

Le bassin des Mascareignes et le bassin de Laxmi (océan Indien occidental) se sont-ils formés à l'axe d'un même centre d'expansion ?

Armelle Bernard*, Marc Munsch

Institut de physique du globe de Strasbourg, EOST, UMR 7516, 5, rue René-Descartes, 67084 Strasbourg cedex, France

Reçu le 20 décembre 1999 ; accepté le 18 avril 2000

Présenté par Paul Tapponnier

Abstract – Were the Mascarene and Laxmi Basins (western Indian Ocean) formed at the same spreading centre?

Although the Mascarene–Seychelles area represents a fundamental zone for the Cretaceous Indian Ocean kinematics, its northern part remains almost unknown. Bathymetric, seismic, magnetic and altimetry data interpretation allow us to propose a structural scheme of the whole region. Two major opening phases are identified (83–68 Ma; 68–59 Ma). The first one is composed of two different spreading rate periods (low and intermediate). The second one (fast spreading rate) is characterized by the progressive southward extinction of the ridge, that requires a synchronous opening eastward Seychelles, in the Laxmi Basin, between 67 and 59 Ma. © 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

magnetism / seismic / altimetry / structural scheme / sea-floor spreading / progressive extinction / kinematics

Résumé – Bien que la région Mascareignes–Seychelles constitue une zone clé de l'ouverture crétacée de l'océan Indien, sa partie nord reste énigmatique. L'étude de données bathymétriques, sismiques, magnétiques et altimétriques [11] nous conduit à proposer un schéma structural de l'ensemble de la région. Deux principales phases d'ouverture sont identifiées (83–68 Ma ; 68–59 Ma). La première est constituée de deux phases d'expansion distinctes. La seconde est caractérisée par l'arrêt progressif de la dorsale, ce qui implique une ouverture synchrone à l'est des Seychelles, dans le bassin de Laxmi, entre 67 et 59 Ma. © 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

magnétisme / sismique / altimétrie / schéma structural / accréation / extinction progressive / cinématique

Abridged version

1. Introduction

The Mascarene Basin is located between the Mascarene Plateau, Madagascar and the Maurice Fracture zone (*figure 1*) to the south. The Farquhar Group, the Amirante Arc-Trough system and the Seychelles Plateau correspond to the northern boundary of this basin. Its southern part is well constrained by geophysical and geological data (fracture zones traces, magnetic anomalies, DSDP 249 site [14]). Two major fracture zones delimit

three compartments C, D and E, where the magnetic anomalies A33–A27 are identified. Several spreading centre jumps and transitional fracture zones have been determined in C [3–5, 12, 13]. These data allow Dymant [5] and Sahabi [10] to propose a unique phase of opening of the Mascarene Basin, but with distinct rotation poles. By contrast, the kinematic evolution of the northern part of the Mascarene–Seychelles area is still unknown.

Using bathymetric, seismic, magnetic data and the gravity anomalies grid [11], we propose a new structural scheme of the whole region. The kinematic study based

* Correspondance et tirés à part : Armelle.Bernard@eost.u-strasbg.fr

on this scheme leads to the identification of different opening phases of this area and to the progressive southward extinction of the Mascarene ridge. The Cretaceous kinematics of the Indian Ocean has thus to be revised in the light of these new constraints on the evolution of the Mascarene–Seychelles area.

2. Data

Our study is based on bathymetric, seismic and magnetic data available in the Mascarene–Seychelles area and on the Sandwell et al. [11] gravity anomalies grid deduced from satellite altimetry data. The analysis of the seismic profiles results in 111 picking basement faults interpreted as fracture zones. Moreover we have picked the gravity lineations on the Sandwell et al. [11] gravity grid over the whole area. To enhance the fracture zone traces in the gravity grid we have calculated the vertical derivative of the gravity anomaly and used the Blakely and Simpson [1] method to extract the extreme of the vertical gradient. There is a very good agreement between the localisation of the fracture zones from the seismic data and the minima of the vertical gradient. We have used both the minima lineations of the vertical gradient and the seismic picking to produce a new map of the fracture zones in the Mascarene–Seychelles area, shown in *figure 1*.

160 anomalies of the A34–A27j (83–60 Ma) sequence were recognized in the southern part of the Mascarene Basin and 60 ones in the northern part (*figure 1*). In compartment D, the complete sequence A34–A27 is clearly identified on the two flanks of the ridge. Two ridge jumps (A28j and A31j) have been identified in C. The sequence A34–A33, and in some places even A32, is recognized along the whole Madagascar eastern margin, in agreement with the Turonian–Coniacian dating of the marine transgression on the northern part of this margin [2, 9].

3. Structural scheme

The structural scheme of *figure 1* conforms the previous interpretations of compartments C and D [3–5], except that two major fracture zones instead of one exist between the C and D compartments. In compartment C, we confirm the eastward A28 ridge jump but we identify the second ridge jump at A31 instead of A33 [5].

To the north of the D compartment, there is a dramatic change between our new structural map and the previous ones [3–5]. We identify five new compartments in the Mascarene Basin (α , β , γ , δ and ϵ). Numerous fracture zones are identified in the west and north Seychelles areas (η and μ). The magnetic sequences are relatively easy to identify on both flanks of the ridge in the α , β and γ compartments (*figure 2*), whereas only the western flank is interpreted in compartments δ and ϵ . Further north the lack of interpreted magnetic anomalies does not allow to locate the fossil ridge axis.

4. Accretion and extinction of the Mascarene ridge and kinematics implications

The calculation of the spreading rates in the D compartment shows three expansion phases: a slow one (17 to 27 km·Myr⁻¹) between A34 (83 Ma) and A33 (76 Ma), an intermediate one (27 to 38 km·Myr⁻¹) between A33 (76 Ma) and A31j (67.7 Ma) and a fast one (57 to 90 km·Myr⁻¹) between A31j (67.7 Ma) and A28j (62.5 Ma). A detailed study indicates that the extinction of the ridge is not a sudden phenomenon but that it is preceded by a short (< 2 Myr) slow spreading rate period.

In the Mascarene Basin the fracture zones directions indicates two different rotation poles during the opening: 10° N 35° E between 83 Ma (A34) and 67.7 Ma (A31) and 0° N 35° E between 67.7 Ma (A31) and 59 Ma (A27j). In the north-Seychelles area (η and μ) the fracture zone direction indicates a pole in a very good agreement with the first opening phase in the Mascarene Basin. We propose thus that the west and north Seychelles area (η and μ) constitute the southwestern flank of the Mascarene spreading centre between A34 and A31 (83 and 67.7 Ma).

The main implication of our magnetic anomalies interpretation is the increasing age of the fossil ridge axis from south A27j (59 Ma) to the north A30 (67 Ma) and then the southward progressive extinction of the Mascarene spreading centre. No more accretion takes place in the δ compartment during this time interval, whereas 715 km of oceanic crust is accreted in the D compartment. *Figure 3* shows that the distances between the 30v conjugated chrons in each compartment are in agreement with the theoretical distances if we do not take into account the progressive extinction of the ridge.

Figure 3 shows the 30v–30v distances observed in the D to δ compartments compared with the opening theoretical curve. This one represents, versus the distance between the rotation pole and the observation point, the amount of oceanic crust that should exist in the case of an opening such as this one observed in D (rotation pole: 0° N 35° E; angle: 16.59°). From the observations of the D compartment, we have estimated the amount of oceanic crust that should have existed in each of the α to δ compartments between the ridge extinction time and A27j. In *figure 3* we show that this amount of oceanic crust is represented by the difference between the theoretical curve and the observed distances 30v–30v in each compartment. This ‘missing’ oceanic crust in the α to δ compartments results only from the progressive extinction of the ridge. There are neither local variations of the spreading nor significant deformation. The ‘missing’ oceanic crust in the α to δ compartments between 67 and 59 Ma is estimated at 55 km in α , 185 km in β , 430 km in γ and 575 km in δ .

5. Discussion

The rotation poles calculated for the A34–A31 and A31–A27 periods do not fit the Madagascar and Sey-

chelles–India margins (*figure 4*) because of the progressive extinction of the ridge.

While the eastern flank of the ridge is not identified in the δ and ϵ compartments, we could suppose that an eastward ridge jump takes place at the A30 time in the Mascarene Basin to explain the A30–A27 lacking sequence. Nevertheless the identification of the A32–A33 anomalies on the eastern flank in the γ compartment (*figure 1*) shows no such eastward ridge jump although a lack of crust is observed (430 km, A30–A27). The magnetic sequences A33–A28 in α and A33–A29 in β also dismiss the hypothesis of such an eastern jump to explain the missing crust in these compartments. The existence of such an eastern ridge jump in the Mascarene Basin explaining the observed missing crust is not possible.

The progressive southward extinction in the Mascarene Basin can also correspond to a large eastward ridge jump between Seychelles and India. Offshore the western Indian margin, the Laxmi Basin structure and nature remain enigmatic [8, 15]. A reconstruction at the A27 time (Sahabi [10] rotation pole, angle modified) shows that the geometry of this basin corresponds to the missing oceanic crust in the Mascarene Basin (*figure 4*). We thus propose a synchronous expansion in the Mascarene and Laxmi Basins between the A30 (67 Ma) and A27j (59 Ma) anomalies, corresponding thus with a unique opening phase between two rigid tectonic plates. The northern part of the Mascarene ridge (ϵ to μ compartments) jumps eastward in the Laxmi Basin at the time of the A30 anomaly. Then the ridge jump successively affects compartments δ to α until the A28

time. The southern part of the ridge (compartments C and D) jumps at the A27j time.

This model explains the formation of both the Mascarene and the Laxmi Basins at the same spreading system. The spreading axis in the Laxmi Basin and the axis remaining in the Mascarene Basin have to be joined by a plate boundary. In the case of fracture zones they should be about 600 km long, but they are not identifiable on the gravity anomaly grid of Sandwell et al. [11]. That can be explained by only 60 to 25 km of shear movement over a short period of time comprised between 0.7 and 3.45 Ma ensured by each of the five needed fracture zones. Diffuse deformation may also exist between the two oceanic basins.

6. Conclusion

We propose a new structural scheme of the whole Mascarene–Seychelles area. Three kinematics phases describe the opening of the Mascarene–Seychelles area. The rotation pole for the two first phases is located at 10° N 35° E. The first phase between 83 Ma (A34) and 76 Ma (A33) and the second one between 76 Ma (A33) and 68 Ma (A31) are characterized by a slow and an intermediate spreading rate respectively (20 km·Myr⁻¹ and 40 km·Myr⁻¹). The third phase (A30, 68 My–A27j, 59 My) is characterized by a new rotation pole (0° N 35° E), by a fast spreading rate (80 km·Myr⁻¹) and by the southward progressive extinction of the ridge in the Mascarene Basin. We propose that this extinction corresponds to an eastward jump of the Mascarene spreading centre between Seychelles and India forming the Laxmi Basin.

1. Introduction

Situé dans l'océan Indien occidental, le bassin des Mascareignes est bordé à l'ouest par le bloc continental Madagascar et à l'est par le plateau océanique des Mascareignes (*figure 1*). Sa limite septentrionale correspond au micro-continent des Seychelles, au système arc-fosse des Amirantes à l'origine controversée, et aux atolls du groupe des Farquhar, encore mal connus. La zone de fracture Maurice constitue sa jonction vers le sud avec le bassin de Madagascar, au sein duquel la dorsale Sud-Ouest Indienne fonctionne actuellement. Seule la moitié sud du bassin des Mascareignes est assez bien connue [3–5, 12, 13] (anomalies magnétiques, zones de fracture, forage DSDP 239 [14]). Résultant de l'ouverture de l'océan Indien entre 84 et 60 Ma, ce bassin est une zone clé pour la compréhension de l'évolution cinématique et pour celle de la réorganisation majeure des plaques à la limite Crétacé–Tertiaire. Cependant, la moitié nord du bassin constitue encore une zone énigmatique.

L'analyse et la synthèse de données de géophysique marine (bathymétrie, gravimétrie, sismique et anomalies magnétiques) permettent de proposer un nouveau schéma

structural plus complet de la région. L'étude de l'évolution cinématique au Crétacé supérieur aboutit à la caractérisation du mode de fonctionnement de la dorsale des Mascareignes. L'arrêt atypique de son fonctionnement implique des modifications majeures de l'histoire du mouvement des plaques en présence.

2. Travaux antérieurs

Dans la partie méridionale du bassin des Mascareignes, deux zones de fractures majeures ont été identifiées, individualisant trois compartiments C, D et E, dans lesquels les séquences d'anomalies magnétiques A34–A27 sont partiellement reconnues [5, 12]. Dans le compartiment C, comportant l'île de la Réunion et la partie méridionale du plateau des Mascareignes, plusieurs sauts de dorsales ont été proposés pour rendre compte des anomalies magnétiques. Dans la partie nord du bassin, les dragages effectués n'apportent pas de contrainte quant à son développement ; le plus vieil horizon sédimentaire identifié est daté de l'Éocène inférieur [6, 7]. Dans les travaux de reconstruction cinématique, l'ouverture du bassin des Mascareignes est assimilée à

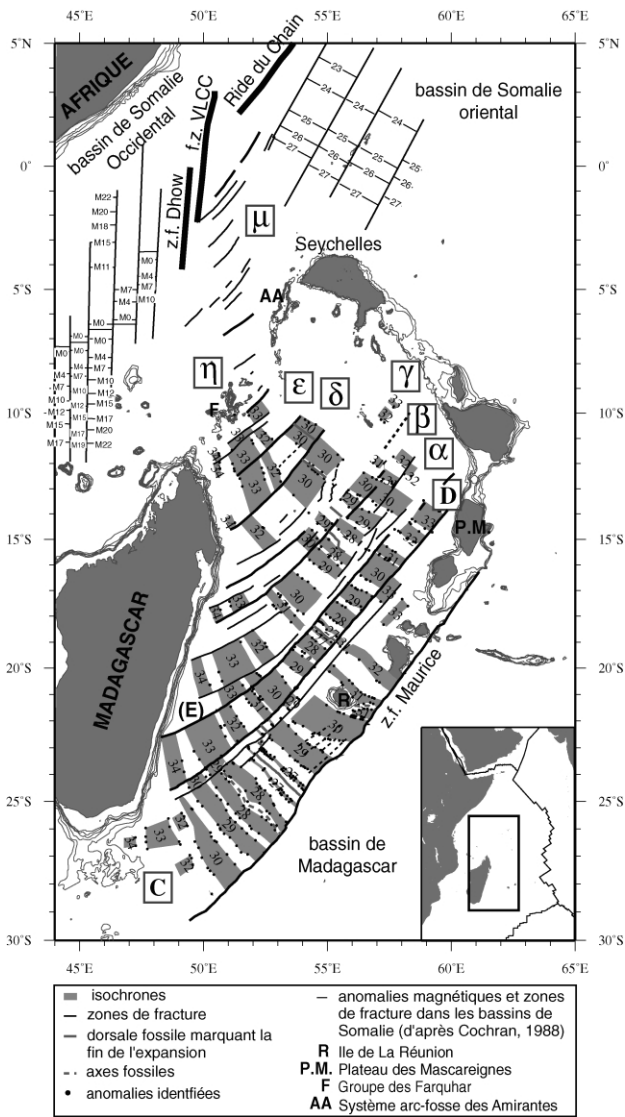


Figure 1. Schéma structural de la région Mascareignes–Seychelles.
Figure 1. Structural scheme of the whole Mascarene–Seychelles area.

une phase unique, dont le pôle de rotation diffère selon les auteurs [5, 10].

3. Analyse des données

Notre étude s’appuie sur l’interprétation des données bathymétriques, sismiques et magnétiques disponibles dans le domaine public, ainsi que sur la grille d’anomalies gravimétriques déduites de l’altimétrie satellitaire de Sandwell et al. [11].

L’étude systématique des données de sismique réflexion a conduit à une cartographie des accidents du socle en terme de zones de fracture. Sur l’ensemble de la zone d’étude, 96 points ont ainsi pu être identifiés. La sismique a permis de mieux comprendre les structures obser-

vées dans la bathymétrie et 15 nouveaux points de localisation ont été ajoutés. D’autre part, un pointé des linéations gravimétriques observées sur la carte de Sandwell et al. [11] a été effectué pour la totalité de la région. Afin d’identifier plus sûrement les zones de fracture, nous avons calculé la dérivée verticale de l’anomalie gravimétrique et utilisé la méthode de Blakely et Simpson [1] pour cartographier les extrema de la nouvelle grille. Une très bonne cohérence entre les minima du gradient vertical et le pointé des accidents du socle nous permet de valider le pointé systématique des minima du gradient vertical comme étant celui des zones de fracture. Nous avons ainsi pu dresser la carte des zones de fracture affectant le bassin des Mascareignes et la région Nord-Seychelles (figure 1).

Dans le bassin des Mascareignes, nous avons identifié 160 anomalies magnétiques de la séquence A34–A27j (83 et 59 Ma), dont 60 dans la partie nord du bassin (figure 1). Dans le compartiment D, la séquence complète 34–27j est clairement identifiée sur les deux flancs de la dorsale (figure 2). La structure du compartiment C est complexe, en raison de la présence de deux sauts de dorsale aux anomalies 28j et 31j. La séquence d’anomalies 34–33 voire 32 est observée sur toute la longueur de la marge est de Madagascar (figures 1 et 2). Ceci est en accord avec l’âge de l’incursion marine sur cette marge au Turonien–Coniacien [2, 9]. Vers le nord, aucune anomalie magnétique n’est clairement reconnue (nombre important de zones de fracture, mauvaise orientation des profils).

4. Schéma structural

Notre interprétation confirme les précédentes pour les compartiments C et D [3–5]. Cependant, on montre que deux zones de fracture, et non une seule, constituent la limite entre les compartiments C et D. Par ailleurs, dans le compartiment C, le saut de dorsale au niveau de l’île de la Réunion affecte uniquement l’anomalie 31, et non l’anomalie 33, comme le propose Dyment [5]. Le saut à l’anomalie 28 est confirmé.

Au nord du compartiment D, les modèles de Dyment [5] et de Durand [4] ne sont pas retenus. Nous proposons un schéma assez différent, qui s’appuie en particulier sur la meilleure identification des zones de fracture. On identifie cinq nouveaux compartiments, notés α , β , γ , δ , ϵ , du sud vers le nord. À l’ouest et au nord des Seychelles, de multiples zones de fractures sont également mises en évidence (η et μ). Les anomalies magnétiques sont bien reconnues sur les deux flancs dans les compartiments α , β et γ (figure 2), tandis que, dans les compartiments δ et ϵ , seul le flanc ouest est interprété. Une des principales conséquences de notre interprétation est que, dans le bassin des Mascareignes, l’âge de l’extinction de la dorsale augmente du sud (A27j, 59 Ma) au nord (A30, 67 Ma). Au nord du compartiment δ , les anomalies magnétiques ne permettent plus d’identifier l’axe de la dorsale fossile.

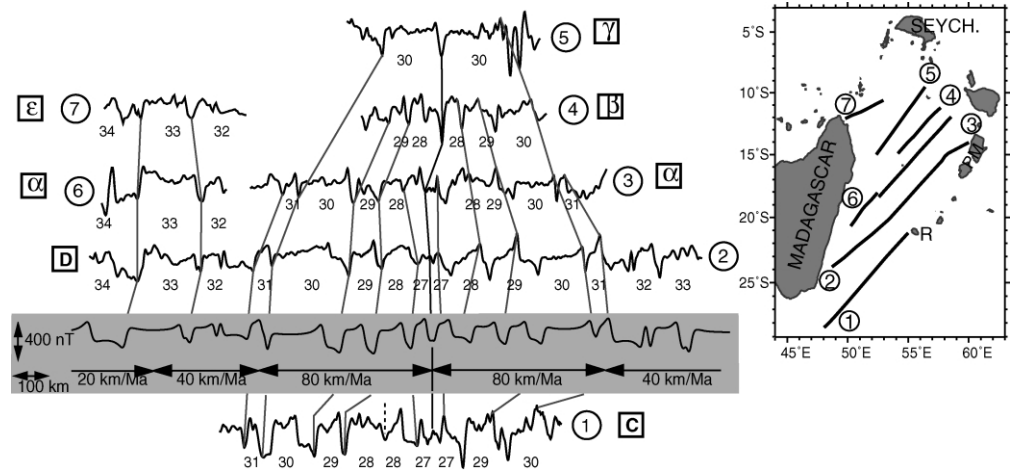


Figure 2. Profils magnétiques dans le bassin des Mascareignes et interprétation.

Figure 2. Interpretation of the magnetic profiles in the Mascarene Basin.

5. Fonctionnement et arrêt de la dorsale : implications cinématiques

L'identification de la séquence complète d'anomalies magnétiques dans le compartiment D et la bonne symétrie de l'ouverture permettent de calculer les taux d'expansion de la dorsale des Mascareignes à 18°30'S. On distingue trois phases principales : une phase d'expansion lente (17 à 27 km·Ma⁻¹) entre les anomalies 34 (83 Ma) et 33 (76 Ma) ; une phase d'expansion intermédiaire (27 à 38 km·Ma⁻¹) entre les anomalies 33 (76 Ma) et 31j (67,7 Ma) ; une phase d'expansion rapide à ultra-rapide (57 à 90 km·Ma⁻¹) entre les anomalies 30v (67,6 Ma) et 28j (62,5 Ma). L'étude détaillée à l'anomalie 27 montre que l'arrêt de l'ouverture n'est pas brutal, mais précédé par une courte période d'expansion (< 2 Ma) avec un taux moyen de 30 km·Ma⁻¹.

L'étude des directions des zones de fracture dans le bassin des Mascareignes montre deux phases distinctes en termes de direction d'ouverture. La première phase a lieu entre 83 Ma (A34) et 68 Ma (A31), selon un pôle de rotation situé à 10°N 35°E ; la seconde phase, qui survient entre les anomalies 31 et 27, résulte d'un pôle de rotation situé à 0°N 35°E. Dans la région Ouest et Nord-Seychelles (segments η et μ), la direction des zones de fracture est très cohérente avec le pôle de rotation correspondant à la phase d'ouverture la plus ancienne du bassin des Mascareignes. Nous proposons que cette région corresponde au flanc sud-ouest de la dorsale des Mascareignes pour l'époque des anomalies 34 à 31 (83 à 68 Ma).

Entre les anomalies 30 et 27j (67–59 Ma), l'arrêt progressif de l'accrétion dans le bassin des Mascareignes correspond à un mouvement nord-est–sud-ouest d'environ 715 km au sud dans les compartiments C et D, alors qu'il n'y a plus de mouvement au nord dès l'anomalie 30 (compartiment δ). La figure 3 montre les distances observées entre les isochrones conjuguées 30v dans les compartiments du bassin des Mascareignes, en comparaison avec la courbe théorique d'ouverture. Cette courbe

indique, en fonction de la distance au pôle de rotation, la quantité de croûte océanique calculée dans le cas d'une ouverture identique à celle observée dans le compartiment D entre les anomalies 30v et 27j (pôle de rotation 0°N 35°E et angle de 16.59°). D'après les observations faites dans D, nous avons d'autre part estimé la quantité de croûte qui se serait mise en place dans chacun des compartiments α à δ entre l'arrêt de fonctionnement de la dorsale et A27j. Cette quantité de croûte calculée correspond à l'écart entre la courbe théorique et les distances observées 30v–30v dans chaque compartiment (figure 3). Cette quantité de croûte océanique « manquante » dans chacun des compartiments α à δ est donc le seul résultat de l'arrêt progressif de la dorsale. Il n'y a pas de variations locales de taux, ni de déformation importante. Au total, cela correspond, en terme de croûte océanique « manquante », à 55 km dans le compartiment α, 185 km dans β, 430 dans γ et 575 km dans δ.

6. Discussion

Les positions relatives des Seychelles et du plateau des Mascareignes par rapport à Madagascar montrent que l'on ne peut pas emboîter ces structures à l'anomalie 34 en utilisant les pôles obtenus à partir des zones de fracture (figure 4), et ce à cause de l'extinction progressive de la dorsale des Mascareignes, entraînant un manque de croûte important dans les compartiments α à δ.

Étant donné que nous n'avons pas reconnu d'anomalie magnétique sur le flanc nord-est des compartiments δ et ε, on pourrait invoquer la présence d'un saut de dorsale vers l'est du bassin pour expliquer la croûte manquante A30–A27. Cependant, la séquence d'anomalies 32 à 33 sur le flanc nord-est de la dorsale dans le compartiment γ (figure 1) permet de montrer qu'il n'y pas de croûte excédentaire entre les anomalies 30 et 32 dans ce compartiment, déjà affecté par l'absence d'une bande de croûte océanique de 430 km de large (A30j à A27j).

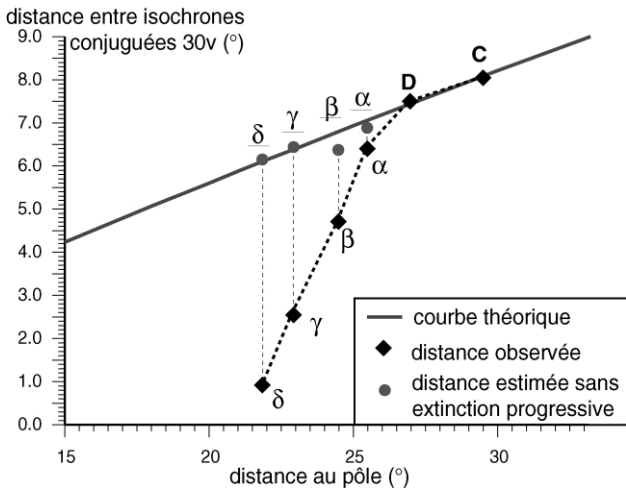


Figure 3. Distances théoriques et calculées entre les isochrones homologues 30v pour les compartiments C, D, α, β, γ et δ. Les distances réelles sont représentées par les lettres correspondant aux compartiments et les distances sont corrigées de l'arrêt progressif de l'expansion par les lettres soulignées.

Figure 3. Theoretical, observed and calculated distances between conjugated 30v chrons in the C, D, α, β, γ et δ compartments. The observed distances are noted with the name of each compartment, the distances corrected from the progressive extinction of the ridge with the underscored names.

Un saut de dorsale vers l'est n'est pas plausible dans γ. De même, les anomalies magnétiques dans α et β excluent également pour ces compartiments l'hypothèse

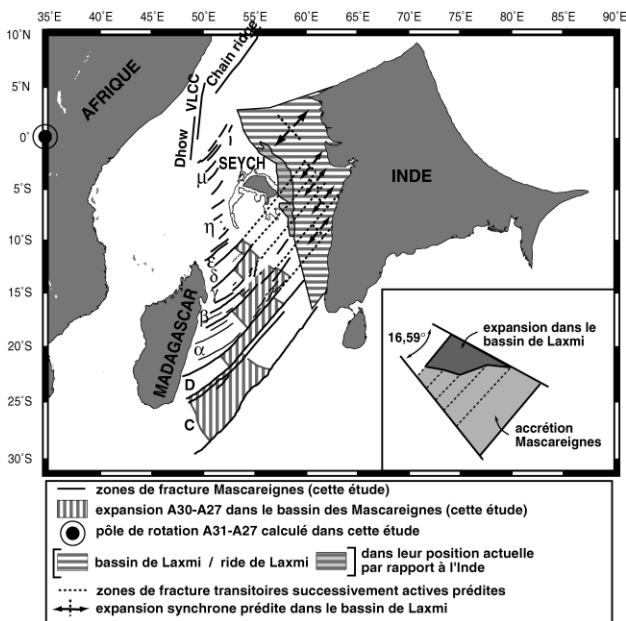


Figure 4. Reconstruction à l'anomalie 27 : expansion A30–A27 synchrone dans le bassin des Mascareignes et le bassin de Laxmi.

Figure 4. A27 reconstruction: A30–A27 sea-floor spreading in the Mascarene and Laxmi Basins.

d'un saut de dorsale vers l'est sur la croûte A34–A30. L'hypothèse d'un saut de dorsale vers l'est du bassin sur la croûte A34–A30 n'est donc pas plausible pour expliquer la croûte manquante.

L'extinction progressive de la dorsale des Mascareignes peut également s'expliquer par un important saut de dorsale à l'est des Seychelles, affectant progressivement les compartiments δ à α et induisant un mouvement relatif Seychelles–Inde. Au large de la côte ouest de l'Inde, le bassin de Laxmi correspond à une zone profonde, dont la nature et la structure ne sont pas élucidées [8, 15], et dont la limite avec le bassin d'Arabie actuel est constitué par la ride de Laxmi, également énigmatique. Plusieurs hypothèses contradictoires ont été formulées pour expliquer la formation de cet ensemble. Une reconstruction à l'anomalie 27 (pôle de Sahabi [10], angle modifié), illustrée sur la figure 4, montre que le bassin de Laxmi, adjacent à la marge Est-Seychelloise, correspond, du point de vue de sa géométrie, à la croûte océanique manquante dans le bassin des Mascareignes. Cela nous conduit à proposer une expansion océanique simultanée dans les bassins de Laxmi et des Mascareignes, entre les anomalies 30 et 27j. La quantité de croûte alors mise en place (totalité des zones hachurées sur la figure 4) durant cette période correspond finalement à une phase d'expansion unique de deux plaques rigides. La partie la plus au nord de la dorsale du bassin des Mascareignes (compartiments ε à μ) aurait sauté dès l'anomalie 30 entre les Seychelles et l'Inde, dans le bassin de Laxmi. Le saut aurait ensuite affecté successivement les segments δ à α jusqu'à l'anomalie 28j. À l'anomalie 27, le reste de la dorsale (D et C) aurait sauté vers le nord-est.

Ce modèle explique à la fois l'évolution du bassin des Mascareignes et du bassin de Laxmi. En revanche, durant l'ouverture du bassin de Laxmi, on doit faire appel à un système de failles transformantes d'une longueur de l'ordre de 600 km, reliant l'expansion dans les deux bassins. Ces anciennes failles transformantes ne sont pas observées sur la carte d'anomalies gravimétriques. Cela pourrait s'expliquer par la brièveté de leur fonctionnement : actives successivement (pendant 0,7 à 3,5 Ma), chacune représente un mouvement compris entre 60 et 25 km·Ma⁻¹. On ne peut pas non plus exclure la possibilité d'une déformation diffuse entre les deux bassins.

7. Conclusion

Notre modèle d'évolution du bassin des Mascareignes confirme les interprétations antérieures pour sa partie méridionale, précise la limite entre les compartiments C et D ainsi que les sauts de dorsale du compartiment C. Nous proposons un nouveau schéma structural pour sa partie septentrionale, ainsi que pour la région Nord-Seychelles.

L'ouverture de cette région se déroule en trois phases distinctes. Les deux premières, entre 83 (A34) et 76 Ma

(A33), et entre 76 (A33) et 68 Ma (A31), sont caractérisées par un taux d'expansion lent et intermédiaire respectivement (20 et $40 \text{ km}\cdot\text{Ma}^{-1}$) et un pôle de rotation situé à $10^\circ\text{N } 35^\circ\text{E}$. Elles sont à l'origine de l'initiation du bassin des Mascareignes et de la région Nord-Seychelles. La troisième phase d'ouverture, à un taux d'expansion ultra-rapide ($80 \text{ km}\cdot\text{Ma}^{-1}$), débute à 68 Ma, après un changement du pôle de rotation, dès lors situé

à $0^\circ\text{N } 35^\circ\text{E}$. Elle est caractérisée par l'arrêt progressif de l'expansion dans le bassin des Mascareignes du nord au sud, entre les anomalies 30 (67 Ma, compartiment δ) et 27j (59 Ma, compartiments C et D). Cet extinction progressive correspond à la mise en place du même centre d'expansion dans l'actuel bassin de Laxmi et donc à une expansion synchrone dans le bassin des Mascareignes et le bassin de Laxmi.

Références

- [1] Blakely R.J., Simpson R.W., Approximating edges of source bodies from magnetic or gravimetric anomalies, *Geophysics* 51 (7) (1986) 1494–1498.
- [2] Collignon M., Bousteyak L., C. R. Semane *Geol.*, Tananarive, 1971, , pp. 13–20.
- [3] de Ribet B., Étude géophysique du Nord-Ouest de l'océan Indien ; cinématique Inde–Afrique, thèse, université Paris-7, 1989, 250 p.
- [4] Durand S., Structure, âge et évolution du bassin des Mascareignes, rapport de DEA «Géosciences», université Louis-Pasteur, Strasbourg, France, 1993, 28 p.
- [5] Dymant J., Structure et évolution de la lithosphère océanique dans l'océan Indien : apport des anomalies magnétiques, thèse, IPGS, université Louis-Pasteur, Strasbourg, 1991, 374 p.
- [6] Fisher R.L., Bunce E.T. et al., Site 237, in : Fisher R.L., Bunce E.T. et al. (éds), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, U.S. Government Printing Office, Washington, 24, 1974, pp. 391–468.
- [7] Goslin J., Étude géophysique des reliefs asismiques de l'océan Indien occidental et austral, thèse, université Louis-Pasteur, Strasbourg, France, 1981, 267 p.
- [8] Miles P.R., Munsch M., Ségoufin J., Structure and early evolution of the Arabian Sea and East Somali Basin, *Geophys. J. Int.* 134 (1998) 876–888.
- [9] Randrianaloso A., Zimmermann J.L., Rabeloson R., Ratsimba G., Précisions sur l'âge de la première sédimentation marine au nord-est de Madagascar en liaison avec la dislocation du bloc Seychelles–Indes–Madagascar, *C. R. Acad. Sci. Paris, série II* 292 (1981) 1039–1042.
- [10] Sahabi M., Un modèle général de l'évolution de l'océan Indien, thèse, université de Bretagne occidentale, Brest, France, 1993, 430 p.
- [11] Sandwell D.T., Smith W.H.F., Yale, Gravity Anomaly Profiles from ERS-1, Topex and Geosat Altimetry, *EOS Trans. AGU* 76 (17) (1995) 89 p.
- [12] Schlich R., The Indian Ocean: aseismic ridges, spreading centers and basins, in : Nairn A.E., Stehli F.G. (éds), *The Ocean Basins and Margins*, Plenum, N.Y., 1982, pp. 51–147.
- [13] Schlich R., Fondeur C., Anomalies créacées dans le bassin des Mascareignes, *C. R. Acad. Sci. Paris, série D* 278 (1974) 541–544.
- [14] Schlich R. et al. Simpson E.S.W. et al., Site 239, in : Simpson E.S.W., Schlich R. (éds), Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, U.S. Government Printing Office, Washington, 25, 1974, pp. 25–64.
- [15] Talwani M., Reif C., Laxmi Ridge. A continental sliver in the Arabian Sea, *Mar. Geophys. Res.* 20 (1998) 259–271.