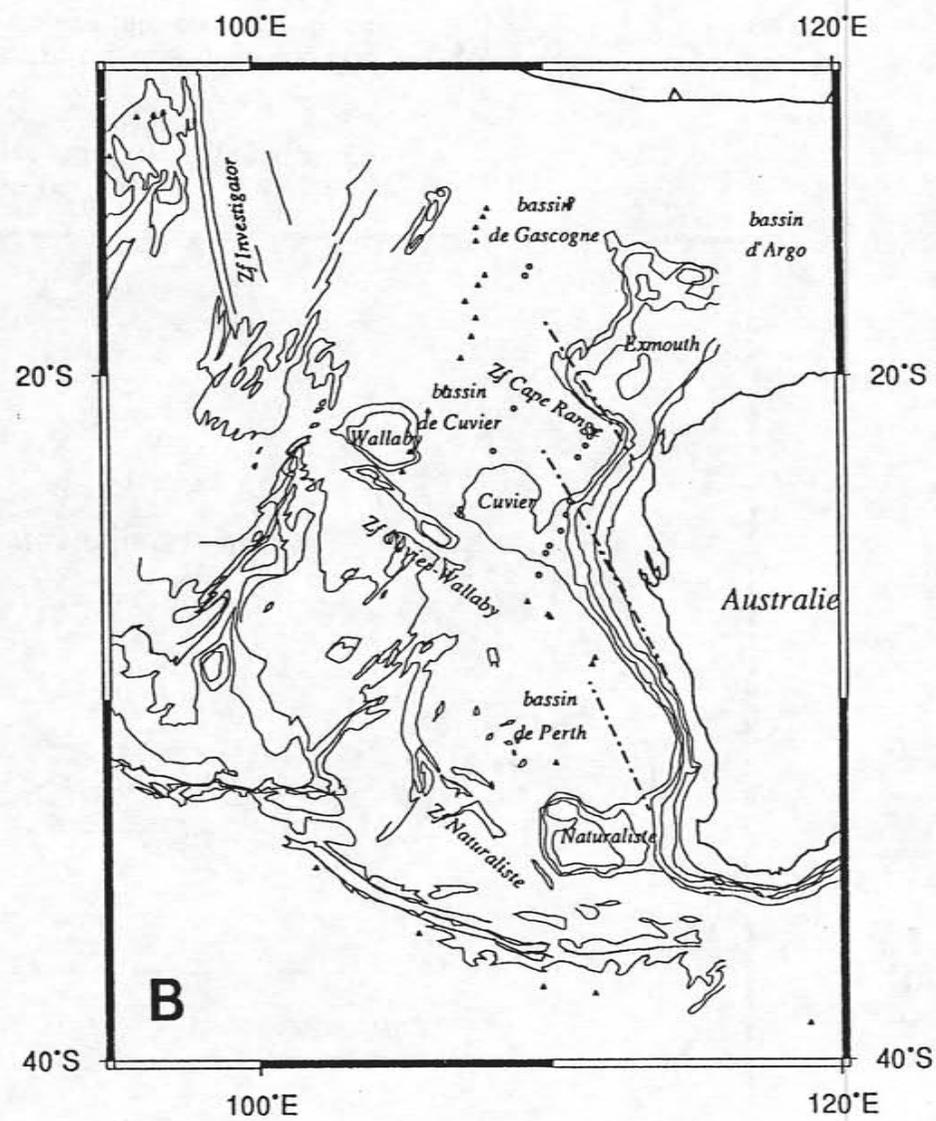
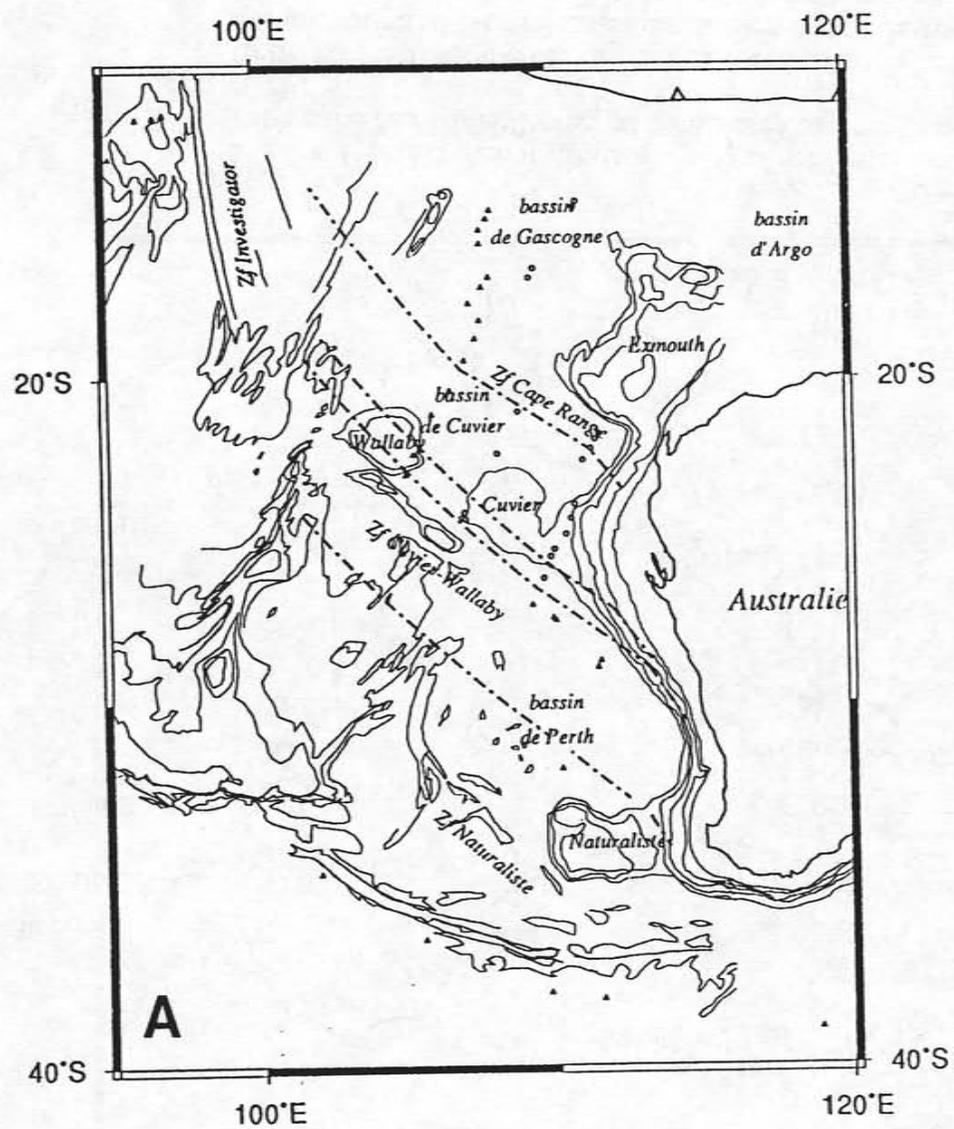


Figure III-41 : Reconstitution du système Inde-Antarctique-Australie à l'époque de l'anomalie M10. L'Australie est considérée comme fixe.

Cette reconstitution correspond à la reconstitution initiale entre ces deux plaques. Elle montre un parallélisme remarquable des lignes de rupture de la pente continentale de leurs marges homologues, ainsi que de leurs lignes de côte, sauf au niveau de la grande baie de l'Australie.

L'Inde chevauche la totalité du plateau des Kerguelen et de la ride et du bassin du Naturaliste.



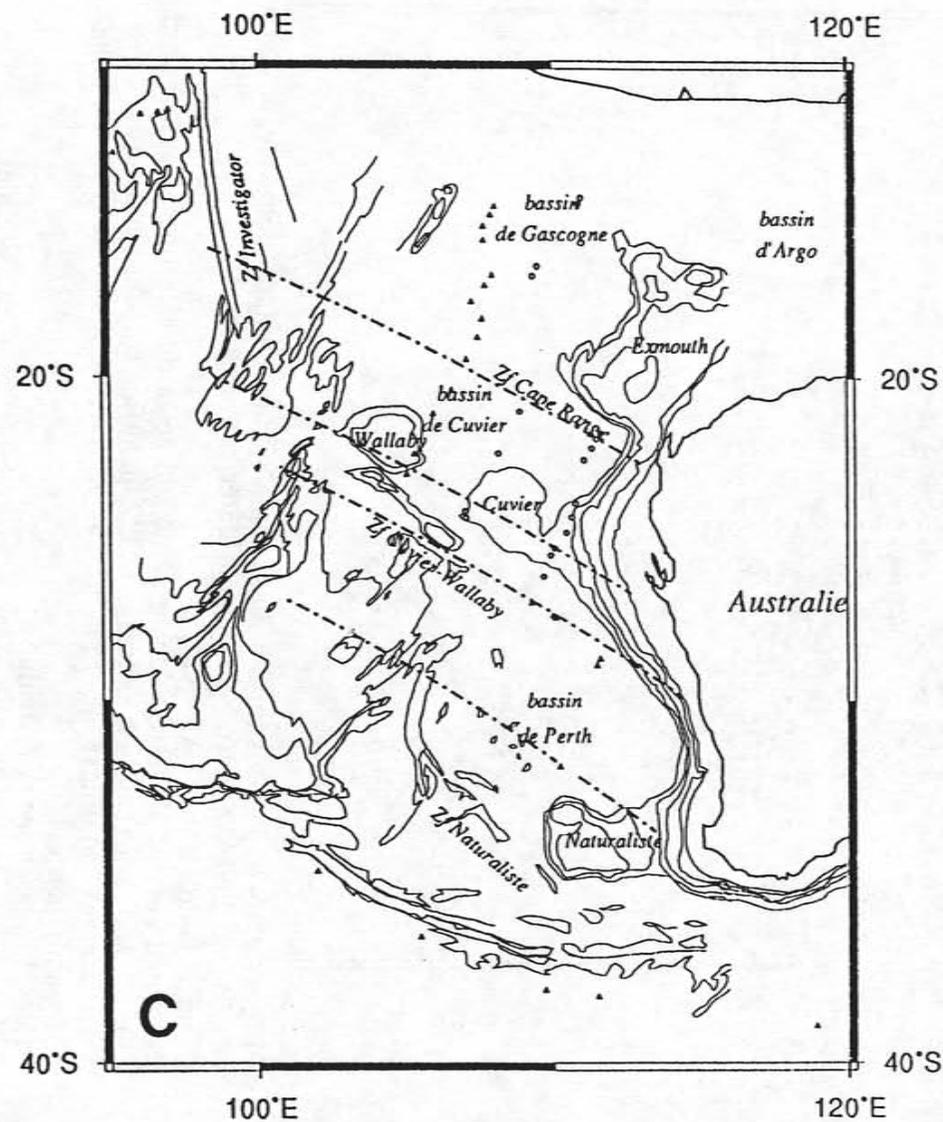


Figure III-42 : Trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque entre la Grande Inde et l'Australie :

III-42-A : d'après ce travail; la séparation initiale entre l'Inde et l'Australie (avant l'époque de l'anomalie M10) présente une direction NNW-SSE. Elle décrit correctement l'orientation de la marge occidentale de l'Australie. Entre l'époque de l'anomalie M10 et l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen, cette évolution suit la direction des fractures situées à l'ouest de l'Australie.

III-42-B : d'après Royer et Coffin [1992]; les trajectoires synthétiques décrivent correctement l'orientation de la marge occidentale de l'Australie. Cependant elles sont très obliques par rapport aux fractures du Naturaliste, de Cuvier-Wallaby et de Cape Range.

III-42-C : d'après Powell et al. [1988]; les trajectoires synthétiques sont légèrement obliques à l'orientation générale de la fracture de Cuvier-Wallaby.

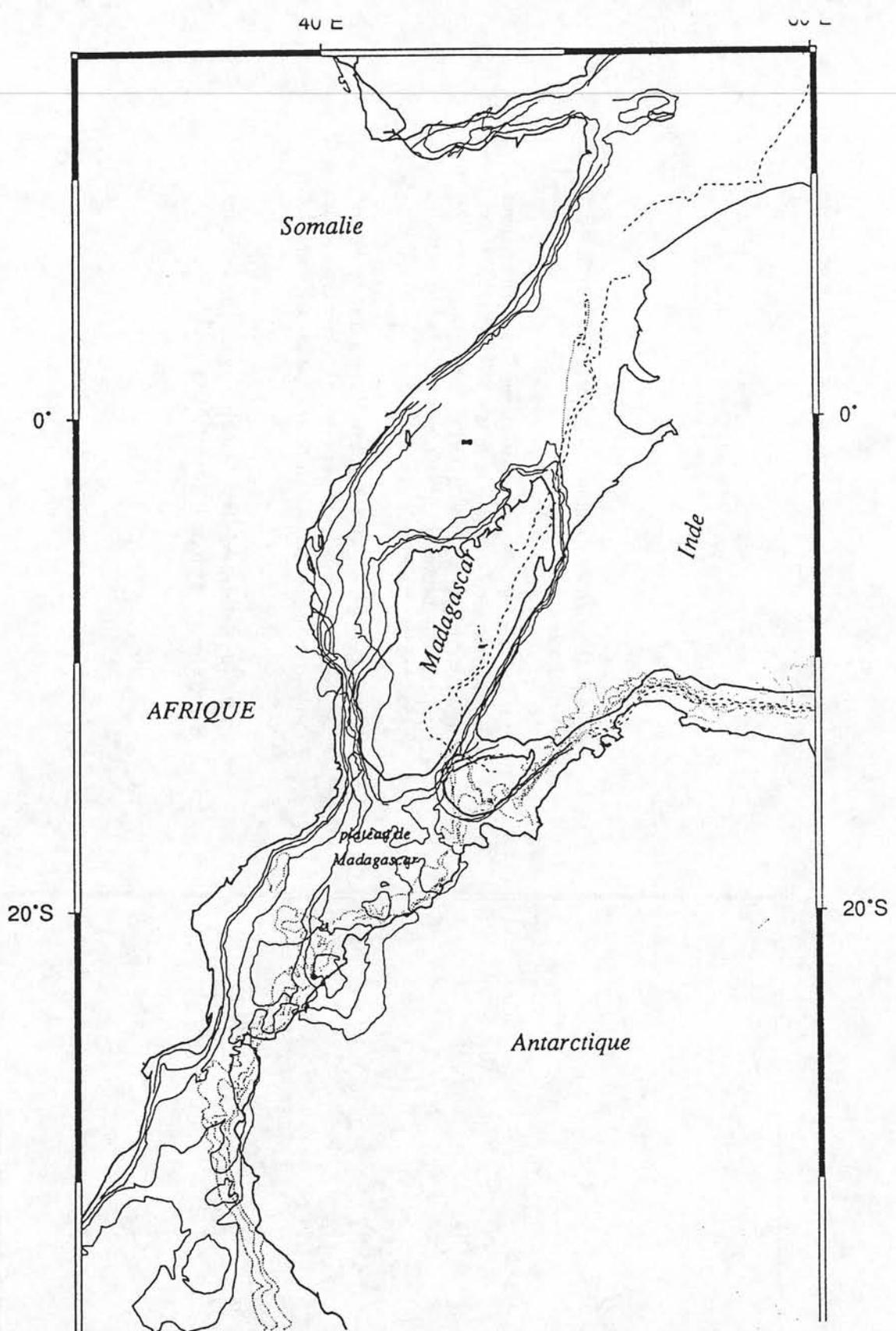


Figure III-43 : Reconstitution du système Afrique-Antarctique-Madagascar à l'époque de l'anomalie M22. L'Afrique est considérée comme fixe.

Entre Madagascar et l'Afrique :

- L'anomalie M22 identifiée sur le flanc sud de la dorsale fossile du bassin de Somalie Occidental se juxtapose à l'anomalie M22 identifiée sur son flanc nord.
- La marge sud ouest de Madagascar se présente en face de la marge N-S du Mozambique.

Entre l'Antarctique et l'Afrique :

- La marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell recouvre la partie septentrionale de la ride du Mozambique.
- La ride d'Astrid se présente à l'est de la marge du Mozambique.

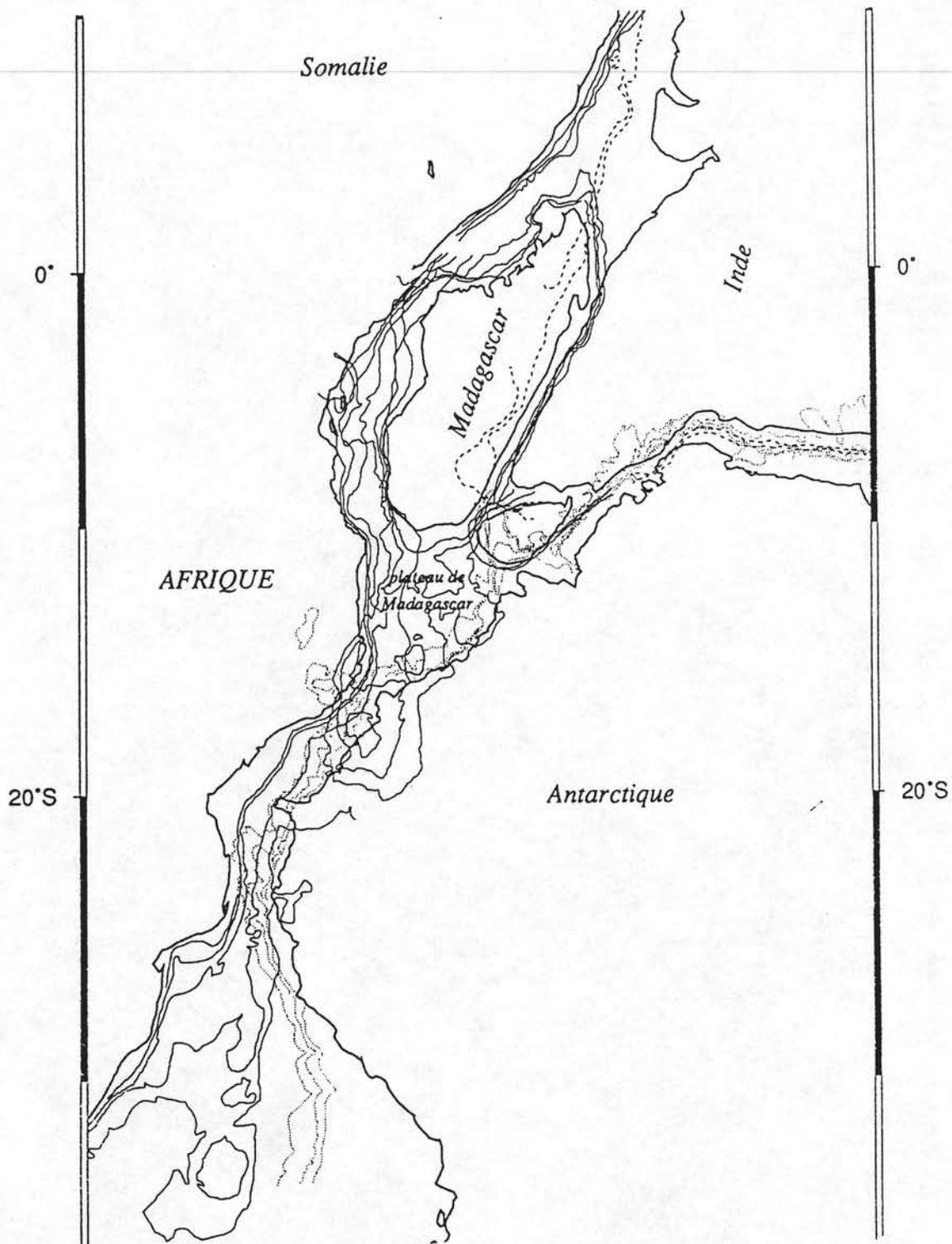


Figure III-44 : Reconstitution du système Afrique-Antarctique-Madagascar à l'époque de la réorganisation du Jurassique moyen-supérieur (170 Ma). L'Afrique est considérée comme fixe.

Entre Madagascar et l'Afrique :

- Les structures orientées NW-SE des marges homologues de l'Afrique et de Madagascar s'alignent, en particulier l'escarpement SW de Madagascar et l'escarpement de la Tanzanie situé à 7°S.

- La partie septentrionale du plateau de Madagascar occupe la lacune qui persiste dans l'assemblage entre Inde-Afrique-Madagascar et Antarctique.

Entre l'Antarctique et l'Afrique:

- La marge de l'Antarctique en regard de la mer de Weddell chevauche la ride du Mozambique.

- Le prisme d'Explora-Andénès situé à l'ouest de la marge de l'Antarctique s'aligne avec la marge du Mozambique orienté NNW-SSE. Cet escarpement est oblique à l'escarpement du plateau du Mozambique.

- La ride d'Astrid chevauche en partie le continent africain.

TROISIEME PARTIE

LE MODELE CINEMATIQUE **PROPOSE**

Chapitre III : Quelques implications du modèle
cinématique proposé

Figure III-45 : Schéma d'évolution et de formation du plateau des Kerguelen et de la ride de Broken.

Les axes d'accrétion en activité sont représentés en continu ou en double tireté.
Les axes d'accrétion fossile ou en activité réduite sont représentés en pointillé.

III-45-A : époque de l'anomalie M0.

- Le bassin Australie-Antarctique est ouvert; cette ouverture est très lente (< 10 km/Ma).
- La zone de Diamantina se serait formée lors de cette ouverture.
- Le fonctionnement du point triple du système Inde-Antarctique-Australie débute avec l'ouverture du bassin Australie-Antarctique.
- La formation d'une partie du domaine Sud des Kerguelen, liée à ce point triple, surviendrait à cette époque.

III-45-B : époque du Crétacé moyen (90 Ma).

Entre l'époque de l'anomalie M0 et l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen, l'ouverture du bassin Australie-Antarctique se poursuit. L'axe d'accrétion se propage vers l'ouest. Le domaine Sud des Kerguelen se forme sur les deux flancs de l'extrémité occidentale de cet axe d'accrétion, au voisinage du point triple.

L'époque de la réorganisation du Crétacé moyen (90 Ma) marque un changement de la configuration des frontières de plaques dans l'océan Indien. Dans la région des Kerguelen, elle se traduit par un saut, vers le nord, de l'axe d'accrétion qui fonctionnait dans le domaine Sud des Kerguelen. Le nouvel axe d'accrétion s'installe entre la ride située au sud du bassin du Naturaliste et le flanc nord du domaine Sud des Kerguelen. Les directions orientées NW-SE situées sur ce domaine correspondraient alors aux structures du rift fossile.

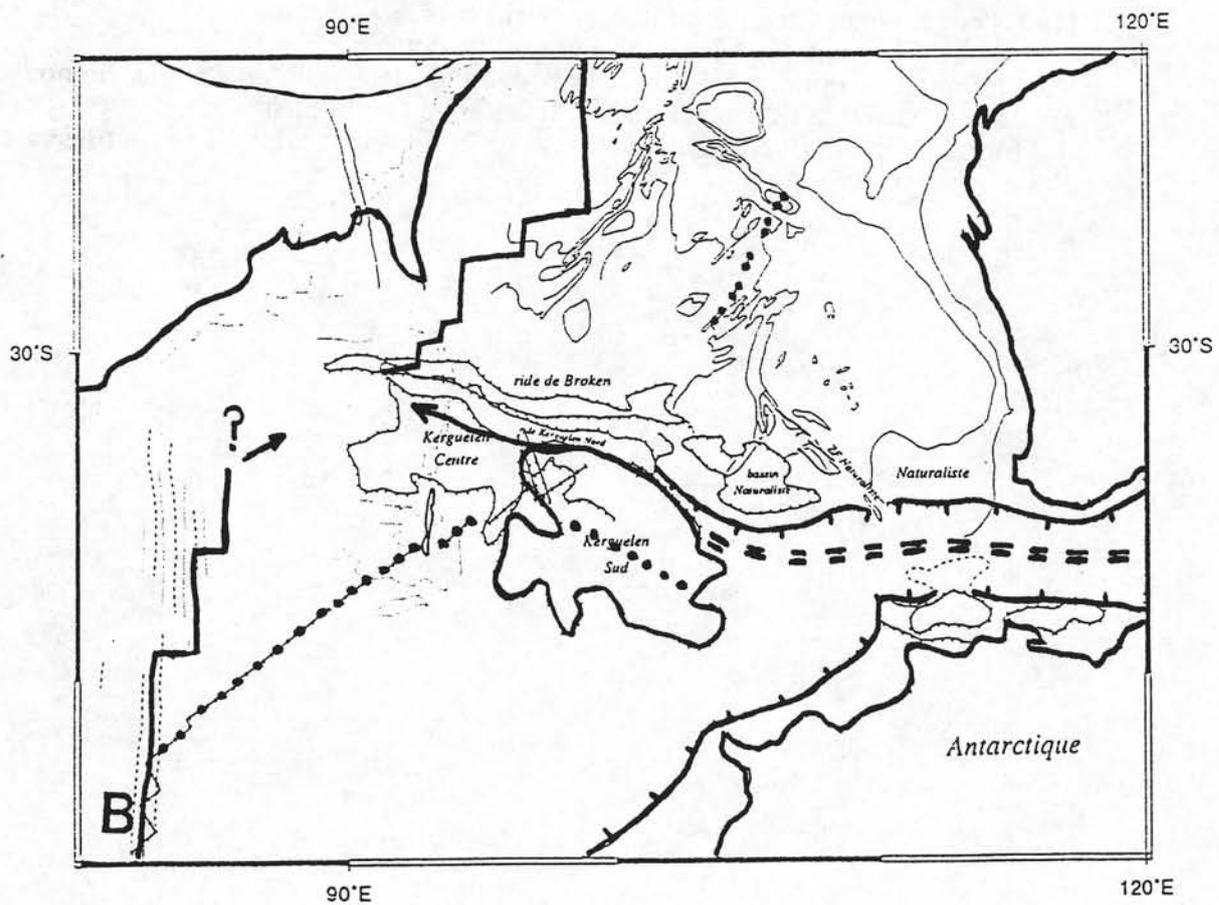
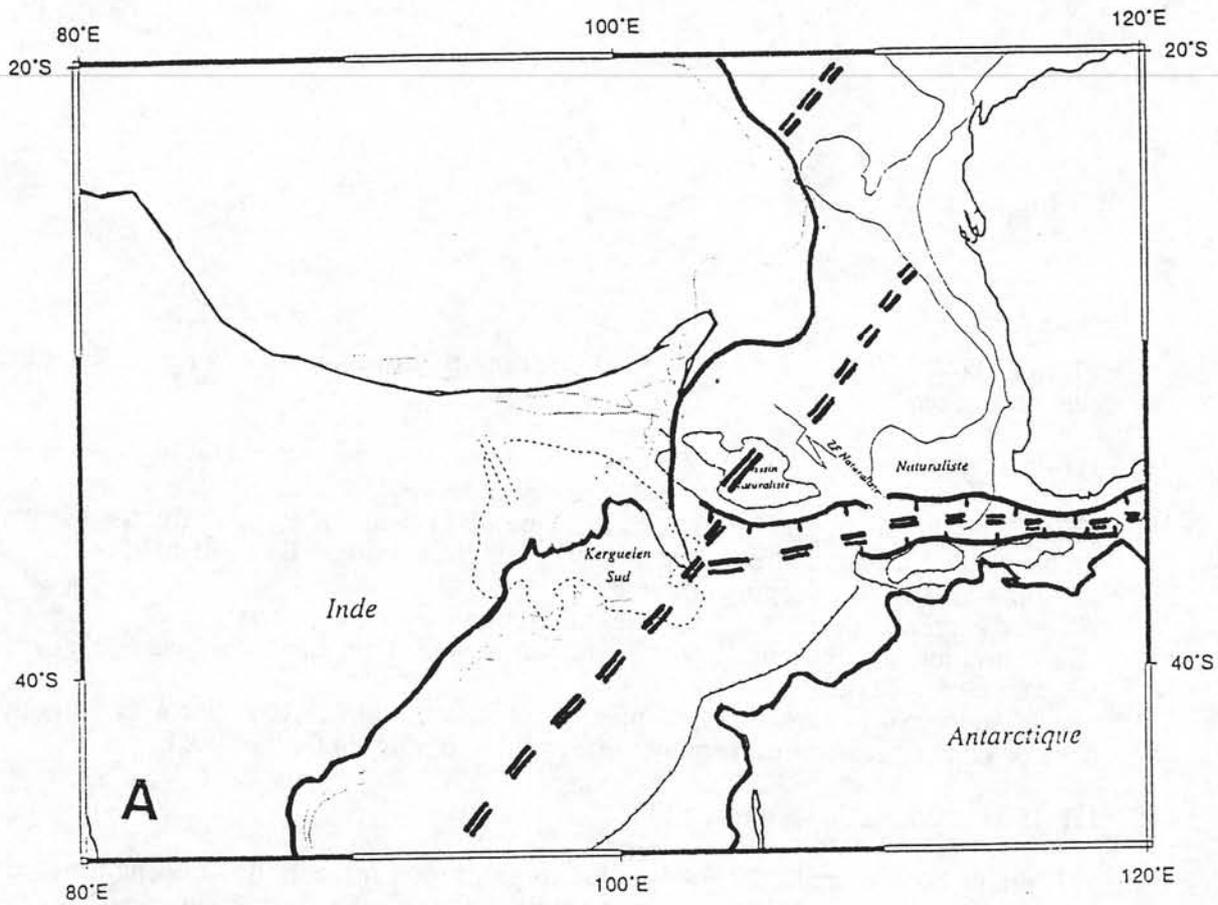


Figure III-45 : Schéma d'évolution et de formation du plateau des Kerguelen et de la ride de Broken.

III-45-C : époque de l'anomalie 34.

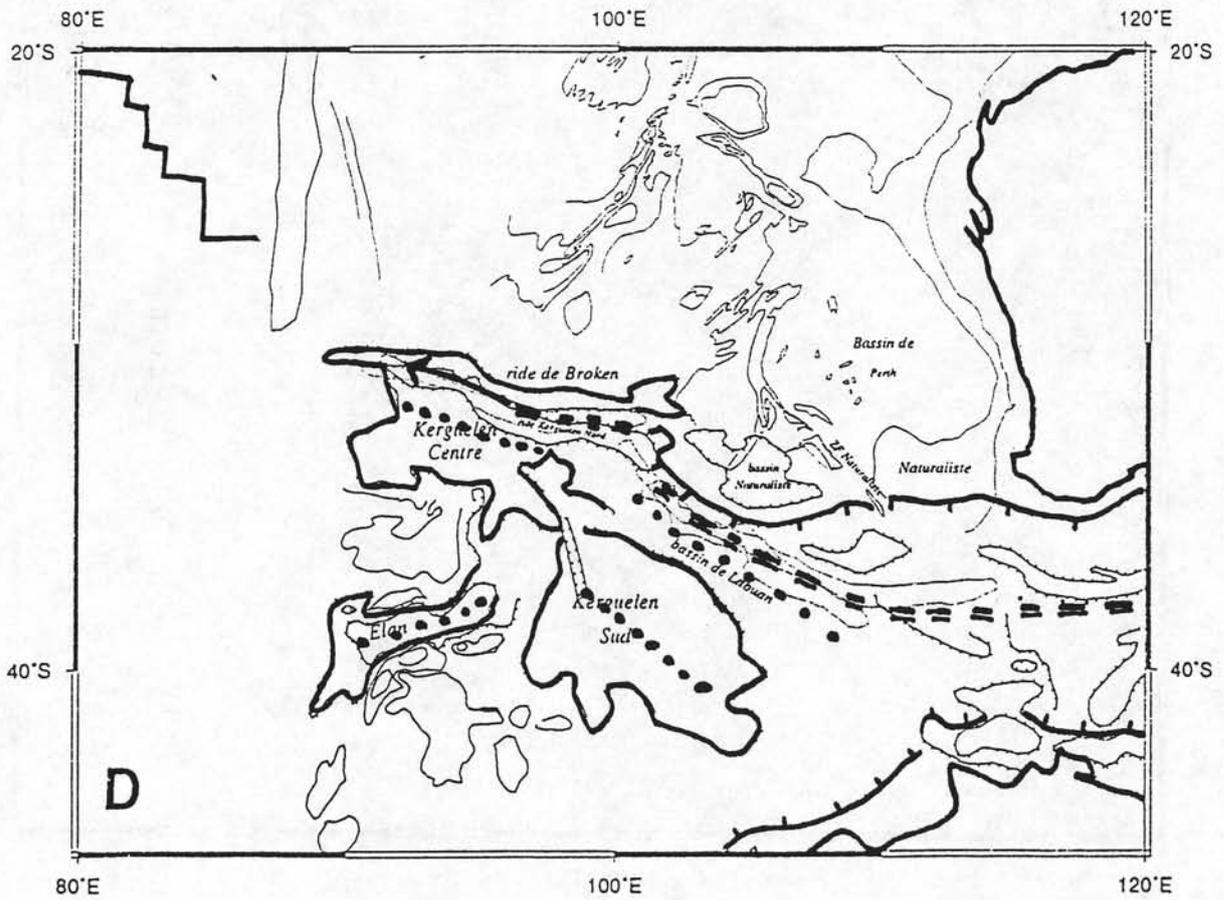
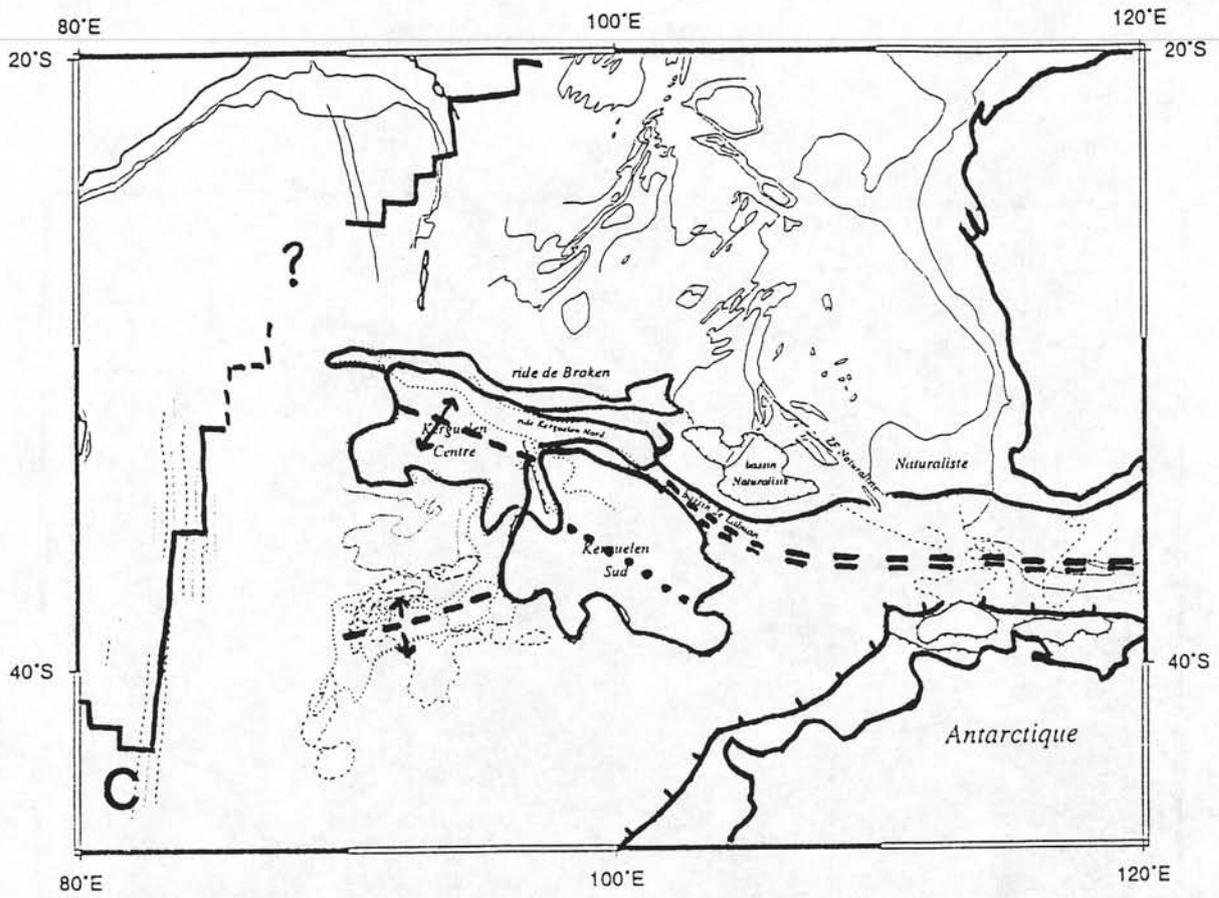
Entre l'époque du Crétacé moyen et l'époque de l'Eocène moyen, s'effectue l'ouverture du bassin de Labuan, entre la ride située au sud du bassin du Naturaliste et le flanc nord du domaine Sud des Kerguelen.

- L'axe d'accrétion du bassin Australie-Antarctique se propage vers l'ouest.
- La formation du domaine Central des Kerguelen et du banc de l'Elan se produirait pendant cette phase.
- Le domaine Sud des Kerguelen montre un mouvement différentiel avec le domaine nord de ce plateau. Ce mouvement s'effectuerait le long du Graben 77°E.

III-45-D : époque de l'anomalie 20.

A l'époque de l'anomalie 20 survient la réorganisation majeure de l'Eocène moyen. Elle se manifeste dans cette région par un nouveau saut de l'axe d'accrétion.

- Le nouvel axe s'installe dans la région la plus ancienne du domaine Central des Kerguelen, le séparant en deux blocs : la ride de Broken et le domaine Central du plateau des Kerguelen.
- Les directions NW-SE du domaine Central des Kerguelen, reconnues par Houtz et al. [1977] correspondraient aux structures du rift fossile.
- La fosse d'Ob serait née à la suite de ce saut de dorsale.
- Cette époque marque aussi l'arrêt de l'ouverture du bassin de Labuan; le nouvel axe s'installe au ras de la ride située au sud du bassin du Naturaliste.
- La formation de la ride de Diamantina et de la ride Kerguelen Sud serait liée à ce saut d'axe.



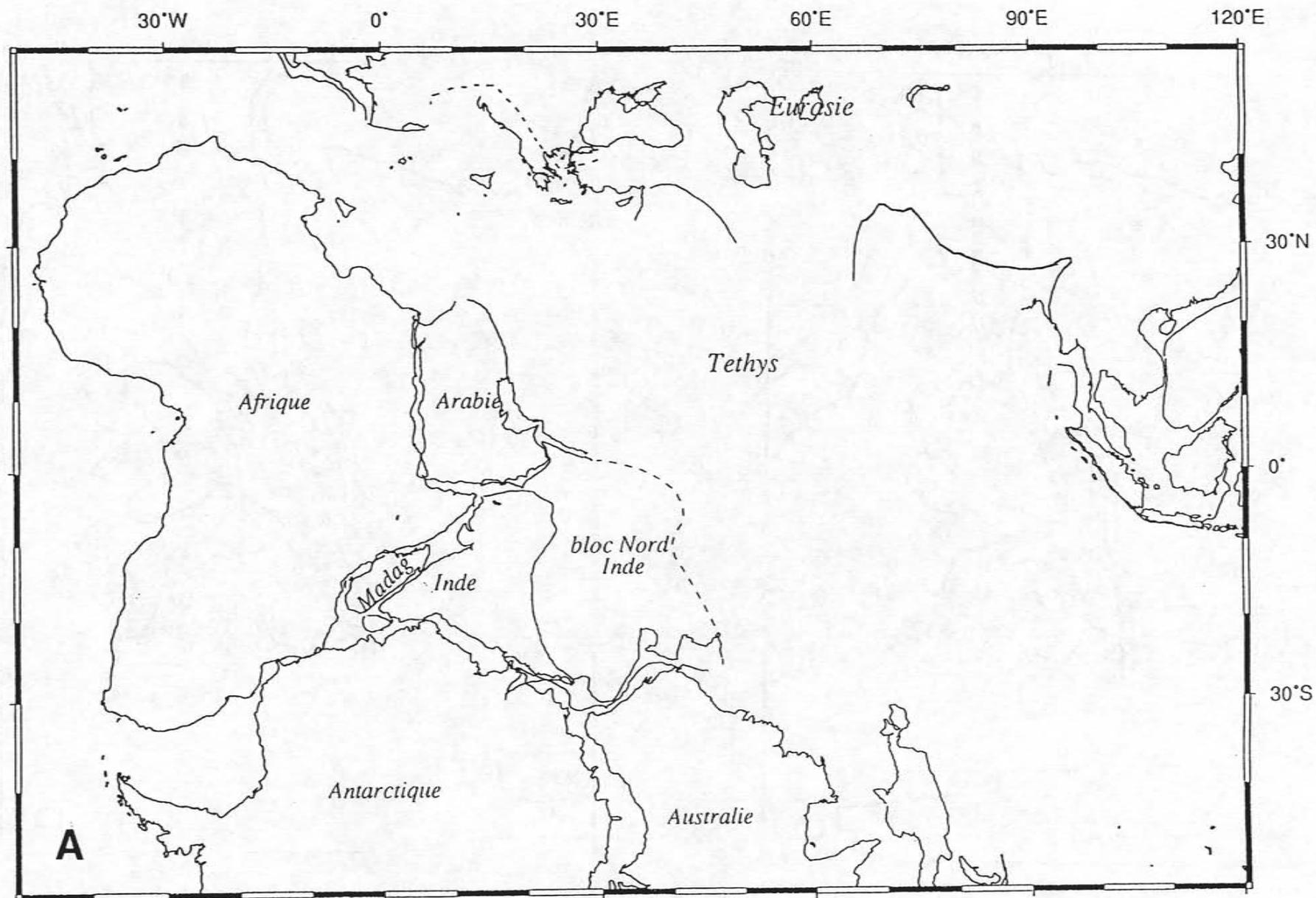


Figure III-46 : Le problème de l'âge de la collision entre l'Inde et l'Eurasie.

III-46-A : La reconstitution initiale issue de ce travail par rapport à l'Eurasie fixe.

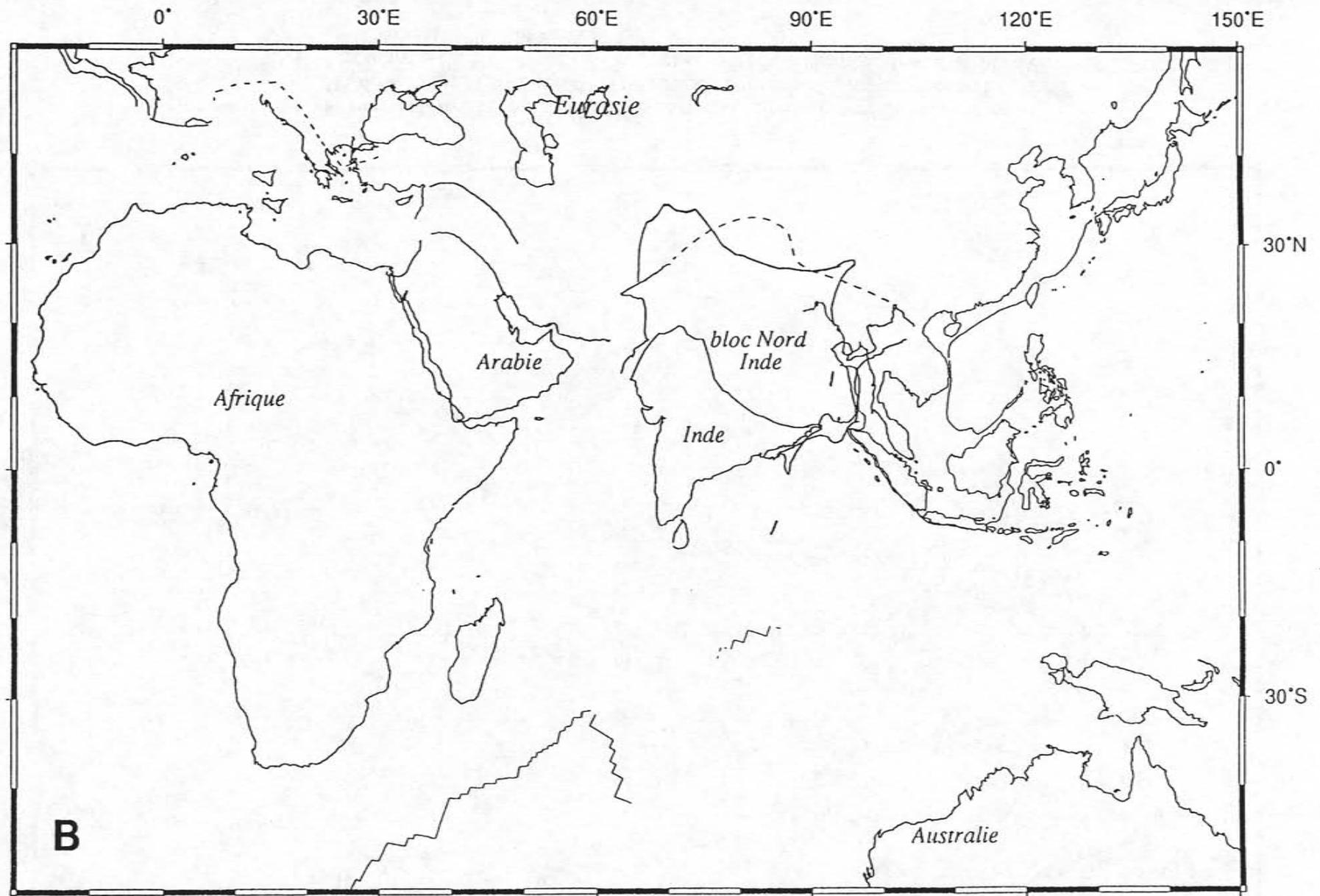


Figure III-46 : Le problème de l'âge de la collision entre l'Inde et l'Eurasie.
III-46-B : Reconstitution de l'époque de l'anomalie 20 par rapport à l'Eurasie fixe.
 Les marges du bloc Nord de l'Inde et la marge de l'Eurasie, prise dans sa position actuelle, se touchent à l'ouest et se chevauchent à l'est. La quantité de ce chevauchement est de 800 km.

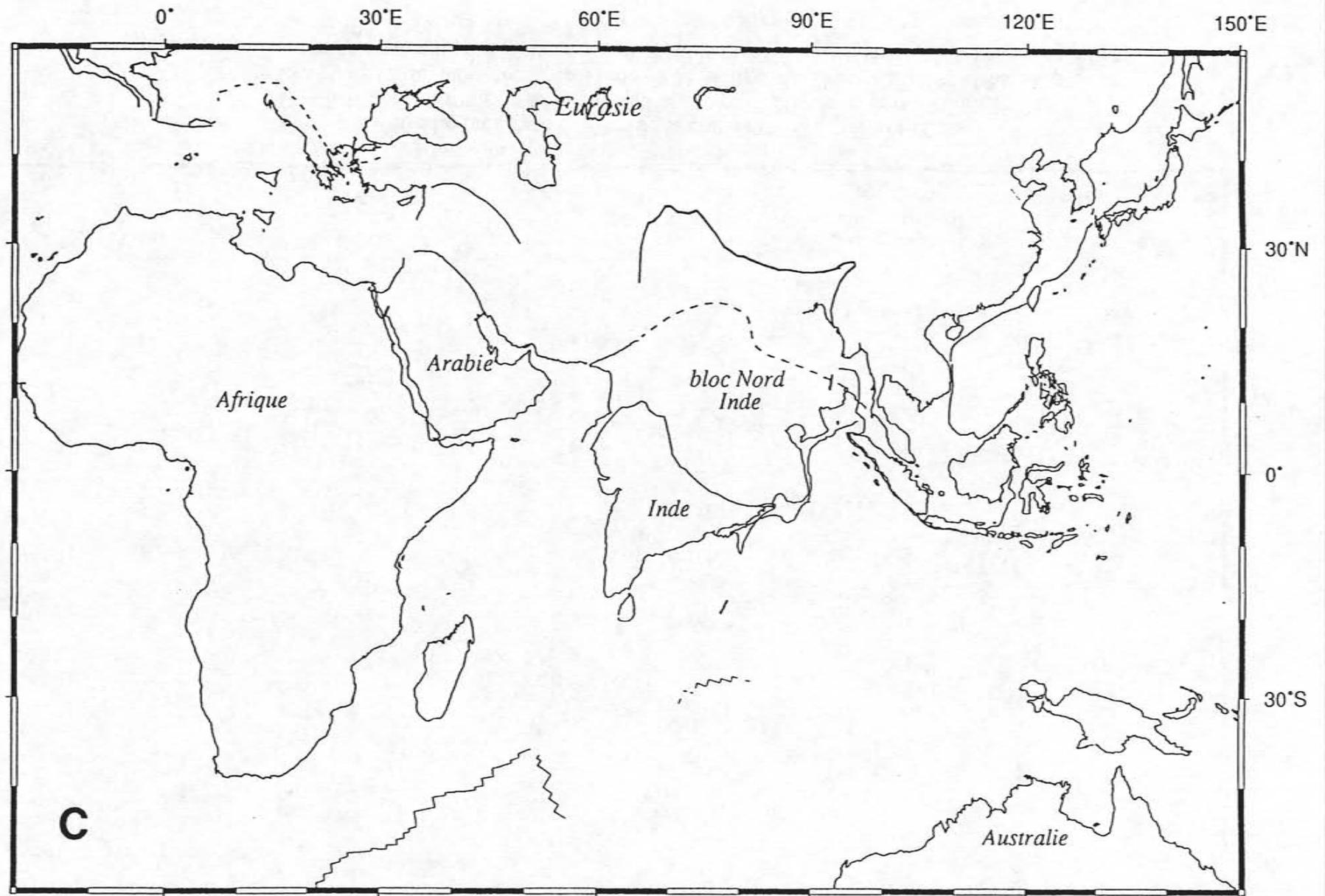


Figure III-46 : Le problème de l'âge de la collision entre l'Inde et l'Eurasie.
III-46-C : Reconstitution de l'époque de l'anomalie 24 par rapport à l'Eurasie fixe.
Les marges du bloc Nord de l'Inde et la marge de l'Eurasie sont distants d'environ 1000 km à l'ouest et de 200 km à l'est.

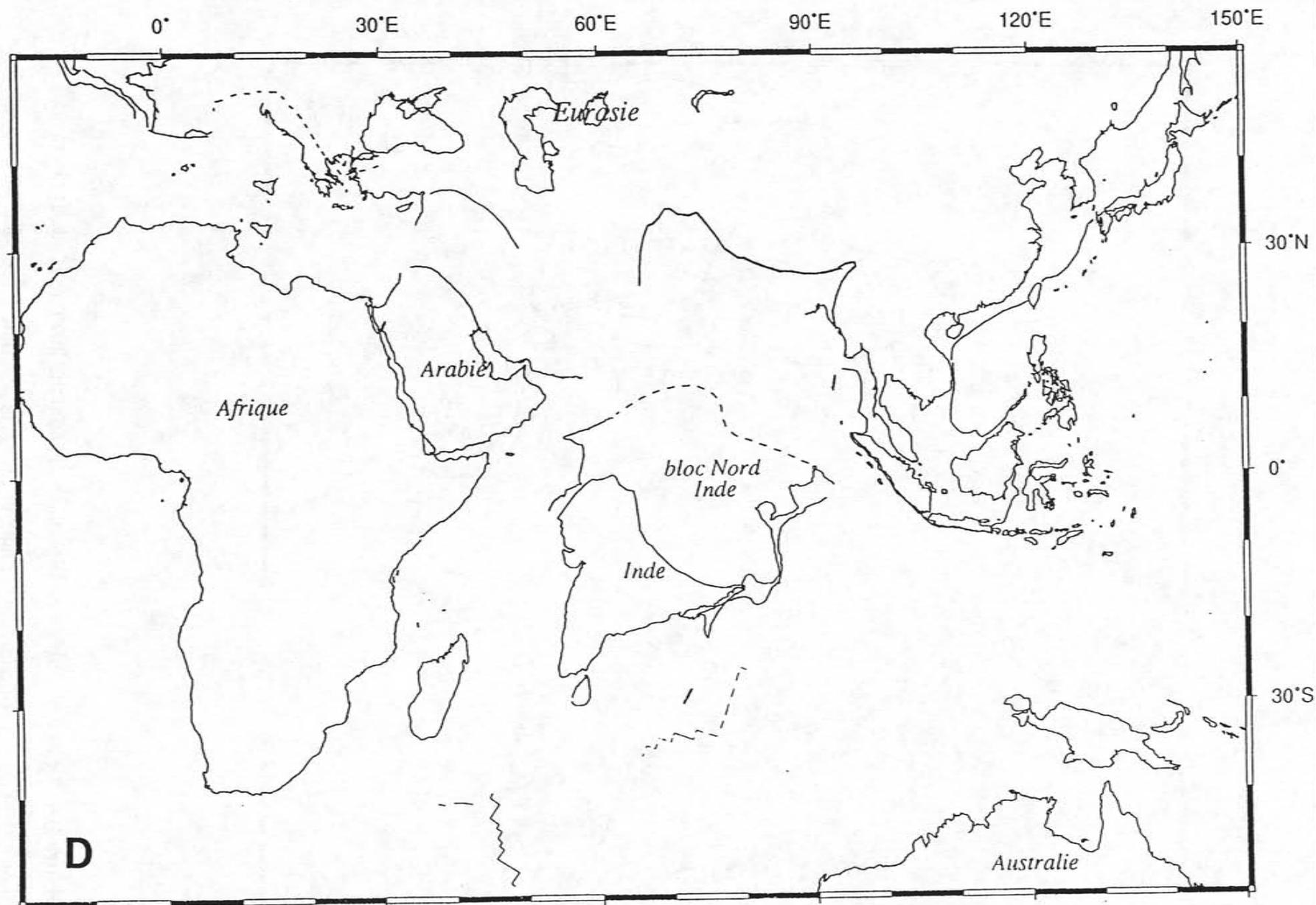


Figure III-46 : Le problème de l'âge de la collision entre l'Inde et l'Eurasie.
III-46-D : Reconstitution de l'époque de l'anomalie 28 par rapport à l'Eurasie fixe.
 Les marges du bloc Nord de l'Inde et la marge de l'Eurasie sont distants d'environ 2000 km à l'ouest et de 1500 km à l'est.

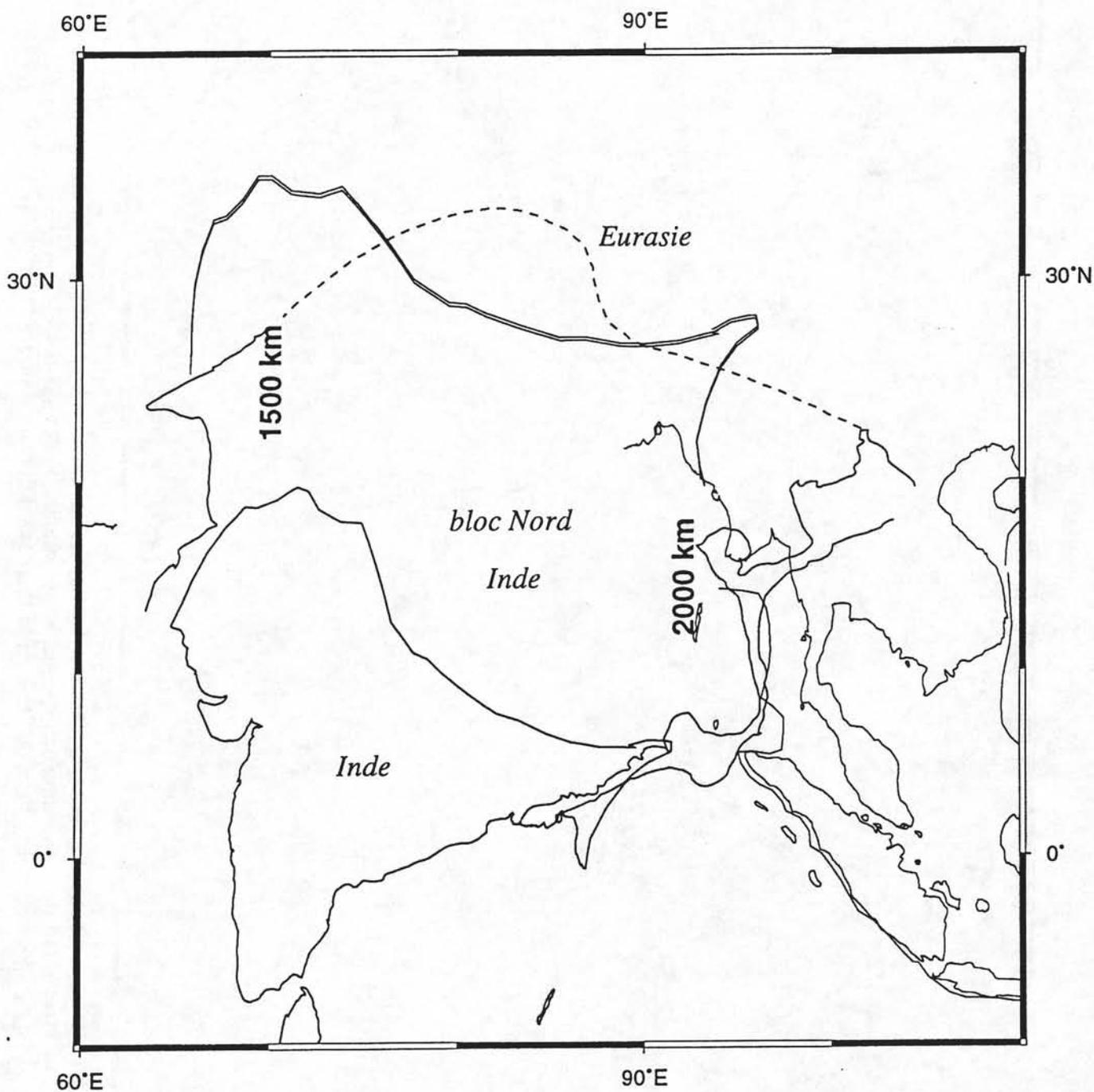
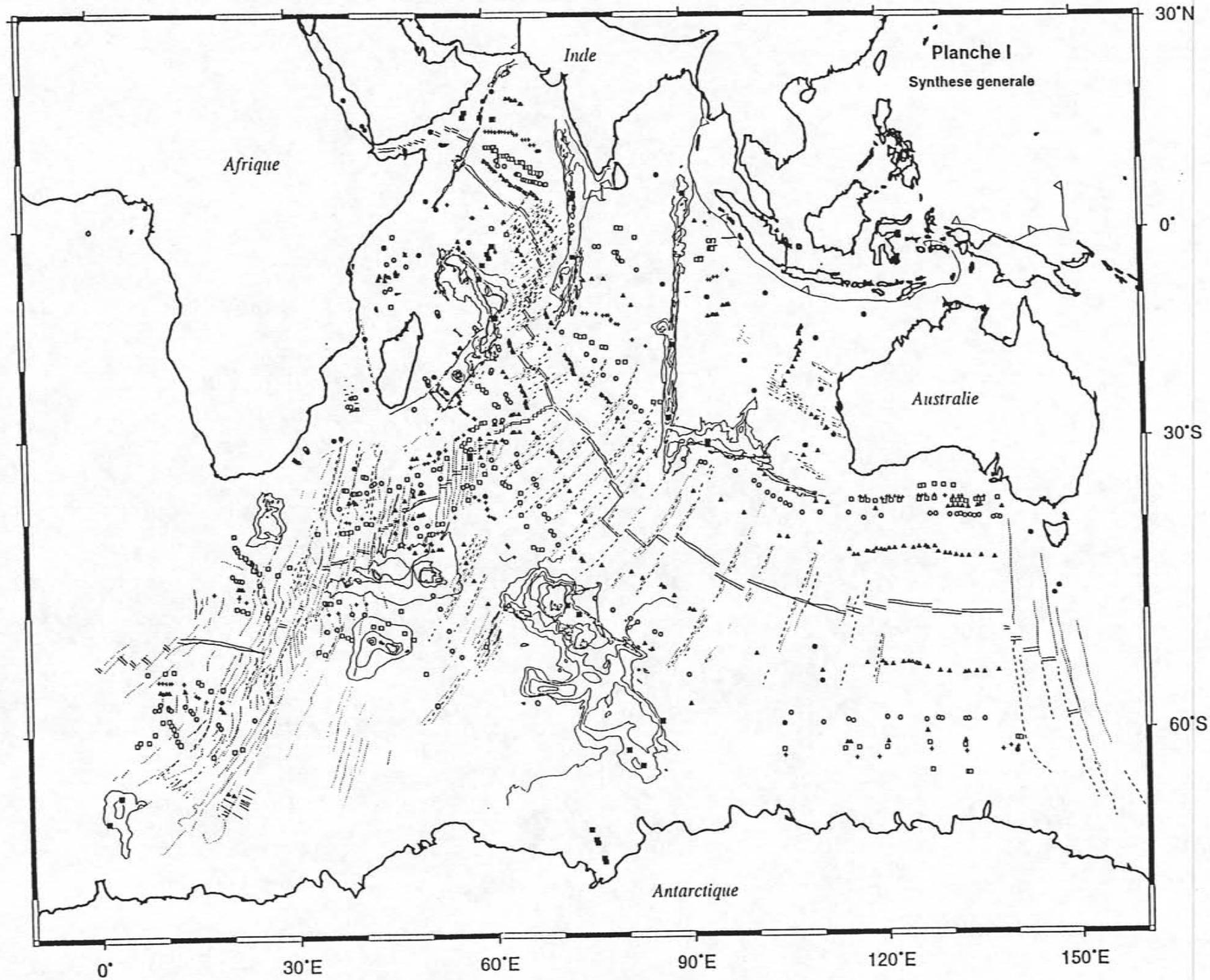
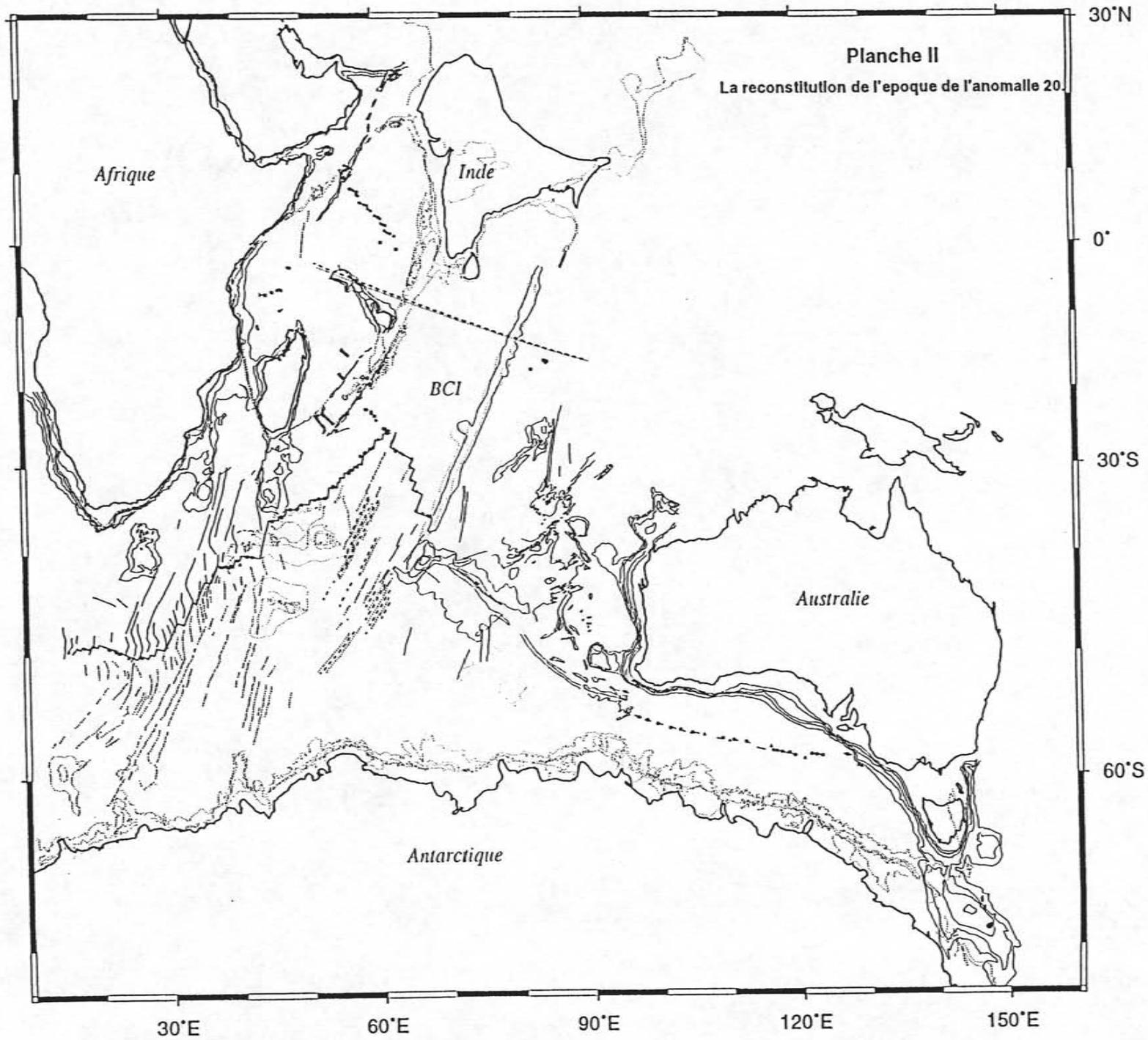


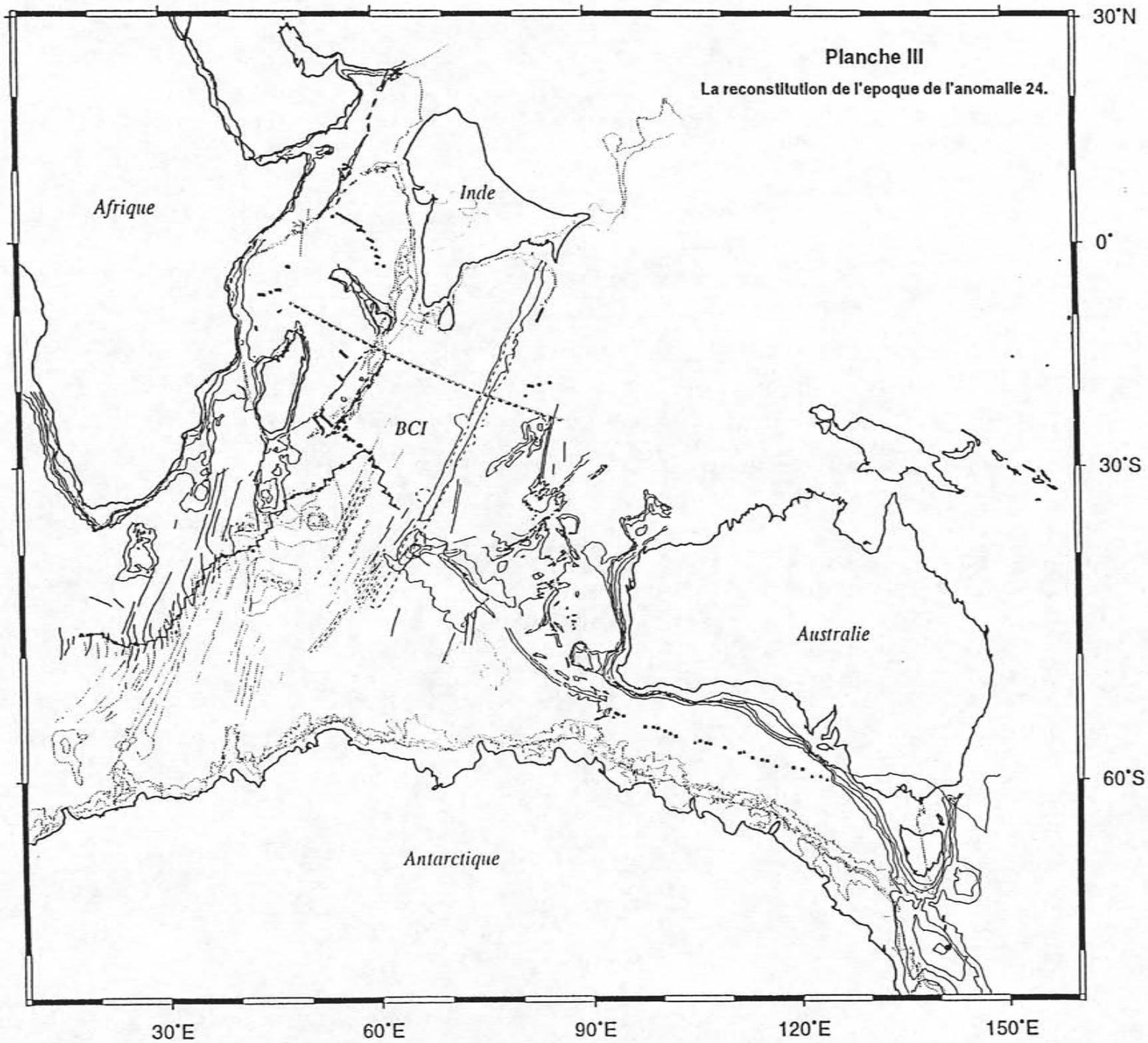
Figure III-47 : Reconstitution de l'époque de l'anomalie 20 entre l'Inde et l'Eurasie.

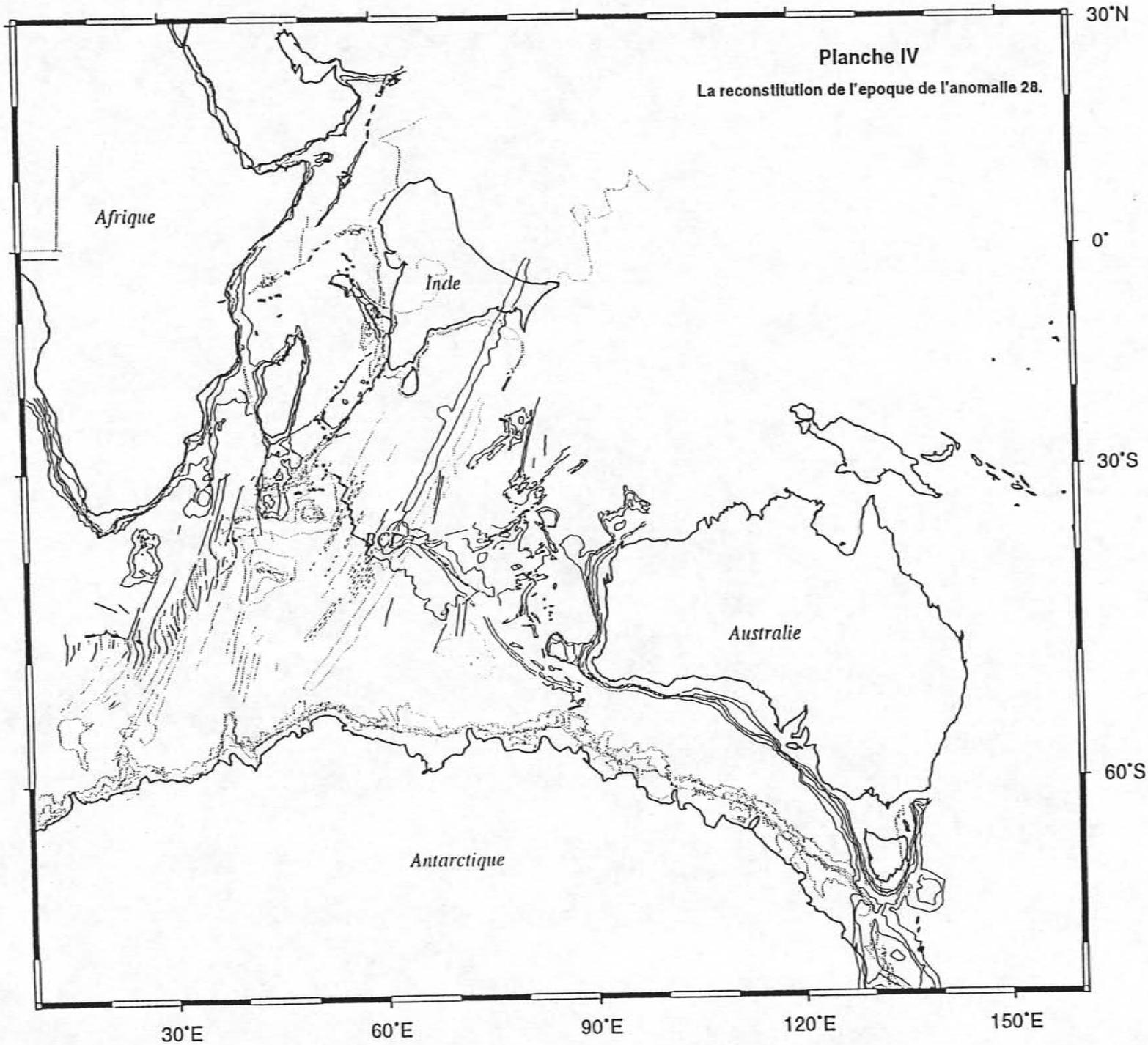
Si on admet que la collision entre l'Inde et l'Eurasie a débuté entre 53 et 43 Ma et que le bloc Nord de l'Inde est de nature continentale, 1500 à 2000 km de croûte continentale qui constituerait ce bloc, aurait disparu actuellement.

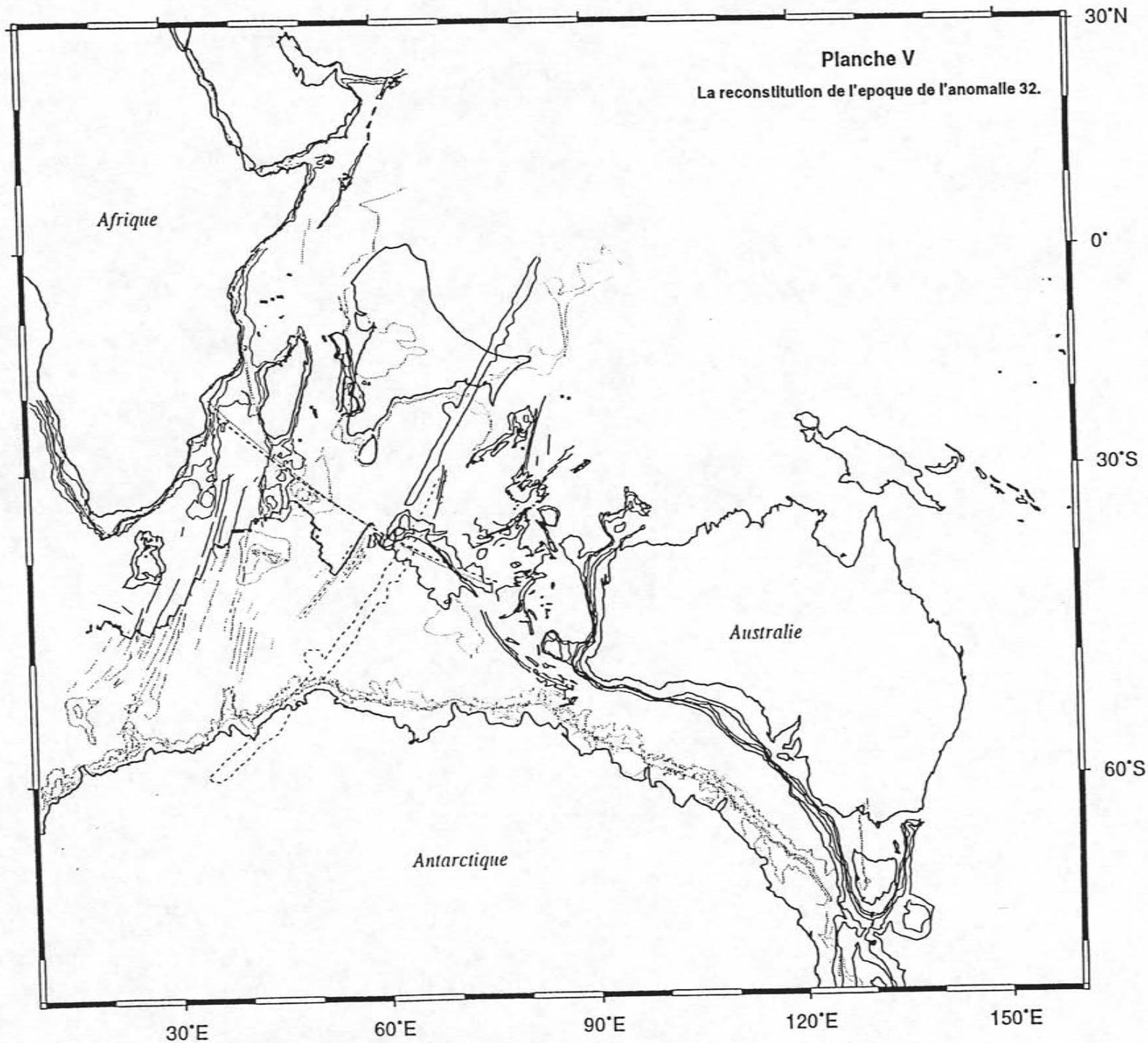
Planches

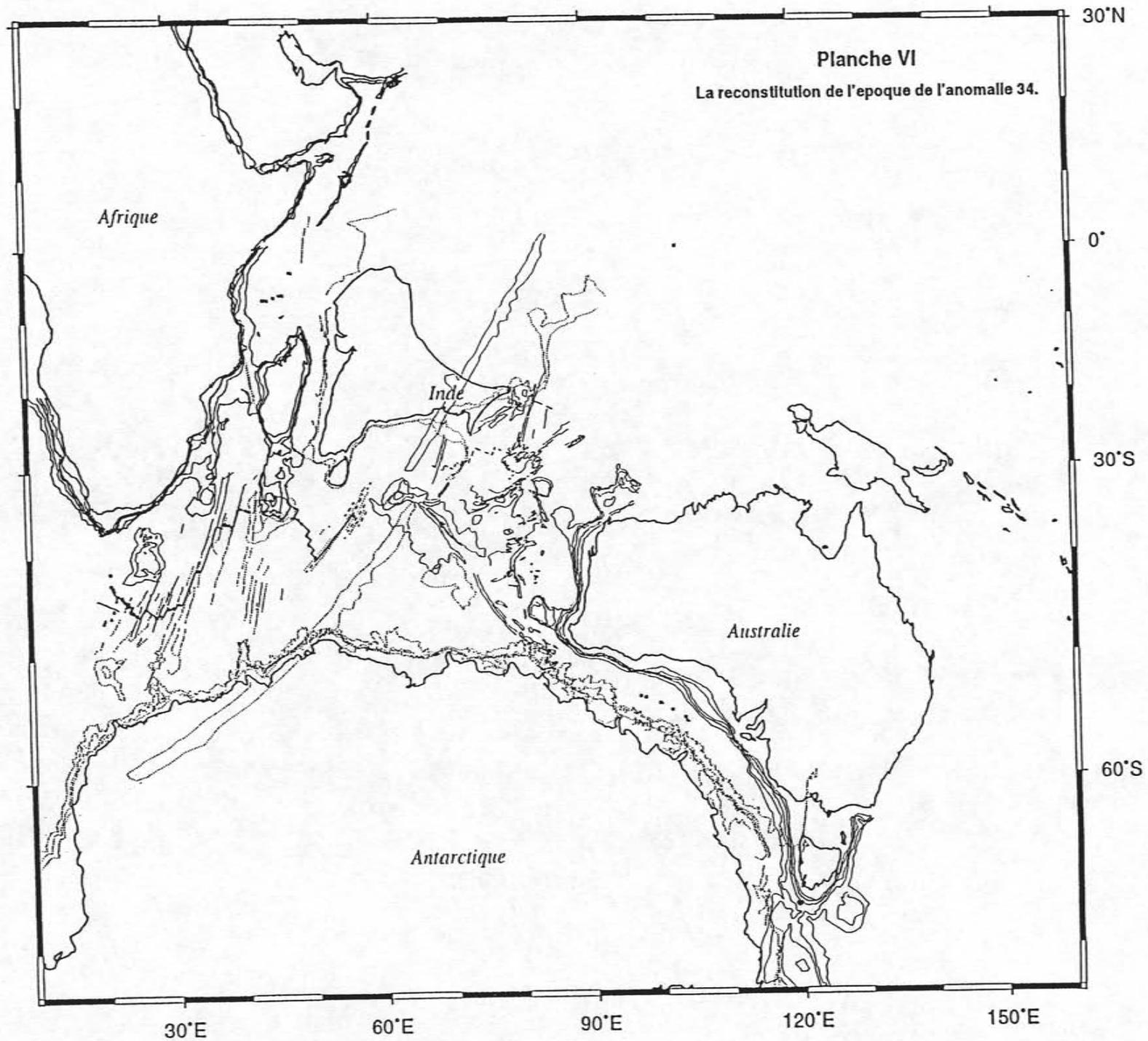


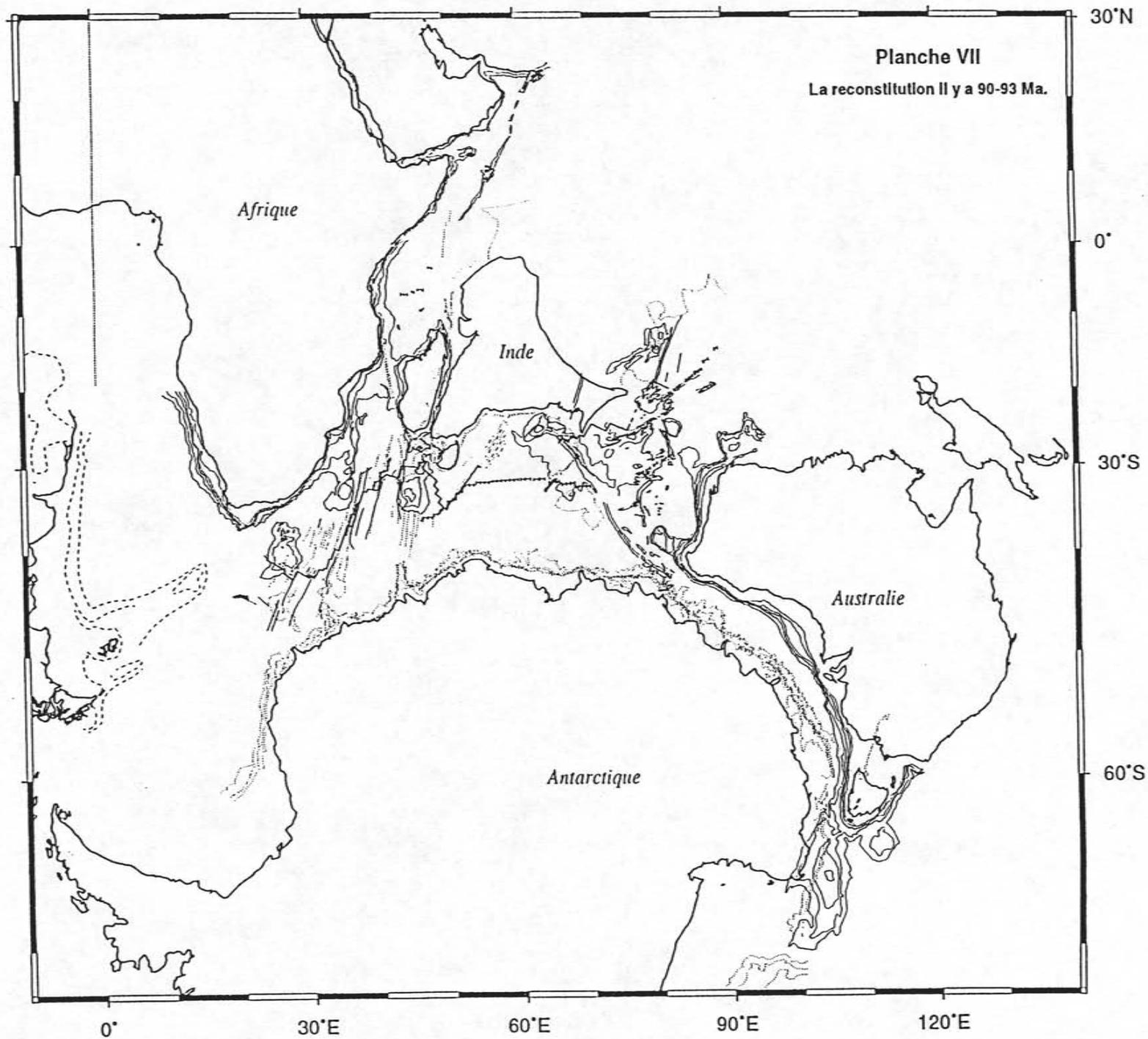












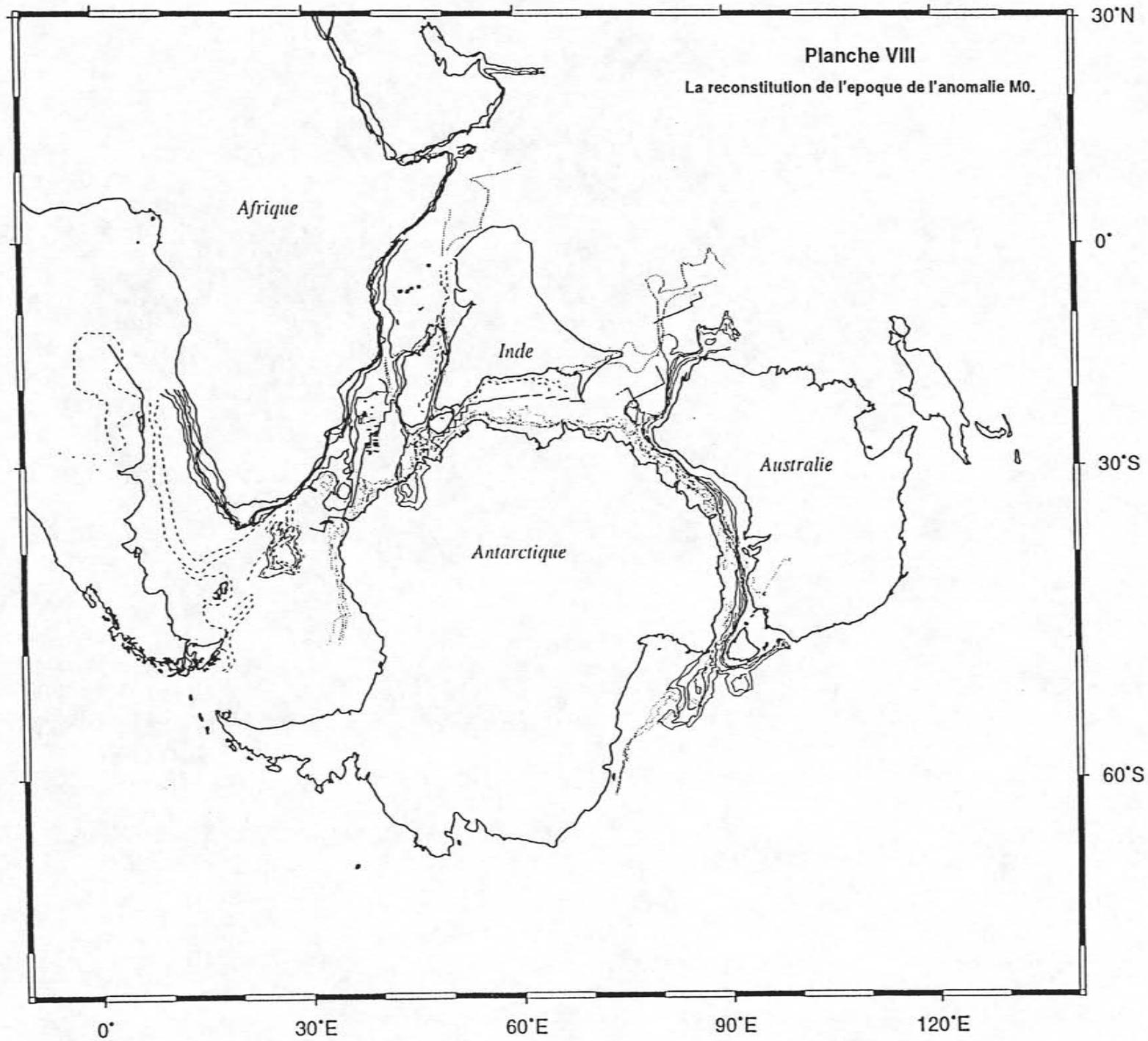
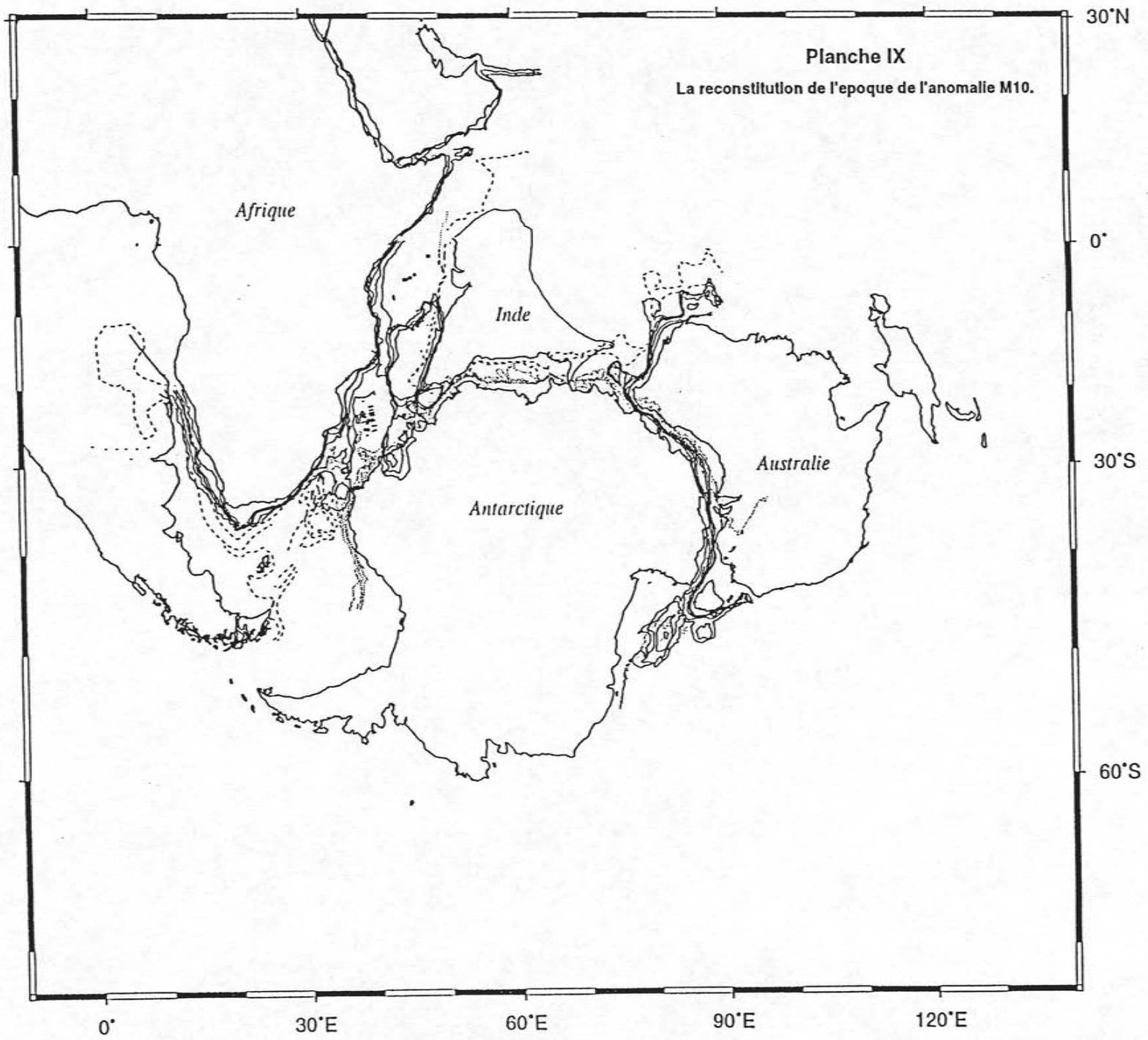


Planche IX
La reconstitution de l'époque de l'anomalie M10.



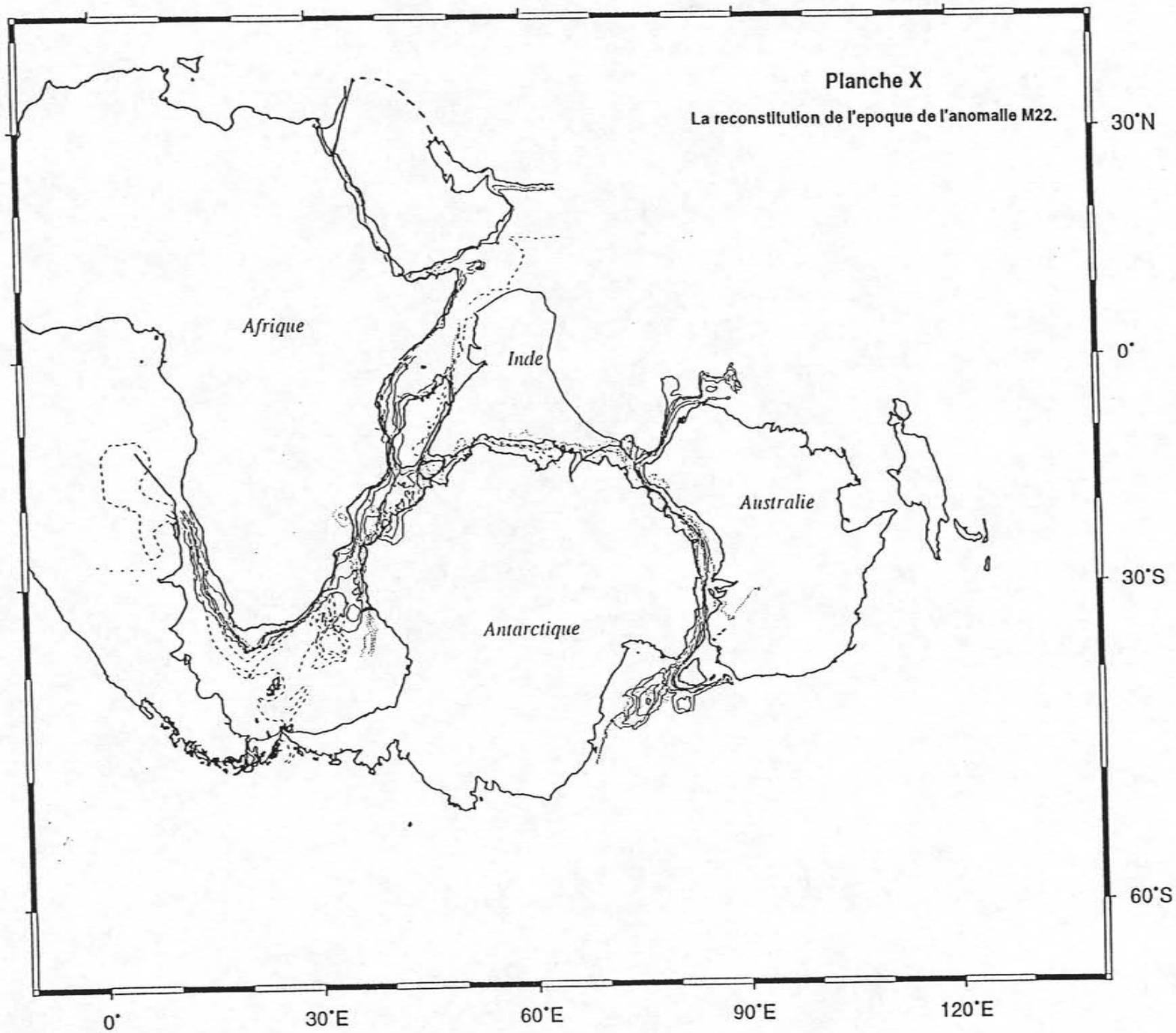
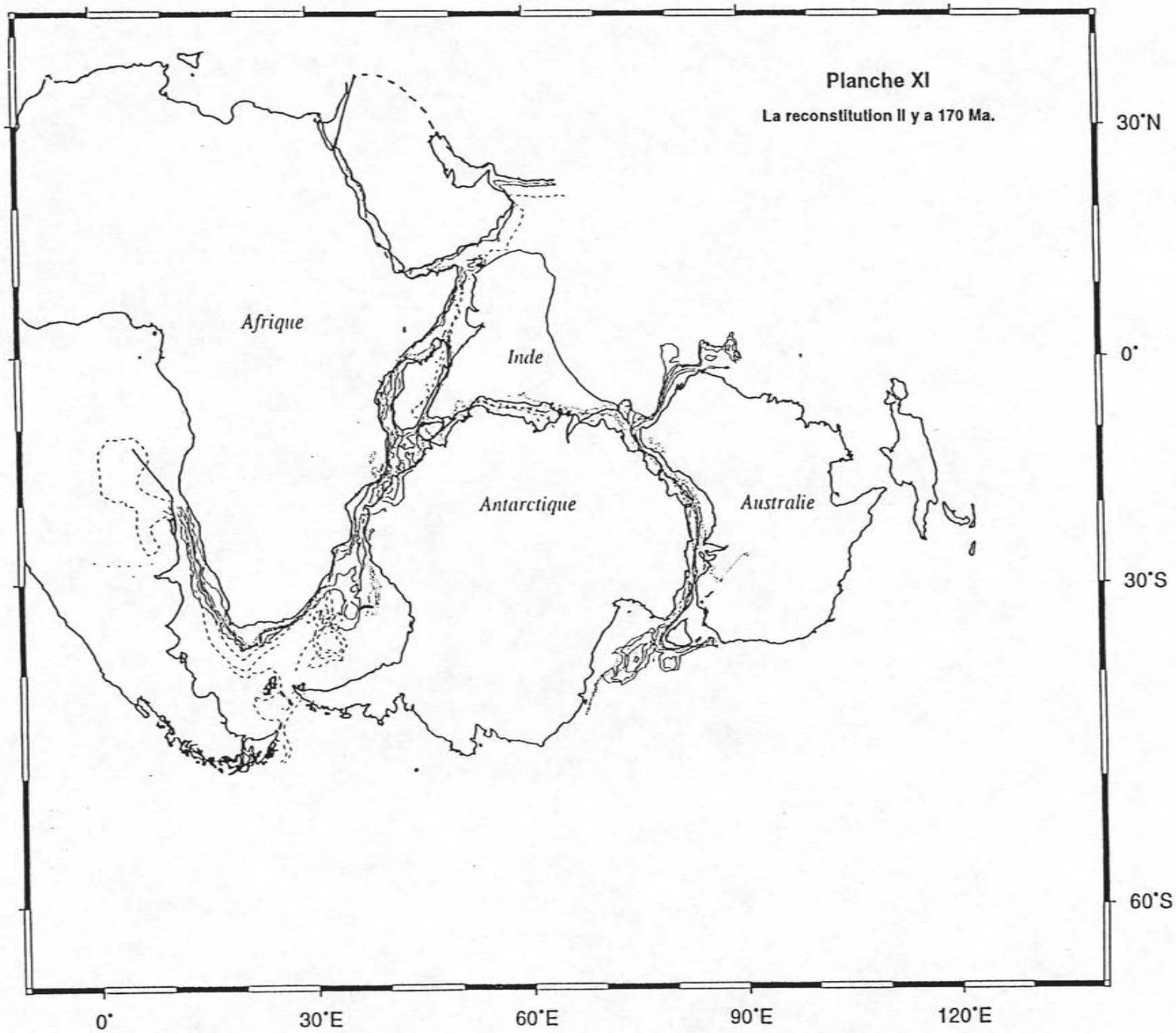


Planche XI

La reconstitution II y a 170 Ma.



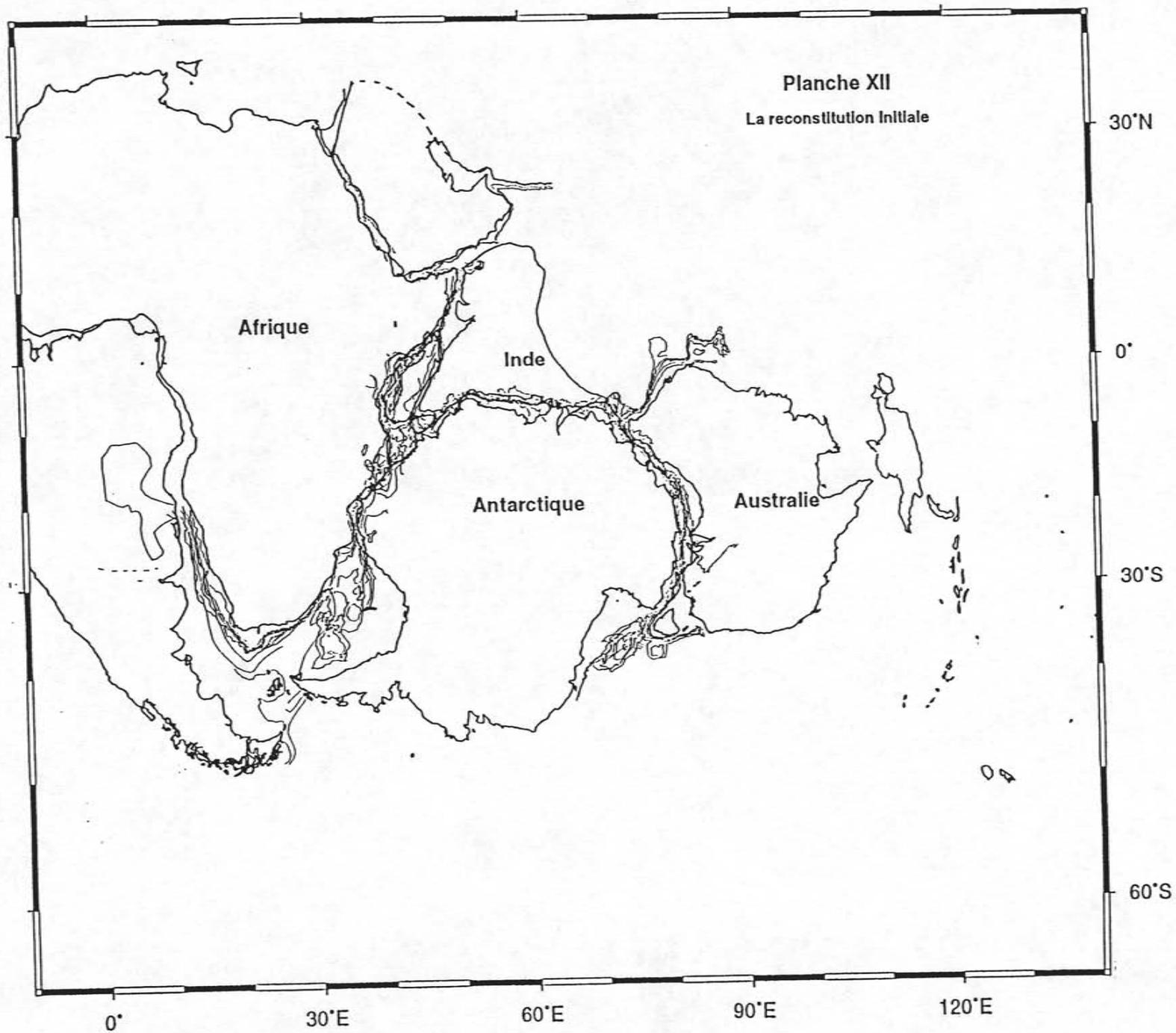


Tableau des pôles de rotation

Tableau des pôles de rotation.

Epoque de l'anomalie 20 (43 Ma). Afrique fixe.

Australie	19,5° N	50,6° E	-22,38°
Inde	18,3° N	47,5° E	-23,25°
Antarctique	9,84° N	36,2° W	7,87°
Bassin Central Indien (BCI)	19,3° N	49,0° E	-23,77°

Epoque de l'anomalie 24 (53 Ma). Afrique fixe.

Australie	17,7° N	55,8° E	-23,79°
Inde	18,4° N	37,5° E	-30,38°
Antarctique	6,7° N	40,6° W	9,97°
BCI	18,5° N	38,0° E	-30,38°

Epoque de l'anomalie 28 (64 Ma). Afrique fixe.

Australie	15,22° N	59,1° E	-25,43°
Inde	18,7° N	28,76° E	-39,13°
Antarctique	2,4° N	43,0° W	11,28°
BCI	18,08° N	28,33° E	-38,75°

Epoque de l'anomalie 32 (73 Ma). Afrique fixe.

Australie	18,45° N	62,14° E	-26,48°
Inde	18,00° N	23,33° E	-49,51°
Antarctique	3,1° N	136,9° E	-13,45°
BCI	18,53° N	21,27° E	-48,43°

Epoque de l'anomalie 34 (83 Ma). Afrique fixe.

Australie	17,43° N	71,16° E	-27,51°
Inde	18,38° N	22,63° E	-54,6°
Antarctique	2,0° N	140,8° E	-17,85°

Epoque de 90-93 Ma. Afrique fixe.

Australie	18,3° N	86,9° E	-30,1°
Inde	21,75° N	25,26° E	-57,19°
Antarctique	4,267° N	146,2° E	-25,56°

Epoque de l'anomalie M0 (119 Ma). Afrique fixe.

Australie	17,59° N	109,1° E	-41,15°
Inde	21,9° N	26° E	-54,5°
Antarctique	6,31° N	151,05° E	-42,34°
Ceylan	15,18° N	40,1° E	-70,9°
Madagascar	5,2° N	92,38° W	0,75°

Epoque de l'anomalie M10 (130 Ma). Afrique fixe.

Australie	19,27° N	113,5° E	-41,15°
Inde	21,9° N	26° E	-45,61°
Antarctique	10,28° N	154,33° E	-48,35°
Ceylan	16,05° N	43,38° E	-74,21°
Madagascar	5,2° N	92,38° W	5,88°

Epoque de l'anomalie M22 (152 Ma). Afrique fixe.

Australie	16,05° N	116,0° E	-52,88°
Inde	21,9° N	26° E	-45,61°
Antarctique	6,2° N	150,8° E	-54,85°
Ceylan	17,38° N	48,96° E	-80,75°
Madagascar	5,2° N	92,38° W	15,38°

Epoque de 170 Ma. Afrique fixe.

Australie	16,33° N	119°,1 E	-56,93°
Inde	21,9° N	26° E	-45,61°
Antarctique	5,8° N	150,8° E	-59,7°
Ceylan	20° N	51,78° E	-80,12°
Madagascar	2,15° N	79,0° W	18,21°

Epoque de la reconstitution initiale.

Australie	9° S	64,25° W	57,16°
Inde	28,95° N	43,85° E	-57,21°
Antarctique	2,86° N	35° W	58,54°
Madagascar	8,63° N	150,0° E	-15,1°
Arabie	38,0° N	18,0° W	-2,96°
Somalie	43,7° N	161,26° E	-0,56°
Amérique du Sud	46,75° N	32,65° W	56,4°

Liste des figures

Liste des figures.

Première Partie. Les bassins océaniques.

Figure I-1-A : Anomalies magnétiques cénozoïques; échelle d'inversion des anomalies magnétiques de Cande et Kent [1992].

Figure I-1-B : Anomalies magnétiques mésozoïques; échelle d'inversion des anomalies magnétiques de Kent et Gradstein [1986].

Figure I-2 : Les bassins océaniques de l'océan Indien.

Figure I-3 : Les bassins de Somalie Occidental et Septentrional.

Figure I-4 : Reconstitution du système Inde-Madagascar-Antarctique-Afrique à l'époque de l'anomalie M10 (l'Afrique est fixe).

Figure I-5 : Limites des bassins de Somalie Occidental, Oriental et Septentrional.

Figure I-6 : La carte bathymétrique des bassins de Madagascar et des Mascareignes. D'après Fisher et al. [1982].

Figure I-7 : Les anomalies magnétiques dans le bassin des Mascareignes. Compilation de Dymant [1991].

Figure I-8 : Les anomalies magnétiques dans les bassins de Cuvier, de Gascogne et d'Argo. Compilation de Fullerton et al. [1989].

Figure I-9 : Les anomalies magnétiques dans les bassins de Gascogne, de Cuvier et de Perth. D'après Powell et al. [1988].

Figure I-10 : Le bassin de Wharton.

Figure I-11 : Les anomalies magnétiques dans le bassin de Wharton. Compilation de Liu et al. [1983].

Figure I-12 : Le bassin Central Indien.

Figure I-13 : Les anomalies magnétiques dans la région du point triple de Rodriguez et la trace fossile de l'évolution de ce point triple d'après Patriat et Ségoufin [1988].

Figure I-14 : Les anomalies magnétiques dans la région du point triple de Rodriguez d'après Royer et Sandwell [1989].

Figure I-15-A : Le bassin de Crozet : interprétation structurale à partir de la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992].

Figure I-15-B : Le bassin de Crozet : la carte de de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992]. Sur cette carte, nous avons rajouté les isochrones 90 Ma, anomalie 34, anomalie 32 et anomalie 20.

Figure I-16-A : Le bassin Australie-Antarctique : interprétation à partir des cartes gravimétriques de Sandwell et Smith [1992] et de Haxby et Hayes [1991].

Figure I-16-B : Le bassin Australie-Antarctique : la carte de l'anomalie de gravité de Sandwell et Smith [1992].

Figure I-17-A : Les structures de la marge sud australienne.

Figure I-17-B : Les structures de la marge nord de l'Antarctique.

Figure I-18 : Les anomalies magnétiques dans le bassin Australie-Antarctique. D'après la compilation de Royer et Sandwell [1989].

Figure I-19-A : Les bassins océaniques créés à l'axe de la dorsale sud ouest indienne : interprétation de la carte de Sandwell et Smith [1992].

Figure I-19-B : Les bassins océaniques créés à l'axe de la dorsale sud ouest indienne : la carte de Sandwell et Smith [1992]. Sur cette figure, nous avons rajouté les isochrones M0, 34, 20 et l'axe Actuel de la dorsale sud ouest indienne

Figure I-20 : Les anomalies magnétiques identifiées sur les flancs de la dorsale sud ouest indienne entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de l'anomalie 20. Compilation de Royer et al. [1988].

Figure I-21 : Les bassins océaniques créés à l'axe de la dorsale centrale indienne : le bassin d'Arabie et le bassin de Somalie Oriental.

Deuxième Partie.

Chapitre I : Le problème de la reconstitution initiale.

Figure II-1 : La reconstitution initiale de Lawver et Scotese [1987].

Figure II-2 : La reconstitution initiale de Norton et Sclater [1979].

Figure II-3 : La reconstitution initiale de Shields [1976].

Figure II-4 : La reconstitution initiale de Ricou et al. [1990].

Figure II-5 : La reconstitution de l'époque de l'anomalie M25 de Besse et Courtillot [1988].

Figure II-6 : La reconstitution à l'époque de l'anomalie M25 de Martin et Hartnady [1986].

Figure II-7 : La reconstitution initiale de Powell et al. [1988].

Figure II-8 : Le système Arabie-Somalie-Nubie.

Figure II-9 : La reconstitution initiale proposée dans ce travail. L'Afrique est considérée comme fixe.

Figure II-10 : La reconstitution initiale du système Madagascar-Afrique proposée dans ce travail.

Figure II-11 : Comparaison de l'orientation de la marge est malgache dans sa position initiale dans le Gondwana avec celles proposées dans les travaux antérieurs.

Figure II-12 : Reconstitution initiale du système Antarctique-Afrique. L'Afrique est considérée comme fixe.

Figure II-13 : Les problèmes que posent un assemblage initial moins serré entre l'Antarctique et l'Afrique.

Figure II-14 : Reconstitution initiale du système Inde-Madagascar-Antarctique-Afrique.

Figure II-15 : Reconstitution initiale du système Australie-Antarctique.

Figure II-16 : Comparaison de l'assemblage des lignes de rupture de la pente continentale entre l'Australie et l'Antarctique avec ceux proposés dans les travaux antérieurs.

Figure II-17 : Assemblage des marges homologues de Madagascar et de l'Inde à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen.

Figure II-18 : Reconstitution du système Madagascar-Inde-Antarctique à l'anomalie M10, dans l'hypothèse où l'Inde est dans la même position qu'à l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé par rapport à Madagascar.

Figure II-19 : Reconstitution du système Madagascar-Inde-Antarctique à l'anomalie M10 dans ce travail.

Figure II-20 : Reconstitution initiale du système Afrique-Madagascar-Antarctique-Inde-Arabie-Somalie dans ce travail. L'Afrique est considérée comme fixe.

Deuxième partie.

Chapitre 2- Le problème des directions d'ouverture.

Figure II-21 : Comparaison entre les trajectoires synthétiques des rotations finies entre l'Antarctique et l'Inde de la période anomalie 20-Actuel de Patriat et Ségoufin [1988] et celles calculées dans ce travail.

Figure II-22 : Les trajectoires synthétiques des rotations finies entre l'Afrique et l'Antarctique entre l'époque de l'anomalie 34 et l'époque de l'anomalie 20.

Figure II-23 : Les séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin du Mozambique et dans le bassin d'Enderby.

Figure II-24 : Assemblages des séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques des bassins d'Enderby et du Mozambique, proposés dans les travaux antérieurs.

Figure II-25 : Les deux configurations schématiques de l'assemblage des séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques des bassins d'Enderby et du Mozambique d'après Bergh [1987].

Figure II-26 : L'assemblage des séquences d'anomalies magnétiques mésozoïques identifiées dans les bassins d'Enderby et du Mozambique proposé dans ce travail.

Figure II-27 : Les principales zones de fracture qui ont fonctionné dans le bassin du Mozambique et dans le bassin d'Enderby pendant la période magnétique calme du Crétacé moyen.

Figure II-28 : La reconstitution de l'océan Indien Occidental à l'époque de l'anomalie 34 de Royer et al. [1988].

Figure II-29 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Royer et Coffin [1992].

Figure II-30 : les trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque de l'Antarctique par rapport à l'Afrique et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique de Royer et Coffin [1992].

Figure II-31 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Ségoufin et Patriat [1981].

Figure II-32 : les trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque de l'Antarctique par rapport à l'Afrique et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique de Ségoufin et Patriat [1981].

Figure II-33 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Raillard [1991].

Figure II-34 : les trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque de l'Antarctique par rapport à l'Afrique et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique de Raillard [1991].

Figure II-35 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Martin et Hartnady [1986].

Figure II-36 : Les trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque de l'Antarctique par rapport à l'Afrique et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique de Martin et Hartnady [1986].

Figure II-37 : Le modèle d'évolution de l'océan Indien Occidental de Norton et Sclater [1979].

Figure II-38 : Les trajectoires synthétiques pendant l'évolution mésozoïque de l'Antarctique par rapport à l'Afrique et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique de Norton et Sclater [1979].

Deuxième Partie.

Chapitre III : Le problème des rides asismiques.

Figure II-39 : Les structures anormales dans l'océan Indien.

Figure II-40 : La ride du Mozambique et le plateau de Madagascar.

Figure II-41 : La ride d'Astrid et la ride de Gunnerus.

Figure II-42 : Les plateaux situés à l'ouest de l'Australie.

Figure II-43. Le plateau des Kerguelen.

Figure II-44. La ride de Broken.

Figure II-45. Le modèle d'évolution du plateau des Kerguelen et de la ride de Broken d'après Mutter et Cande [1983].

Figure II-46 : La ride de Chagos Laccadives.

Figure II-47 : Le plateau des Mascareignes.

Figure II-48. Le modèle de formation de la ride de Chagos Laccadives et du plateau des Mascareignes d'après Fisher et al. [1971].

Figure II-49. Le modèle de formation de la ride de Chagos Laccadives et du plateau des Mascareignes d'après Backman, Duncan et al. [1988].

Figure II-50. Le plateau de Crozet et la ride de Conrad.

Figure II-51. La ride de Ninetyeast digitalisée à partir de la carte GEBCO.

Troisième partie.

Le modèle cinématique proposé.

Figure III-1 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 20 entre l'Antarctique et l'Afrique de Royer et al. [1988].

Figure III-2 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 20 entre l'Antarctique et l'Afrique calculée dans ce travail.

Figure III-3 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 20 entre l'Inde et l'Antarctique de Patriat et Ségoufin [1988].

Figure III-4 : Reconstitution à l'époque de l'anomalie 20 de l'Inde et de l'Antarctique par rapport à l'Afrique (le pôle Inde-Antarctique est celui calculé par les zones de fracture de la partie occidentale de la dorsale sud est indienne).

Figure III-5 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 20 entre la plaque du bassin Central Indien (le domaine de la plaque indienne situé au sud de l'Equateur) et l'Antarctique calculée dans ce travail (pôle des zones de fracture).

Figure III-6 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie anomalie 20-Actuel entre la plaque du bassin Central Indien et l'Afrique.

Figure III-7 : Assemblage des anomalies magnétiques du système Inde-Afrique-Antarctique à l'époque de l'anomalie 6 de Patriat et Ségoufin [1988].

Figure III-8 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 6 entre l'Inde et l'Afrique de Patriat et Ségoufin [1988].

Figure III-9 : Assemblage des anomalies magnétiques 6 du système Afrique-Antarctique-Inde de Dymant [1991].

Figure III-10 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 6 entre l'Inde et l'Afrique de Dymant [1991].

Figure III-11 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie anomalie 20-Actuel entre la plaque Inde (le domaine de la plaque indienne située au nord de l'Equateur) et l'Afrique. C'est la position qui aligne les fractures de Chagos et de Maurice.

Figure III-12 : Reconstitution du système Inde-Afrique-Antarctique à l'époque de l'anomalie 20. L'Afrique est considérée comme fixe.

Figure III-13 : Reconstitution du système Inde-Australie-Antarctique à l'époque de l'anomalie 20 de Royer et Sandwell [1989]. L'Australie est considérée comme fixe.

Figure III-14 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 20 entre l'Antarctique et l'Australie de Royer et Sandwell [1989].

Figure III-15 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie Actuel-anomalie 20 entre l'Antarctique et l'Australie calculées dans ce travail.

Figure III-16 : Reconstitution du système Inde-Australie-Antarctique à l'époque de l'anomalie 20 calculée dans ce travail.

Figure III-17 : Reconstitution à l'époque de l'anomalie 20 entre l'Australie et l'Antarctique.

Figure III-18 : Les domaines océaniques créés par la ride sud ouest indienne.

Figure III-19 : Le bassin de Crozet.

Figure III-20 : Reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 24.

Figure III-21 : Reconstitution entre l'Inde et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 24.

Figure III-22 : Reconstitution du système Inde-Antarctique-Australie à l'époque de l'anomalie 24.

Figure III-23 : Reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 28.

Figure III-24 : Reconstitution entre l'Inde et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 28.

Figure III-25 : Reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 32.

Figure III-26 : Reconstitution entre l'Inde et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 32.

Figure III-27 : Reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 34.

Figure III-28 : Reconstitution entre l'Inde et l'Afrique à l'époque de l'anomalie 34.

Figure III-29 : Reconstitution entre l'Inde, l'Australie et l'Antarctique à l'époque de l'anomalie 34.

Figure III-30 : Reconstitution entre l'Antarctique et l'Afrique à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen (90 Ma).

Figure III-31 : Reconstitution entre l'Inde et l'Afrique à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen (90 Ma).

Figure III-32 : Reconstitution entre l'Australie et l'Antarctique à l'époque de la réorganisation du Crétacé moyen (90 Ma).

Figure III-33-A : Reconstitution du système Madagascar-Antarctique-Afrique-Inde à l'époque de l'anomalie M0 (hypothèse Inde solidaire de Madagascar, pendant la période anomalie M0-réorganisation du Crétacé moyen).

Figure III-33-B : Reconstitution du système Madagascar-Antarctique-Afrique-Inde à l'époque de l'anomalie M10 (hypothèse Inde solidaire de Madagascar, pendant la période anomalie M0-réorganisation du Crétacé moyen).

Figure III-34 : Reconstitution du système Afrique-Antarctique-Madagascar à l'époque de l'anomalie M0.

Figure III-35 : Les trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque de Madagascar par rapport à l'Afrique.

Figure III-36 : Les trajectoires synthétiques de la rotation finie de la période anomalie M0-anomalie 32 de l'Antarctique par rapport à l'Afrique et de l'Afrique par rapport à l'Antarctique.

Figure III-37 : Reconstitution du système Afrique-Antarctique-Madagascar-Inde à l'époque de l'anomalie M0.

Figure III-38 : Estimation du mouvement transformant entre l'Inde et Madagascar pendant la période anomalie M0-réorganisation du Crétacé moyen.

Figure III-39 : Reconstitution du système Inde-Australie-Antarctique à l'époque de l'anomalie M0.

Figure III-40 : Reconstitution du système Afrique-Madagascar-Antarctique à l'époque de l'anomalie M10.

Figure III-41 : Reconstitution du système Inde-Antarctique-Australie à l'époque de l'anomalie M10.

Figure III-42 : Trajectoires synthétiques de l'évolution mésozoïque entre la Grande Inde et l'Australie.

Figure III-43 : Reconstitution du système Afrique-Antarctique-Madagascar à l'époque de l'anomalie M22.

Figure III-44 : Reconstitution du système Afrique-Antarctique-Madagascar à l'époque de la réorganisation du Jurassique moyen-supérieur (170 Ma).

Troisième partie.

Quelques implications du modèle cinématique proposé.

Figure III-45 : Schéma d'évolution et de formation du plateau des Kerguelen et de la ride de Broken.

Figure III-46 : Le problème de l'âge de la collision entre l'Inde et l'Eurasie.

Figure III-47 : Reconstitution de l'époque de l'anomalie 20 entre l'Inde et l'Eurasie.

Planches.

Planche I : L'Océan Indien : synthèse générale.

Planche II : Reconstitution de l'océan Indien à l'époque de l'anomalie 20 (43 Ma).

Planche III : Reconstitution de l'océan Indien à l'époque de l'anomalie 24 (53 Ma).

Planche IV : Reconstitution de l'océan Indien à l'époque de l'anomalie 28 (66 Ma).

Planche V : Reconstitution de l'océan Indien à l'époque de l'anomalie 32 (73 Ma).

Planche VI : Reconstitution de l'océan Indien à l'époque de l'anomalie 34 (83 Ma).

Planche VII : Reconstitution de l'océan Indien à l'époque de la réorganisation majeure du Crétacé moyen (90 Ma).

Planche VIII : Reconstitution de l'océan Indien à l'époque de l'anomalie M0 (119 Ma).

Planche IX : Reconstitution de l'océan Indien à l'époque de l'anomalie M10 (130 Ma).

Planche X : Reconstitution de l'océan Indien à l'époque de l'anomalie M22 (152 Ma).

Planche XI : Reconstitution de l'océan Indien il y a 170 Ma.

Planche XII : La reconstitution initiale de l'océan Indien.

Les pôles de rotation.