



**THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE
OCCIDENTALE**

SPECIALITE : GEOSCIENCES MARINES

Maryline Moulin

**Étude géologique et géophysique des marges
continentales passives : exemple du Zaïre et de l'Angola**

Volume 1 : texte

Soutenue le 28 novembre 2003.

Devant la commission d'examen composée par :

M. D. ASLANIAN	Chercheur, IFREMER, Brest	Tuteur
M. R. GUIRAUD	Professeur, Univ. de Avignon, Avignon	Examineur
M. P. HUCHON	Professeur, Univ. P. et M. Curie, Villefranche	Rapporteur
M. Y. LAGABRIELLE	HDR, Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Examineur
M. L. MATIAS	Chercheur, Univ. de Lisboa, Lisbonne	Examineur
M. J.-L. OLIVET	Chercheur, IFREMER, Brest	Co-Directeur de thèse
M. J.-P. REHAULT	Professeur, Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Directeur de thèse
M. J.-L. RUBINO	Total, Pau	Rapporteur
M. P. UNTERNEHR	Total, Paris	Rapporteur

Résumé :

Ce travail de thèse aborde la formation des marges continentales passives dans le segment central de l'océan Atlantique Sud (plus particulièrement au Congo et en Angola), en intégrant une étude en coupe (étude structurale à partir des coupes sismiques) et une étude en plan (étude cinématique).

L'étude structurale de la marge a été réalisée à partir des données de sismique réflexion et réfraction de la campagne Zaiango et d'une compilation de données sismiques réflexion existantes sur toutes les marges africaine et brésilienne entre les zones de fracture équatoriales et la ride de Walvis. L'interprétation de ces données a permis d'individualiser la structure de la marge en trois domaines : continental, transitionnel et océanique et de déterminer quelques points majeurs sur la structuration de la marge.

L'amincissement est abrupt, localisé dans la zone de pente continentale et restreint à 50 km. La marge montre peu de structures distensives : seuls un ou deux blocs basculés sont observés en haut de pente continentale. Le domaine transitionnel est caractérisé par la géométrie particulière de la sédimentation anté-salifère, l'absence de blocs basculés et la faible épaisseur de croûte. La couche sédimentaire anté-salifère montre des réflecteurs plans jusqu'à la base du sel, continus sur 100 km, éliminant toutes possibilités de déformation du socle pendant et après son dépôt. La croûte du domaine transitionnel peut-être divisée en deux types : une croûte de type I sur laquelle se déposent les sédiments non déformés, et une croûte de type II sur laquelle se superposent les limites du « front compressif salifère » bien exprimé dans les séries post-salifères. Enfin le sel, que l'on observe depuis la plate-forme jusqu'au bassin profond, ne se dépose pas dans un bassin confiné (comme en Méditerranée) mais à un niveau proche de 0 m (ressemblant probablement à un dépôt de type lagunaire) et donne la paléo-bathymétrie au moment de son dépôt qui marque la fin de la période de formation de la marge.

La compréhension de la genèse d'une marge ne peut être approchée sans son homologue. Cette simple constatation, cette évidence, montre toute l'importance que l'on doit apporter à la reconstruction cinématique initiale de l'océan qui borde ces marges homologues et aux contraintes imposées par les reconstructions cinématiques sur les mouvements horizontaux des plaques lithosphériques. Afin d'étudier la position des marges au moment de cette fermeture, c'est-à-dire avant amincissement, une étude globale intégrant l'ensemble des données disponibles, géophysiques et géologiques, océaniques et continentales, a été réalisée. Le rôle de la déformation intraplaque africaine, ses limites et leurs conséquences a, en particulier, été l'objet d'une attention poussée. Pour juxtaposer les marges du segment central, ce sont toutes les marges de l'océan Atlantique Equatorial qui doivent être ajustées précisément. L'étude cinématique réalisée de la région équatoriale montre que l'on obtient une reconstruction fiable et sans ambiguïté, avec une précision que l'on peut quantifier. Les pôles issus de cette étude (et calculés avec le Logiciel PLACA) indiquent qu'il est impossible d'obtenir une fermeture plus serrée que celle qui conduit à la superposition des fronts salifères brésilien et angolais : les coupes issues de la sismique réflexion des deux marges indiquent qu'il subsiste un bassin aminci, large de plus de 330 km et dont la croûte n'excède jamais 13 kilomètres d'épaisseur. La formation de ce bassin ne peut résulter de mouvements horizontaux, ce qui exclut un amincissement par étirement (*pure stretching*) ou par l'existence d'une faille de détachement (*simple shear*) ou par quelque modèle conservatif que ce soit. Cette constatation corrobore l'observation de la présence d'horizons anté-salifère parallèles, entre eux et au sel, couche salifère que l'on retrouve sur la plate-forme : la création de ce bassin anté-salifère ne peut être que liée à un mouvement vertical.

Le schéma d'évolution que nous proposons à partir des données structurales et des contraintes cinématiques présente quatre étapes : le premier stade correspond à une phase de déformation distensive limitée aux quelques rares blocs basculés observés en haut de pente continentale. C'est durant la deuxième étape que se déroule la phase d'amincissement principal, les mouvements verticaux prévalent, aboutissant à la formation de la pente continentale et à la subsidence du bassin. La troisième phase correspond à une première striction des contraintes : la déformation se concentre sur une partie réduite du bassin, coïncidant avec le front salifère compressif. Une proto-croûte océanique se forme, probablement composée de croûte continentale amincie et intrudée de matériel mantellique. La seconde striction correspond à la phase finale de formation de la marge et aboutit à l'océanisation *sensu stricto*.

L'étude cinématique et la description de l'évolution de la marge à partir des données sismiques montre donc que l'on ne peut envisager l'application d'un modèle de genèse des marges avec conservation de volume (type McKenzie ou Wernicke et leurs avatars) : pour expliquer l'amincissement du bassin, il faudrait probablement nous intéresser aux modèles non-conservatifs (impliquant transformation, convection à petite échelle, ...) qui sont déjà invoqués pour la formation des bassins marginaux ou continentaux, sans mouvements horizontaux.

Abstract :

The objective of the present work is to study the formation of the passive continental margins of the Central Segment of the South Atlantic, most particularly the Congo and Angola margins. We propose a combined approach, which integrates structural constraints based on geological cross-sections (based on seismic data) and global constraints based on plate kinematic reconstructions.

The structural study is based on : i) MCS and refraction data collected during the ZaiAngo programme (a joint project conducted by *Ifremer* and *Total*) ; ii) proprietary, industrial seismic data (courtesy of *Total*) from the Angola margin and iii) on all available seismic lines from the Africa and Brazil conjugated margins, between Walvis Ridge and the Equatorial Fracture Zones. Based on these data, three structural domains (continental, transitional and oceanic) have been defined, the major characteristics of which are :

Crustal thinning occurs abruptly, mostly below the continental slope, over a lateral distance of less than 50 km. The top of the crust deepens as the Moho shallows.

Only a few extensional structures are observed ; tilted blocks are very few (one or two, depending on the profile), found only on the upper part of the slope and sealed by a discordance prior to salt deposition.

The transitional domain is characterized by the existence of a pre-salt basin lying over a thin crustal layer. No tilted blocks are observed in this domain and reflectors within the pre-salt sediment series are parallel to the base of the Aptian salt, over distances greater than 100 km, precluding the possibility of any significant deformation that would imply large horizontal motions.

Two types of crust are observed in the transitional domain. "Type I" crust is found below the undeformed pre-salt sediment series located below the eastern part of the basin ; it is characterized by an upper layer of thickness greater than 5 km and a abnormal velocity layer (7.2 – 7.6 km/s), up to 6 km thick. "Type II" crust is less than 5 km thick and found below the salt compressive front that affects the western part of the basin.

The salt cover is continuous (no erosion surface is observed), from the continental shelf to the western termination of the basin. Salt was not deposited in a confined environment (like in the Mediterranean), but in a shallow water, lagunal environment. This imposes the zero-level and constrains the paleo-bathymetry at the time of salt deposition, which dates the latest stage of margin formation.

Understanding the formation of a margin cannot be approached without studying the homolog margin. Therefore, it is of major importance to reconstruct the closure of the ocean bordered by these homolog margins and take into account the constraints imposed by the kinematic reconstructions on the lateral motions of the lithospheric plates. In order to assess the relative position of the plates at the ocean closure (prior to crustal thinning), a global study was thus performed, integrating all geophysical and geological constraints, in the ocean and on land. The role of african intra-plate deformation and its limits and their consequences have been thoroughly studied. To juxtapose the margins of the central segment of the Southern Atlantic, it is all the margins bordering the Equatorial Atlantic that need to be adjusted precisely. The kinematic study of this last region shows that the reconstruction obtained are reliable, unambiguous with a quantifiable precision. The best fitting poles (obtained using the PLACA software), show that it is impossible to close the margins beyond the superposition of the salt fronts, from the Angola and Brazil margins. The geological cross-sections based on seismic data from the homolog margins indicate that a 330 km wide basin with thin (< 12 km) crust was present at the time of the fit. This basin cannot result from horizontal movement related to pure stretching or simple shear, or any model implying conservative volume. This conclusion is consistent with the existence of pre-salt reflectors parallel to the salt layer which extends to the platform: the formation of the pre-salt basin must be related to vertical motions.

The scenario that we propose for the evolution of the Congo-Angola margin consist in four stages: the first phase corresponds to extensional deformation limited to the few tilted blocks observed on the upper part of the slope. During the second phase, the main crustal thinning occurs, vertical motions prevails, resulting in the formation of the continental slope and in the subsidence of the basin. The third phase corresponds to the first stress striction: deformation is concentrated in a limited section of the basin, which corresponds to the salt compression front. A proto-oceanic crust is formed, probably composed of thinned continental crust intruded by mantle material. The second stress striction corresponds to the finale phase, resulting in oceanisation *senso stricto*.

The evolution described shows that we can not apply conservative models for margin formation (such as McKenzie and Wernicke or any of their avatars). In order to explain this thinning, one should investigate non-conservative models (implying geochemical transformation, small scale convection, intrusion...) such as those proposed in marginal or continental basins with no horizontal movements.

Remerciements :

La commission d'examen

Messieurs les membres du Jury, je vous remercie des efforts, des remarques et des critiques que vous avez fournis sur mon travail. Messieurs D. ASLANIAN, P. HUCHON, Y. LAGABRIELLE, J.-L. OLIVET, J.-P. REHAULT et J.-L. RUBINO, je vous remercie très sincèrement d'honorer de votre présence cette soutenance que je prépare depuis 4 ans.

Je voudrais aussi remercier les invités (les non admis par l'administration la limite numéraire du jury étant fixé à 6 membres) dont j'ai souhaité la présence lors de ma soutenance :

M. P. UNTENEHR possède le titre de « rapporteur invité ». Je voudrais te remercier pour tout ce que tu as fait tout le long de cette thèse : du début, en tant que responsable structure profonde chez Elf, jusqu'à la fin, tu as été notre interlocuteur privilégié. Merci d'être présent dans ce moment important. Enfin, et ce n'est pas « cacahouète », merci pour Boston.

M. L. MATIAS, avec qui j'ai collaboré activement. C'est un scientifique hors pair et surtout un homme d'une gentillesse rare. Je suis heureuse que tu participes à mon jury, Luis. Merci d'avoir accepté de faire le voyage.

Enfin merci à R. GUIRAUD, qui s'est enthousiasmé dès que J.-L. OLIVET lui a parlé de notre travail et a demandé à venir. Merci de votre regard africain non déformé...

La thèse

Quatre ans ont passé. Parfois trop vite, parfois trop lentement (lorsqu'on ne voit plus les travaux avancés), mais à la fin, ils sont là : les deux volumes de thèse... Je n'y serais jamais arrivée seule. Ma thèse, je la dois à D. ASLANIAN et J.-L. OLIVET. Ce sont mes doutes, mes interrogations, vos encouragements, nos énervements, vos idées, mes erreurs, les vôtres, mes interprétations, nos discussions qui font qu'aujourd'hui, grâce à vous, la thèse est achevée. Cette thèse, c'est ma thèse, mais c'est surtout le fruit de notre collaboration.

Oui, grand merci à Daniel ASLANIAN :

Un jour, j'ai été adoptée. J'errais depuis quelque temps sur la côte angolaise, un peu déboussolée, perdue entre les profils sismiques et les modèles de vitesses, sans trop savoir quoi en faire et où aller ; j'ai été recueillie, adoptée par celui qui allait me porter jusqu'à la fin de ma thèse : Daniel ASLANIAN. Il est tout pour moi : celui qui m'a poussée vers le haut (et j'étais vraiment en bas de l'échelle quand il a commencé), celui qui m'a appris, aidé, montré comment travailler, numériser, regarder les cartes, concocter des images riches de sens (avec de belles couleurs). Celui qui a lu, corrigé en premier, relu, recorrecté en dernier ; celui qui m'a

appris à respecter le travail des autres et à leur rendre la place qu'ils méritent. Je ne voulais pas que ces trois ans de travail commun restent dans l'ombre. Tu n'étais pas initialement mon tuteur, tu l'es devenu officieusement par la force du travail. Je suis ravie de voir ta place aujourd'hui officiellement reconnue dans le jury. 1001 mercis ne suffiront jamais pour tout ce que tu as réalisé.

Mais il n'est pas que mon tuteur adoptif : il est aussi mon parrain, mon défenseur, mon soutien et mon ami. Il est aussi celui qui m'a parlé, beaucoup parlé, et qui a bien voulu m'écouter quand enfin j'ai bien voulu parler à mon tour. Il m'a ouvert sa porte, ses bouteilles, sa cuisine, m'a appris à aimer les fromages, les fruits et les rognons.... Il m'a partagée à ses amis et m'a ouvert son cœur. Je ne sais comment te remercier vraiment.

Grand merci à toi aussi, Jean-Louis OLIVET :

Tu es l'autre (re) pêcheur de la côte angolaise qui m'a recueillie lors de mon errance... Que faisais-tu dans ses eaux troubles de l'océan Atlantique Sud que tu avais déjà tant fréquenté en 1984 et 1995 ? Merci d'avoir bien voulu perdre un peu de ton temps si précieux sur mes données difficiles, d'avoir accepté une thésarde perdue, isolée, et qui ne t'était pas destinée. Tu m'as remise avec Daniel ASLANIAN sur la bonne voie, mais surtout tu as éclairé ma thèse de ton ouverture d'esprit, de ton intelligence, de ton humour, de tes mots toujours à point nommé, de tes sourires, de tes coups de gueule, de tes passions. Infiniment merci.

Les grandes rencontres

De ces quatre années passées à Brest et à IFREMER, au laboratoire DRO/GM/GG, dans le bureau n 103a (bureau des étudiants), ce sont les rencontres, les rapports humains tissés au fil des mois que je retiendrai. Certains sont très forts, d'autres sont rituels, mais ils ont ponctué et transformé ma vie. Voici l'alphabet de ce bout de ma vie.

Tout d'abord Daniel ASLANIAN et Marina RABINEAU. Je les ai découverts à IFREMER. D'abord impressionnée, je ne leur parlais pas ou peu. Ensuite les apéros du vendredi nous ont rapproché ; les week-ends à Quilhouarn encore plus ; le Minou nous a définitivement liés. Voilà deux ans que nous partageons nos vies dans le café-restaurant « Les 1001 Lunes » au pied de la plage du Minou. Vie de rêve, vie de fête, vie de jalousie, vie de science, vie de plage, vie d'amour, vie de bar, vie de pleurs, vie de musique, vie d'émotions, vie de danse, vie pleine d'en vie, grâce à vous, j'apprends à mordre pleinement la vie. Je vous aime. Merci

Agnès BALTZER : toujours là où on ne l'attend pas, elle a ponctué ma thèse de rires, de bières, de fausses engueulades, encore de bières, de soutien, de paris débiles, d'un peu moins de bières et d'un peu plus de Perrier... Plus que ravie de vous connaître, m'am BALTZER.

Pascal JUBAULT, un ami de Daniel, qui croisa ma route pour la première fois en décembre 2000 à St Denis-Maisoncelles. Nos chemins se sont ensuite de nombreuses fois

croisés au cours de l'année 2001, à Dol, puis au Minou, avec des soirées à n'en plus finir, des discussions aussi diverses que la Guyane, les chiens, la potomanie (à ne pas confondre avec la dipsomanie), les relations humaines. 2002 fut notre année, celle de l'aventure du restaurant, celle de notre découverte. Merci d'être là. Merci pour tous ces rires, ces joies, ces peines, ce bonheur à bras ouvert que tu me donnes. Merci pour ces longues soirées de coinche, de nains, de *jungle speed*, parfois passablement arrosées, qui rendent les fins de thèse plus faciles ou plus fatigantes selon les jours. Plus qu'enchanté de vous connaître, monsieur à la coreff saine au bide, monsieur l'anacoreff.

Mohamed SAHABI, appelé Momo dans l'intimité d'IFREMER ou plus officiellement M. Le Professeur dans les hôtels de Casablanca. Le jour où je l'ai vu, ce fut comme si je le connaissais depuis longtemps. Ces nombreux séjours à Brest, son travail dans l'Atlantique Central nous ont encore rapprochés. Mais attention ! il s'arrête toujours au-dessus du plateau de Guinée et refuse de mettre un pied dans l'océan Atlantique Equatorial...

Béatrice PRAT : une grande amie de Daniel ASLANIAN, rencontrée au Minou. Nous sommes devenues amies en regardant l'océan. Elle a assuré un soutien électronique et téléphonique tout au long de cette longue ligne droite de fin de thèse qui n'en finissait pas. Elle a partagé mes doutes, mes angoisses, mes joies, j'ai partagé les siennes. Béa, merci d'avoir été là durant toute cette période et merci d'avance pour les années à venir.

Avec Daniel ASLANIAN, c'est la capitale ou le Sud voire même le Québec qui se déplacent en Bretagne : merci à vous Gonzo, Béa, Catherine, Doum, Pouneh, Renaud, Stéphane, Valérie, Zo, The Duke - ce sont les parisiens -, Gilou, Martine et les enfants (Hugo et Lucas), Marie-Do, Chanchan, Bernard, Laurence et les enfants (Nicolas, Léa et Théo), Michel, Dominique et les enfants (Florian, Marion et Laura), Jean, Danielle - ce sont les sudistes - Julie, Louis-Pascal et Laurèle - ce sont les québécois -, Etienne et Coline - ce sont les bretons -, Barbara (ma seconde maman) - c'est l'angevine - pour tous ces moments de fête, d'émerveillements et de fatigue que vous m'avez apportés tout au long de nos rencontres. Sans vous, la thèse aurait été moins drôle.

Ces quatre ans, ce sont aussi les mercredis squash-bouffe chez Hugues, avec Jehanne, le petit Damien, Christophe, Hélène, Isa, Hervé, Marie-Laure et bien sûr Daniel et Marina. Ce sont les apéros du vendredi soir à la frégate avec Isa, Hervé, Juan, Luis, Daniel, Marina, les apparitions de Jean-Louis, Serge (Berné), Bruno (Savoie), Gilles (Lericolais) - pardon Babette et Isa de les avoir retenus si longtemps -, de Daniel (Bideau) ou de Nounours.... Ce sont les marchés du samedi matin à St Renan, avec l'arrêt obligatoire chez la Veuve Pochard, ou les marchés du dimanche matin avec le Menetou-Salon du bar de l'océan à Brest. Ce sont aussi les séances œnologie à IFREMER avec Patrick Simon, de *la cave de Bacchus*, et une bande de joyeux épicuriens rigolards. Mais c'est aussi un p'tit vin blanc sur le banc, en face de l'océan, pour regarder le coucher de soleil... on n'est pas bien là, décontracté du banc...

La vie à IFREMER

Ces 4 ans, c'est aussi IFREMER. Paul BEUZART parle de l'usine quand il parle d'IFREMER, je n'en crois rien. J'ai vécu quatre ans, dont un dernier long et difficile (sept jours sur sept à IFREMER), mais quelle découverte ! Les champignons, les coins à siestes, ceux à pique-nique, le passage quotidien de la carte, le « coucou » au gardien, le bureau, le café, la salle de dépouillement de géophysique. On a de la chance de travailler ici.

Je voudrais remercier toutes les secrétaires : Babette SAVOYE (ma troisième maman), Nicole UCHARD, Jacqueline QUENTEL, Marie Michèle PEDEL, Sylvia BARONE, Alison CHALM, qui savent si bien nous entourer. Et Martine MORVAN : une « plus toute jeune » bien sympathique.

Je remercie aussi tous ceux qui ont gravité pendant un moment ou un autre autour de la table lumineuse de la salle de dépouillement. Tout d'abord les disparus : le bavard Luis FIDALGO qui s'en alla, il y a 2 ans, après sa soutenance de thèse, la pétillante Viviane QUEFFURUS, la multinationale Frauke KLINGELHÖEFER, qui passa, une fois embauchée, dans un bureau face à la mer ; et puis les restants : le coloré Martin PATRIAT, la corse Isabelle CONTRUCCI, la petite Cynthia LABAILS, le grand Stéphane ROUZO, parfois Momo SAHABI ou Luis MATIAS (selon les périodes de l'année, celles de mars et septembre étant généralement plus favorables à leur passage). Je n'oublie pas Juan BAZTAN (dans l'autre salle) qui finit dans les mêmes temps que moi.

Pardon à tous ceux que j'ai embêté à n'en plus finir : pardon à Pascal PELLEAU (qui a beaucoup souffert, mais il est temps pour moi de le reconnaître : c'est toi le plus fort), à Martin PATRIAT (pas de chance pour toi : tu étais dans le bureau à côté pour ma dernière année de thèse, il fallait bien que je passe mes nerfs sur quelqu'un), à Daniel ASLANIAN (c'est un des rares à admettre qu'il aime bien que je l'embête), à Pierre VAGNER (ce n'est pas juste, il a fait du rugby ; il est, lui aussi, plus fort que moi), à Matthieu GAUDIN (le nageur fou du goulet), à Gilles LERICOLAIS, à Hervé NOUZE. Pardon, mais qu'est ce que c'était bon de vous embêter ! J'espère n'avoir pas trop été désagréable avec vous. Vous embêter, c'est aussi un geste d'amitié.

À tous ceux que j'ai côtoyés durant ces quatre années à IFREMER : Bruno et Babette SAVOYE, Isa et Gilles LERICOLAIS, Isa et Serge BERNE, Benoît LOUBRIEU, Jean-François et Cathy BOURILLET, Eliane LE DREZEN, Patrick FARCY, tous les marins de GENVAIR avec lesquels j'ai embarqué au cours des trois missions (merci J.-C. SIBUET, J.-P. REHAULT et P. FARCY) où j'ai eu la chance de participer durant ma thèse (certains moments sont inoubliables mais irracontables), et à tous ceux que j'oublie, merci

IFREMER, c'est aussi tous les stagiaires, les intechmeriens (les plus nombreux) et les autres, qui rythment et remplissent notre vie durant les mois d'été où les chercheurs (pas

tous...) partent en transhumance vers le soleil et l'eau plus chaude : je pense plus particulièrement à Olivier LE CORF, Estelle LEROUX, Mickael EVAIN, Luis JORDA...

Je ne voudrais pas oublier non plus ceux qui sont déjà à la retraite, mais qui gardent un œil attentionné sur nous. Je les connais peu ou indirectement, mais ils ont toujours manifesté à mon égard un élan de gentillesse que je voudrais aujourd'hui leur rendre. Messieurs R. HEKINIAN, D. NEEDHAM, & D. CARRE, je vous remercie de vos attentions. Très sincèrement.

Enfin, c'est grâce à eux, si j'ai obtenu la bourse. Quoi qu'ils en disent, je ne l'oublie pas. Merci à J.-P. REHAULT, mon directeur de thèse à l'université de Bretagne Occidentale, à L. GELI et J.-C. SIBUET, les responsables et chefs de mission des campagnes ZAIANGO SMT et OBS, à A. MORASH et B. SAVOYE, responsables du projet Zaiango qui finança ma bourse de thèse.

La vie

Durant ces quatre ans, il y a bien sûr l'aventure thèse, mais il y a aussi celle du Minou : l'achat de la maison, anciennement bar-hôtel du Minou, la rénovation (je me souviens de cette semaine intense de travaux, coordonnée de haute volée par le Professeur et le Duke de Paris. Quelle efficacité ! Et ne l'oubliez pas : la qualité, toujours la qualité !), l'ouverture du restaurant le 3 juin 2002, et ses moments forts. Les « 1001 Lunes », c'est plus que notre café-restaurant, c'est Morgane et Pascal. Ils sont partis maintenant (la vie suit son cours), mais merci Morgane pour tes petits gestes qui me touchaient tant. Merci Pascal pour tous ces vendredis si différents des lundis.

À tous ceux croisés en route sur les bancs de la Fac et maintenant éparpillés aux quatre bouts du monde. Merci Steph, Flo, Jean-Eric, Julien, Eric, Arnaud, Ghislain, Anne, Elodie la blonde, Jean-Louis, Elodie la brune, Guillaume, Elodie, Fanny, Hélène, Prune... d'avoir réussi à rendre les études beaucoup plus amusantes.

A mes parents, qui sans rien dire, m'ont payé mes études : j'ai voulu partir à Brest, ils m'ont emmené jusqu'à Brest ; j'ai quitté Brest pour Montpellier, ils m'ont emmené à Montpellier ; j'ai obtenu une bourse de thèse à Brest, nous sommes revenus à Brest. Je suis sûre que si j'avais demandé à aller voir Vierzon, nous y serions allés. Je n'ai pas été très présente pendant ces deux dernières années ; je n'ai pas toujours été attentionnée avec vous, parfois même un peu brusque, mais je souhaite votre présence par-dessus tout pour cette soutenance. Merci pour tout, c'est en grande partie grâce à vous si je suis là aujourd'hui. Vous, mes parents, ma sœur, mes grands-parents, ma famille, qui sans trop comprendre ce que je manigançais, m'avez apporté, tout au long de ce périple, un soutien constant.

Mais elle est où Lulu la Nantaise ?

Et Musique :

1001 Mercis à :

Renaud Séchan (texte original)

Daniel Aslanian (voix, plagiat)

Renaud Lescieux (guitare)

Marina Rabineau (suggestion de rimes approximatives)

L'interprétation originale de cette chanson se déroula le vendredi 28 novembre, tard dans la nuit, sur la scène mythique du "Rancho" devant un public connaisseur et comblé.

Merci.

Maryline des blocs

(sur l'air de « en Cloque » de Renaud, plagié par Daniel Aslanian)

Le Bloc

Elle a mis un bloc, à peine basculé,
En haut de la pente, tout seul.
Avec son p'tit rejeu, et son éventail
Moi il m'dit rien qui vaille

Elle dit : « c'est pas tout de les dessiner
'Faudrait encore les observer »
Elle veut amincir avec un seul bloc :
Moi j'ai peur qu'elle débloque.

La Pente Continentale

Lorsque j'r'garde la gueule de l'amincissement
sur les p'tits dessins qu'elle croque
300 kilomètres sans un étirement
J'pense vraiment qu'elle se moque

Dessous le moho qui remonte en cloque
en suivant la pente du socle
sur une étendue large comm' un paddock
J'crois qu'elle devient toc-toc

La Croûte Amincie

Il lui reste alors, je l'avais prévenue
à mettre tous ces blocs en loque,
une croûte amincie qui n'en finit plus
aussi chiante qu'une colloc'.

Moi j'n'y comprends rien, elle s'inquiète même pas
d'ampleur que prend son bêta
tous les fiers à bras, les fêlés du socle
vont en perdre leur monocle

Le Conservatisme

Bien sûr elle rejette l'étirement en bloc
elle dit « c'est un truc en toc »
Tout ce genre d'idées qu'elle soliloque
J'suis encore sous le choc

Même le Wernicke, elle en dit du mal -
r'passe-moi donc le gardéna -
sous prétexte qu'en face, la marge homologue
a une gueule analogue

Les Modèles

Les conservatistes et leurs prosélytes
moi je crains qu'ils suffoquent.
Tous les modélistes, les bruns acolytes,
ils vont sûrement perdre leur froc.

Elle dit « j'suis pas contre les analogiques
et les modèles numériques
mais ces grands calculs, sans géologie
ça frôle la gab-egie

La Cinématique

Elle invoque en plus la cinématique
J'vois déjà la critique :
« Tous ces blocs qui bougent avec toute leur clique
c'est un truc de *beatniks* »

Elle dit « c'est pas grave 'y'a qu'à expliquer
les *fits* et puis leur montrer
que tous leurs modèles ont des conséquences
qui frisent la démence »

The Modèle

Un étranglement, une croûte amincie
avec un volume qui change
c'est pas que je bloque, mais j'sais l'inertie
des idées qu'on dérange

Elle dit « c'est pas grave, y'a qu'à inventer
faut pas t'faire du mauvais sang
avec un para, dans un océan,
ça devrait s'arranger »

La Croûte Inférieure

Elle dit « l'inférieur n'est plus qu'il était
il est parti faire du rock
avec son manteau pour se réchauffer »
J crois qu'elle bat la breloque

Si c'était pas moi qui l'avais suivie
Dans ce petit brin de vie
je me demanderai, comme les gars du SOC
Si elle travaille pas du bloc.

Résumé :	_____	
Abstract :	_____	
Remerciements :	_____	
Introduction	_____	1
Objet d'étude : la marge continentale passive	_____	1
Comment avons-nous abordé les marges continentales passives	_____	3
I Chapitre I : Zone d'étude – Etat des lieux	_____	9
I.1 Rappel du contexte général	_____	9
I.2 Bilan des campagnes	_____	9
I.2.1 La sismique réflexion légère :	_____	11
I.2.1.1 En Afrique	_____	11
I.2.1.2 En Amérique du Sud	_____	11
I.2.2 La sismique réflexion lourde :	_____	11
I.2.2.1 En Afrique	_____	11
I.2.2.2 En Amérique du Sud	_____	11
I.2.3 La combinaison sismique réflexion et réfraction :	_____	12
I.2.3.1 En Afrique	_____	12
I.2.3.2 En Amérique du Sud	_____	13
I.2.4 Les modèles gravimétriques :	_____	13
I.2.4.1 En Afrique	_____	13
I.2.4.2 En Amérique du Sud	_____	13
I.3 Petit lexique	_____	13
I.4 Histoire déduite des anciennes données	_____	14
I.4.1 Histoire Générale	_____	14
I.4.2 Les problèmes liés à la phase de transition :	_____	15
I.4.2.1 Chronologie de mise en place du sel	_____	15
I.4.2.1.1 Hypothèse d'un « pre-breakup salt » :	_____	16
I.4.2.1.2 Hypothèse d'un « post-breakup salt » :	_____	16
I.4.2.2 Les reconstructions cinématiques au moment du dépôt du sel :	_____	19
I.4.3 Marge volcanique contre marge non volcanique :	_____	19
I.4.3.1 Définition	_____	20
I.4.3.2 Exemple type : la marge du Groenland	_____	20
I.4.3.3 Les marges de l'Atlantique Sud : segment central	_____	20
II Chapitre II : Traitements de données	_____	27
II.1 Acquisition et Traitement des campagnes ZaïAngo :	_____	27
II.1.1 Les campagnes Zaïango : le plan de position	_____	27
II.1.2 Rappel méthodologique	_____	28
II.1.2.1 Sismique réflexion ZaïAngo SMT :	_____	28

II.1.2.2 Sismique réfraction ZaiAngo OBS :	28
II.1.3 Acquisition	29
II.1.3.1 Sismique réflexion ZaiAngo SMT :	29
II.1.3.2 Sismique réfraction ZaiAngo OBS :	30
II.1.4 Traitement	30
II.1.4.1 Sismique réflexion ZaiAngo SMT :	30
II.1.4.2 Sismique réfraction ZaiAngo OBS :	32
II.1.4.2.1 Apports réfraction	32
II.1.4.2.2 Problèmes réfraction	33
II.1.5 Comparaison de données	33
III Chapitre III : Description des structures et résultats	37
III.1 Vue d'ensemble	37
III.1.1 Cartographie	37
III.1.2 Sismique Réflexion	39
III.1.3 Sismique Réfraction	40
III.1.4 Sismique réflexion et réfraction	41
III.2 Détails sur les résultats	43
III.2.1 Le Domaine Continental	43
III.2.1.1 Zone I	43
III.2.1.2 Zone II	43
III.2.2 Le Domaine Transitionnel	46
III.2.2.1 Zone III	46
III.2.3 Le Domaine Océanique	47
III.2.3.1 Zone IV	47
III.3 Synthèse	48
III.4 Apports Réflexion / Réfraction	49
III.4.1 Problèmes	49
III.4.1.1 Réflexion / Réfraction	49
III.4.1.2 Réfraction	51
III.4.2 Apports	51
III.5 Problème du sel	52
III.5.1 Description	52
III.5.2 Modèle antérieurs :	54
III.5.3 Proposition de dépôt	54
III.5.4 Problème du recouvrement :	57
IV Chapitre IV : Cinématique de l'océan Atlantique Sud	61
IV.1 Introduction	61
IV.2 Problèmes inhérents à l'Atlantique Sud, solutions proposées et contraintes géologiques à prendre en compte	61
IV.2.1 Les zones de fractures et autres structures océaniques	62
IV.2.2 Les structures continentales	64

IV.3 Les modèles initiaux à plaques rigides :	64
IV.3.1 Les modèles synchrones :	64
IV.3.2 Les modèles diachrones :	65
IV.3.3 Les modèles de propagation :	65
IV.3.4 Les problèmes rencontrés :	66
IV.4 Les modèles avec déformation intraplaque :	67
IV.4.1 Première approche de la déformation intraplaque :	67
IV.4.2 Deux écoles pour la localisation de la déformation intraplaque :	67
<i>IV.4.2.1 Déformation concentrée en Afrique</i>	68
<i>IV.4.2.2 Déformation répartie entre l'Afrique et l'Amérique du Sud</i>	70
<i>IV.4.2.3 Les problèmes posés</i>	72
IV.5 Tentative de fermeture de l'océan Atlantique Sud à partir des déformations intraplaques africaines	73
IV.5.1 Contrainte de l'océan Atlantique Equatorial	74
IV.5.2 Déformations de l'Afrique : contraintes géologiques et géophysiques	74
IV.5.3 Recherche cinématique de la déformation africaine	77
<i>IV.5.3.1 Première étape de déformation : Afrique Nubie - Australe / Afrique de l'Ouest</i>	77
IV.5.3.1.1 Étape 1 : mouvement décrochant	78
IV.5.3.1.2 Étape 1 : mouvement extensif	78
IV.5.3.1.3 Étape 1 : mouvement compressif	79
<i>IV.5.3.2 Seconde étape de déformation : Afrique Australe / Afrique de l'Ouest – Nubie</i>	80
IV.5.3.2.1 Étape 1 : mouvement décrochant / Étape 2 : mouvement décrochant	80
IV.5.3.2.2 Étape 1 : mouvement décrochant / Étape 2 : mouvement extensif	81
IV.5.3.2.3 Étape 1 : mouvement extensif / Étape 2 : mouvement extensif	81
IV.5.3.2.4 Étape 1 : mouvement compressif / Étape 2 : mouvement extensif	82
IV.5.4 Notion et calendrier des phases	83
<i>IV.5.4.1 Test A</i>	83
IV.5.4.1.1 Étape 1 : Albién - Aptien	83
IV.5.4.1.2 Étape 2 : Aptien basal - Néocomien	84
<i>IV.5.4.2 Test B</i>	85
IV.5.4.2.1 Étape 1 : Albién - Aptien	85
IV.5.4.2.2 Étape 2 : Aptien - Néocomien	85
IV.6 Conclusions	86
V Chapitre V : Les modèles d'amincissement	95
V.1 Bilan des deux chapitres précédents	95
V.1.1 Résultats de la sismique	95
V.1.1.1 La marge Angolaise	95
V.1.1.2 La marge brésilienne	96
V.1.2 Résultats cinématiques	99
V.2 Application des modèles d'amincissement courant au système Angola – Brésil et implications	99
V.2.1 Application du modèle de pure stretching	100

V.2.1.1	Modèle initial de McKenzie (1978)	100
V.2.1.2	Modèle initial de Wernicke (1985)	101
V.2.1.3	Historique de ces modèles dans l’océan Atlantique Sud	101
V.2.2	Conséquences des modèles avec conservation de volume sur la cinématique	102
V.2.2.1	Résultats de modélisation (Dupré, 2003)	103
V.3	Modèle proposé, basé sur les observations récentes des campagnes Zaiango	104
V.3.1	Comparaisons avec d’autres marges étudiées :	107
V.3.1.1	Golfe de Suez (Montenat et al.,1988)	107
V.3.1.2	Marge du Gabon (Dupré, 2003)	108
V.3.2	Conséquences	108
V.3.2.1	Modèles érosifs (dits aussi thermo-mécaniques convectifs)	109
V.3.2.2	Modèles métamorphiques	110
V.3.2.3	Autres modèles	110
V.3.2.3.1	Flux ductile d’origine gravitaire	110
V.3.2.3.2	Fusion Partielle	111
	<i>Conclusions, incertitudes et perspectives</i>	115
	Conclusions	115
	Incertitudes et Perspectives	117
	<i>Références bibliographiques :</i>	123
	A	123
	B	123
	C	126
	D	128
	E	128
	F	129
	H	131
	J	132
	K	132
	L	133
	M	134
	N	136
	O	136
	P	136
	R	137
	S	138
	T	139
	U	140
	V	140
	W	141
	Y	142
	Z	142

The deep structures of the West African Margin between 5°S and 8°S : geological constraints based on reflexion and refraction seismic data _____ *144*

Deep structures of the West African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection / refraction seismic and gavity data _____ *176*

Introduction

Introduction

Le sujet principal de cette thèse concerne les marges continentales passives.

La marge continentale est une zone d'impact humain très importante, avec les activités côtières comme la pêche, la gestion du littoral et l'implantation humaine. C'est aussi le lieu privilégié de transfert sédimentaire entre le continent et l'océan : leur étude permet donc d'étudier les mécanismes sédimentaires actifs sur la marge tels que les processus de dépôt et de transfert du continent au bassin profond et les liaisons entre séries sédimentaires et variations climatiques. C'est également le lieu d'exploitation des minerais pour l'extraction de sable, graviers ou diamants qui dépend de la limite de la zone économique exclusive (ZEE)¹. C'est aussi et surtout une zone économique primordiale pour l'industrie pétrolière, la marge constituant la zone principale d'accumulation des roches mères et des réservoirs d'hydrocarbures.

Depuis un quart de siècle, le problème de leur genèse, associé à celui des processus d'amincissement et de l'évolution thermique, est l'objet de nombreux travaux sur toutes les marges continentales passives du monde entier. Cependant, un certain nombre de questions soulevées dès les premiers modèles d'amincissement publiés restent encore sans réponse claire.

Cette thèse n'a pas la prétention de proposer un nouveau modèle physique de formation des marges continentales passives. Son but consiste à donner aux modélisateurs les observations géologiques qu'il nous paraît primordial d'intégrer dans de nouveaux modèles de formation des marges continentales passives.

Objet d'étude : la marge continentale passive

Une marge continentale passive est l'endroit où s'effectue le passage entre la croûte continentale « typique » de nature essentiellement granitique et la croûte océanique de nature basaltique. Dans cette zone, la croûte continentale « typique » voit son épaisseur diminuer de 30–35 km à 5 km. Cette définition est aussi valable pour les bassins intracontinentaux. La différence entre les marges et ces bassins sédimentaires provient du fait que sur les marges, l'amincissement se termine par la rupture lithosphérique et la mise en place de l'accrétion océanique.

Les marges sont aussi et surtout des zones de frontière de plaque, des marqueurs importants des principaux mouvements cinématiques et événements géologiques majeurs de l'histoire de la Terre.

¹ L'extension actuelle de cette limite engendre un fort engouement économique.

Introduction

Ce sont d'anciennes chaînes de montagne² : sauf quelques rares exceptions où d'anciens cratons sont recoupés, tels que la marge du Labrador (Canada) et le Golfe de Guinée, les cassures s'effectuent sur les anciennes sutures, contournant les cratons plus anciens.

Si les ruptures s'effectuent sur d'anciennes sutures, il est essentiel de s'intéresser aux orogènes actuels pour connaître le matériau dans lequel vont se former les marges. La figure 1 montre une coupe à travers les Alpes occidentales. Elle met en évidence 1) une extrême hétérogénéité de la croûte continentale ainsi constituée ; 2) la présence de roches mantelliques intrudant la croûte ou à l'affleurement ; 3) à côté de grands chevauchements (rampes) à faible pendage, l'existence quasi-permanente de grandes failles presque verticales juxtaposant des terrains de nature très différente. Il est essentiel, lors de l'étude du processus de rupture de conserver à l'esprit cette hétérogénéité et ces discontinuités verticales.

Ces cassures ne sont pas synchrones et ont des durées variables (fig. 2) : sur la carte d'une reconstruction permo-triasique (~ 250 Ma), Olivet & Aslanian (inédit) montrent les grandes phases tectoniques de l'histoire du globe depuis le début de rupture de la Pangée. La Pangée est formée, lors de la fermeture du Iapétus, par l'agrégation de deux méga-continentes entre 300 et 200 Ma : le Gondwana³ et la Laurasia⁴. La chaîne dite calédonno-hercynienne est la trace de cette collision. Dès 200 Ma (Trias –Jurassique), on observe les premiers signes de distension qui marquent le début de la rupture de la Pangée⁵.

Cette première rupture se localise entre le Gondwana et la Laurentia (actuellement entre la marge Nord africaine, depuis le Maroc jusqu'à Dakar, et l'Amérique du Nord). Durant la même période, se produit une seconde cassure à l'intérieur du Gondwana (qui sépare l'Afrique orientale actuelle d'un ensemble Australie / Antarctique / Madagascar / Inde) (fig. 2). Le contexte d'ouverture de cette première génération de marges est très différent dans ces deux ruptures : dans le premier cas, on passe immédiatement de la collision à un processus de rupture ; dans le second cas, il faut attendre 330 Ma entre la fin de l'orogène panafricain (550 Ma) et le début de la distension.

De nouveaux bouleversements importants se produisent au Crétacé (120 Ma) qui marquent le début d'une seconde génération de phénomènes distensifs⁶ (fig. 2). Le début de cette seconde phase correspond à l'anomalie M0 qui borde la zone dite magnétiquement

² Réciproquement une chaîne de montagne est aussi une ancienne marge passive.

³ Le Gondwana est le résultat de l'assemblage de cratons (âgés d'un milliard d'années) lors de l'orogène panafricain. Cet assemblage s'achève à 550 Ma et produit les chaînes panafricaines qui ceinturent ces cratons. Il regroupe l'Antarctique, l'Australie, l'Inde, Madagascar, la péninsule Arabique, l'Amérique du Sud et l'Afrique.

⁴ La Laurasia représente la compilation de la Laurentia, méga continent regroupant toute l'Amérique du Nord, et les plaques Baltica et Angara.

⁵ Dans le même temps, la bordure pacifique du Gondwana et de la Laurentia fonctionne déjà en subduction.

⁶ Cette seconde génération de marges concerne dès 140 Ma, le Gondwana, avec une rupture entre l'Afrique et l'Amérique du Sud au Sud de Walvis, ainsi qu'entre les Falklands et la marge du Mozambique.

Introduction

calme, sans renversement de polarité du champ magnétique jusqu'à 84 Ma (Anomalie C34)⁷ (fig. 3). L'Atlantique Sud s'ouvre et les ruptures entre l'Inde et Madagascar, entre le Groenland et l'Amérique du Nord, ainsi qu'entre l'Australie et l'Antarctique se mettent en place. En même temps, de nombreux bassins sédimentaires à l'intérieur des continents se créent : par exemple le bassin du Niger ou de Reconcavo (au Brésil).

Enfin, on observe une dernière génération de marges d'âge tertiaire au niveau de la Mer Rouge, du Golfe d'Aden, ou en mer de Norvège (entre la Sibérie et le Spitzberg) (fig. 2).

La marge ouest africaine est donc une marge de seconde génération, qui s'ouvre lors de la seconde phase distensive au Crétacé (à partir de 140 Ma au sud). Elle découle des structures de l'orogénèse panafricaine (datée à 550 Ma). Il faut donc attendre 400 Ma pour avoir une réactivation des structures. Les marges conjuguées de l'Atlantique Sud s'intègrent dans l'échelle globale d'observation des marges, elles représentent un segment que l'on peut comparer à l'Atlantique Central ou à l'Atlantique Nord. Mais à l'intérieur du segment Atlantique Sud, il est encore possible de différencier quatre grands segments (fig. 4) :

Le **segment équatorial**, intracratonique, scellé par des accidents anté-paléozoïques, dont la limite sud est la marge transformante Côte d'Ivoire - Ghana. L'âge de l'océanisation est supposé dater de l'Albien terminal (Blarez, 1986 ; Gouyet, 1988).

Le **segment central** entre la fosse de la Bénoué et le système Walvis - Rio-Grande, est caractérisé par l'existence des bassins évaporitiques d'âge aptien. L'océanisation est post-M0, mais se situe dans la période magnétiquement calme, ce qui rend impossible toute datation. Ce segment est aussi appelé segment tropical (Popoff, 1988).

Le **segment sud** entre le système Walvis-Rio-Grande et les Falklands, son océanisation est daté pré-M0 (Rabinowitz & LaBrecque, 1979), mais elle est mal déterminée. En effet, la détermination des anomalies magnétiques est controversée. Popoff (1988) dénomme ce segment : segment austral.

Le **segment Malouines**, il est présumé débiter à M10 (131 Ma). La situation géodynamique est plus difficile dans ce segment puisque la dorsale sud-ouest indienne se relie à la dorsale atlantique, il existe en plus une dorsale fossile.

Comment avons-nous abordé les marges continentales passives

Deux approches permettent actuellement d'étudier les marges continentales passives

⁷ Les âges sont issus d'une compilation (Fidalgo Gonzáles, 2001) (fig. 3), pour la partie stratigraphique, pour les sources utilisées sont Gradstein *et al.* (1994) (Mésozoïque) et Berggren *et al.* (1995) (Cénozoïque) ; pour les inversions magnétiques, Gradstein *et al.* (1994) (Mésozoïque) et Cande et Kent (1995) (Cénozoïque).

Introduction

La première approche est basée sur les enregistrements sédimentaires (carottes, puits, sismique, bathymétrie...) qui nous permettent de retracer et de dater les grands événements qui affectent l'histoire d'une marge (*via* par exemple les discordances) et de comprendre comment se développe le transfert sédimentaire entre le continent et l'océan

La seconde approche est basée sur les images sismiques de grande pénétration permettant d'obtenir une image la plus détaillée possible de la géométrie de la croûte et du manteau (et non plus exclusivement des sédiments). Cette approche s'intéresse à l'aspect structural cherchant à comprendre les mécanismes ou processus invoqués lors de la formation des marges continentales passives.

Nous avons abordé un exemple de marge continentale passive, la marge angolaise, à partir de ces deux approches, en y ajoutant l'aspect cinématique qui contraint les mouvements horizontaux.

Le travail a consisté, en premier lieu, à étudier la structuration d'une marge continentale passive, à partir de données de sismique réfraction et réflexion. La sismique réfraction nous a fourni une géométrie de la croûte, alors que la sismique réflexion nous informe sur les mouvements possibles au cours de l'évolution de la marge. Les problèmes d'amincissement des marges impliquent à leur tour des problèmes d'ordre cinématique. Pour les contraindre, nous nous sommes donc intéressé aux reconstructions cinématiques initiales de l'océan Atlantique Sud. Pour cela, nous avons dû tenir compte de la cinématique de l'océan Atlantique Equatorial et de la déformation intraplaque africaine et sud-américaine. Tous ces détours constituent les éléments d'un puzzle : celui de la formation des marges continentales passives de l'océan Atlantique Sud.

Le manuscrit a subséquemment été élaboré en 5 chapitres :

Le **chapitre I** offre un rapide état des lieux du segment central de l'océan Atlantique Sud, depuis les campagnes réalisées jusqu'à l'histoire géologique des marges du segment étudié. Un point a été discuté en préambule, sur les problèmes liés à la phase de transition des marges ouest africaines et sur la nature volcanique ou non du segment.

Le **chapitre II** présente les différents aspects techniques et traitements réalisés sur les données Zaïango de sismique réflexion et réfraction, ainsi qu'une comparaison avec des données conventionnelles de type pétrolier, pour en connaître les différences.

Le **chapitre III** montre les résultats caractéristiques de la marge obtenus à partir de l'interprétation des données de sismique réflexion et réfraction. Les descriptions et les résultats sont d'abord présentés en carte puis en coupe. Chaque domaine est alors repris séparément. Nous montrons ensuite les limites de notre interprétation à partir des outils utilisés ainsi que les améliorations apportées sur la structure de la marge par ces derniers. Nous discutons enfin plus particulièrement des conditions de dépôts du sel qui offrent une contrainte paléo-géométrique forte dans l'évolution de la marge.

Introduction

Dans le **chapitre IV**, nous abordons le problème cinématique de l'océan Atlantique Sud. Le chapitre commence par une synthèse sur les principaux modèles de reconstructions dans l'océan Atlantique Sud, qui montre les grandes étapes de pensée dans la compréhension de la cinématique de l'Atlantique Sud. Puis nous intégrons l'idée d'une déformation intraplaque africaine et nous testons ses conséquences sur la fermeture de la lacune du segment central. Ces tests sont d'abord réalisés de manière géométrique, afin de connaître les mouvements possibles ; c'est seulement à partir du chapitre **IV.5.4**, que nous abordons le problème du polyphasage de cette déformation. Enfin, pour contraindre véritablement la reconstruction, nous proposons un nouveau pôle pour la fermeture Amérique du Sud / Afrique qui tient compte de toutes les contraintes géologiques et géophysiques.

Enfin, dans le **chapitre V**, nous tenons compte des contraintes structurales et cinématiques obtenues précédemment pour tester les conséquences induites par les modèles de formation des marges. Au final, nous proposons un modèle d'évolution de la marge qui s'appuie sur des données observées en surface et sur les quantités de mouvement autorisées par la cinématique.

Chapitre I

Zone d'étude : Etat des lieux

I Chapitre I : Zone d'étude – Etat des lieux⁸

I.1 Rappel du contexte général

Notre zone d'étude se situe sur la marge Ouest africaine, à la frontière entre le Congo, le Zaïre, l'Angola et le Cabinda (province rattachée à l'Angola) (fig. I-1). Les bassins sédimentaires inventoriés par le projet ZaïAngo⁹ sont le bassin du Bas Congo (au Nord) et le Nord du bassin de Cuanza (au Sud) à la fois dans le domaine de l'*onshore*¹⁰ et de l'*offshore* profond¹¹, entre les latitudes 5° S et 8,5° S, depuis le Congo jusqu'à l'Angola. Le bassin de Cuanza s'étend sur 320 km de large environ vers l'Ouest, soit une superficie de 22000 km² entre l'isobathe 200 m et la limite présumée de la croûte océanique. Le bassin du Bas Congo s'étend du Gabon jusqu'à l'Angola et sur 250 km de large ; il est limité au Nord par l'éperon de Mayumbe et au Sud, par l'arche de d'Ambrizete. L'étude explore principalement le bassin du Bas Congo. L'homologue exact de la marge étudiée par la campagne ZaïAngo se situe dans le bassin d'Esperito Santo ; il n'existe pas de données dans cette zone, car la marge est recouverte par une couche de volcanisme d'âge Eocène (Abrolhos Bank) à actuel (ride volcanique de Vitoria Trindade) (fig. I-2).

Ces bassins appartiennent à une série de bassins mésozoïques, qui se sont développés dès le Jurassique Supérieur (159,4 à 144,2 Ma¹²), entre le Gabon et l'Angola, et dont l'évolution tectono-sédimentaire est comparable à celles des bassins Est-brésiliens (Franks & Nairn, 1973, Ponte & Asmus, 1976) (fig. I-2). Le développement structural de ces bassins est intimement lié à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud et à la séparation des continents sud américain et africain. Les grandes différences entre ces bassins marginaux du segment central sont liées aux taux de subsidence, plus importants au Sud qu'au Nord (Curie, 1984).

I.2 Bilan des campagnes

Ces bassins créacés (africains et brésiliens) sont d'une importance économique capitale dans le domaine pétrolier. Ils représentent 5 % de la production mondiale. L'investigation débute dès 1800 dans les volumineux bassins d'asphaltes, mais les premières découvertes pétrolières productives n'ont lieu qu'à partir de 1941 au Brésil (bassin de Reconcavo) et 1955

⁸ Ce chapitre a été corrigé en partie, à Votsi, sur l'île d'Alomnisos, en Grèce, les 7 - 8 juin 2003.

⁹ Le projet ZaïAngo (Zaïre – Angola) est un projet scientifique pluridisciplinaire (sédimentologie, avec l'étude du système turbiditique du canyon sous-marin du Zaïre, géotechnique, géophysique, avec l'étude des hydrates de gaz et géologique, avec l'étude des structures profondes) réalisé en collaboration entre IFREMER et Elf.

¹⁰ Le domaine *onshore* en jargon pétrolier concerne tout le domaine à terre.

¹¹ À l'inverse, le domaine *offshore* profond concerne tout le domaine hors plate-forme, depuis la pente jusqu'aux plaines abyssales.

¹² Les âges sont issus d'une compilation (Fidalgo González, 2001) (cf. fig. 2), pour la partie stratigraphique, pour les sources utilisées sont Gradstein *et al.* (1994) (Mésozoïque) et Berggren *et al.* (1995) (Cénozoïque) ; pour les inversions magnétiques, Gradstein *et al.* (1994) (Mésozoïque) et Cande et Kent (1995) (Cénozoïque).

en Afrique (Champ Benfica, dans le bassin de Cuanza en Angola). La première grande découverte se produit en 1958 dans le delta du Niger. Ensuite, viennent les premières explorations en eaux profondes au Brésil d'abord (en 1984, dans le bassin de Campos), puis en Afrique (dans le bassin du Bas-Congo, en 1994). La plus grosse production côté africain concerne le delta du Niger (au Nigeria), suivie de celle en Angola. Du côté américain, c'est le Brésil avec le bassin de Campos qui représente la plus grosse production (Cameron *et al.* 1999).

L'intérêt économique a engendré une exploration systématique des marges de la part de l'industrie pétrolière. En Afrique, comme au Brésil, il existe des grilles sismiques de 5 km * 5 km et de nombreux blocs 3D, depuis les zones de fracture équatoriales jusqu'aux rides Walvis – Rio Grande. Les industries pétrolières (Petrobras¹³ au Brésil et de nombreuses compagnies en Afrique) détiennent la majeure partie des données sismiques. De ce fait, l'acquisition de données de type universitaire est rendue difficile compte tenu des problèmes de confidentialité et d'exclusivité des permis. Nous pouvons néanmoins distinguer 4 grands types de données accessibles pour la recherche (fig. I-3 (en Afrique) et I-4 (en Amérique du Sud)) :

- La sismique réflexion légère : surtout utilisée dans les années 60 – 70.
- La sismique lourde, apparue vers la fin des années 80 (en Afrique). Au Brésil, ce type de données est sous contrôle industriel : seules deux coupes régionales¹⁴ sont publiées (dans le bassin de Sergipe Alagoas (Mohriak *et al.*, 1998)).
- La combinaison réflexion/réfraction n'existe qu'en Afrique. Au Brésil, les campagnes de réfraction datent des années 70 et sont réalisées à partir de bouées flottantes (*cf.* chapitre **I.2.3.1**).
- Les modèles gravimétriques existent sur les deux marges. Au Brésil, ils représentent la part majeure des informations sur la structure profonde (à part deux coupes régionales publiées).

Nous allons maintenant revenir en détail sur ces **quatre types de données**. Nous pouvons déjà signaler que les données publiées sont plus nombreuses et plus précises du côté africain.

¹³ Petrobras est la compagnie nationale brésilienne d'exploration du pétrole. Elle détenait le monopole d'exploitation des permis pétroliers dans les eaux brésiliennes depuis 1953, mais deux décrets, en 1995 et 1997, ont ouvert le marché à la concurrence étrangère.

¹⁴ Des zooms sur des profils de grande pénétration sont aussi publiés dans la littérature, ils échantillonnent généralement les zones de plate-forme (par exemple dans le bassin de Campos, (Mohriak & Dewey, 1987) ou de croûte océanique, il existe peu de données dans le domaine transitionnel ou sur la pente continentale.

I.2.1 La sismique réflexion légère :

I.2.1.1 En Afrique

Elle fut utilisée principalement au début des années 70, lors des premières campagnes de reconnaissance générale sur les marges par les grands instituts océanographiques : IFREMER (campagne Walda), 1971 ; Woods Hole, 1972 ; Université du Texas, 1979. Le dispositif de ces campagnes consistait en une succession de profils perpendiculaires à la marge, largement espacée (entre 100 à 200 km) (fig. I-3). La sismique légère permettait de voir jusqu'au toit de la croûte océanique et parfois jusqu'à la base du sel Aptien. Aucune information sur les séries *syn-rift* n'est disponible dans ce jeu de données.

I.2.1.2 En Amérique du Sud

Comme en Afrique, la sismique légère fut utilisée dès 1966, par les grands instituts océanographiques (IFREMER, Lamont-Doherty, Univ. du Texas) pour des campagnes de reconnaissance générale (fig. I-4). Les campagnes sont principalement situées dans les bassins de Campos et Santos, et dispersées en une série de profils radiaux dont le centre est situé près de la ville de Rio de Janeiro. Il existe peu de profils sur la marge Nord et sur la marge Est-brésilienne au Nord de la ville de Campos. La sismique légère permet d'observer jusqu'à la base du sel et le toit de la croûte océanique. Il existe aussi une multitude de profils pétroliers accessibles (fig. I-4, en noirs) situés principalement sur la plate-forme.

I.2.2 La sismique réflexion lourde :

I.2.2.1 En Afrique

Les moyens techniques ont permis après les années 80 d'améliorer la pénétration des ondes sismiques en profondeur. Il existe une seule campagne de ce type sur la marge africaine de l'Atlantique Sud : la campagne P.R.O.B.E. (Proto Rift Ocean Basin Evolution, 1989) au large du Gabon qui montre des images claires de la croûte et du Moho, ainsi que des séries anté-salifères (Rosendahl *et al.*, 1991). Le signal sismique est identifié jusqu'à 10 std. Il existe aussi des coupes publiées dans la littérature (issues de données pétrolières) qui donnent une information des structures sous le sel, dans la zone de plate-forme exclusivement (György Marton *et al.*, 2000).

I.2.2.2 En Amérique du Sud

Il existe deux coupes régionales publiées dans la littérature qui offrent une image de la structure profonde. Ces coupes proviennent de données pétrolières. Le reste des informations sur la structure profonde, détenu par les pétroliers, est confidentiel. La coupe la plus connue est publiée par Mohriak *et al.* (1998), dans le bassin de Sergipe Alagoas (le profil 239-RL-343) (fig. I-5) dont nous présentons les interprétations plus en avant dans ce chapitre (*cf.*

chapitre I.3.3.3). Le profil offre sur 100 km une image claire des séries sédimentaires, cependant malgré un signal identifié jusqu'à 9-10 std., l'image des structures profondes est de moins bonne qualité. Abreu (1998) a aussi publié des *lines drawing* échantillonnant la structure profonde sur la marge dans le bassin de Pelotas.

1.2.3 La combinaison sismique réflexion et réfraction :

1.2.3.1 En Afrique

Les premières données de réfraction datent des années 70. Il s'agissait d'une série d'expériences réalisées à partir de bouées flottantes¹⁵, contemporaine de l'acquisition de la sismique légère (comme sur la campagne Walda, par exemple (Pautot *et al.* 1973, Mascle *et al.* 1973). Dans les années 80 – 90, les résultats de réfraction proviennent de données ESP¹⁶. Wannesson (1991) a publié une coupe de réfraction dans le bassin Sud Gabon, à partir de données ESP pétrolières. À la fin des années 90, les campagnes réfraction sont réalisées avec des OBS¹⁷. Les campagnes Zaïango SMT et OBS sont les seules campagnes, dans le segment central, qui combinent les méthodes de sismique réflexion et sismique réfraction OBS. Une campagne similaire fut acquise au Sud de la ride de Walvis (Bauer *et al.*, 2000). Cette dernière est formée de deux profils, alors que la campagne Zaïango est constituée d'un réseau de profils afin d'obtenir des contrôles aux croisements, aussi bien en réflexion qu'en réfraction.

La précision obtenue sur la géométrie à partir des données OBS est très supérieure à celle obtenue à partir des bouées flottantes ou des ESP. Les OBS permettent un échantillonnage continu des vitesses, alors que les ESP ou les bouées flottantes donnent des informations ponctuelles séparées de sur l'ensemble du profil.

¹⁵ Les bouées flottantes furent les premiers instruments utilisés en réfraction marine pour mesurer les vitesses de propagation des ondes. Elles étaient jetées en pleine mer, équipées d'un hydrophone, d'un enregistreur et d'un émetteur radio. Les enregistrements sismiques étaient ensuite transmis par radio aux navires jusqu'à des distances de 40 km. On effectuait ainsi un rapide enregistrement de sismique réfraction en tir direct exclusivement (le tir inverse permet normalement de confirmer la vitesse en cas de pente). La fiabilité des mesures était cependant aléatoire du fait de la dérive de la bouée en présence de vent ou de courants.

¹⁶ L'ESP (*Expanding Seismic Profile*) est une méthode de réfraction utilisée encore récemment jusqu'à la fin des années 90. Elle est consistée de deux bateaux qui s'éloignent dans des directions opposées parallèlement à la marge et perpendiculairement au profil de réflexion. L'un possède une source et un récepteur, l'autre juste un récepteur. Ils enregistrent conjointement les tirs du bateau source. La trajectoire des navires permet d'enregistrer les arrivées de réfraction et de réflexion grand angle sur des distances plus grandes comparée à la longueur d'une flûte de sismique réflexion (~ 5 km). L'ESP permet l'obtention de vitesses moyennes au centre du dispositif, situé à l'intersection avec le profil réflexion. Cette méthode suppose que les structures géologiques sont cylindriques et parallèles à la marge.

¹⁷ Les OBS (*Ocean Bottom Sismometer*) sont des instruments d'enregistrement d'ondes placés au fond de l'eau. Sur la campagne Zaïango OBS, deux types d'instruments ont été utilisés : des OBS qui enregistrent les trois composantes de l'onde et des OBH (*Océan Bottom Hydrophone*) qui n'enregistrent que la composante verticale.

I.2.3.2 En Amérique du Sud

Il existe trois expériences de sismique réfraction côté brésilien, dans le bassin de Campos. Elles datent de 1969 (Ewing *et al.*), 1971 (Leyden *et al.*) et 1977 (Kowsmann *et al.*). Il s'agit aussi d'expériences réalisées à partir de bouées flottantes. Sur la marge brésilienne (entre le bassin de Sergipe Alagoas et de Campos), il n'existe aucune campagne combinant la sismique réflexion et réfraction, ni de campagne de réfraction réalisée à partir de données OBS.

I.2.4 Les modèles gravimétriques :

I.2.4.1 En Afrique

En Afrique, il existe diverses études gravimétriques. Ces études tentent de reproduire les anomalies gravimétriques à l'air libre en modélisant une certaine épaisseur de croûte et de sédiment caractéristique de la marge. Généralement l'épaisseur sédimentaire est connue, et l'on recherche l'épaisseur de la croûte. Différents modèles gravimétriques ont été proposés pour les bassins du Sud Gabon et du Bas Congo (Karner *et al.*, 1997, Watts & Stewart, 1998, Pawlowski, 1999, Wilson *et al.*, 2003, Dupré *et al.*, 2003, Dupré, 2003, Lucazeau *et al.*, 2003). Ces modèles contribuent à l'élimination de certaines hypothèses sur la géométrie crustale, mais seule la combinaison sismique réflexion – réfraction et gravimétrie permettent d'obtenir une géométrie réellement contrainte.

I.2.4.2 En Amérique du Sud

Les sismiques réflexion lourde et réfraction faisant défaut (et/ou étant toujours sous monopole industriel), l'information sur la structure profonde brésilienne provient principalement de modèles gravimétriques que ce soit pour la marge Nord-Est brésilienne (Gomes *et al.*, 2000), le bassin de Sergipe et son homologue terrestre Tucano (Ussami *et al.*, 1986 ; Castro, 1987 ; Mohriak *et al.*, 1998 ; Karner & Driscoll, 1999 ; Mohriak *et al.*, 2000 ...) ou pour le bassin de Campos (Mohriak & Dewey, 1987 ; Mohriak *et al.*, 1990).

La comparaison effectuée entre les modèles gravimétriques et les modèles de réfraction dans le chapitre **III.5.1.2** montrera avec quelle fiabilité ces données doivent être considérées.

I.3 Petit lexique

Quelques termes employés dans la littérature sur les marges continentales passives peuvent entraîner certaine mésinterprétation. C'est, en particulier le cas pour : *rift*, *drift*, pré et *post-breakup*.

Les mots *rift* et *drift* sont associés à deux phases quasi-consécutives :

- *rift* représente celle durant laquelle se produit l'amincissement continental et avant que ne se produise la rupture lithosphérique
- *drift* est associée à la phase d'expansion océanique postérieure à la rupture lithosphérique.

Dans l'océan Atlantique Sud, il existe une phase de courte durée (< 5 Ma) entre ces deux dernières, durant laquelle se dépose le sel, il s'agit de la phase de transition.

Le terme *breakup* désigne, quant à lui, une limite. Selon les auteurs, cette limite désigne :

- la fin de l'activité tectonique dans la croûte continentale
- le moment de la rupture lithosphérique

Son âge peut donc différer selon les auteurs et représenter soit la fin du *rift*, soit la fin de l'activité tectonique.

I.4 Histoire déduite des anciennes données

I.4.1 Histoire Générale

À partir des rares données universitaires et des quelques données (sismique, puits) publiées par l'industrie pétrolière, exclusivement sur la zone de plate-forme¹⁸ ; l'histoire des marges Sud Atlantique est supposée se dérouler en deux épisodes (fig. I-6) :

Un épisode *rift* associé à la déchirure continentale durant lequel la croûte s'amincit. Dans cet épisode qui concerne la déchirure continentale, trois sous-épisodes sont reconnus.

- Un épisode pré-*rift* constitué de sédiments fluvio-lacustres, datés du Carbonifère inférieur au Trias – Jurassique.
- Un épisode *syn-rift* I à forte activité tectonique associé à un remplissage composé de conglomérats, de clastiques et d'argile. L'activité tectonique est décrite en deux phases, une phase d'extension créant les failles et une phase de structuration créant les grands panneaux basculés. Cet épisode est scellé par la formation Pointe-Noire, qui forme une discordance avec les dépôts postérieurs. La formation Pointe-Noire est supposée être intra-barrémienne (Teisserenc & Villemin, 1990 ; Vernet *et al.*, 1996). Cet épisode dure du Néocomien au milieu du Barrémien (131 à 116 Ma¹⁹).
- Un épisode *syn-rift* II qui est associé à une faible activité tectonique dans les grands panneaux basculés définis précédemment. Dans le domaine *offshore*, cet épisode coïncide avec l'ouverture d'un bassin marquant le déplacement du

¹⁸ L'histoire de la formation des marges africaines est extrapolée (structure et lithologie) depuis les connaissances acquises sur la plate-forme (où l'information est contrainte) jusqu'à la limite présumée de la croûte océanique. Il n'existe aucun contrôle dans le bassin profond (ni forage, ni sismique profonde d'excellente qualité) pour corroborer ces extrapolations.

¹⁹ Les âges proviennent des âges de Van Eysinga (1971), in Reyre (1984).

maximum de subsidence vers l'Ouest, par exemple le bassin Dentale au Gabon (Vernet *et al.*, 1996). Cet épisode est composé de sédiments lacustres : argiles, grès et carbonates, déposés depuis le milieu du Barrémien à l'Aptien (124 à 117 Ma). Il est scellé par le premier dépôt d'influence marine : « la Chela », de faible épaisseur.

Un épisode *drift* postérieur à l'océanisation, c'est-à-dire à la rupture entre les deux continents. La sédimentation, carbonatée puis essentiellement détritique, conduit d'abord à la formation d'un prisme d'aggradation ; elle se transforme ensuite vers la limite Eocène - Oligocène en une sédimentation à dominance clastique terrigène, avec une morphologie en cliniformes progradants (Séranne *et al.*, 1992) (fig. I-7).

Le passage entre les épisodes *rift* et *drift* correspond à une phase de transition dont les limites sont controversées et durant laquelle se dépose le sel (*cf.* chapitre suivant). Il se dépose moins d'un kilomètre de sel (Teisserenc & Villemin, 1990) durant l'Aptien (entre 112 et 117 Ma²⁰). Au Brésil, deux cycles évaporitiques ont été observés (Ojeda, 1982). Le premier (Paripueira) se déposerait à l'Aptien inf. dans la partie la plus distale de la marge, où les évaporites n'ont jamais été forées. Le second cycle (Ibura) se déposerait lors de la seconde phase transgressive à l'Aptien sup. près de la plate-forme. Les deux cycles sont séparés par une épaisse série clastique que l'on retrouve dans tous les bassins brésiliens (exception du bassin de Sergipe Alagoas, où les deux séries salifères se superposent). La distinction, entre les deux formations salifères, déposées dans des environnements différents sur la marge indique deux phases de transgression marine à l'Aptien de niveau marin différent (Ojeda, 1982).

1.4.2 Les problèmes liés à la phase de transition :

Il existe deux problèmes reconnus liés à la phase de transition : la chronologie relative du sel et les conséquences cinématiques. La datation relative est importante pour les reconstitutions cinématiques²¹ ainsi que pour nous aider à comprendre l'évolution thermique de la marge.

1.4.2.1 Chronologie de mise en place du sel

L'âge de la première accréation océanique n'étant pas connu (période magnétique calme du Crétacé : *cf.* chapitre **IV**), la datation relative du sel qui en découle n'est pas déterminé. Le sel s'est-il déposé avant l'accréation océanique, on parle alors de « *pre-breakup salt* » (comme le soutiennent Evans, 1978 ; Brice *et al.*, 1982 ; Ojeda, 1982 ; Guardado,

²⁰ Les âges durant l'Aptien varient d'une échelle chronostratigraphique à une autre. Néanmoins, il semble y avoir concordance sur la durée de formation du sel : plus ou moins 5 Ma.

²¹ Les limites salifères auront des significations différentes selon la datation du sel. Dans le cas où le sel est « *pre-breakup* », nous pouvons assimiler la limite salifère à un isochrone et surtout à la limite océan-continent. Dans le cas d'un sel « *post-breakup* », les deux limites ne coïncident pas.

Gambo & Lucchesi, 1989 ; Duval, Cramez & Fonck, 1992 ; Davison, 1999 ; *in* Jackson, Cramez & Fonck, 2000) ou après l'accrétion océanique, définissant ainsi un « **post-breakup salt** » (hypothèse soutenue par Nürnberg & Müller, 1991 ; Guiraud & Maurin, 1992 ; Abreu, 1998 ; Fonck, Cramez & Jackson, 1998 ; Karner & Driscoll, 1999 ; György Marton *et al.*, 2000 ; *in* Jackson, Cramez & Fonck, 2000) ? Ces deux écoles s'affrontent dans la détermination de la datation du sel. Voici un résumé des arguments proposés :

1.4.2.1.1 Hypothèse d'un « **pre-breakup salt** » :

Les arguments pour un « **pre-breakup salt** » sont :

- Le décalage de la base du sel par le mouvement des blocs basculés, à la limite présumée de la croûte océanique (fig. I-8), indiquerait que le sel s'était déposé au moment du *rifting*. Cet argument est basé sur une interprétation (Rouby *et al.*, 2002), que l'on ne peut vérifier (absence du profil sismique correspondant) en ce qui concerne l'existence des blocs basculés, et à fortiori de leur liaison avec les dômes de sel. Pour comparaison, sur les profils Zaiango, l'écran salifère (domaine 3) (*cf.* chapitre III.5.1) est si important qu'il est difficile d'interpréter les structures dans cette zone. Le peu d'information obtenue montre que les réflecteurs ne sont pas continus mais décalés, et que cela est lié aux écrans salifères et à des *pull-up*²².
- L'apparition des premiers systèmes marins à l'Albien, marque l'approfondissement de la colonne d'eau et le début de la subsidence thermique qui peut être interprété comme le début de l'épisode *drift* (d'après les modèles d'extension).
- Enfin, la présence de sel autochtone n'a jamais été prouvée sur la croûte océanique (Davison, 1999 : « *oceanic spreading is **believed** to have started immediately after the salt deposition and so far autochthonous aptien salt has not been proven on oceanic crust (Morhiak, com. Pers.)* »). La présence d'une couche de sel empêche l'obtention d'une image nette permettant de confirmer cet argument.

1.4.2.1.2 Hypothèse d'un « **post-breakup salt** » :

Les arguments pour un « **post-breakup salt** » sont :

- La présence d'une discordance à la base de la formation « la Chela », première série marine reconnue (Brognon & Verrier, 1966 ; Giresse, 1982), située juste au-dessous du sel (fig. I-6). Cependant, la série est de faible

²² Un *pull-up* est en sismique réflexion un effet de vitesse, qui déforme l'image sismique. Si un corps est rapide, les réflecteurs de dessous vont avoir tendance à réaliser une bosse ou un décalage au-dessus de ce corps. Ce relief est un artefact.

épaisseur et recouverte par la série salifère déposée dans une faible tranche d'eau : les conditions de dépôt ne sont pas encore réellement en milieu marin ouvert (caractéristique de l'épisode *drift*).

- Karner & Driscoll (1999) : « *in the absence of the an additionnal brittle deformation event along the margin, we **predict** that continental breacking and the first emplacement of oceanic crust occured at this time (late Barremian-early Aptian)...* ». La phase de *rift* étant considérée être caractérisée par une forte activité tectonique (failles normales ou de détachement) responsable de l'amincissement dans les modèles généralement utilisés, l'absence de failles dans les séries mi-barrémienne à aptienne est représentative selon Jackson *et al.*, (2000), d'un dépôt « **post-breakup** ». Néanmoins, il peut exister des phases de relâchement des contraintes extensives durant le *rifting*. Cet argument n'est pas significatif.

Jackson, Cramez & Fonck (2000) proposent une série d'arguments supplémentaires pour étayer cette hypothèse.

- En utilisant la tectono-stratigraphie du sel, ces auteurs prétendent que la couche salifère est toujours sus-jacente à la « *break-up unconformity* ». Selon eux, la « *break-up unconformity* » est située soit à la base du sel (en citant Davison, 1999) soit à la base de la séquence *sag*²³ (en citant Henry & Abreu, 1998). Davison (1999) présente l'exemple du bassin de Pelotas²⁴ dont le *line drawing* est comparable à celui que nous pouvons observé sur la marge angolaise bien que situé plus au Sud. Les données montrent une discordance qui termine l'activité tectonique des blocs basculés, puis une discordance érosive observée juste avant le dépôt de la première séquence marine (définie par Reyre, 1984) qui devient concordante avec les derniers dépôts *syn-rift* dans le bassin profond. Selon Davison (1999), cette discordance est liée à un *uplift* de la marge, et la *breakup unconformity* débiterait à la fin de celui-ci. Aucun argument ne justifie vraiment cette hypothèse²⁵, car la fin de l'*uplift* peut être liée à une relaxation thermique. Davison (1999) finit par admettre : « *Oceanic spreading is **believed** to have started immediately after the salt deposition and so far autochtonous aptian salt has not been proven on oceanic crust (Morhiak, com. Pers.). However,*

²³ D'après Jackson *et al.*, (2000), dans le bassin de Sergipe Alagoas, la tectono-stratigraphie du sel n'est pas équivalente aux autres bassins brésiliens ; cette particularité serait liée à la notion de propagation du *rifting* du Sud vers le Nord.

²⁴ Dans le bassin de Pelotas, le sel est absent, mais il existe cependant une sédimentation particulière (unité litée) liée à l'invasion des eaux à l'Aptien du bassin. Par comparaison avec les bassins brésiliens plus au Nord, où cette invasion correspond au dépôt du sel, la discordance est donnée antérieure au sel.

²⁵ Le terme *breakup unconformity* devra donc être redéfini, l'histoire étant généralement plus complexe que le voudraient les modèles.

Karner & Driscoll (1999) suggest that drifting may have initiated in Barremian times. ».

- Le second argument utilise la tectono-stratigraphie des SDR²⁶. *Jackson et al.*, (2000) supposent que les SDR sont présents sur toutes les marges de l'Atlantique Sud (dans le segment sud comme dans le segment central). À partir de cette hypothèse, si le sel se dépose en position « *pre-breakup* », de la croûte océanique ou des coulées basaltiques (issues des SDR) devraient donc avoir glissé et s'être infiltrées dans le sel le plus distal (fig. I-9). Or ces images n'ont jamais été observées sur les marges d'après ces auteurs. Là encore, l'argumentation est faible car la qualité des données sismiques dans la partie distale rend les observations difficiles, et surtout car la présence de SDR n'est pas reconnue sur toutes les marges : l'existence de SDR au Sud de la ride de Walvis est reconnue (*Bauer et al.*, 2000) ; au Nord, il n'existe pas de preuves démontrant la présence de SDR concomitante à celle du sel (cf. chapitre I.4.3).
- Le troisième indice est d'ordre cinématique, l'anomalie M0 disparaîtrait sous les bassins salifères de Campos, du côté brésilien, et de Cuanza, du côté angolais, impliquant une origine océanique du substratum sous-jacent. *Jackson et al.* (2000) citent *Nürnberg & Müller (1991)* pour la position des anomalies magnétiques. Ces derniers citent *Rabinowitz & LaBrecque (1979)* pour la position des anomalies mésozoïques. Or, dans *Rabinowitz & LaBrecque (1979)*, les anomalies mésozoïques du bassin de Campos n'apparaissent pas (fig. 2 et 17 de l'article). Les trois séries d'anomalies mésozoïques du bassin de Campos proviennent d'une carte publiée par *Cande & Rabinowitz*²⁷ (1976) où elles apparaissent avec un point d'interrogation (fig. I-10 et I-10b). Du côté africain, aucune anomalie magnétique n'est reconnue au Nord de Walvis ; les anomalies M0 utilisées par *Nürnberg & Müller (1991)* dans le bassin de Cuanza proviennent de la rotation des données de la plaque brésilienne déterminées, nous venons de le voir, avec une grosse incertitude. La présence des anomalies magnétiques, au Nord de la ride de Walvis doit donc être considérée avec prudence et circonspection.

²⁶ Les SDR (*Seaward Dipping Reflectors*) sont des épanchements volcaniques émis à l'air libre, lors du *rifting*. Ils sont caractérisés par des réflecteurs pentés vers la mer, reflétant le basculement du substratum lors de la mise en place des coulées successives.

²⁷ Ces données sont pointées avec un point d'interrogation, et le travail d'interprétation des anomalies mésozoïques n'a jamais été refait dans l'Atlantique Sud depuis *Rabinowitz & LaBrecque (1979)*. Depuis, le point d'interrogation des trois séries mésozoïques du bassin de Campos a disparu, et l'interprétation des anomalies est acceptée sans autre contrôle.

Jackson *et al.*, (2000) n'ont finalement que deux véritables arguments pour l'hypothèse d'un « *post-breakup salt* » : la découverte d'un kilomètre de basalte (d'âge supposé Barrémien) dans un seul forage du bassin de Cuanza et l'étude géochimique du sel qui tendrait à prouver que le sel potassique a enregistré des interactions hydrothermales avec une roche source qui serait probablement basaltique (Hardie, 1983 ; 1990 ; 1996, *in* Jackson, Cramez & Fonck, 2000).

Nous verrons par la suite (*cf.* chapitre **III.5**, **IV** et **V**) comment intégrer tous ces éléments avec les informations données par les campagnes ZaïAngo.

1.4.2.2 Les reconstructions cinématiques au moment du dépôt du sel :

La reconstruction initiale (dont l'âge varie selon les auteurs) montre un recouvrement des deux bassins salifères pouvant dépasser 220 km²⁸ : le sel américain recouvre la côte africaine au niveau de Moçamedes. La reconstruction montre aussi d'autres recouvrements et des trous de la limite salifère du Nord au Sud du segment central (fig. I-11). Les recouvrements peuvent être expliqués :

- soit par un sel allochtone qui se serait déplacé sur plusieurs dizaines de km (Duval *et al.*, 1992). Cependant, Jackson, Cramez & Fonck, (2000) indiquent que le déplacement du sel, d'après les sections sismiques, ne dépasse pas 30 km ;
- soit par un saut d'axe ou une accréation asymétrique²⁹ lors de l'ouverture initiale de l'océan Atlantique Sud (Le Pichon & Hayes, 1971) ;
- soit par du sel déposé sur une « croûte océanique au sens large » (hypothèse « *post-breakup salt* ») (Jackson, Cramez & Fonck, 2000). Cette hypothèse permet d'introduire des mouvements horizontaux supplémentaires nécessaires pour serrer davantage l'assemblage initial.

1.4.3 Marge volcanique contre marge non volcanique :

Les marges peuvent être classées en deux catégories : les marges volcaniques et les marges non-volcaniques. Depuis quelques années, plus la technique d'imagerie des structures profondes s'améliore, plus les marges sont considérées comme des marges volcaniques. Pouvons-nous attribuer aux marges du segment central la caractéristique de volcanique ? Après une brève définition d'une marge volcanique et un exemple type, nous discuterons les arguments permettant de conclure sur cette distinction dans le segment central.

²⁸ La distance de 220 km de recouvrement des deux bassins salifères est déduite de la reconstruction initiale de Nürnberg et Müller, 1991, à l'anomalie M0.

²⁹ Ils reprennent l'idée de Weissel & Hayes (1971) qui viennent de publier un article sur une accréation asymétrique dans l'océan Sud-Est Indien.

1.4.3.1 Définition

Une marge volcanique est caractérisée par une forte activité volcanique durant le *rifting*. Cette forte production magmatique est supposée être créée par une anomalie thermique et/ou un *rifting* rapide³⁰. Si la remontée est plus lente et s'il n'y a pas d'apport de chaleur, le croisement de la courbe P/T de la roche avec le solidus sera plus tardif (à faible profondeur) ou inexistant : il y aura peu ou pas d'activité volcanique.

Sensu stricto, on voit que les marges non volcaniques, c'est-à-dire sans aucune manifestation volcanique, doivent être bien rare. Cependant, l'appellation marge volcanique devrait être réservée aux marges présentant une forte activité effusive dont une des principales conséquences est la mise en place de *Seaward Dipping Reflector* (SDR : cf. note de bas de page n° 17). Les marges reconnues dans la littérature comme étant volcaniques sont les marges de Norvège (Eldholm *et al.*, 1989), de l'Est des Etats-unis (Hoolbrok & Kelemen, 1993), du Sud de l'Atlantique Sud (Hinz *et al.*, 1999 ; Austin & Uchupi, 1982), et celle du Groenland (Korenaga *et al.*, 2000) que nous présentons comme coupe type de marge volcanique.

1.4.3.2 Exemple type : la marge du Groenland

La marge du Groenland (fig. I-12A) montre une structure typique des SDR. Les SDR sont convexes ; ils plongent vers la mer, depuis une position sub-horizontale près de la surface, jusqu'à 9 à 30° à leur base. Les dimensions dépassent la centaine de kilomètres (150 km), l'épaisseur atteint les 4 km environ (d'après la sismique réflexion, et selon une étude d'inversion tomographique de Korenaga *et al.*, (2000), la croûte ignée sus-jacente présente une épaisseur de 30 km). Les vitesses sismiques obtenues par inversion tomographique varient de 3,8 à 7 km/s pouvant même atteindre à la base 7,5 km/s. Ces vitesses sont similaires à celles qui sont données en exemple pour les SDR de l'Atlantique Nord (Eldholm *et al.*, 1995).

1.4.3.3 Les marges de l'Atlantique Sud : segment central

L'océan Atlantique Sud possède quatre grands segments de marge dont le segment sud qui est reconnu comme étant volcanique (Austin & Uchupi, 1982 ; Hinz *et al.*, 1999 ; Bauer *et al.*, 2000), alors que le segment central est réputé salifère. Le segment central peut-il néanmoins être aussi considéré comme volcanique ?

³⁰ Si le *rifting* est rapide, il n'y a pas de perte de chaleur : on est dans un système adiabatique (la température reste constante, seule la pression diminue du début à la fin de la remontée). La courbe Pression / Température de la roche (dans le manteau, la roche dominante est la péridotite) recoupe ainsi le solidus (qui est la courbe, dans un diagramme composition – température, qui sépare le domaine où la phase solide existe seule de celui où elle coexiste avec une phase liquide) et la roche commence à fondre : c'est le début de la fusion partielle.

Au Brésil (dans le bassin de Sergipe Alagoas), certains auteurs (Mohriak *et al.*, 1995) proposent l'appellation volcanique pour cette marge, à partir de l'observation de SDR (fig. I-5, I-12B et I-13a). Cependant,

- Il y a peu d'évidence de la présence de roches volcaniques dans les séquences stratigraphiques.
- Les réflecteurs dits SDR semblent continus avec des couches sédimentaires.
- Enfin, les limites des SDR sont fondées essentiellement sur les méthodes de champ potentiel (magnétisme, gravimétrie...), qui ne donnent jamais un résultat unique.

D'autres auteurs (Pontes *et al.*, 1991) pensent à partir de l'interprétation du même profil que la marge brésilienne est non-volcanique et présente une grande épaisseur de sédiments *syn-rift* et de très faible indice de volcanisme (km 90) (fig. I-5 et I-13b). Cependant, d'après Mohriak *et al.*, (2000), cette solution pose aussi de nombreux problèmes :

- Les reconstructions paléo-géographiques sont incompatibles entre l'Afrique et l'Amérique. Il existe des problèmes de recouvrements avec leur limite océanique (*cf.* chapitre I.4.2.2)
- Cette hypothèse (avec une grande épaisseur de sédiment) ne peut pas être modélisée correctement en gravimétrie

Les deux hypothèses suscitent donc des incohérences avec les données disponibles (gravimétrie, magnétisme, et sismique) ; seule une étude de sismique réfraction permettrait de valider l'une des deux hypothèses. L'argumentation actuelle est insuffisante pour choisir entre les deux hypothèses.

Au Gabon³¹, les observations de SDR sont aussi controversées. Sur le profil P.R.OB.E. n°25 (fig. I-14), nous observons un haut topographique à la limite présumée de la croûte océanique (SP 4000). Pour désigner ce haut, Meyers *et al.*, (1996) définissent pour la première fois le terme « *proto-océanique crust* ». Cette croûte serait constituée d'après ces auteurs, de blocs de volcanisme mafique, faillés, intercalés avec blocs de croûte continentale. Jackson *et al.*, (2000) réinterprètent le profil et en s'appuyant sur l'identification d'un kilomètre de roches volcaniques forées dans le bassin, reprennent le terme de « *proto-océanique crust* » en lui administrant la signification de SDR.

L'hypothèse que ces marges soient volcaniques est très spéculative. Jackson *et al.* (2000), eux-mêmes, citent « bien qu'aucun SDR convaincant ne soit reporté, du basalte est certainement présent » ou, « les SDR sont certainement là, à cause de la proximité du *plume* mantellique de Tristan da Cunha, mais sont masqués par la couche de sel », ou encore « dans les zones de moindre sel, les SDR sont probablement présents ». Les dimensions (50 km env.) et la géométrie (fig. I-14 et I-12B) des réflecteurs formant la « *proto-océanique crust* » au

³¹ La marge du bassin de Sud Gabon correspond à la marge conjuguée du bassin de Sergipe Alagoas (*cf.* fig. I-11).

Gabon (Meyers *et al.*, 1996 ; Rosendhal & Groschel-Becker, 1999) et au Brésil (Mohriak *et al.*, 1995), ne ressemblent en rien à ce que l'on voit sur la marge groenlandaise (fig. I-12A). En tout état de cause, les observations actuelles ne permettent pas l'attribution du terme volcanique aux marges du segment central. Il existe bien des épisodes volcaniques, dans l'évolution du segment central, mais l'on ne peut pas attribuer aux marges le qualificatif de volcanique.

Chapitre II

Traitements de données

II Chapitre II : Traitements de données³²

II.1 Acquisition et Traitement des campagnes ZaiAngo :

Les objectifs des campagnes zaiango SMT – OBS étaient l’obtention d’informations concernant la structure profonde de la marge, pour en comprendre le (ou les) mode(s) de formation. Le mode d’acquisition de la sismique réflexion et réfraction fut donc choisi dans ce sens par les spécialistes d’IFREMER, après une campagne d’essai (ESSER 4, H. Nouzé, rapport interne Ifremer, 2000). Le traitement de la sismique réfraction fut confié à l’équipe européenne composée d’I. Contrucci, L. Géli, F. Klingelhoefer et L. Matias. La combinaison de ces méthodes sismiques vise à obtenir une image en profondeur des structures couplée à des informations de vitesse.

II.1.1 Les campagnes Zaiango : le plan de position

Les campagnes ZaiAngo SMT - OBS sont les seules dans le segment central à apporter une géométrie de la croûte et du Moho bien contrainte. Elles sont situées au niveau de l’embouchure du fleuve Zaïre dont le cours actuel est facilement identifiable par son entaille sur la carte bathymétrique (fig. II-1). Dix-sept profils de sismique réflexion grande pénétration (*cf.* chapitre **II.1.3.1**) (en noir) furent acquis, sept perpendiculairement à la marge, trois obliquement et sept parallèlement à la marge. En même temps, 75 lâchés d’OBS furent réalisés (69 répartis sur les profils + 6 utilisés sur une expérience concernant les hydrates de gaz). Les OBS (points rouges) ont été répartis principalement sur quatre profils positionnés perpendiculairement à la marge (les profils 3, 7, 11 et 14) dont nous détaillerons les structures dans les chapitres suivants, ainsi que sur trois profils parallèles pour contrôler les structures aux croisements. Une étude de sismique réfraction à terre³³ devait aider à l’observation des structures sous le domaine de la plate-forme, mais pour des problèmes logistiques et militaires, les stations (triangles noirs) n’ont pas pu être placées convenablement. Initialement prévues dans la continuité du profil zaiango 3, les stations sud furent alignées dans le prolongement du profil zaiango 2. De nombreuses carottes sédimentaires (triangles et ronds bleus) ont aussi été prélevées sur la zone d’étude ; elles n’intéressent que la partie

³² La première version de ce chapitre a été corrigée à Rodrigues (petite île de l’Océan Indien), par D. Aslanian, en mars 2002 (au moment du Carême, merci Agnès...).

³³ L’acquisition de sismique réfraction terrestre a été réalisée en collaboration avec l’université de Luanda (Angola), de Milan (Italie) et de Lisbonne (Portugal). Les résultats ont été mentionnés dans la communication suivante : Boavida, J., Morais, E., Catanha, M., Caholo, I., Baptista C., Biella, G., Boniolo, G., Cttaneo, M., Corsi, A., Pasta, M., Mendes-Victor, L., Matias, L., Sibuet, J.-C., Geli, L., Nouzé H., Contrucci, I., Moulin, M., 2000. First insight into deep structure of the Northern Angolan continental margin by refraction/wide-angle reflection seismic data, in: GEOLUANDA 2000 International Conference, Abstracts, 31.

Les principaux étudiants qui ont travaillé sur les données sont: Adelina Manuela Mauricio, Alvaro dos Santos Alves, Cesar Manuel Domingos, Jose Gaspar Domingos & Nilton Augusto Barreto Carvalho.

superficielle de la couverture sédimentaire (au maximum 19 m). Cet ensemble de données est complété pour cette étude, par des profils sismiques³⁴ réflexion pétroliers provenant de la compagnie TotalFinaElf (traits rouges).

II.1.2 Rappel méthodologique

II.1.2.1 Sismique réflexion ZaiAngo SMT :

La sismique réflexion est une méthode indirecte basée sur la propagation des ondes sismiques. Elle permet de prospecter pour connaître la nature et la structure du sous-sol géologique à terre comme en mer. Pour cela, elle utilise une source artificielle qui émet des ondes acoustiques qui pénètrent dans le sol, s'y propagent et se réfléchissent sur des interfaces. On enregistre en surface les échos issus de la propagation dans le sous-sol de l'onde provoquée. Les échos sont générés par des hétérogénéités du sous-sol (par exemple, le passage d'une couche argileuse à une couche sableuse va se traduire par la présence d'un réflecteur). Les temps d'arrivée de l'écho permettent de situer cette hétérogénéité dans l'espace ; l'amplitude de l'écho apporte des informations complémentaires sur certains paramètres physiques des milieux en contacts. La méthode est basée sur les principes de géométrie des rais sismiques. Le cas le plus simple de géométrie consiste en un dispositif de réflecteurs horizontaux (fig. II-2A). Soit un réflecteur horizontal à la profondeur h , sous un milieu homogène de vitesse V . Une source E émet des ondes qui sont enregistrées par un capteur S situé à une distance x de E (fig. II-2B). L'équation suivante relie le temps d'arrivée t à la profondeur de la couche h , à la vitesse de propagation des ondes P dans le milieu traversé V à la distance horizontale entre la source et le récepteur x .

$$t = 2/V [h^2 + (x/2)^2]^{1/2}$$

Dans ce cas, V peut être déterminée à partir de l'onde directe qui est une asymptote en $1/V$ de la courbe de l'onde réfléchie (fig. II-2B).

En pratique, on utilise plusieurs capteurs (une flûte sismique tractée derrière le navire) qui enregistrent la source à distances variables. On définit alors la correction dynamique (« *move out* » en anglais) qui correspond à la différence entre les temps de propagation t_1 et t_2 des arrivées de rais réfléchis entre la distance x_1 et x_2 (fig. II-2C). Une fois, la correction effectuée, le signal est sommé, de cette façon, on renforce le rapport signal/bruit sur la section sommée.

II.1.2.2 Sismique réfraction ZaiAngo OBS :

La sismique réfraction est basée sur les mêmes principes que la sismique réflexion, seul le mode de propagation de l'onde change. En sismique réfraction, l'onde est transmise le

³⁴ Les profils pétroliers ont une pénétration dans le sol moins importante que les profils zaiango, mais la résolution de l'image est meilleure.

long d'une interface (fig. II-2D), alors qu'en réflexion, elle est réfléchi sur l'interface. En réfraction, la distance source –récepteur peut atteindre 150 km, en réflexion, cette distance est limitée à la longueur de la flûte. Cette méthode vise à cartographier et à déterminer les vitesses de propagation le long des marqueurs. La détermination précise des temps d'arrivées des ondes réfractées sur une interface en fonction de la distance source - récepteur permet d'y parvenir (fig. II-2E). Par exemple, dans le cas d'un marqueur horizontal, l'expression du temps d'arrivée en fonction de la distance source - récepteur s'écrit :

$$t = (AC + DB) / V_1 + CD / V_2$$
$$t = 2h_1 / V_1 \cos I_1 + x - 2h_1 \tan I_1 / V_2$$

où t désigne le temps d'arrivée de l'onde, x la distance source – récepteur, h_1 la profondeur du marqueur et I_1 l'angle limite. Les vitesses V_1 et V_2 peuvent être mesurées directement sur la dromochronique³⁵ de l'arrivée superficielle (V_1) et de l'arrivée réfractée (V_2) (fig. II-3). La profondeur du marqueur (h_1) est calculée à l'intercept (en $x = 0$) de la dromochronique réfractée avec

$$t_0 = 2h_1 \cos I_1 / V_1$$

II.1.3 Acquisition

II.1.3.1 Sismique réflexion ZaiAngo SMT :

Les données de sismique réflexion furent collectées sur une flûte sismique numérique (SERCEL SN408) de 360 traces, longue de 4,5 km (fig. II-4) à bord du N/O Le Nadir. La trace sismique a été enregistrée sur 20 s. avec un pas d'échantillonnage de 4 ms. Le déport de la flûte par rapport à la source sismique était de 255 m.

La source sismique était constituée de 12 canons, 8 de types bolts d'un volume de 550 *cubes inches*, et 4 GI (canons Générateurs Injecteurs), représentant un volume total de 4760 *cubes inches* (fig. II-4). Les canons étaient immergés à une profondeur de 20 m (avec une oscillation entre 16 et 24 m des barres obliques). Traditionnellement, les canons sont synchronisés sur le premier pic du signal, pour obtenir une signature la plus proche possible d'un pic de Dirac, Au cours de la campagne Zaiango, les douze canons ont été utilisés en mode monobulle (Avedik *et al.*, 1993). Cette technique synchronise tous les canons sur la première oscillation de la bulle (ou second pic) où l'énergie du signal est la plus importante. Le signal ainsi obtenu possède une signature basse fréquence très énergétique (entre 0 et 20 Hz) (fig. II-5) permettant d'imager les structures profondes : en effet, l'atténuation d'un signal acoustique dans le sous-sol est en première approximation proportionnelle à sa fréquence. Pour une même énergie à la source, plus un signal contient des basses fréquences plus il pénètre en profondeur. L'inconvénient type de la source utilisée est la mauvaise résolution dans le domaine superficiel à cause de la perte des composantes hautes fréquences du signal.

³⁵ Une dromochronique (ou hodochrone) est la courbe obtenue en sismique réflexion et réfraction si l'on reporte en abscisse la distance source - récepteur et en ordonnée, le temps de parcours correspondant.

Deux types de profils ont été réalisés au cours de cette mission :

- Des profils réfraction, avec une cadence de tirs toutes les 40 s. (ou 100 m pour une vitesse de 5 nœuds) (couverture d'ordre 23, recouvrement de 16 CDP (*common depth point*)³⁶) pour un point miroir tous les 6,25 m), et dont les tirs étaient enregistrés simultanément par la flûte et par les OBS (*Ocean Bottom Seismometer*)

profils réflexion, avec une cadence de tirs toutes les 30 s. (ou 75 m pour une vitesse de 5 nœuds) (couverture d'ordre 30, recouvrement de 12 CDP (*common depth point*) pour un point miroir tous les 6,25 m), dont les tirs ne sont enregistrés que par la flûte.

II.1.3.2 Sismique réfraction ZaiAngo OBS :

Les données réfraction ont été collectés avec des OBS (*Ocean Bottom Seismometers*) à bord du N/O Le Suroit. Le parc d'OBS était constitué de 18 instruments, 12 provenant d'IFREMER (fig. II-6), dont six fonctionnaient en mode OBS³⁷ (*Ocean Bottom Seismometer / sismomètre de fond de mer*) et six en mode OBH (*Ocean Bottom Hydrophon/ hydrophone de fond de mer*), et 6 autres OBS provenant de l'université de Dalhousie au Canada. Soixante-quinze lâchers ont été réalisés, dont cinquante-cinq mouillages avec les OBS/OBH d'IFREMER et les vingt restants avec les OBS canadiens. Pour IFREMER, le taux de récupération est de 100 % ; le taux de réussite pour l'acquisition de données est de 98 % (une seule panne est à déplorer), pour l'Université de Dalhousie, le taux de récupération est de 95 % : un OBS n'est pas remonté en surface lors de la dernière série de mouillages. Les instruments ont enregistré les tirs effectués par le N/O Le Nadir.

II.1.4 Traitement

II.1.4.1 Sismique réflexion ZaiAngo SMT :

Les données de sismique réflexion ont été traitées à bord du bateau (traitement standard) (sous la tutelle d'Hervé Nouzé, en collaboration avec I. Contrucci), puis au centre IFREMER de Brest (toujours sous la tutelle d'Hervé Nouzé) à l'aide du logiciel Géovecteur, développé par la C.G.G. (version 6.1). Tous les profils ont d'abord subi un traitement identique, des traitements plus développés ont ensuite été testés.

Le traitement standard appliqué à tous les profils est le suivant :

- Lecture format SEGD
Échantillonnage 4ms., 360 traces, 12,5 m d'intertrace
Longueur de lecture 15 std.

³⁶ Les CDP sont le regroupement des traces sismiques dans un ordre différent, de façon à assembler toutes celles qui ont des points miroirs communs, c'est-à-dire qui imagent le même point du fond de l'eau par des tirs différents.

³⁷ Un OBS possède quatre capteurs : un hydrophone et trois géophones qui enregistrent respectivement les variations du champ de pression dans l'eau et le déplacement du sous-sol dans les trois directions d'un système ortho-normal, alors qu'un OBH n'enregistre qu'un hydrophone.

- Filtre passe bande
3-5-40-50 Hz
- Sommation sur deux traces consécutives
180 traces, 25 m d'intertrace.
- Mise en collection point miroir
Couverture 22,5 (réfraction), 30 (réflexion)
InterCDP 12,5 m
- Correction de divergence sphérique
- Anti-multiple par filtrage F-K
- Égalisation dynamique en fonction de la profondeur
- Mute externe (pour éliminer le bruit de la couche d'eau) et interne (pour éliminer les arrivées multiples sur les *offsets* courts)
- Corrections dynamiques
Analyse de vitesse tous les 200 CDP
- Sommation sur les CDP
Couverture 22,5 (réfraction), 30 (réflexion)
- Filtre variable dans le temps
0-5000 ms. : 3-5-40-50
5000-7000 ms. : 3-5-25-35
7000-15000 ms. : 3-5-15-20
- Sommation sur deux CDP successifs sans pondération
- Égalisation dynamique
Fenêtre haute 500 ms.
Fenêtre basse 3000 ms.
- Migration Kirchoff (vitesse constante 1500 m/s)
- Filtre FK pour éliminer les bruits pentés

Certains profils (cas des profils Z1, Z2, Z3ab, Z3c, et Z8) ont été retraités au centre IFREMER de Brest jusqu'à 20 secondes (temps double), avec toutes les traces (sans sommation de traces deux à deux) et avec une sommation sur quatre CDP successifs pour conserver les mêmes nombres de CDP que les profils « bateau ». D'autres tests de filtrage, de cohérence spatiale et de migration ont été effectués pour améliorer l'image sismique. Le retraitement jusqu'à 20 secondes n'a pas été automatisé, car il n'apportait pas de résultat nouveau en profondeur par rapport au traitement jusqu'au 15 std.

TotalFinaElf a aussi réalisé des tests de traitement sur le profil 3ab. Une nouvelle analyse de vitesse avec le logiciel PSCAN (breveté et développé par TotalFinaElf) et une déconvolution furent appliquées au profil. Le résultat ne fut pas encore à la hauteur de nos espérances (fig. II-7).

La difficulté de traitement des profils réflexion provient en partie du type de source utilisée. L'objectif de la mission était d'imager les structures profondes. Pour assurer la meilleure pénétration possible, il a été décidé de privilégier le contenu basse fréquence du signal au détriment de la résolution. Pour obtenir ces basses fréquences et un volume de source conséquent, et compte tenu du nombre limité de canons qu'il était possible de mettre à l'eau, seuls trois types de canons ont été utilisés dans la source Zaïango. La signature est donc une sommation de signaux peu différents. Il existe un premier pic résiduel et les pics

secondaires d'oscillation de bulle sont mal atténués. Le signal obtenu n'étant pas à phase minimum, il est difficile d'appliquer les traitements sismiques conventionnels. Les différents tests de traitement effectués à terre, à la fois à l'IFREMÉR et à TFE, n'ayant pas apportés d'améliorations conséquentes des images sismiques par rapport aux profils obtenus à bord, le travail d'interprétation fut effectué sur les profils traités à bord du navire.

II.1.4.2 Sismique réfraction ZaiAngo OBS :

Le traitement des données de réfraction a été réalisé au centre IFREMÉR de Brest, en collaboration avec Lisbonne³⁸ et l'IUEM³⁹, par Isabelle Contrucci (profils 3, 11, 14, 17 et retraitement du 9), Louis Géli (profil 1), Frauke Klingelhofer (profil 12 et 9) et Luis Matias (profil 7 et 2). Peu de traitements ont été effectués avant la modélisation⁴⁰ des rais, pour préserver les valeurs des premiers temps d'arrivées. Le traitement standard effectué sur tous les OBS est le suivant :

- Filtrage entre 6 et 25 Hz (entre 8 et 16 Hz pour les plus bruités)
- Relocalisation des OBS
- Pointé des phases (fig. 3d)
- Modélisation des temps d'arrivées
- Construction du modèle initial à partir des données de sismique réflexion
- Ajustement du modèle de vitesse
- Contrôle gravimétrique basé sur l'algorithme de Talwani *et al.*, 1959. La conversion de la vitesse en densité est basée sur la relation de Ludwig *et al.*, 1970, sauf pour le sel pour lequel nous avons utilisé une densité de 2,2.

Les résultats des données réfraction sont actuellement soumis sous forme d'un article (Contrucci *et al.*, accepté), au *Journal Geophysical International*. Cet article informera davantage le lecteur sur les différences entre les traitements et les choix réalisés.

II.1.4.2.1 Apports réfraction

Un des problèmes rencontrés sur la marge angolaise est la présence d'une couche de sel continue, qui forme une accumulation en limite océan – continent (fig. II-8). Cette couche (en jaune) forme un écran sismique qui disperse les rais et empêche les ondes réfléchies de se propager dans les couches sous-jacentes. Comme indiquée sur la figure II-8, la dispersion des rais sur un diapir dépasse les 20 km : les arrivées profondes ne peuvent donc pas être enregistrées par la flûte sismique (où la distance source – récepteur maximale est de 4,5 km). Sur la fig. II-8d, nous observons que le diapir peut aussi disperser les rais à l'avant du dispositif. Les grandes distances source – réception en sismique réfraction sont le seul moyen

³⁸ Luis Matias travaille au département de Departamento di Fisica da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

³⁹ L'IUEM est l'Institut universitaire européen de la mer qui est intégré dans l'Université de Bretagne Occidentale à Brest.

⁴⁰ La modélisation des rais de sismique réfraction fut réalisée à partir du logiciel Zelt (Zelt & Smith, 1992). Elle permet d'obtenir un modèle de vitesse à partir des temps d'arrivées.

permettant d'enregistrer les arrivées lointaines, et donc d'échantillonner sous la zone d'accumulation du sel, et d'obtenir des vitesses et une géométrie des structures sous-jacentes. Ces observations auraient été impossibles sans la sismique réfraction.

II.1.4.2.2 Problèmes réfraction

La sismique réfraction est une méthode intéressante, néanmoins elle comporte de nombreux à priori quand on l'utilise sur les marges. Il existe un problème d'interprétation des vitesses, la correspondance vitesse/pétrologie n'est pas univoque. En effet, dans quelle mesure, peut-on dire que la déformation lorsqu'elle atteint plusieurs centaines de pourcentage dans un matériau ne modifie pas ses propriétés physiques et la vitesse à laquelle l'onde s'y propage ? Nous ne connaissons pas non plus la nature exacte du Moho, ni quelles transformations il subira à l'étirement. Il est loin d'être évident que le Moho corresponde toujours à la même transition de vitesse après déformation (Bassi, 1986). Il n'existe pas toujours une continuité de vitesse sismique dans la croûte entre une zone non amincie et une zone amincie. Nous devons garder en mémoire ces incertitudes lors de l'interprétation des modèles de sismique réfraction. Lors du traitement des profils Zaïango réfraction, le choix d'avoir plusieurs interpréteurs a montré les limites des modèles de réfraction. Un problème fut soulevé sur le profil Zaïango 7 au niveau de l'interface crustale (*cf.* chapitre **III.4.1.2**)

II.1.5 Comparaison de données

La comparaison entre deux types de profils, l'un pétrolier et l'autre Zaïango, situés dans la même zone (fig. II-9) nous montre les principales différences entre la sismique conventionnelle, utilisée par les compagnies pétrolières dont le but est la différenciation du faciès sédimentaire et une sismique du type Zaïango orientée vers l'observation des structures de la croûte et du Moho.

Le premier profil (en bas) est un exemple de données conventionnelles utilisées par les pétroliers. Elles offrent une très bonne résolution dans toute la série post-salifère. Elle permet de différencier les faciès sismiques, la forme exacte des diapirs de sel, ainsi que la base du sel dans le domaine du sel compressif de manière très précise. Par contre l'information sismique sous la base du sel est inexistante.

Le profil Zaïango 14 équivalant au profil pétrolier a une résolution moindre. On peut toutefois déterminer les grandes unités sismiques, mais la forme des diapirs est difficile à pointer et la base du sel dans le domaine de sel compressif n'est pas identifiable. Par contre, on observe du signal sismique jusqu'à 11 std., qui donne une information sur la géométrie des structures profondes (croûte et sédiments).

Chapitre III
Description des structures et résultats

III Chapitre III : Description des structures et résultats

Nous allons maintenant nous intéresser aux résultats des campagnes ZaïAngo. La description des données va d'abord s'effectuer en plan, pour bien situer les différents domaines individualisés grâce à notre étude sur la sismique réflexion et réfraction. Puis nous décrirons d'un point de vue général ces grands domaines sur la totalité des profils. Enfin nous finirons par une présentation en détail des trois domaines. Les conséquences de ces observations sur le(s) mode(s) de formation des marges seront décrites dans le chapitre V.

III.1 Vue d'ensemble

III.1.1 Cartographie

Les résultats des campagnes ZaïAngo ont permis de différencier trois grands domaines aux caractéristiques différentes. Nous présenterons d'abord ces trois domaines sur la carte gravimétrique (fig. III-1a), où ils sont dessinés à partir des résultats obtenus sur les profils réflexion et réfraction (cf. fig. III-2, III-3 et III-4). La carte gravimétrique est extraite des données 1 min * 1 min de Sandwell (comm. pers.).

- La zone I correspond à de la croûte continentale non amincie. La zone II correspond à la pente continentale, elle est caractérisée par une **largeur constante inférieure à 50 km** le long de la marge. Elle peut être subdivisée en trois sous zones (IIa, IIb, et IIc) (pointillés noirs) désignant des changements de pente du socle. Ces deux zones constituent le domaine continental.
- La zone III se réfère au domaine transitionnel. Elle est caractérisée par la présence de **zones à vitesse anormale (Z.V.A.)**, trait épais rouge (cf. chapitre **III.1.3**, fig. III-3), ainsi que par la présence d'une zone haute comprise entre les tirets noirs fins.
- Enfin, la zone IV représente le domaine océanique.

La limite entre les zones I et II peut être assimilée à la *hinge line*⁴¹ et semble coïncider au gradient gravimétrique le plus proche de la côte. Nous avons dessiné la *hinge line* proposée par P. Unternehr (comm. pers.) pour comparaison : nous observons que l'orientation est la même, mais qu'il existe un décalage des deux limites. Cette différence peut être dû à un problème de projection ou de numérisation réalisée sur des cartes trop petites pour obtenir la précision voulue. L'ordre de grandeur de l'écart est inférieur à 20 km.

⁴¹ La *hinge line* est l'endroit où l'on observe une rupture de pente importante du socle continental. Cette limite peut être assimilée à limite entre la croûte continentale non amincie et la croûte continentale amincie. La *hinge line* n'est pas toujours localisée au niveau de la rupture de pente de la plate-forme continentale, compte tenu de l'aggradation des unités sédimentaires.

La zone à vitesse anormale est présente en deux endroits. La première Z.V.A. est située dans la partie orientale de la zone III et dans la zone II. Elle se surimpose plus ou moins à l'importante anomalie gravimétrique positive localisée à l'embouchure du fleuve Zaïre. Sa terminaison au Nord et au Sud (pointillé épais rouge) n'est pas contrainte, car les profils 13 et 2 ne sont pas échantillonnés par des OBS. L'espacement entre les profils 7-11 et 14 est de plus de 150 km et la limite sur le profil 14 est maximale. Ces faibles contraintes laissent un libre espace à l'interpolation. Une seconde Z.V.A. est observée en limite des zones III et IV ; sur deux profils seulement (14 et 7-11) ; elle semble concorder avec la bordure Ouest de l'importante anomalie gravimétrique positive. Cependant, la limite du profil 14 est minimale et elle n'apparaît pas sur le profil 3, cette limite est donc peu fiable, même si elle existe. L'atténuation de la Z.V.A. sur le profil 3 pourrait être liée à sa position en bordure Sud de l'anomalie gravimétrique. Cette anomalie pourrait être représentative d'une limite de segment de marge. Cependant les limites de segment définies par P. Unternehr (comm. pers.) (tirets noirs) ne confortent pas cette hypothèse, puisqu'ils situent l'un au centre de l'anomalie et l'autre très au Sud.

La limite entre les domaines océanique et transitionnel coïncide avec la dernière anomalie positive au Sud ; vers le Nord, elle souligne le gradient gravimétrique négatif. Cette dernière anomalie positive se corrèle aussi avec le « front compressif salifère » bien marqué dans la bathymétrie (fig. III-1b). La limite du sel compressif (tirets roses) (cf. chapitre III.5.1) montre que vers le Nord, la corrélation sel/gravimétrie est plus complexe.

Les trois prochaines figures (fig. III-2, III-3 et III-4) présentent une vue générale des quatre profils principaux perpendiculaires à la marge, les profils 3, 7 + 11 (combinés en un seul profil 7-11) et 14 (du Sud vers le Nord) d'après la sismique réflexion (en temps), la sismique réfraction (en kilomètre), et une compilation des deux (en temps). Les trois domaines, ainsi que les quatre zones vus précédemment en carte, ont été reportés sur les profils. Toutes les coupes sont calées sur la limite océan - continent, ce qui permet de distinguer la longueur variable des autres domaines. Les profils pétroliers (*lines drawing* en bleu) mis à notre disposition par TotalFinaElf constituent une aide importante, il s'agit de notre seule source d'information directe sous le domaine de la plate-forme.

La caractérisation des différents domaines dépend principalement de critères géométriques.

- Le domaine continental est constitué de la zone I et II. La zone I n'est pas ou peu observée avec les profils de sismique réflexion et réfraction ZaïAngo. Seuls les profils pétroliers échantillonnent la zone I. La zone II est bordée par quelques blocs basculés uniquement en haut de pente vers l'Est, et vers l'Ouest par le bas de la pente du socle (fig. III-2).
- Le domaine transitionnel est caractérisé par la géométrie plane des sédiments anté-salifères et l'absence de blocs basculés. L'observation d'une croûte océanique typique reconnue limite ce domaine vers l'Ouest.

- Le domaine océanique est identifié par le faciès sismique particulier de sa croûte. Sa limite orientale est associée à la fin de l'observation du toit de la croûte (croûte océanique typique reconnue) lorsqu'on entre sous le domaine du « front compressif salifère », il s'agit d'une limite minimale d'observation et non d'une limite réelle.

III.1.2 Sismique Réflexion

Quatre grandes unités sismiques peuvent être individualisées à partir de la sismique réflexion dans le domaine continental et transitionnel (fig. III-2).

- Entre le fond de l'eau et la base du sel Aptien, nous observons une importante série sédimentaire *post-rift* très bien connue des milieux industriels puisque l'on y découvrit dès 1955 d'importants gisements pétroliers dans les turbidites⁴² miocènes (Anderson *et al.*, 2000), ou les carapaces⁴³ albiennes.
- Sous la base du sel Aptien, nous observons une unité litée de 1 à 2 std. d'épaisseur. L'observation de cette série s'atténue vers l'Ouest probablement à cause de l'accumulation salifère en bas du talus qui forme un écran sismique important à toutes les structures sous-jacentes. Vers l'Est, cette unité se termine en *onlap* sur le socle dans la zone de pente continentale.
- Sous cette série, nous observons une unité sismique transparente sans aucun réflecteur continu de 2 std. d'épaisseur environ.
- Enfin, nous observons une unité de réflecteurs de forte amplitude qui contraste vivement avec l'unité précédente. Elle est située entre 9 et 10 std. de profondeur. Les réflecteurs sont plus ou moins continus, mais disparaissent aussi sous la zone d'accumulation salifère.

Dans la partie océanique, seules deux grandes unités sont différenciées

- Une unité sédimentaire post-rift, avec une partie supérieure présentant un faciès chaotique, et une série inférieure litée qui repose en *onlap* sur un fond irrégulier.
- Une unité transparente de 2 std. d'épaisseur, caractérisée par un toit de forte amplitude, « rugueux » avec beaucoup de relief, et par une base d'amplitude très variable. La base de l'unité 2 est très bien marquée sur le profil 3, mais est quasi-absente sur les profils 7-11 et 14. À l'intérieur de l'unité 2, nous observons un accident transverse qui recoupe toute l'unité (sur le profil 3, entre les SP 1300 et 1400).

⁴² Les turbidites sont des dépôts sédimentaires mis en place en une fois par un flux de courant dense. Sous sa forme la plus complète, une turbidite peut être décrite par la séquence de Bouma.

⁴³ Les carapaces sont des structures sédimentaires liées aux mouvements du sel, qui entraînent les sédiments déposés sur ce dernier dans le sens de la pente, créant un affaissement et un étirement progressif des sédiments sus-jacents qui vont s'organiser en édifice de tortue (fig. III-2, SP 650 à 850, profil 3).

Grâce aux profils pétroliers, nous avons pu compléter l'information sismique sous la plate-forme, avec notamment l'observation d'un très petit nombre de blocs basculés (1 ou 2) au sommet de la pente continentale. (cf. chapitre III.2.1.2).

III.1.3 Sismique Réfraction

D'après l'analyse de la sismique réfraction, cinq unités majeures s'individualisent dans les modèles de vitesse (fig. III-3). L'éclairage (le plus intense) de la figure informe le lecteur sur les zones réellement échantillonnées par les rais sismiques.

- Entre le fond de l'eau et la base du sel, nous distinguons quatre couches (du violet au bleu-vert) avec des vitesses inférieures à 5 km/s, sauf cas particulier pour le sel qui a des vitesses sismiques fortes et pour les carbonates qui indiquent des vitesses supérieures à 5 km/s sur le profil 14 (Contrucci *et al.*, accepté). Ces quatre couches correspondent à la série sédimentaire *post-rift* observée sur la sismique réflexion.
- Entre la base du sel et le socle, nous identifions une unité (en vert foncé) caractérisée par des vitesses comprises entre 5 et 5,5 km/s pouvant atteindre 4 km d'épaisseur au maximum.
- Une troisième unité (en vert clair) indique des vitesses comprises entre 5,8 et 6,8 km/s. Elle montre des variations d'épaisseur importantes. L'épaisseur varie de plus de 30 km sous le domaine continental non aminci (d'après la gravimétrie), à moins de 5 km en pied de pente (sur le profil 3). L'unité présente ensuite un renflement visible sur tous les profils pouvant atteindre 10 km d'épaisseur. Enfin, vers l'Ouest, l'épaisseur de l'unité diminue à moins de 5 km. Cette épaisseur reste constante sur 50 km environ. En terminaison du domaine transitionnel, notons l'existence d'un point haut dans l'unité 3 (bien visible sur le profil 7-11) (cf. chapitre III.2.2.1).
- Nous devons l'observation de l'unité 4 (en orange) aux seuls résultats de la sismique réfraction. Il s'agit d'une zone à vitesse anormale (Z.V.A.) dont les vitesses sont comprises entre 7,2 et 7,8 km/s. Ces vitesses sont trop faibles par rapport à celles attendues en domaine mantellique « normal » et trop fortes par rapport à celles correspondant au domaine continental. Le maximum d'épaisseur de cette zone contrainte par la sismique réfraction, est localisé en pied de pente continentale. La Z.V.A. s'étend sur la moitié orientale du domaine transitionnel ; la terminaison sous la plate-forme n'est pas contrainte par la sismique réfraction (couleurs claires), mais par l'inversion gravimétrique qui donne seulement une valeur indicative. Nous retrouvons une zone avec les mêmes vitesses en base de croûte océanique sur les profils 7-11 et 14. Sur le profil 7-11, seul un espace de 40 km du domaine transitionnel ne contient pas de zone à vitesse anormale.
- L'unité 5 (en rouge) correspond à un corps ayant une vitesse sismique supérieure à 8 km/s. De telles vitesses sont supposées indiquer la présence de matériel

mantellique. Les arrivées de rais sismiques réellement contraintes provenant du manteau sont moins nombreuses sur les profils 14.

La sismique réfraction permet donc de donner un ordre de grandeur :

- Sur les vitesses sismiques de chaque unité, les vitesses devant ensuite être corrélées à une nature pétrologique. Cependant la corrélation vitesse/pétrologie n'est pas automatique et souvent sujette à discussion.
- Sur la géométrie en kilomètre des différentes couches, ainsi que sur les variations longitudinales des épaisseurs
- Sur la géométrie des structures sous l'accumulation salifère, où seuls les rais de sismique réfraction et réflexion grand angle donnent de l'information (*cf.* chapitre **II.1.4.2.1**)

III.1.4 Sismique réflexion et réfraction

Les modèles de vitesses réfraction ont été transformés en temps (en rouge) et surimposés aux *lines drawing* des profils de sismique réflexion (fig. III-4). Seules les unités anté-salifères du modèle de vitesse réfraction ont été reportées. Nous pouvons effectuer les remarques suivantes :

- L'unité de vitesse 5 à 5,5 km/s correspond dans l'ensemble à l'unité litée anté-salifère définie par la sismique réflexion (sauf au croisement entre les profils 1 et 3, *cf.* chapitre **III.4**). La géométrie plane des réflecteurs ainsi que les vitesses associées nous indiquent que nous sommes en présence d'une série sédimentaire compactée. Les fortes vitesses (5,5 km/s) ne contredisent pas cette hypothèse, puisqu'il existe des exemples de sédiments à fortes vitesses (la couche anté-messinienne dans le Golfe du Lion est caractérisée par une vitesse de 5,3 km/s (Pascal *et al.*, 1993), ou les réflecteurs paléozoïques dans le bassin d'Orphan par une vitesse de 5,4 km/s (Chian *et al.*, 2001)). La combinaison réfraction – réflexion permet d'observer la terminaison ouest de la série qui est masquée sous l'écran de sel : la réfraction indique une remontée de l'unité 3 sur laquelle viendrait se terminer la série sédimentaire. Jackson *et al.*, (2000) interprètent ce faciès comme des coulées volcaniques. L'analyse issue du chapitre **I.4.3** et la structure de vitesse démontrent l'improbabilité de cette hypothèse.
- Le faciès transparent de la sismique réflexion est assimilé à l'unité 3 en réfraction, qui a des vitesses comprises entre 5,8 à 6,8 km/s. Ce faciès transparent semble correspondre à de la croûte de type plutôt continental.
- Les réflecteurs de forte amplitude à 9-10 std. sont intégrés dans l'ensemble, à la Z.V.A. (sauf sur le profil 7-11). Quelle que soit la nature attribuée au corps à

vitesse anormale, le Moho⁴⁴ donné par la sismique réfraction ne correspond pas à un marqueur précis en sismique réflexion. On peut considérer trois hypothèses pour la nature de la Z.V.A dans le cas d'une marge. Si la Z.V.A. est considérée comme de la croûte continentale métamorphisée (Pinet *et al.*, 1987), le toit du manteau se situe alors à la base de la Z.V.A., par contre, s'il s'agit de manteau serpentinisé (Boillot *et al.*, 1987, 1989 ; Reid, 1994, etc...) ou de sous-placage⁴⁵ (White & McKenzie, 1989) alors le toit du manteau se situe au toit de la Z.V.A. Ces trois hypothèses ont des conséquences différentes sur le taux d'amincissement, sur l'épaisseur de la croûte et sur les mécanismes d'amincissement. Ces conséquences seront discutées dans un chapitre ultérieur (chapitre V).

- Sur la croûte océanique, la correspondance réflexion – réfraction est nette pour le toit de la croûte ; pour la base, l'information provient essentiellement de la réfraction. Le Moho océanique est cependant bien observé sur le profil 3 en sismique réflexion. Sur les profils 7-11 et 14, notons que le Moho se situe au niveau du multiple du fond de l'eau, son absence sur les profils de sismique réflexion peut donc être liée à des problèmes techniques (atténuation du signal associé à la présence du multiple ou à l'application du module anti-multiple) comme à des problèmes géologiques (*cf.* chapitre **III.2.3.1**).
- Dans la série *drift*, les structures salifères varient depuis la plate-forme jusqu'à la limite océan – continent. Nous pouvons séparer trois domaines (fig. III-4) (*cf.* chapitre **III.5.1**). Le premier domaine est constitué de structures distensives. Le second domaine est représenté par des diapirs de sel espacés d'au moins 20 km les uns des autres. Le dernier domaine est constitué d'une accumulation de diapirs appelée « front compressif salifère » (tirets roses). Ce front est habituellement interprété comme l'endroit où le glissement du sel est arrêté, formant ainsi une accumulation. Néanmoins, nous pouvons constater que vers le Nord, l'expression de la tectonique salifère tend à disparaître (fig. III.1b), disparition qui pourrait être dû à l'épaisseur sédimentaire plus importante lorsque l'on se rapproche du delta sous-marin du Zaïre. Les connaissances sous le sel dans ce dernier domaine sont quasi inexistantes. Jackson, Cramez & Fonck, 2000 proposent que le substratum sous ce domaine soit de nature océanique (*cf.* chapitres **III.5** et **III.2.2.1**). Ce qui n'est pas sans conséquences sur l'amincissement, les reconstructions cinématiques (*cf.* chapitres **III.5.5** et **IV**) et pose le problème de la nature du point haut en limite des domaines transitionnel et océanique (*cf.* chapitre **III.3**).

⁴⁴ Le Moho est une définition sismique, il correspond au passage des 8 km/s dans un profil de vitesse. Il ne faut pas le confondre avec le toit du manteau (qui est une définition pétrologique) qui peut être hydraté ou avoir subi de la fusion partielle et ainsi correspondre à des vitesses inférieures à 8 km/s.

⁴⁵ Le sous-placage est un résidu magmatique produit après fusion partielle. Dans le cas d'une marge continentale passive, il peut être lié à une décompression d'un manteau dont la température augmente ou à une rupture lithosphérique rapide (White & McKenzie, 1989, Eldholm, 1995).

III.2 Détails sur les résultats

III.2.1 Le Domaine Continental

III.2.1.1 Zone I

Le domaine sous la plate-forme continentale (zone I) (fig. III-1b) a été peu couvert lors des campagnes Zaiango (problèmes d'autorisations, eaux territoriales, zones de permis et d'activités industrielles, d'acquisition à des profondeurs de moins de 100 m d'eau et trafic maritime). Néanmoins, deux profils de sismique réflexion (2 et 3) possèdent une légère information dans cette zone. Cette information est complétée par les profils sismiques pétroliers jusqu'à une profondeur de 8 std. seulement. Cette zone correspond à une croûte continentale non amincie d'épaisseur moyenne de 40 km (dans le modèle utilisé par Watts et Stewart, 1998). La profondeur du Moho (ou l'épaisseur de la croûte continentale non amincie) dans la zone I d'après le modèle de vitesse des stations terrestres⁴⁶ (dans le prolongement du profil Zaiango 2) est aussi de 40 km (fig. III-5A).

III.2.1.2 Zone II

La zone II concerne la pente continentale. L'information précise sur cette zone est obtenue à partir des profils pétroliers et des profils Zaiango 2 et 3. La zone II peut-être sous-divisée en trois : zones IIa, IIb, IIc marquant chacune un changement d'angle du socle (fig. III-6 et III-7⁴⁷). La zone IIa correspond à un angle moyen⁴⁸ de 13,5°, la zone IIb marque un fort changement de pente avec un angle de 35,35°, enfin la zone IIc présente un angle plus faible de 11,5°. Ces trois sous-zones sont environ d'égales distances. Nous pouvons déjà remarquer qu'il existe des zones charnières dans le socle au niveau de la pente continentale.

L'élément structural dominant de la zone II est l'observation en haut de pente uniquement, d'un ou deux blocs basculés (fig. III-8, III-9 et III-10). Les blocs ont une dimension latérale d'une dizaine de kilomètres environ, et un remplissage sédimentaire pouvant atteindre 4 km (information déduite d'une coupe-temps transformée en profondeur avec une vitesse de 5,5 km/s ; l'information est confirmée par les coupes synthétiques présentées dans la littérature, cf. chapitre I.4). Le décalage du socle varie entre 2 et 4 km de profondeur au maximum (92HM-76, prolongation du profil 14) (fig. III-10). Le pendage

⁴⁶ Le modèle terrestre a été interprété par Luis Matias à partir des enregistrements des stations terrestres et des interprétations de la sismique réflexion. Peut-on valider cette information avec seulement 3 stations terrestres.

⁴⁷ La figure III.7 est la même que la précédente, sauf que l'échelle verticale est en profondeur et non en temps. Une déformation a pu être introduit avec la transformation en profondeur à partir des modèles de vitesses réfraction.

⁴⁸ Un angle moyen est une moyenne des angles calculés sur les profils GWA88-1079GF, GWA88-1075, 92HM-76 transformés en profondeur. L'étude réalisée sur les mêmes profils (plus les profils ZaiAngo 3 et 2) donne des angles légèrement différents, 11,3° (Zone IIa) ; 22,4° (zone IIb) et 10,7° (zone IIc).

moyen des failles⁴⁹ limitant les blocs oscille autour 70° (fig. III-7), soit un allongement calculé⁵⁰ de 1 à 3,5 km seulement. Le remplissage sédimentaire montre une forme en éventail qui est scellé par une discordance supposée intra-barrémienne dans la littérature (Reyre, 84), (Teisserenc & Villemin, 1990), (Vernet *et al.*, 1996). L'âge de la discordance varie de 115 Ma (Haq *et al.*, 1987, Odin & Odin, 1990) à 128 Ma (Harland *et al.*, 1990) selon l'échelle stratigraphique choisie. Selon les auteurs (Teisserenc & Villemin, 1990 ; Vernet *et al.*, 1996 ; Grosdidier *et al.*, 1996), la discordance intra-barrémienne pourrait correspondre à la *breakup unconformity*, ce qui imposerait un sel *post-breakup*. La formation des blocs basculés est limitée à la zone IIa de 16 km de large (fig. III-1b), leur nombre est très restreint (sur deux profils, il n'y en a qu'un seul) et l'activité des blocs est scellée par une discordance. En dehors de cette sous-zone, nous n'observons aucun mouvement du socle pouvant entraîner une déformation de la couverture sédimentaire (*cf.* chapitre III.2.2.1).

Un autre élément structural très important est observé au niveau de la pente continentale : le biseau sédimentaire créé par la série anté-salifère (unité litée), où nous distinguons les réflecteurs se terminant en *onlap*⁵¹ sur le socle continental (fig. III-6, III-7, III-8, III-9 et III-10). Les réflecteurs constituant la série sédimentaire anté-salifère sont parallèles les uns aux autres et parallèles à la base du sel Aptien. L'épaisseur de la série anté-salifère diminue de 2 std. en pied de la pente à 0,1 std. à l'approche des blocs basculés, formant un biseau sédimentaire. Les réflecteurs se terminent en *onlap* sur le socle, dans la partie orientale. Ce parallélisme implique que si des mouvements du socle sous le bassin existent pendant la période allant du Néocomien⁵² (144,2 Ma) à l'Aptien (112,2 Ma), ils sont minimes puisque la sédimentation dans le bassin ne montre aucune déformation de la couverture.

Le zoom sur la pente continentale du profil 3 (GWA88-1079GF) est identique aux observations que l'on peut réaliser sur les profils GWA88-1075 (prolongation du profil 7-11) et 92HM-76 (prolongation du profil 14) (fig. III-8, III-9 et III-10).

Une autre caractéristique importante de la zone II est la conservation de sa largeur sur toute la marge à l'instar du Golfe de Gascogne (Thinon, 1999). Le domaine de pente continentale (zone II) est restreint à une largeur inférieure à 50 km (fig. III-1b) et associé à un fort amincissement : l'épaisseur diminue de 40 à 30 km (contraint par la gravimétrie seulement) à 5 km (sur le profil 3).

⁴⁹ L'information déduite des profils en temps (transformée en profondeur avec une vitesse de 6 km/s) montre des angles équivalents autour de 50 et 70°.

⁵⁰ L'allongement a été calculé à partir des formules fondamentales de trigonométrie : $\tan \alpha = \text{côté opposé} / \text{côté adjacent}$.

⁵¹ Un *onlap* est un terme défini par la stratigraphie séquentielle caractérisant la terminaison des réflecteurs d'un corps sédimentaire. Le type de terminaison nous renseigne sur les conditions de dépôt des sédiments. La géométrie en *onlap* est significative d'un contexte d'aggradation.

⁵² Les âges sont issus d'une compilation (Fidalgo González, 2001) (*cf.* fig. 2), pour la partie stratigraphique, pour les sources utilisées sont Gradstein *et al.* (1994) (Mésozoïque) et Berggren *et al.* (1995) (Cénozoïque) ; pour les inversions magnétiques, Gradstein *et al.* (1994) (Mésozoïque) et Cande et Kent (1995) (Cénozoïque).

Sur le profil 2 (fig. III-1a), une bande de réflecteurs pentus de plus forte amplitude est observée entre 10 et 12 std. (fig. III-5B ; C et D) en limite entre la zone I et II. Le pendage des réflecteurs est sub-parallèle à la pente continentale, sauf le dernier réflecteur qui indique une inversion de pente. Le modèle de vitesse du profil 2 (fig. III-5A) qui provient des données de réfraction terrestre (réalisé par L. Matias) montre un fort amincissement, l'épaisseur de la croûte diminue de 40 à 7 km sur une distance inférieure à 30 km. Il présente trois couches dans la croûte à l'inverse des autres profils (fig. III-3). Les réflecteurs pentus sont situés à la base de la seconde couche dont les vitesses sont comprises entre 6,9 et 7 km/s. Le modèle de vitesse nous conduit à comparer cette couche à une croûte inférieure litée qui disparaîtrait au pied de la pente continentale, mais le peu de données et les faibles contraintes du modèle ne nous permettent pas de conclure. Nous pouvons juste noter l'observation, il faudrait cartographier ce prisme sur d'autres coupes pour confirmer sa présence et sa nature. Notons néanmoins une différence entre le modèle du profil 2 contraint par deux stations à terre et le profil 3 contraint par la gravimétrie (fig. III-3 et III-10). Il existe un écart de 10 km entre l'épaisseur de la croûte dans le domaine continental non-aminci.

En résumé pour la zone II (fig. III-11),

- Les blocs basculés sont rares (1 ou 2 tout au plus), localisés en haut de pente seulement et leur activité est scellée par une discordance avant le dépôt du sel.
- La sédimentation anté-salifère montre des réflecteurs plans parallèles entre eux et à la base du sel. Le dépôt semble s'être effectué dans un contexte subsident, nous n'observons pas de déformations sédimentaires impliquant des mouvements horizontaux.
- La zone de pente continentale est le lieu privilégié de l'amincissement de la croûte continentale, puisque l'approfondissement du socle visible sur les profils de sismique réflexion, est associée à une remontée importante du Moho visible en sismique réfraction (profil 3). L'épaisseur de la croûte diminue de 22 km (au moins) à 5 km. Un tel amincissement se produit sur une distance inférieure à 50 km.
- Coïncidant avec la remontée du Moho, la sismique réfraction révèle une zone à vitesse anormale (Z.V.A.) (vitesse comprise entre 7,2 et 7,8 km/s). La Z.V.A. atteint son maximum d'épaisseur contraint en pied de pente continentale, là où l'amincissement est maximum. La terminaison de la Z.V.A. sous la plate-forme n'est pas contrainte par les rais sismiques des OBS (que ce soit sur les profils réfraction marins ou terrestres). Notons cependant que la Z.V.A n'est pas limitée à la zone II (fig. III-1b).

III.2.2 Le Domaine Transitionnel

III.2.2.1 Zone III

Le domaine transitionnel est situé entre le pied de la pente continentale et la première croûte océanique identifiable. C'est le plus long des domaines constituant la marge angolaise (entre 180 km (profil 3) et 160 km (profil 14)). Sur la sismique réflexion, les trois faciès anté-salifères définis dans la vue d'ensemble sont particulièrement bien visibles dans la partie orientale de la zone III (fig. III-12) :

- le faciès lité représente le dépôt sédimentaire anté-salifère.
 - le faciès transparent correspond à de la croûte.
 - le faciès avec des réflecteurs de plus forte amplitude coïncide avec la Z.V.A.
- Le point majeur (déjà aperçu dans la zone II) concerne la géométrie du remplissage sédimentaire de la série anté-salifère : les réflecteurs sont parallèles entre eux et à la base du sel, sans décalage majeur sur des distances supérieures à 100 km (SP 500 à 1400 sur le profil 3). Nous n'observons pas de géométrie en éventail comme celle observée sur les blocs basculés de la marge Ibérique (fig. III-13) supposés représenter la marque d'une extension, ni de rejeu de failles importants dans la série anté-salifère. La sédimentation ne présente aucune déformation qui pourrait impliquer des mouvements tectoniques extensifs (telles que des failles). Les failles auraient dû engendrer une déformation de la couverture sus-jacente. Néanmoins sur le profil 14 ; il existe des déformations à l'intérieur de la série sédimentaire anté-salifère (fig. III-14). Entre les SP 300 et 400, les réflecteurs ne sont plus plans, principalement dans la partie profonde. Les réflecteurs semblent continus. La déformation s'étend sur 4 km environ, ensuite on retrouve une géométrie plane. Un processus sédimentaire pourrait être à l'origine de cette déformation. Teisserenc & Villemin (1990) montrent des indices de déformations liés à des glissements des séries anté-salifères sur des couches argileuses. Est-ce la même chose, s'agit-il d'une marque d'extension ? La résolution des données ne nous permet pas d'aller plus loin.
 - La croûte dans la zone III est caractérisée par une faible épaisseur. La nature exacte de la croûte transitionnelle est actuellement sujette à de nombreuses controverses (*cf.* chapitre V). La sismique réfraction nous permet seulement de décrire une géométrie et d'obtenir des vitesses de propagation. Nous pouvons différencier deux types de croûtes (fig. III-15) malgré des vitesses sismiques similaires à partir de leur épaisseur et de la présence (ou absence) d'une zone à vitesse anormale (Z.V.A). La Croûte I est la plus épaisse (> à 7 km en moyenne), et possède à sa base une Z.V.A. Le maximum d'épaisseur de la Croûte I est de 13 km (si on inclut la Z.V.A.). La Croûte II a une épaisseur bien inférieure (épaisseur moyenne de 5 km), elle ne possède pas de Z.V.A⁵³. La Croûte II se termine par un point

⁵³ On retrouve une Z.V.A. à la limite avec le domaine océanique, mais l'épaisseur n'est pas contrainte par les rais sismiques

haut⁵⁴ (contraint seulement par la sismique réfraction sur les profils 7-11 et 14) sur lequel vient se fermer le bassin anté-salifère. Noter que la croûte II a une extension proche de celle du domaine « salifère compressif ». La concentration de diapirs de sel semble se produire à l'aplomb de la croûte II. La concentration peut-être interprétée comme un front compressif, ou comme une réponse particulière à une nature de croûte différente dans cette partie du domaine transitionnel. Nos données ne nous permettent pas de répondre à cette question, l'obtention de la géométrie et de la vitesse de propagation ne nous informe en rien sur la nature pétrologique du corps échantillonné.

III.2.3 Le Domaine Océanique

III.2.3.1 Zone IV

La limite entre les domaines transitionnel et océanique est située au niveau de l'accumulation salifère ; nous avons choisi de mettre la limite en fin de visibilité du faciès croûte océanique. Ce n'est donc pas une limite réelle, mais une limite minimale d'observation. Le toit de la croûte océanique est caractérisé par un réflecteur de forte amplitude et assez chaotique, présentant des reliefs importants (fig. III-16). L'identification du Moho n'est pas évidente sur tous les profils (par exemple sur les profils 7-11 et 14). Le faciès de la croûte océanique est transparent (sans réflecteurs continus), mais il peut présenter des accidents (par exemple entre les SP 1300 et 1400 du profil 3).

Les principales observations sur la croûte océanique sont :

- La couverture sédimentaire sur la croûte océanique peut-être divisée en deux unités. L'unité 1 correspond à la série inférieure, elle est composée d'une série transparente (en jaune sur la fig. III-16) surmontée d'une série litée. Les premiers réflecteurs de la série litée se terminent en *onlap* (flèches bleues) sur les reliefs de la croûte océanique (fig. III-16). L'unité 2 est représentée par un faciès plus chaotique, les réflecteurs ne sont ni continus ni réguliers. La limite entre les deux unités est supposée être la base Oligocène⁵⁵ d'après l'information donnée par les croisements avec les profils pétroliers. Il n'existe aucun puit dans la partie océanique pour vérifier cette hypothèse déduite d'une extrapolation des derniers forages. Anka & Séranne (soumis) proposent à partir de l'étude de donnée de sismique haute résolution (campagnes ZaiAngo 1 et 2) de différencier 5 faciès sismiques (fig. III-17). Le faciès le plus ancien, représente un dépôt héli-pélagique à pélagique d'eau profonde de l'Albien à l'Eocène. Le second faciès correspond au début des dépôts turbiditiques depuis la base de l'Oligocène jusqu'à l'intra-Miocène. Puis survient le développement d'un système chenal – levée, qui correspond à une brutale progradation du système turbiditique vers le bassin. Le quatrième faciès représente une

⁵⁴ L'observation du point haut en sismique réflexion est rendue impossible par l'accumulation salifère.

⁵⁵ Les diapirs de sel au niveau du front d'accumulation empêchent une corrélation directe des réflecteurs, d'où l'incertitude introduite par l'extrapolation.

alternance de faciès lobes distaux et dépôts hémi-pélagique. Enfin le dernier faciès est associé un système de chenal – levée depuis le pléistocène. L'évènement majeur se situe à la base de l'Oligocène et marque un changement de sédimentation, la sédimentation carbonatée se transforme en une progradation silico-clastique. Ce changement a d'abord été associé à des mouvements épirogéniques et à une remontée (*uplift*) du Sud de l'Afrique entraînant une érosion *onshore* et une augmentation de la charge sédimentaire (Bond, 1978, Burke, 1996, Lunde *et al.*, 1992, Walgenwitz *et al.*, 1990, Walgenwitz *et al.*, 1992, *in Anka & Séranne (soumis)*). Des travaux récents attribuent ce changement à des processus climatiques globaux tels que la période de refroidissement global entre le l'Oligocène et le Miocène (Lavie *et al.*, 2000, Séranne, 1999). La datation du changement de sédimentation pose problème, car le système actuel du Zaïre ne permet d'expliquer le volume déposé dans le passé, ce qui suggère que le système actuel n'est pas totalement représentatif du système fossile (Anka & Séranne, soumis). Ce phénomène pose aussi le problème de l'origine des sédiments terrigènes.

- À partir des résultats de la sismique réfraction, nous observons la présence d'une couche à vitesse anormale (Z.V.A.) en base de la croûte océanique (avec des vitesses comprises entre 7.4 et 7.8 km/s). Cette couche est visible sur les profils 7-11 et 14, alors que le Moho océanique n'est pas observé sur la sismique réflexion. À l'inverse la couche n'apparaît pas sur le profil 3, où le Moho océanique est parfaitement défini sur la sismique réflexion. Le dernier OBS du profil 3 n'est cependant pas situé assez loin sur la croûte océanique pour établir réellement l'absence de la couche à vitesse anormale. Cette absence peut s'expliquer par la position du profil. Il se trouve en bordure de segment de marge où la Z.V.A. disparaîtrait si elle correspondait bien à l'anomalie gravimétrique positive (fig. III.1 et III.1b). Il peut exister aussi un front de serpentisation qui cache le Moho en sismique réflexion et rend difficilement détectable les arrivées du manteau en réfraction. Cette observation va dans le sens d'une interprétation de la Z.V.A. océanique en terme de manteau serpentiné, car dans un front de serpentisation, la limite du Moho est difficilement identifiable.
- Les résultats de la sismique réfraction indiquent aussi une particularité dans le gradient de vitesse de la première couche de la croûte océanique. Sur le profil 7-11 (fig. III-3) (qui possède le plus grand nombre d'OBS avec le plus petit espacement), nous observons un fort gradient latéral de vitesse dans la croûte océanique. La présence de blocs de différente nature alternant dans la croûte océanique (serpentine, basaltes, dykes) pourrait expliquer ces fortes variations.

III.3 Synthèse

La synthèse des trois coupes rappelle les points suivants (fig. III-18)

- La marge peut être divisée en trois grands domaines : continental, transitionnel et océanique et en 4 zones (fig. III-2, III-3 et III-4).

- L'amincissement le plus important de la croûte continentale est réalisé au niveau de la pente continentale (Zone II). L'épaisseur de la croûte varie de 30 km env. à 5 km sur une distance inférieure à 50 km tout le long de la marge (fig. III-11). L'interprétation du profil réfraction terrestre situé dans le prolongement de Zaïango 2 montre un amincissement encore plus important, l'épaisseur diminue de 40 à 7 km sur une distance inférieure à 30 km. Ce profil est cependant très mal contraint.
- La sismique réflexion montre que seul un ou deux blocs basculés situés en haut de pente continentale participent à l'amincissement de la croûte (fig. III-2, III-6, III-7, III-8, III-9 et III-10).
- Les résultats de la sismique réfraction nous renseignent sur la présence, associée à l'approfondissement du socle, d'une zone à vitesse anormale, dont l'épaisseur maximale (du moins dans les zones échantillonnées) est localisée en pied de pente continentale, où la croûte est la plus amincie (fig. III-3 et III-11).
- Le domaine transitionnel est caractérisé par une croûte mince (l'épaisseur moyenne est de 6 km sans la Z.V.A.) que l'on peut séparer en deux types (croûte I et II), par la présence d'une Z.V.A. sur la partie orientale du domaine, et par le point haut en limite avec le domaine océanique (fig. III-3 et III-15)
- Les sédiments anté-salifères sont représentés par des réflecteurs plans, parallèles à la base du sel Aptien reposant dans un bassin. Ils peuvent être continus sur plus de 100 km, impliquant des mouvements du socle sous-jacent minimes ou nuls puisque la couverture sédimentaire ne montre aucune déformation (fig. III-6, III-7 et III-12).
- Le point haut en limite des domaines transitionnel et océanique est la seule information disponible sur la fermeture du bassin (fig. III-3 et III-15). La géométrie des réflecteurs n'est pas observable dans cette zone à cause de l'accumulation salifère. La nature exacte du point haut n'est pas déterminée. Elle pourrait être constituée de serpentinite comme sur la marge de Galice (Boillot et al., 1987 ; 1989), ou de nature continentale comme à Orphan Knoll (Keen & Barrett, 1981) ou de basaltes (Whitmarsh & Miles, 1995). Ces trois hypothèses auront des conséquences différentes d'un point de vue cinématique.
- Dans le domaine océanique, nous observons la présence d'une couche à vitesse anormale en base de croûte (fig. III-3 et III-16).

III.4 Apports Réflexion / Réfraction

III.4.1 Problèmes

III.4.1.1 Réflexion / Réfraction

Pour arriver au résultat final du modèle de vitesse, il a fallu plusieurs allers-retours entre la sismique réflexion et réfraction. Sur la figure III-19, nous montrons les différences entre les interprétations du toit du socle. L'interprétation A incluait l'unité transparente dans la série sédimentaire. Le contrôle des vitesses sur l'unité transparente n'autorise pas une origine sédimentaire. L'interprétation B incluait seulement l'unité litée dans la série sédimentaire,

avec un bassin très profond entre les SP 800 et 600. La géométrie imposée par la réflexion avec un bassin profond ne peut être modélisée en sismique réfraction. Le choix fut donc de répondre aux contraintes maximales de la sismique réfraction qui suivaient la géométrie indiquée par la sismique réflexion. Sur l'interprétation C, toute l'unité litée ne correspond pas au bassin sédimentaire. La différence d'épaisseur entre les deux interprétations pour le toit du socle est 2.75 km, ce qui induit dans le cas B, une épaisseur de croûte de 1,75 km si la profondeur du Moho n'est pas modifiée⁵⁶.

Notre choix a été de favoriser les contraintes de la sismique réfraction. En effet, la limite réfraction coïncide avec la disparition de la série litée sur tous les profils sauf au croisement entre les profils 1 et 3 (entre les SP 600 et 800) (fig. III-20). Les données de réfraction ne permettent pas une limite socle/sédiments aussi profonde que le suppose la sismique réflexion (fig. III-19C). Le croisement entre les profils 1 et 2 confirme cette observation, l'unité litée se poursuit sous la limite de réfraction. En dehors de ces deux croisements, les limites sont analogues. Sur les modèles de réfraction, Contrucci *et al.*, (soumis) observent une anomalie de vitesse (introduction d'un *floating reflector*⁵⁷) au croisement entre les profils 1 et 7 (fig. III-21). Nous montrons qu'une limite de réfraction ne correspond pas forcément à un changement de faciès sismique. S'agit-il d'une anomalie locale de vitesse, d'un problème d'anisotropie des ondes P horizontales ou verticales⁵⁸, d'un problème de traitement ou d'acquisition (*Peg-Leg multiple*) ou réellement d'une croûte litée ? La discussion reste ouverte ; nous ne pouvons pas actuellement répondre à la question. Malgré ce problème local de limite entre la sismique réflexion et réfraction, nous avons choisi de garder la limite réfraction (qui pose problème sur le profil 3 seulement entre les SP 800 et 600, au croisement avec le profil 1, et au croisement entre les profils 1 et 2). En outre, la figure III-19 nous montre les difficultés posées par le choix de la réflexion seule (l'obtention d'une croûte de 1,75 km paraît impossible). La figure III-22 confirme notre choix, puisque l'épaisseur du bassin publiée dans la littérature (4,5 km) (Reyre, 1984) est conforme à celle qui est obtenue avec le modèle de vitesse (4 km).

⁵⁶ L'épaisseur de la croûte est déduite d'un calcul approximatif en faisant l'hypothèse que si le bassin atteint 7,5 km d'épaisseur, la profondeur du Moho ne varie. Cette hypothèse n'a pas été vérifiée par la sismique réfraction, car le modèle se construit couche par couche. Au moment de la discussion sur l'épaisseur du bassin, la profondeur du Moho n'était pas encore définie.

⁵⁷ Un *floating reflector* est une discontinuité introduite dans le modèle de vitesse qui peut générer des énergies réfléchies et à laquelle nous ne pouvons pas attribuer de vitesse.

⁵⁸ Une étude des ondes sur les données Sismar (Bartolomé *et al.*, soumis) montre qu'il existe une différence de plus de 10 % entre les vitesses P horizontales (issues de la réfraction) et les vitesses P verticales (issues de la réflexion). La conversion en temps du modèle de vitesse offre donc une image légèrement différente de l'image de sismique réflexion. Ce décalage des temps pourrait être une explication supplémentaire à la difficulté de correspondance entre les deux images. L'étude sur l'erreur entre les deux vitesses n'a pas été faite sur la campagne ZaiAngo, mais l'on peut supposer que l'ordre de grandeur de l'erreur est équivalent.

III.4.1.2 Réfraction

Comme introduit dans le chapitre **II.1.4.2.2**, les résultats sur le profil réfraction 7-11 montrent les limites des modélisations de réfraction et de l'interprétation des modèles de vitesses (fig. III-23). Sur le profil 7-11, deux modèles nous ont été proposés concernant la partie crustale, l'un avec un gradient de vitesse (entre 6 et 6,8 km/s) et un autre avec deux couches différenciées, une supérieure avec une vitesse de 6,1 km/s et une inférieure avec une vitesse de 6,7 km/s. Le modèle à deux couches est expliqué par une arrivée réfractée au tout de l'interface croûte supérieure – croûte inférieure, alors que le modèle à une seule couche est expliqué par une arrivée réfléchi au toit du Moho. Ces deux modèles sont équivalents d'un point de vue temps d'arrivée, car sur les grandes distances (> à 100 km), les deux arrivées sont asymptotiques au niveau temps. Les deux modèles sont aussi tous les deux valides et compatibles avec la gravimétrie. L'analyse des sismogrammes synthétiques devait être le seul moyen de conforter l'un des deux modèles. La figure III-24 montre le résultat des sismogrammes synthétiques des deux modèles comparés aux données réelles. Malheureusement, on constate que les deux modèles ne justifient pas la forte amplitude des arrivées lointaines. Il n'existe donc pas d'argument fiable pour choisir entre les deux modèles, nous pouvons juste signaler qu'il existe une anomalie de vitesse restreinte à une 50^{aine} de kilomètre (vue sur 2 OBS seulement), ainsi qu'au croisement avec le profil 1 (fig. III-21). Les données OBS ne permettent pas de trancher sur la position de cette anomalie (interface croûte supérieure – croûte inférieure ou croûte – manteau), car le nombre d'OBS n'est pas assez important pour bien contraindre les données. Nous ne possédons pas non plus, les contraintes nécessaires à Terre pour suivre cette anomalie, si elle existe, dans la croûte non-amincie.

La validation de l'une des deux hypothèses n'est appuyée par aucun argument concret. Néanmoins seul deux OBS sur 50, montre une hétérogénéité dans la croûte. Pour homogénéiser les résultats sur toute la marge, nous avons choisi de présenter le modèle avec un gradient de vitesse. Mais il faut retenir que le modèle de réfraction n'est pas un résultat unique, c'est un modèle basé sur une interprétation de données. De plus, l'inversion des temps d'arrivées ne donne pas non plus une solution unique car il existe deux inconnues : la profondeur et la vitesse. Enfin, la résolution actuelle des données (un OBS tous les 15 km) ne permet de rentrer plus en détail dans les modèles. Il est néanmoins nécessaire de connaître les limites actuelles de la sismique réfraction.

III.4.2 Apports

Sur la figure III-25, nous avons juxtaposé la géométrie de deux modèles crustaux.

Le premier modèle provient d'un test d'inversion gravimétrique 3D réalisée à partir d'une carte du socle lissée d'Emery (Emery *et al.*, 1975) convertie en kilomètre d'après les vitesses de quatre ESP (*cf.* note de bas de page du chapitre **I.2.3.1**) (Nzé Abeigne, 1997), une carte d'épaisseur de sédiments déduite de la différence entre la carte du socle et la

bathymétrie, de données gravimétriques⁵⁹ et bathymétriques⁶⁰. Le modèle obtenu montre une géométrie du Moho lissé. Cet aspect lissé rappelle les géométries des marges prédites par les modèles d'amincissement (par exemple, le modèle de *pure stretching*). En effet, les modèles tentent de résoudre tous les différents aspects (thermique, subsidence, temps) du *rifting* d'un même point de vue général. McKenzie écrit dans son article de 1978 : « **Nous obtenons ainsi une première approximation (avec la gravimétrie) qui permet d'expliquer les grandes caractéristiques définies (subsidence, flux de chaleur) durant du *rifting*, mais non de répondre à toutes les observations effectuées à l'appui des profils sismiques qui montrent une réalité plus anguleuse qui s'opposent aux modèles** ».

Le second modèle provient de l'interprétation des données de sismique réfraction à partir des modèles de tracé de rais (présenté auparavant en fig. III.3) (Zelt & Smith, 1992) et de l'interprétation de la sismique réflexion. Le modèle obtenu montre une géométrie moins lissée. L'ordre de grandeur pour la profondeur du socle est cohérent avec le premier modèle, l'écart ne dépasse pas 2.5 km⁶¹ (maximum atteint sous la plate-forme). Par contre, l'écart entre les deux profondeurs du Moho peut atteindre plus de 5 km, et la géométrie du modèle réfraction est beaucoup plus anguleuse que celle du modèle 3D. De plus, **nous constatons que le modèle de réfraction révèle une zone à vitesse anormale que nous ne pourrions pas détecter sur le modèle 3D seul, car la gravimétrie est une méthode potentielle et non une donnée directe.**

Cette comparaison montre qu'il est difficile à partir d'une étude sismique réflexion couplée avec la gravimétrie d'obtenir une géométrie réelle des structures profondes indépendante des modèles. L'étude d'un objet (en l'occurrence la marge angolaise) à partir de la sismique réflexion couplée avec la réfraction et la gravimétrie permet d'atteindre un autre ordre de précision dans la définition de la géométrie crustale. La précision sur la profondeur du Moho est de l'ordre du kilomètre, alors que sur le modèle 3D, elle est de 4,5 km (Rapport ZaiAngo 1 et 2, Contrucci *et al.*, 1998).

III.5 Problème du sel

III.5.1 Description

De nombreux travaux ont été réalisés pour expliquer et comprendre la tectonique salifère sur les marges continentales passives (Vendeville, 1987, Vendeville, 1988, Vendeville & Cobbold, 1987, Cobbold *et al.*, 1989, Vendeville & Jackson, 1992a, Vendeville & Jackson,

⁵⁹ Les données gravimétriques proviennent d'une compilation de données ZaiAngo 1 et 2, de données Geodas (données bateaux) et de données Sandwell (1 min * 1 min) (données satellitaires).

⁶⁰ Les données bathymétriques proviennent d'une compilation de données ZaiAngo 1 et 2, de données Etopo5 (données bateaux).

⁶¹ L'ordre de grandeur pour les épaisseurs du socle est cohérent, car la profondeur du socle ne provient pas d'une donnée inversée mais de la carte du socle d'Emery *et al.*, (1975). L'erreur entre les deux courbes peut venir du lissage de la carte du socle d'Emery *et al.*, (1975).

1992b, Mohriak *et al.*, 1995), dont les marges ouest africaines (Burolet, 1975 ; Duval, Cramez & Jackson, 1992, Valle *et al.*, 2001 ...). L'âge du sel est très bien connu : il se dépose à l'Aptien, pendant 5 Ma ~ (112 à 117 Ma) (Doyle *et al.*, 1977, 1982 ; *in Mussard*, 1996) juste après la première série marine de la colonne stratigraphique : « la Chela » de faible épaisseur (*cf.* chapitre I.4).

Sur le *line drawing* du profil 3 (fig. III-26), nous pouvons distinguer les grandes caractéristiques suivantes du sel angolais :

- Le sel est reconnu depuis la plate-forme jusqu'à la limite présumée océanique.

- La tectonique salifère semble se répartir en trois domaines (pointillés roses).

- Le domaine 1 montre des structures distensives : carapaces, glissements salifères, failles listriques accompagnant un glissement du sel, qui affectent soit toute la série sédimentaire⁶², soit la partie inférieure jusqu'à l'Oligocène. Il n'y a pas de diapirs de sel dans ce domaine
- Le domaine 2 est caractérisé par l'apparition des premiers diapirs, espacés d'au moins 20 km les uns des autres. Ils n'ont pas de signature particulière sur le fond bathymétrique (fig. III-1b).
- Le domaine 3 est constitué d'une accumulation de diapirs appelée « front compressif salifère ». Sur la carte bathymétrique (fig. III-1b, tirets roses), ce domaine, à l'encontre du précédent, signe sa présence par une succession de dépressions qui rend le fond de l'eau très irrégulier : les diapirs affectent la surface bathymétrique et forment une marche importante en bas de talus. À partir des résultats de sismique réfraction, nous avons fait la remarque (*cf.* chapitre III.2.2.1), que ce domaine se situe à l'aplomb de la croûte définie comme étant de type II dans le domaine transitionnel. La croûte II est la croûte la plus amincie et ne présente pas de Z.V.A. à sa base, sauf à la limite présumée de la croûte océanique des profils 7-11 et 14⁶³. Les connaissances sur les structures anté-salifères dans ce domaine sont quasi inexistantes, car l'accumulation salifère forme un écran sismique que les rais réfléchis ne peuvent pas pénétrer. Les seules informations sur ce domaine concernent la géométrie

⁶² La série sédimentaire affectée par les glissements du sel concerne tous les dépôts post-salifères, de l'Aptien à l'actuel.

⁶³ La Z.V.A. proche de la limite présumée de la croûte océanique du profil zaïango 14 est très peu contrainte par les rais sismiques (*cf.* fig. III-3).

(croûte plus mince) et les vitesses (5,8 – 6,8 km/s), identiques à celles de la croûte I obtenue avec la sismique réfraction.

III.5.2 Modèle antérieurs :

La formation des évaporites dans l'Atlantique Sud a donné lieu à de nombreuses interprétations. Elle est reconnue comme étant formée dans un milieu confiné (par exemple, Burollet, 1980). L'hypothèse n'est pas absurde, puisque les formations salifères sont limitées à la partie Nord de l'océan Atlantique Sud (fig. III-27), entre les rides volcaniques de Walvis et Rio Grande et la marge transformante de Guinée qui sont des candidats favorables pour correspondre à des barrières de confinement.

Un des bassins confinés les plus connus est le bassin méditerranéen (fig. III-28). Le bassin (profond ou non) existait avant la formation des évaporites ; l'eau de mer circulait ouvertement entre la Méditerranée et l'océan Atlantique et des sédiments marins se déposaient avant le Messinien. Puis, au Messinien, apparaît un seuil au niveau de Gibraltar qui arrête ou limite temporairement la circulation des eaux : l'évaporation n'est plus compensée par les nouvelles arrivées d'eaux et le bassin s'assèche. La chute du niveau marin liée à l'évaporation entraîne une érosion de la plate-forme et des parties émergées de la pente. Durant ce temps, la formation des évaporites est limitée à la zone encore immergée. **Une formation salifère en milieu confiné impose donc une érosion sur la plate-forme et la pente continentale, contemporaine à un dépôt de sel restreint à la partie immergée.**

La marge angolaise montre une tout autre image, car le sel est présent sur la plate-forme (fig. III-26) : **il n'existe pas de surface d'érosion contemporaine au dépôt du sel.** De plus, la sédimentation anté-salifère varie depuis des sédiments continentaux à lacustres : le premier dépôt, peu épais, d'influence marine est constaté juste avant le dépôt des évaporites : **il n'y a pas de séquence marine anté-salifère importante comme en Méditerranée.**

Le sel ne se dépose pas donc pas dans un bassin à sédimentation marine qui se bloque (comme en Méditerranée). Le dépôt semble plutôt lié à une première transgression marine comme le suppose aussi Ojeda (1982) (*cf.* chapitre **I.4.1**). Cet auteur propose que le sel se dépose lors de la première transgression marine dans un bassin déjà formé et profond. Cependant, ce dispositif entraîne normalement une érosion contemporaine à l'évaporation et à la mise en place du sel, érosion que nous n'observons pas sur la marge angolaise⁶⁴.

III.5.3 Proposition de dépôt

Les caractéristiques des marges Sud Atlantiques du segment central nous conduisent à proposer un modèle différent de formation des évaporites :

⁶⁴ La dernière érosion observée avant le dépôt du sel est antérieure à la première transgression marine (fig. I-5), et non contemporaine à cette arrivée d'eau.

- La présence de sel sur la plate-forme implique un dépôt proche du niveau 0 (m) sur toute la marge, dans une faible tranche d'eau.
- La première transgression marine connue est située juste avant le dépôt du sel (Brognon & Verrier, 1966 ; Masson, 1972 ; Brice *et al.*, 1982, Giresse, 1982). Avant l'Aptien, il n'existait pas de condition marine ouverte dans le bassin. Cette première sédimentation marine conforte l'idée que la formation du sel est liée aux premières arrivées d'eaux marines dans le bassin.
- L'arrêt du dépôt du sel qui cède sa place à une série carbonatée (Brognon & Verrier, 1966 ; Masson, 1972 ; Brice *et al.*, 1982 ; Giresse, 1982) montre un approfondissement de la tranche d'eau dans le bassin : avant le dépôt des carbonates, la subsidence reste plus ou moins égale à la vitesse de formation du sel, permettant de rester dans un contexte de marais salants (proche du niveau 0 m) : le maintien dans une faible profondeur d'eau autorise la poursuite de la formation du sel ; associés à ces dépôts, les premiers glissements salifères ont lieu sur la marge (Rouby *et al.*, 2002), confirmant un basculement de la marge.
- Les conditions de dépôts des marais salants sont ensuite remplacées par une mer profonde avec le dépôt de carbonates à la fin de l'Aptien / début de l'Albien : la subsidence montre donc une accélération sensible.

La présence de sel sur la plate-forme implique une sédimentation proche du niveau 0 (m) sur toute la marge : le sel se dépose rapidement lorsque l'eau de mer envahit le bassin. Nous pouvons suspecter que le toit du sel actuel (au moins) s'est déposé à l'horizontale sur toute la marge, et sa marge conjuguée brésilienne. **Ce dépôt en position horizontale contraint la géométrie des structures profondes à l'instant t (Aptien) de la fin de sa formation** et nous donne l'image de la paléo-géométrie de la marge à la fin de la formation de celle-ci.

Le toit du sel n'ayant pas une pente homogène, la restitution de cette surface à l'horizontale, reflétant la paléo-géométrie des structures à l'Aptien, a nécessité des rotations différentielles. Sur le profil GWA88-1079GF (fig. III-29 ou III-30) par exemple, la partie la plus à l'Ouest de la charnière (zone III) est quasi-horizontale à l'actuel : on ne doit donc pas lui appliquer la même rotation que celle qui est nécessaire pour rétablir la partie Est (zones I et II) à l'horizontale. Les figures III-29 (en temps) et III-30 (en profondeur) montrent une restitution des structures profondes à la fin de dépôt du sel, à l'Aptien. Nous constatons que :

- La paléo-géométrie à l'Aptien montre l'image d'un socle en trois parties.
- Une zone de plate-forme, non amincie
- Une zone d'amincissement étroite (principalement concentrée dans la zone IIb). Le(s) bloc(s) basculé(s) est présent uniquement en haut de pente (zone IIa). La zone IIc présente une pente moins marquée que la zone IIb, mais n'a pas encore atteint l'horizontalité du domaine transitionnel.

- Une zone amincie et horizontale (zone III) (exception faite du profil 92HM-76). Le passage entre les zones IIb et III se situe dans la zone IIc qui sert de transition⁶⁵.
- La subsidence post-salifère, si elle montre une tendance générale (fig. III-3 et III-4) reprend toutefois les mêmes charnières (haut et bas de pente approximativement) que celle du socle et aboutit à une subsidence différentielle entre les parties continentale et transitionnelle (fig. III-31). À l'intérieur du mouvement général de la marge liée à l'hypothétique océanisation, le basculement de la pente continentale a augmenté par rapport à la tendance générale indiquant la présence d'une zone de faiblesse, déjà présente lors de la phase de *rifting* (fig. III-31 ; $t_{120 \text{ Ma}}$ et $t_{105 \text{ Ma}}$).

En résumé, le dépôt du sel étant lié aux premières incursions marines dans un milieu proche de 0 m (marais salants), le taux de subsidence de la marge pendant cette période peut être approché à partir de l'estimation de l'épaisseur du sel et de la durée de son dépôt : ~ 1 km/ 5 Ma soit 200 m / Ma⁶⁶. Ce taux est sensiblement identique à celui des dépôts anté-salifère. En faisant l'hypothèse maximale que le dépôt dans le bassin débute dès le Néocomien, nous arrivons à un taux de 4 km/ 30 Ma soit 133 m / Ma⁶⁷. En première approximation, le taux de subsidence reste constant pendant plus de 26 Ma⁶⁸ environ.

L'arrêt du dépôt du sel signifie qu'à la fin de l'Aptien, le taux de subsidence de la marge est supérieur à 200 m/ Ma. Les conditions en mer ouverte sont alors installées, les sédiments marins se déposent.

Au Sud des rides de Walvis et Rio-Grande, les marges sont caractérisées par la présence de SDR et l'absence de dépôt salifère (fig. III-27). Cette absence pourrait signifier dans le cadre du schéma d'évolution ébauché ci-dessus que le taux de subsidence de la marge est toujours défavorable au dépôt du sel (c'est-à-dire trop rapide), mais favorable à la mise en place des SDR.

Ce taux rapide, l'histoire cinématique plus précoce (ouverture admise à l'anomalie magnétique M4 (Gerrard & Smith, 1982, Curie, 1984)) et la présence des SDR, semblent indiquer une histoire thermique toute différente de la partie Nord et mettre en évidence une segmentation de l'ordre de 2000 km, déjà connue dans la répartition des points chauds de

⁶⁵ La zone IIc est large de 10 km environ, la charnière du socle ou du sel est donc approximativement à la limite entre les zones III et IIb (qui montre le plus fort contraste de pente) à plus ou moins 10 km près.

⁶⁶ L'épaisseur du sel utilisée provient de l'article de Reyre, (1984), il ne donne pas d'indication sur la mesure de cette épaisseur, ni sur la zone où elle est définie. Cette épaisseur semble admise pour la plate-forme, dans le bassin, l'épaisseur pourrait s'avérer plus importante.

⁶⁷ Le taux de subsidence est calculé d'après les résultats de sismique réfraction au km 347 sur le profil 7-11, entre 140 et 110 Ma.

⁶⁸ Notons que dans le Golfe du Lion, en Méditerranée, 25 Ma après sa formation, le taux de subsidence (250 m / Ma (au km 75) (Rabineau, 2001)) est quasiment équivalent à celui du bassin angolais au moment du dépôt du sel (26 Ma après le début de sa formation).

l'Océan Pacifique⁶⁹ (la segmentation de 2000 km englobe la segmentation à plus petite échelle (~ 700 km env.) particulièrement bien observée avec les zones de fractures du Pacifique).

III.5.4 Problème du recouvrement :

Dans le chapitre décrivant l'état des lieux (*cf.* chapitre I) avant les campagnes ZaïAngo, nous avons soulevé le problème du dépôt salifère : il existe des recouvrements et des trous entre les deux limites salifères. Nous rappelons brièvement les hypothèses proposées pour expliquer les recouvrements (fig. I-11 et III-27) :

- Le sel, allochtone, se serait déplacé sur plusieurs dizaines de km (Duval *et al.*, 1992).
- Un saut d'axe ou une accrétion asymétrique lors de l'ouverture initiale de l'océan Atlantique Sud expliquerait l'extension salifère sur le plateau de Sao Paulo (Le Pichon & Hayes, 1971).
- Le sel se serait déposé sur une « croûte océanique au sens large » (Jackson, Cramez & Fonck, 2000).

La question est : le sel est-il une limite isochrone et représente-t-elle la limite avec la croûte océanique proprement dite (*cf.* chapitre I.4.2) ?

Nous avons vu :

- Que nous pouvons différencier deux croûtes dans le domaine transitionnel : croûte I et croûte II.
- Que nous pouvons différencier trois domaines salifères, avec le dernier caractérisé par la présence abondante de dômes salifères (« front compressif salifère »). L'extension de ce dernier domaine coïncide assez bien avec les délimitations de la croûte II.

À partir de ces observations, nous suggérons que la croûte II puisse refléter une croûte para-océanique (ou « océanique au sens large »), c'est-à-dire, par exemple une croûte continentale étirée, transformée ou intrudée de matériel mantellique (comme le proposent Whitmarsh & Miles, 1995). Cette différence thermique (entre les deux croûtes I et II) pourrait être une explication supplémentaire et/ou alternative au « front compressif salifère » pour expliquer la densité des dômes de sel dans cette zone.

La nature para-océanique de cette croûte impliquerait un resserrement substantiel de la reconstitution initiale qui comblerait les lacunes et permettrait d'expliquer les recouvrements. C'est cette hypothèse qui sera testée dans le chapitre suivant.

⁶⁹ Une analyse statistique de la répartition des points chauds mondiaux indiquent aussi cette segmentation (Yamaji, 1992).

Chapitre IV

Cinématique de l'océan Atlantique Sud

IV Chapitre IV : Cinématique de l'océan Atlantique Sud

IV.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous présenterons, tout d'abord un historique des modèles cinématiques de l'Atlantique Sud depuis Bullard *et al.*, (1965), où nous différencions deux grandes étapes : les modèles à plaques rigides et les modèles non rigides. Dans cette dernière étape, nous verrons qu'il est possible de distinguer deux grandes écoles de pensée : une école qui admet qu'une déformation en Afrique peut résoudre tous les problèmes de fermeture de la reconstruction initiale ; une deuxième école qui réfute cette idée et propose une déformation coexistante en Amérique du Sud.

Nous testerons ensuite la première hypothèse et tenterons de refermer l'océan Atlantique Sud à partir d'une déformation intraplaque localisée exclusivement en Afrique. En tenant compte des contraintes observées en Afrique, et des limites qu'elles imposent, nous tenterons de déformer l'Afrique autant que possible afin de refermer l'océan Atlantique Sud. La recherche des pôles de rotation sera effectuée grâce au logiciel PLACA (Matias *et al.*, soumis). Nous verrons alors les incidences de ces cas limites de déformation sur la fermeture de l'océan Atlantique Sud.

Cette étude ne prendra, tout d'abord en compte que les déformations observées sur le terrain, sans considérer les différentes phases qui peuvent les créer. Par la suite, nous envisagerons l'aspect historique de cette déformation, suivant les descriptions de Fairhead (1988) et Guiraud & Maurin (1992), pour examiner en détail les conséquences d'une déformation polyphasée.

Enfin, nous discuterons des implications données par les conclusions de ces tests sur la fermeture maximale de l'océan Atlantique Sud.

IV.2 Problèmes inhérents à l'Atlantique Sud, solutions proposées et contraintes géologiques à prendre en compte

Les cartes montrent une superbe analogie de la géométrie des deux marges (si l'on considère que le delta de l'Amazone n'existe pas), mais la reconstruction initiale de l'océan Atlantique Sud pose de nombreux problèmes de recouvrements ou de lacunes. L'assemblage initial idéal n'a pas été trouvé. Il existe donc un problème **géométrique** de fermeture.

Outre ce problème d'assemblage, il est difficile de contraindre l'âge exact des premières phases de déformations car elles se situent dans l'« intervalle magnétique calme » du Crétacé⁷⁰. L'absence d'anomalies magnétiques durant environ 36 Ma⁷¹ environ, (entre les

⁷⁰ L'« intervalle magnétique calme » du Crétacé se situe entre les anomalies M0 (121 Ma) (base de l'Aptien) et C34 (83,5 Ma) (base du Campanien) ; elle correspond à une longue période dépourvue de renversements de

anomalies M0 et C34) empêche la datation des premiers événements liés à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (cf. chapitre **I.3.2.1** et **III.6**).

Néanmoins des reconstructions sont réalisées. Deux types de solutions sont proposés. Les premiers modèles d'ouverture de l'Atlantique Sud supposent une cinématique sans déformation intraplaque : les plaques continentales sont rigides. Face à l'impossibilité de refermer globalement l'océan Atlantique Sud, cette solution fut abandonnée à partir de 1982.

La seconde solution propose une cinématique où les plaques mises en jeu subissent une déformation intraplaque.

Afin de commenter, critiquer les reconstructions, nous reporterons sur chacune d'entre elles, un certain nombre de structures clefs continentales ou océaniques, de chacune des plaques. Ces structures sont reportées sur la figure IV-1⁷².

IV.2.1 Les zones de fractures et autres structures océaniques

Les reconstructions cinématiques sont contraintes par l'agencement des zones de fractures et des anomalies magnétiques. Cependant, d'autres traits structuraux ou volcaniques visibles sur les deux plaques sont aussi utilisés. Sur la figure IV-1, sont représentés en couleur blanche (pour les zones de fracture en domaine océanique) et noire (pour les autres structures océaniques), du Nord au Sud :

- le plateau de Guinée (côté africain) et son homologue le plateau de Demerara (côté brésilien) ; ils sont tirés du travail de Gouyet (1988). La limite des plateaux est marquée par l'isobathe 2000 m (traits gras). Du côté américain, il existe une ride volcanique au-delà du plateau, qui n'a pas d'équivalent en Afrique ;
- les limites de la plate-forme précambrienne brésilienne proviennent aussi du travail de Gouyet (1988) sur l'évolution tectono-sédimentaire des marges guyanaise et Nord brésilienne au Crétacé. L'existence de cette plate-forme limite drastiquement, nous le verrons, la fermeture dans l'océan Atlantique Equatorial ;

polarité du champ magnétique terrestre. Il est important de noter que de cet intervalle sans renversement de polarité est dit à tort, « intervalle calme » : en effet, la croûte océanique formée dans ces périodes fournit en réalité des anomalies magnétiques positives et négatives d'amplitude aussi importante que celles des anomalies isochrones mésozoïques, à cette différence près qu'elles ne sont pas cohérentes sur de grandes distances, ni ordonnées parallèlement à l'axe de la dorsale (Olivet *et al.*, 2003).

⁷¹ Les âges sont issus d'une compilation (Fidalgo González, 2001) (cf. fig. 3), pour la partie stratigraphique, les sources utilisées sont Gradstein *et al.* (1994) (Mésozoïque) et Berggren *et al.* (1995) (Cénozoïque) ; pour les inversions magnétiques, Gradstein *et al.* (1994) (Mésozoïque) et Cande & Kent (1995) (Cénozoïque).

⁷² Toutes les figures de reconstruction cinématique ont tout d'abord été vérifiées (chapitres **IV.3** et **IV.4**) ou réalisées (chapitre **IV.5**) à partir du logiciel PLACA (Matias *et al.*, soumis) (calcul de distance, de pôle, etc...) puis ont été redessinées à partir de programmes utilisant la bibliothèque informatique G.M.T. (Wessel & Smith, 1998). Les figures de rotation de grille ont été réalisées grâce à un programme créé par D. Aslanian.

- Les traits de côte ont été surlignés en gras pour révéler leur homologie de forme dans les segments équatorial et central ;
- la zone de fracture homologue Ascension est tirée de l’interprétation des données altimétriques 1 min * 1 min (Sandwell, comm. pers.) et sert de contrôle latitudinal pour les reconstructions. Néanmoins la prolongation de cette zone vers le continent n’est pas assurée ;
- les limites internes et externes du « front compressif salifère » dans le segment central sont définies, côté africain à partir des observations réalisées sur la campagne Zaïango et complétées à partir des données sismiques disponibles dans la littérature (cf. chapitre I.2). Côté brésilien, la limite du front interne est tirée d’une publication d’Heilbron⁷³ *et al.*, (2000), celle du front externe est tirée d’une part d’Heilbron *et al.* (2000) dans le bassin de Campos, d’autre part de Butler (1970) et Leyden *et al.* (1976) (in Curie (1984)) pour sa prolongation vers le Nord ;
- les limites des *hinge lines* sont tirées côté africain de la compilation d’Unternehr (comm. pers.) ; côté brésilien, dans le bassin de Campos, la limite provient d’Heilbron *et al.* (2000), alors que sa prolongation vers le Nord est issue du travail de Karner & Driscoll⁷⁴ (1999) ;
- la zone de fracture homologue Rio Grande est tirée de l’interprétation des données altimétriques (Sandwell, comm. pers.) et forme un excellent contrôle en latitude pour les reconstructions, car du côté africain, la zone est très bien marquée à proximité du continent. Côté américain, nous utiliserons l’interprétation extrapolée de la zone de fracture, mais surtout deux repères topographiques : la ride de Sao Paulo et deux petits reliefs de socle en homologue de l’anomalie gravimétrique marquant la terminaison Nord de la Ride de Walvis et encadrant la zone de fracture Rio Grande africaine. Ils sont tirés respectivement d’une publication de Kumar & Gambôa (1979) (ride et reliefs) et de l’interprétation des données altimétriques (anomalie) ;
- La délimitation des SDR⁷⁵ est issue, côté argentin, du travail de Hinz *et al.* (1999), côté africain, du travail de Bauer *et al.* (2000) ;
- le pointé des anomalies magnétiques G provient de l’interprétation de Rabinowitz & LaBrecque (1979) ;
- les zones de fractures homologues Agulhas (côté africain) et Falkland (côté américain) sont issues de l’interprétation des données altimétriques (Sandwell, comm. pers.).

⁷³ Le travail est réalisé en collaboration avec la compagnie brésilienne Pétrobras et nous pouvons espérer, au vu de la qualité et de la quantité des données disponibles, un travail sérieux.

⁷⁴ Leur limite des *hinge line* provient de l’interprétation d’une carte d’anomalie de Bouguer (calculée selon un modèle à partir de la carte gravimétrique de Sandwell & Smith (1997)). Nous lui donnerons donc seulement une valeur indicative.

⁷⁵ La limite interne des SDR peut-être considérée comme la *hinge line* car elle correspond à la pointe de l’éventail indiquant la charnière du basculement provoquant la forme de cette structure.

IV.2.2 Les structures continentales

Il existe à terre des éléments qui contraignent aussi la position de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique. Du Nord au Sud, nous observons :

- le craton ouest africain dont la position est tirée de la carte tectonique (ASGA et Unesco, sous la direction de Choubert *et al.*, 1968) ;
- le craton guyanais et l'enclave de craton San Luis appartenant au craton ouest africain, dont le tracé est issu de la Mapa tectonico do Brasil, coordonnée par De Almeida (1970) ;
- le linéament de Kandi (côté africain) provient d'un article de Choubert & Faure-Muret (1971) et son homologue Sobral (côté brésilien) du travail de Gouyet (1988). L'alignement de ces deux linéaments est une forte contrainte longitudinale dans l'océan Atlantique Equatorial ;
- les linéaments de Ngaoundéré et de Sanaga (côté africain) sont issus du travail de Gueguen⁷⁶ (1995). La position de leurs homologues brésiliens Patos et Pernambuco est donnée par la Mapa tectonico do Brasil, coordonnée par De Almeida (1970). Ce système de linéaments est une contrainte latitudinale supplémentaire ;
- la province volcanique de Paraña est tirée la Mapa tectonico do Brasil, coordonnée par De Almeida (1970) et les zones de décrochement de la publication d'Eyles & Eyles (1993).

IV.3 Les modèles initiaux à plaques rigides :

Le premier modèle fut celui de Bullard *et al.* (1965) (fig. IV-2). Dans ces modèles, les continents sont supposés être rigides, c'est-à-dire se déformant peu, voire pas du tout.

D'après Curie (1984), nous pouvons distinguer dans ces premiers modèles d'assemblage de l'Atlantique Sud, deux types : le premier type qui fonctionne avec une ouverture synchrone dans la totalité de l'Atlantique Sud et un deuxième diachrone avec une ouverture plus précoce au Sud qu'au Nord. À partir de 1982, nous pouvons rajouter un troisième type, impliquant une propagation de rift (Vink, 1982).

IV.3.1 Les modèles synchrones :

Les modèles de Dietz (1973), Mascle et Sibuet (1974), Smith et Briden (1977) et Sibuet et Mascle (1978) (fig. IV-3) sont fondés sur l'assemblage initial de Bullard *et al.* (1965) et appartiennent aux modèles ayant une ouverture synchrone. Dès 1965, le modèle de Bullard montre clairement que l'on ne peut refermer l'Atlantique Sud, sans former une lacune de 400 km dans l'océan Atlantique Equatorial, entre les plateaux de Demerara et de Guinée, et indique ainsi la limite des modèles à plaques rigides. Tous les autres modèles qui ont suivi celui de Bullard *et al.* (1965) montrent les mêmes problèmes de lacunes (par exemple : Sibuet

⁷⁶ La position exacte des linéaments n'est pas sûre, le travail de Gueguen (1995) n'étant pas un travail de détail dans cette zone

& Mascle, 1978) (fig. IV-3). Pour expliquer ces lacunes, certains auteurs ont proposé de rechercher leur origine dans le domaine des marges ou le domaine océanique : ils proposent ainsi que les lacunes dans l'Atlantique Equatorial soient issues de mouvements de plusieurs microplaques indépendantes. Il faut noter que cette idée sera reprise plus tardivement par les Brésiliens pour un problème plus régional⁷⁷ (fig. IV-4) (Szatmari *et al.* 1985 ; Milani & Davison, 1988, etc...).

IV.3.2 Les modèles diachrones :

Devant les problèmes insolubles posés par l'ouverture synchrone, Rabinowitz & LaBrecque (1979) optent pour une ouverture diachrone des segments Central et Sud. Ils partent d'une reconstruction au Valanginien (130 Ma) (à l'anomalie G⁷⁸) (fig. IV-5, Amérique du Sud en pointillé rouge) calée au Sud sur l'identification des anomalies magnétiques mésozoïques. Cet arrangement, proche de celui de Bullard *et al.* (1965) crée une lacune entre les plateaux de Guinée et de Demerara de plus de 200 km alors que les données géologiques supposent une juxtaposition des deux régions (Oliveira Marinho, 1985 ; Gouyet, 1988). Ils ouvrent alors l'océan Atlantique par une rotation selon un pôle situé à 205°N et 45°W qui permet d'ouvrir le segment sud au Valanginien et le segment central à l'Aptien (113 Ma⁷⁹) (de par la proximité du pôle). Cette rotation provoque une compression importante au Nord (300 km), au-dessus de 12°S et entre les plateaux de Guinée et Demerara, du fait de la proximité du pôle de rotation (Curie, 1984), ce qui est incompatible avec les données géologiques (Oliveira Marinho, 1985 ; Gouyet, 1988).

IV.3.3 Les modèles de propagation⁸⁰ :

En 1982, Vink propose un modèle d'ouverture de l'océan Atlantique Sud qui intègre une propagation du *rifting* du Sud vers le Nord afin d'expliquer les recouvrements existants lors de l'ajustement initial. Les reconstructions cinématiques (Bullard *et al.*, 1965, Rabinowitz & LaBrecque, 1979 et Martin *et al.*, 1981) montrent en effet toutes des lacunes et des recouvrements. Vink assimile les recouvrements à de l'étirement différentiel dû à la

⁷⁷ Ces auteurs invoquent l'existence d'une microplaque afin d'expliquer l'ouverture des bassins Reconcavo, Tucano, Jatoba et Sergipe Alagoas au moment de l'ouverture de l'Atlantique Sud (fig. IV-4).

⁷⁸ L'anomalie G est définie par Rabinowitz & LaBrecque (1979), comme le minimum d'une grosse anomalie magnétique débutant une série d'anomalies mésozoïques depuis M11 jusqu'à M0. Selon Bauer *et al.* 2000, et Hinz *et al.* 1999, elle pourrait correspondre aux premiers SDR observés sur les marges sud africaine et argentine. La nature exacte, océanique ou continentale, de l'anomalie est très discutée.

⁷⁹ Les âges de Rabinowitz & Labrecque (1979) sont réactualisés dans Campan (1995) à partir de l'échelle géomagnétique de Kent & Gradstein, (1986). Nous n'avons pas réactualisé les différents âges proposés dans la littérature, mais nous avons indiqué, autant que possible, les échelles chrono-stratigraphiques employées par chaque auteur.

⁸⁰ Le terme de propagation de rift (pour Vink, 1982) est utilisé simplement pour signifier que le *rifting* n'est pas instantané, mais progressif et diachrone (Vink, 1982). Ce modèle de propagation implique que les anomalies magnétiques soient obliques par rapport à la côte, et que la limite océan - continent ne soit pas considérée comme un isochrone. L'ajustement entre les deux limites océaniques est ainsi impossible à obtenir.

propagation du *rifting*. Les zones recouvertes sont celles qui ont subi le plus fort étirement crustal (en bout de propagation). Le modèle de propagation du *rifting* prévoit que les marges septentrionales de l'Atlantique Sud subissent un étirement continental plus important que celle du Sud, où a débuté la propagation. En conséquence, elles doivent se superposer lors des reconstructions cinématiques.

La reconstruction (fig. IV-6) que propose Vink (1982) montre des recouvrements extrêmement importants dans l'océan Atlantique Equatorial, dans la fosse de la Bénoué, ainsi que dans le segment central, incompatibles avec les contraintes géologiques, qui la disqualifient entièrement.

Martin (1984) note par ailleurs que le modèle de propagation de Vink (1982) implique des différences d'étirement gigantesques et propose que la propagation du *rifting* soit une conséquence naturelle des mouvements relatifs à partir d'un pôle de rotation proche (fig. IV-7B), avec des fenêtres de propagation à petites échelles, reprenant l'idée de Courtillot (1982). Ce modèle rejoint le modèle de Rabinowitz & LaBrecque (1979), en y ajoutant des fenêtres de propagation : nous avons déjà montré les problèmes liés à ce type de reconstructions. Pour obtenir du Sud au Nord à l'échelle d'un océan, une différence d'âge d'environ 20 Ma sur l'ouverture océanique (Valanginien à Aptien), le mouvement nécessite l'emploi d'un pôle qui aura des conséquences inadmissibles sur les autres limites de plaques mises en jeu (ici, par exemple dans l'océan Atlantique Equatorial).

Notons enfin que ce type de mouvement crée forcément des anomalies magnétiques obliques à la côte, avec un angle dont la pointe est dirigée dans le même sens sur les deux plaques⁸¹ (cf. fig. IV-7Ae ou Bc) (ici vers le Nord). Ici, l'étude des anomalies magnétiques dans le Sud de l'Atlantique Sud (Rabinowitz & LaBrecque, 1979), montre une série d'anomalies mésozoïques parallèles à la côte, et non obliques (fig. IV-8). La plus vieille anomalie (anomalie G) est identique tout le long de la côte alors que le modèle de Vink (1982) prévoit des anomalies magnétiques de plus en plus jeunes dans la direction de propagation.

IV.3.4 Les problèmes rencontrés :

Dans l'hypothèse d'un modèle à plaques rigides, deux choix sont possibles :

Soit on réajuste au Sud de la ride de Walvis et l'on obtient une lacune trop importante dans l'océan Atlantique Equatorial

Soit on réajuste au Nord, dans l'océan Equatorial et dans le segment central de l'océan Atlantique Sud, et obtient une lacune trop importante dans le segment sud.

⁸¹ Ce n'est pas ce que l'on observe dans la majorité des cas, comme par exemple en mer de Labrador où les pointes sont inversées, indiquant ainsi que l'ouverture s'est effectuée en deux phases distinctes avec des directions d'ouverture bien différentes (Fidalgo González, 2001).

L'ajustement des parties Sud et Nord de l'Atlantique Sud est impossible à réaliser si l'on considère les plaques rigides.

IV.4 Les modèles avec déformation intraplaque⁸² :

Burke et Dewey (1974) furent les premiers à vouloir résoudre ce problème de fermeture en introduisant la notion de déformation intraplaque continentale. La solution de la déformation intraplaque fut ensuite reprise par de nombreux auteurs. Très vite, deux écoles s'opposent sur la localisation de la déformation intraplaque. Burke & Dewey (1974), Pindell et Dewey (1982), Fairhead (1988) et Guiraud & Maurin (1992) entre autres suggèrent qu'il est possible de refermer correctement l'Atlantique Sud juste en déformant l'Afrique. À l'inverse, Curie (1984), Unternehr *et al.* (1988) et Nürnberg & Müller (1991) réfutent cette hypothèse et préconisent l'existence d'une déformation concomitante en Afrique et en Amérique du Sud pour résoudre le problème de la reconstruction initiale.

IV.4.1 Première approche de la déformation intraplaque :

Burke et Dewey suggèrent, dès 1974, à une époque où tous les modèles sont basés sur l'hypothèse de la rigidité des plaques, l'introduction d'une déformation intraplaque en Afrique pour satisfaire un assemblage de tout l'Atlantique Sud. Ils localisèrent alors la déformation dans le fossé de la Bénoué, considérant ce dernier comme un rift avorté lié à l'ouverture de l'Atlantique Sud (fig. IV-9). Ils interprétèrent l'ouverture de l'Atlantique Sud, comme résultant d'un point chaud avec trois branches de rift actif dont l'une avorterait au Santonien. L'introduction d'une déformation dans la troisième branche (fosse de la Bénoué) permet d'améliorer l'assemblage initial de l'Atlantique Sud sans introduire de mouvement différentiel entre l'Afrique et l'Amérique du Nord (Pindell et Dewey, 1982). Nous verrons cependant au chapitre IV.5 qu'elle ne suffit pas.

IV.4.2 Deux écoles pour la localisation de la déformation intraplaque :

À partir de 1982, il est donc admis que les modèles avec des plaques strictement rigides ne permettent pas d'expliquer la fermeture de l'Atlantique Sud. Tous les nouveaux modèles tiennent compte désormais d'une déformation intraplaque pour résoudre le problème de l'ajustement initial. La localisation de la déformation varie selon les écoles.

⁸² Pour être cohérent sur toutes les figures et pour que le lecteur non habitué puisse lire correctement les figures, il nous semble nécessaire de faire un petit récapitulatif sur la manière de lire les reconstructions cinématiques. Il s'agit de reconstitution de la paléogéographie avant déformation. Si une extension est observée sur le terrain, la reconstitution avant déformation montre un recouvrement, une « compression », et inversement. Il en est de même pour les mouvements décrochants dextre et sénestre. La légende des cartes indiquera la déformation créée par le mouvement et attendue sur le terrain, non ce qui est visible sur la carte paléogéographique.

IV.4.2.1 Déformation concentrée en Afrique

Dans cette école, l'idée directrice est qu'il est possible de résoudre le problème initial juste en déformant l'Afrique.

- Pindell et Dewey (1982) partent de l'assemblage de Rabinowitz & LaBrecque (1979) (fig. IV-5). Ils en déduisent qu'une fermeture satisfaisante ne peut-être acquise si l'on suppose les plaques rigides. Ils expliquent, comme Rabinowitz & LaBrecque (1979), la séparation des deux continents par deux stades d'ouvertures : un stade avec déformation de l'Afrique, entre 125 (Valanginien) et 110 Ma⁸³ (fig. IV-10), et un stade sans déformation (fig. IV-10, Afrique pointillée). Pendant le premier stade, ils utilisent un pôle proche de Rabinowitz & LaBrecque (1979), (19°N, 2°E, -8°), qu'ils appliquent seulement à une partie de l'Afrique ; l'Afrique de l'Ouest ne bouge pas par rapport à l'Amérique du Sud pendant cette période. Ce mouvement intraplaque en Afrique, permet de garder intact l'ajustement dans l'océan Atlantique Equatorial. Il induit une compression au niveau de la fosse de la Bénoué, qui évolue en décrochements sénestres vers le Nord-Est. Ces mouvements sont incohérents avec les contraintes géologiques, qui ne sont malheureusement pas prises en compte dans ce modèle. De plus, avec un tel pôle de rotation en Afrique, le mouvement entraîne une compression centrée sur la terminaison du rift central africain de l'ordre de 600 km au Crétacé inférieur (Unternehr *et al.* 1988), qui est incompatible avec les données géologiques. Il persiste par ailleurs un recouvrement des plateaux de Demerara et de Guinée.
- En 1988, Fairhead explique que l'ouverture de l'océan Atlantique Central, Equatorial et Sud est fortement liée dans le temps et dans l'espace au développement du système de rift Crétacé dans l'Ouest et le Centre de l'Afrique. Il détermine 4 grandes phases de déformations : 1. ouverture de l'Atlantique Central au Jurassique ; 2. ouverture de l'Atlantique Sud au Crétacé inférieur (130-119 Ma⁸⁴) avec possibilité de propagation du *rifting* à l'intérieur de l'Afrique *via* la fosse de la Bénoué ; 3. ouverture de l'Atlantique Equatorial (119-105 Ma) et 4. contacts des bassins océaniques de l'Atlantique Sud et Central *via* l'Atlantique Equatorial, avec le développement d'une dorsale unique. Il montre que l'âge des structures, ainsi que le lien tectonique existant entre le rift ouest et central africain et l'Atlantique Equatorial et Sud permettent de supposer qu'ils se soient formés en même temps en réponse directe à un processus tectonique majeur. Reprenant l'idée de Rabinowitz & LaBrecque (1979) puis de Pindell & Dewey (1982), il explique ainsi l'ouverture par deux stades, un premier stade déformant l'Afrique (130 Ma) à partir

⁸³ Les âges utilisés par Pindell & Dewey (1982) sont issus d'une compilation. La chronologie du Mésozoïque provient de l'échelle de Van Hinte (1976a, b) et la chronologie du Cénozoïque provient de Sclater *et al.* (1974).

⁸⁴ Les âges utilisés par Fairhead (1988) proviennent de l'échelle de Klitgord et Schouten, (1986)

d'un pôle situé à 27°N, 18°W⁸⁵ qui permet au rift central africain de s'ouvrir. Le second stade à la fin du Crétacé a un pôle situé à 66°N, 25°W⁸⁶ qui engendre un mouvement d'éloignement des deux plaques, parallèle au rift central africain, ce qui conforte le lien entre l'ouverture de l'océan atlantique et la création du rift central africain. Unternehr *et al.* (1988) montrent cependant qu'une localisation de la déformation exclusive à l'Afrique ne permet pas de résoudre l'assemblage initial, l'amplitude et la nature des mouvements sont insuffisantes pour refermer correctement l'assemblage initial (d'après Unternehr *et al.*, 1988).

- Guiraud et Maurin (1992) ont une approche similaire à celle de Pindell & Dewey (1982) et de Fairhead (1988). Ils comparent les événements tectono-sédimentaires à l'intérieur des bassins cratoniques avec ceux qui contrôlent l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Ils montrent qu'il existe deux stades de *rifting* au Crétacé inférieur, repartis sur tout le continent africain, depuis la Libye, l'Algérie, le Mali, le Niger, le Kenya, le Soudan, le Tchad, le Cameroun, la Bénoué, la Côte d'Ivoire (représentant les marges passives de l'océan Atlantique Central) et les marges de l'océan Atlantique Sud. Pour expliquer ces deux stades de *rifting*, ils partagent l'Afrique en trois blocs (fig. IV-11). Un bloc sud austral limité au Nord par la fosse de Bénoué, le rift central africain, un bloc ouest limité à l'Est par les rifts Est Niger et du Soudan, ainsi que par le linéament trans-Sahara, et enfin, un bloc Arabie-Nubie. Les auteurs utilisent, pour le premier stade (Aptien basal – Néocomien), le même pôle que Fairhead (1988) (27°N, 18°W) pour le bloc Austral, seul le bloc Arabie subit une rotation différente (avec un pôle situé 17°N, 18°W). Au cours du second stade (Albien – Aptien), ils reprennent l'idée de Fairhead (1988) et appliquent une rotation suivant le pôle situé à 66°N, 19°W⁸⁷. Ils expliquent ainsi qu'il est impossible de relier tout le *rifting* Crétacé à l'ouverture de l'Atlantique Sud, la seconde phase de *rifting* serait à rattacher selon les données géologiques à l'ouverture de l'océan Indien et à l'évolution des marges téthysiennes. Guiraud et Maurin (1992) supposent un modèle cinématique plus complexe, incorporant l'histoire des océans : Atlantique, Indien et Téthys. Les quantités de mouvement engendrées par ce modèle seront utilisées afin de vérifier si cette déformation africaine est suffisante pour refermer l'océan Atlantique Sud (*cf.* chapitre **IV.5.4**).

⁸⁵ Il n'est pas possible de reproduire le mouvement effectué par Fairhead (1988) lors de ce premier stade, car il ne cite ni l'assemblage initial dont il est parti, ni l'angle qu'il affecte à la sous-plaque Afr_SE par rapport à l'Afrique de l'Ouest. Une tentative de reproduction sera réalisée dans le chapitre **IV.5.4**.

⁸⁶ Ce pôle est situé près du pôle de de Klitgord & Schouten (1986). Il s'agit bien entendu d'une coïncidence, le travail de Klitgord & Schouten (1986) étant centré sur l'océan Atlantique Central, sans préoccupation des autres océans.

⁸⁷ *Cf.* note de bas de page n°85

IV.4.2.2 Déformation répartie entre l’Afrique et l’Amérique du Sud

Cette seconde école réfute l’hypothèse d’une déformation intraplaque exclusivement africaine pour refermer correctement l’Atlantique Sud et suggère de déformer simultanément l’Amérique du Sud.

- En 1984, Curie propose de réaliser un assemblage initial satisfaisant des segments Central et Sud de l’Atlantique Sud, avec une discontinuité intraplaque recoupant l’Amérique du Sud (fig. IV-12). L’introduction d’une telle discontinuité permet de refermer la partie sud de l’Atlantique Sud, sans conséquence sur l’ajustement réalisé sur les marges équatoriales et du segment central. Dans cette hypothèse, la plaque africaine est considérée comme une entité rigide. La zone de déformation intraplaque choisie s’étend de la ride de Rio Grande à Cochabamba Santa Cruz bend (Andes, Chili). La discontinuité jouerait en décrochement dextre entre 117 et 107 Ma⁸⁸. Les observations directes et quantifiables pour une telle déformation intraplaque sont difficiles à cause des épanchements volcaniques de la province de Paraña, mais il existe quelques arguments forts tels que l’alignement entre les rides de Rio Grande et de Walvis qui forment la discontinuité majeure de l’Atlantique Sud, ou encore la mise en place de cet épisode volcanique majeur dans le bassin de Paraña autour de 133 Ma (Renne *et al.*, 1992), juste avant l’ouverture de l’océan, et non après, comme c’est le cas en Afrique (Unternehr *et al.*, 1988). Les problèmes posés par cette hypothèse sont la quantité de mouvement peu réaliste demandée en Amérique du Sud pour pouvoir refermer correctement le segment sud et l’absence de preuves d’une telle déformation intraplaque.
- Unternehr *et al.* (1986) montrent que l’amplitude et la direction de la déformation intraplaque (considérations géométriques) restreinte à la seule Afrique et plus encore la chronologie des mouvements ne fonctionnent pas. Unternehr *et al.* (1988) reprennent l’idée de Curie (1984) avec un modèle localisant la déformation intraplaque en Amérique du Sud au niveau de la province de Paraña, de la ride de Walvis ou celle de Rio Grande (fig. IV-13). Dans ce modèle, l’assemblage est moins serré au Nord le long des marges équatoriales que le modèle de Curie (1984) pour ne pas superposer la plate-forme précambrienne sur le continent africain et pour diminuer la quantité de mouvement nécessaire à la déformation intraplaque américaine. Par contre, le mouvement de déformation du Sud de l’Atlantique Sud est identique (ils utilisent le même pôle AmsS / Afr). Pour ces auteurs, ils existent donc des zones de déformations intraplaques en Amérique du Sud, mais ils ne rejettent pas l’idée de déformation en Afrique. Ces déformations ont lieu durant la phase initiale d’ouverture du domaine Sud de l’Atlantique Sud, et s’achèvent à l’Albien (107 Ma). Elles sont localisées et limitées en extension à travers les plaques. Il a été proposé par Olivet *et al.* (1984) et Olivet (1996), que de telles

⁸⁸ L’échelle utilisée par Curie (1984) semble correspondre à celle de Rabinowitz & LaBrecque (1979). L’âge de 107 Ma trouvé par Curie (1984) est réactualisé à 113 Ma par Campan (1995) avec l’échelle de Kent et Gradstein, 1986.

limites soient appelées discontinuités de second ordre⁸⁹ (fig. IV-14). Cette hypothèse est la meilleure dans l'optique d'une cassure et d'une fragmentation globale du Sud Gondwana, les mouvements engendrés étant cohérents avec les mouvements globaux existants durant cette période entre le Sud et le Nord Gondwana (fig. IV-15) ; (Olivet *et al.* 1984). De plus, elle permet d'établir un lien entre les concepts cinématiques (discontinuité de second ordre) et les structures observées à terre comme en mer (ride de Walvis, Ride de Rio Grande, basaltes de Paraña). L'assemblage initial légèrement modifié après 1988 (fig. IV-15) pose encore des problèmes⁹⁰ : même si la lacune entre les plateaux de Demerara et de Guinée est minimale (70 km), il persiste une lacune dans le Sud de l'Atlantique Sud, qui oblige à introduire une déformation intraplaque de 400 km en Amérique du Sud le long de la discontinuité, alors qu'aucun argument géologique n'indique sa présence.

Par la suite, les modèles segmentèrent encore plus les plaques en jeu : l'Afrique se retrouve ainsi découpée en 3 sous-plaques (Guiraud & Maurin, 1992), l'Amérique du Sud en 4 (Nürnberg & Müller, 1991).

- Nürnberg et Müller (1991) proposent un modèle où l'Afrique est divisée en deux plaques : une plaque Nord-Ouest africaine et une plaque Afrique, la limite entre les deux plaques étant localisée dans la fosse de la Bénoué et les rifts du Niger. En Amérique du Sud, la déformation intraplaque se répartit dans un système de discontinuités de second d'ordre au sein des bassins de Paraña, Salado et Colorado (fig. IV-16) divisant l'Amérique du Sud en **quatre sous-plaques**. Reprenant l'idée émise par Unternehr *et al.* (1988), ils distribuent ainsi la déformation sur les deux continents. En considérant ces grandes discontinuités, la limite océan / continent d'Emery et Uchupi (1984), la morphologie du plateau de Demerara et l'extension des zones de fractures équatoriales vers les marges, ils obtiennent un modèle cinématique qui introduit une déformation sur les deux plaques sans nécessité de changements cinématiques importants, contrairement aux autres modèles (Campan, 1995). Cependant, l'étude en détail de cette reconstruction initiale montre que de nombreux problèmes persistent (fig. IV-16). Nous observons que :
 - La lacune entre les plateaux de Demerara et Guinée est importante (plus de 200 km de lacune entre les isobathes 2000 m).
 - La plate-forme précambrienne brésilienne recouvre le continent africain au niveau du Ghana.
 - Les linéaments de Sobral et de Kandi ne sont pas alignés (130 km de décalage), ni ceux de Patos/Ngaoundéré et de Permanbuco/Sanaga.
 - La position des continents semble impossible jusqu'au Sud-Gabon, car les *hinge lines*⁹¹ se recouvrent.

⁸⁹ Ce type de discontinuité de second ordre marqué par des rides a été observé au niveau de la ride Islande Faeroe dès 1982 (Unternehr).

⁹⁰ Toutes ces remarques n'excluent pas des déformations à plus petites échelles durant l'évolution de l'océan Atlantique. Ces déformations peuvent être reliées à la déformation des marges durant le *rifting*.

⁹¹ *cf.* définition de ce terme dans la note en bas de page n° 1 du chapitre **III.1.1**.

- Le décalage des zones de fracture reste important au niveau de Rio Grande et des Falkland-Agulhas
- La déformation qu'ils proposent en Amérique du Sud engendre une extension de plus de 130 km.

Le concept d'une déformation distribuée sur plusieurs zones de faiblesse paraît assez réaliste, c'est d'ailleurs ce que nous voulons tester, malheureusement Nürnberg & Müller (1991) ne semblent pas avoir suffisamment pris en compte les données géologiques dans leur reconstruction initiale. Au vu de la figure IV-16, nous admettons que cette reconstruction ne peut pas expliquer la fermeture totale de l'Atlantique Sud car les déformations réalisées pour y parvenir sont impossibles géologiquement.

- Campan (1995), durant sa thèse, a effectué une étude détaillée des données altimétriques⁹² des zones de fractures de l'océan Atlantique Equatorial qui a mise en évidence plusieurs informations complémentaires. Elle postule qu'entre l'assemblage initial et l'anomalie 34 (83 Ma⁹³), il y ait un changement cinématique daté à 105 Ma environ⁹⁴. Cet événement se situe dans l'« intervalle magnétique calme » du Crétacé ; il permet d'expliquer la formation des réseaux de zones de fractures de l'océan Atlantique Equatorial septentrional. Ce changement majeur de direction des mouvements relatifs des plaques américaines et africaines est concordant avec un épisode volcanique important dans le fossé de la Bénoué, daté à 105 ± 4 Ma par Snelling (1965). S'appuyant sur cette étude, Gueguen (1995) propose un assemblage initial dans la continuité des travaux de Curie (1984) et Unternehr *et al.* (1988) (fig. IV-17). Il s'agit en fait de partir d'Unternehr *et al.* (1988) et de tenter de refermer la lacune entre les plateaux de Demerara et Guinée ainsi que l'Atlantique Sud, sans pour cela décaler les linéaments de Kandi et Sobral. Il minimise la lacune dans le segment sud et limite à 200 km la déformation intraplaque nécessaire à la fermeture totale de l'Atlantique Sud (au lieu de 400 km obtenue par Unternehr *et al.* 1988). Il optimise de meilleurs ajustements géologiques au niveau de l'Equateur et referme les bassins salifères aptiens. Néanmoins, la lacune au Sud de la Ride Rio Grande – Walvis semble impossible à refermer en utilisant la seule discontinuité de Paraña, cette observation tend à confirmer l'hypothèse de Nürnberg & Müller (1991) de découper l'Amérique du Sud en 4 selon les zones de faiblesse répartie au niveau des bassins sédimentaires de Colorado, Salado et Paraña-Chacos.

IV.4.2.3 Les problèmes posés

L'introduction de ces déformations intraplaques permet d'améliorer l'assemblage initial. Mais cette solution pose encore deux grands problèmes :

⁹² A cette époque, les données altimétriques étaient très espacées (données secret défense).

⁹³ Les âges utilisés dans l'étude de Gueguen (1995) et Campan (1995) sont issus de l'échelle de Cande et Kent (1992).

⁹⁴ Nous verrons au chapitre IV-6 ce que les données altimétriques plus précises (1 min * 1 min) disent de cette hypothèse.

- La quantité de mouvement nécessaire à introduire dans ces zones d'accommodation pour refermer les lacunes est souvent trop importante, par rapport aux données géologiques. Dans le modèle de Pindell et Dewey (1982), la quantité de mouvement nécessaire à introduire en Afrique dépasse les 300 km de déformation (Curie, 1984). Or les données géologiques (Benkhelil & Robineau, 1983 ; Benkhelil, 1988) estiment le déplacement à une dizaine de kilomètres. Dans le modèle d'Unternehr *et al.* (1988), la quantité de mouvement nécessaire à la fermeture de la lacune au Sud de la ride Walvis est estimée à 400 km en moins de 15 Ma. D'une manière générale, tous les modèles tenant compte exclusivement des déformations sur une seule plaque n'arrivent pas à résoudre l'assemblage pré-ouverture de l'Atlantique Sud (Unternehr *et al.* 1988).
- L'absence d'arguments concernant la déformation intraplaque en Amérique du Sud. Le volcanisme de Paraña pourrait être la signature d'un tel déplacement, mais une telle déformation aurait dû laisser d'autres empreintes géologiques. Seuls, Eyles & Eyles (1993) ont mis en évidence l'existence d'un décrochement dextre de 150 km dans le bassin de Paraña au moment de la mise en place des laves à partir d'une étude de sub-surface du remplissage. Cette zone d'accommodation coïncide avec la limite intraplaque choisie par Unternehr *et al.* (1988) ; elle est datée au paléozoïque supérieur et montre une répartition asymétrique d'une unité de magmas successifs de part et d'autre de la zone d'accommodation. Ce décrochement est confirmé par une étude de télédétection (Eyles & Eyles, 1993).
- Il reste d'autres problèmes : tels que le recouvrement du sel américain sur la côte africaine au niveau de Moçamedes (*cf.* chapitre **I.4.2.2** et **III.5.4**), le décalage des principales zones de fracture (Walvis et Falklands) de l'ordre de 80 km (fig. IV-15 ou 17).
- Les conséquences de ces déformations africaines n'ont jamais été réellement étudiées d'un point de vue cinématique à plus grande échelle. Nous allons dans le chapitre suivant (chapitre **IV.5**) les prendre en compte et observer leurs implications dans l'océan Atlantique Sud, en détail.

IV.5 Tentative de fermeture de l'océan Atlantique Sud à partir des déformations intraplaques africaines

Le but de cette partie est de tenter, en prenant en compte toutes les déformations intraplaques en Afrique, et seulement elles, de refermer complètement les océans Atlantique Sud et Equatorial.

IV.5.1 Contrainte de l'océan Atlantique Equatorial

Pour tous les résultats obtenus sur la déformation intraplaque de l'Afrique, le problème de la fermeture intéresse en premier lieu la position de l'Amérique du Sud (supposée ici indéformable) par rapport à l'Afrique.

Les mouvements possibles dans l'Atlantique Equatorial sont très vite limités par l'alignement des linéaments américains et africains, par la similitude des plateaux de Demerara et de Guinée et des lignes de côtes, par la position de la plate-forme précambrienne brésilienne, ainsi que par la position des cratons guyanais et Ouest africain.

La figure IV-18 montre deux des trois reconstructions dans l'Atlantique Equatorial qui respectent l'ensemble de ces contraintes (la troisième est celle de Curie, 1984, (cf. fig. IV-12)) :

- Le premier zoom est issu d'une reconstruction d'Unterneh *et al.* (1988) in Campan (1995) (cf. fig. IV-15). Il montre un bel alignement des linéaments de Sobral (Brésil) et de Kandi (Afrique), une belle similitude des lignes de côtes et une lacune minimale au niveau des plateaux de Demerara et de Guinée.

À partir de cette position, très peu de modifications sont possibles afin de garder intact l'alignement des linéaments homologues de Kandi et Sobral.

- Le second zoom est issu d'une reconstruction de Gueguen (1995) (cf. chapitre **IV.4.2.2**) suite à des travaux en collaboration avec Campan (1995). L'Amérique du Sud a effectué par rapport à Unterneh *et al.* (1988) in Campan (1995), une légère rotation anti-horaire, entraînant un ajustement plus serré dans l'Est de l'océan Atlantique Equatorial, provoquant une superposition plus importante de la plate-forme brésilienne précambrienne sur le continent africain, une plus grande lacune au niveau des plateaux de Demerara et de Guinée⁹⁵ et une forme en biseau de l'océan équatorial empêchant une bonne homologie des lignes de côtes. Néanmoins, l'alignement des linéaments est bien conservé.

La reconstruction d'Unterneh *et al.* (1988) in Campan (1995) est celle qui nous paraît répondre au maximum de contraintes dans l'océan Equatorial, nous avons donc décidé de réaliser nos comparaisons issues de la déformation de l'Afrique à partir de cette reconstruction. Nous reviendrons ensuite sur le problème de l'océan Atlantique Equatorial.

IV.5.2 Déformations de l'Afrique : contraintes géologiques et géophysiques

De nombreuses études géologiques ont été réalisées en Afrique. Nous ne nous intéresserons qu'aux études sur les structures d'âge Crétacé contemporaines de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Benkhelil (1982), Allix & Popoff (1983), Maurin *et al.* (1986) et

⁹⁵ La lacune entre les deux plateaux est de 80 km d'après Gueguen (1995), contre 70 km pour Unterneh *et al.* (1988) in Campan (1995), ce qui n'est pas grand chose.

Benkhelil (1988) montrent les structures et les mouvements possibles dans la fosse de la Bénoué. Allix *et al.*, (1981), Popoff *et al.* (1983), Avbovbo *et al.* (1986) et Popoff (1987) s’intéressent à la géologie dans le rift de Bongor. Avbovbo *et al.* (1986), Fairhead (1986), Fairhead & Okereke (1987), Fairhead & Green (1988), Genik (1992 et 1993) nous informent sur la géologie des rifts du Niger. Le mouvement en centre Afrique est décrit par Ngangom (1983) (au Cameroun) ainsi que par Cornacchia & Dars (1983), Maurin & Guiraud (1990), Guiraud & Maurin (1992) et Maurin & Guiraud (1993). L’extension dans les rifts du Soudan est observée par Browne & Fairhead (1983), Browne *et al.* (1985), Reeves *et al.* (1986), Jorgensen & Bosworth (1988) et par Fairhead (1988). La liste n’est pas exhaustive. Les études géologiques sont nombreuses, détaillées, précises et contraignent assez bien les mouvements tectoniques en Afrique au Crétacé.

La figure IV-19 synthétise les structures majeures du Crétacé et le sens des mouvements. La figure IV-20 synthétise la quantité de mouvement associée, admise selon différents auteurs. Les principales structures contraignant la déformation intraplaque sont localisées au niveau des sutures Panafricaines (Guiraud & Maurin, 1992). Les déformations intraplaques sont généralement concentrées sur des zones de faiblesse crustales préexistantes et forment des bandes plus ou moins continues qui sont définies comme des limites de second ordre, limitant des blocs relativement non déformés (Olivet *et al.* 1984). Les structures concernées sont (Fig. IV-19 et IV-20) :

- Le bassin de la Bénoué qui est associé à un mouvement décrochant sénestre et à une légère distension. Fairhead (1988) mesure 95 km de mouvement extensif à l’intérieur du bassin⁹⁶. Unternehr *et al.*, (1988) se limitent entre 10 et 50 km, Nürnberg & Müller (1991) proposent d’utiliser 60 à 70 km d’extension et 20 à 30 km de décrochement sénestre lors de la déformation intraplaque.
- Au Nord, ce bassin est en liaison avec le rift du Niger montrant une extension de l’ordre de 60 km (Fairhead, 1988) de direction NE/SW. Le rift se poursuit au Nord par des décrochements sénestres (linéaments d’Amguid-Gassi Touil-Algérie et de 10°E⁹⁷). Les structures de la terminaison Nord sont peu connues (au niveau de la Tunisie). Boudjema (1987), *in* Guiraud & Maurin (1992) parle d’une déformation crétacée transpressive dans les bassins d’EL Boid – Gassi Touil.
- La terminaison NE du bassin de la Bénoué est le rift de Bongor montrant une extension de direction NNW/SSE du Néocomien au Barrémien (Guiraud &

⁹⁶ Le calcul de Fairhead (1988) pour mesurer la quantité de mouvement le long des principales structures Crétacé africaines est basé sur un modèle gravimétrique 2D assez simpliste. Fairhead (1988) reconnaît lui-même que les résultats obtenus par la gravimétrie ne sont pas des résultats uniques et que les valeurs trouvées doivent être prises avec précaution et qu’elles représentent certainement des estimations **maximales** de quantité de mouvement possible.

⁹⁷ Guiraud & Maurin (1992) utilise le linéament d’Amguid-Gassi Touil-Algérie comme limite intraplaque Nord du système Afrique de l’Ouest – Nubie. Nous avons nous utilisé le linéament 10°E (Guiraud *et al.*, 2000) situé plus à l’Est, même lors de l’étude du polyphasage de la déformation (*cf.* chapitre IV.5.4).

Maurin, 1992). Il se prolonge, géographiquement vers le Nord, par la zone cisailante du Tchad. L'ordre de grandeur du mouvement dans le rift n'est pas contraint.

- Vers l'Est, la déformation se poursuit à partir de l'Aptien par un cisaillement dextre le long du linéament de centre Afrique. Cornacchia & Dars (1983), *in Fairhead* (1988) estiment le déplacement le long du cisaillement de l'ordre de 40 km, *in Benkhelil* (1988) propose 50 km. Il existe une légère extension (à quantifier) associée à ce mouvement. Ce cisaillement se poursuit à l'Ouest par le linéament Ngaoundéré de décrochement dextre à partir de l'aptien.
- Ce cisaillement se termine vers l'Est dans le rift du Soudan, au niveau des bassins de Muglad, du Nil Bleu, du Nil Blanc et de Melut. Fairhead (1988) estime la quantité de mouvement de l'ordre de 50 km. Jorgensen & Bosworth (1988), *in Fairhead*, (1988) minimise l'extension à 14 km de mouvement latéral. La terminaison SE du rift est aussi faiblement contrainte.

Suivant le modèle de Guiraud & Maurin (1992), ces grandes structures nous permettent de proposer un découpage de l'Afrique en quatre sous-plaques (fig. IV-19 et IV-20) :

- La plaque d'Afrique de l'Ouest qui restera fixe dans nos reconstructions
- La plaque Nubie correspondant à la partie Nord-Est de l'Afrique
 - La plaque Australe correspondant à la partie Sud de l'Afrique au Sud du cisaillement de Centre Afrique
 - La microplaque de la Bénoué nécessaire pour restaurer à la fois les mouvements inverses de la Bénoué et du cisaillement de Centre Afrique - Ngaoundéré.

En plus des contraintes données par le mouvement observé sur ces limites de sous-plaques, nous avons choisi d'intégrer à ces mesures une déformation interne et diffuse.

Fidalgo González (2001) a montré, dans son étude cinématique de l'océan Atlantique Nord que l'on ne pouvait exclure une déformation qui ne se concentre pas exclusivement à la frontière entre deux plaques, mais s'exprime de manière plus diffuse⁹⁸ sur le domaine océanique et aussi dans les bassins sédimentaires continentaux. L'ordre de grandeur de cette déformation diffuse est d'environ 50 km (Fidalgo González, 2001).

Nous pouvons donc admettre suivant le travail de Fidalgo González (2001) qu'en plus de la déformation quantifiable sur la limite des sous-plaques, il existe une déformation non

⁹⁸ Fidalgo González (2001) n'utilise pas le terme de déformation diffuse, lui préférant celui de « semi-diffuse ». Avec ce terme, il fait référence à une déformation qui se concentre sur des zones non linéaires, plus ou moins larges, et en général pas très bien délimitées bien que repérables, et dont on peut déterminer le type de déformation. Fidalgo González (2001) conserve le terme « diffuse » pour les cas extrêmes, où le système serait perturbé tant par de légères déformations non identifiables, que par le « bruit de fond » conséquence de l'erreur inhérente aux données.

observable de l’ordre de 50 km. Cette déformation peut-être prise en extension ou en compression, c’est-à-dire que lorsqu’une contrainte observée sera, par exemple de 50 km en extension, les cas limites de déformation intraplaque seront de 100 km (en extension) ou de 0 km de déformation⁹⁹. De cette façon, nous étudierons les cas extrêmes de la déformation intraplaque africaine

IV.5.3 Recherche cinématique de la déformation africaine

Pour tenter de refermer le plus possible l’océan Atlantique Sud, à partir de la déformation intraplaque localisée exclusivement en Afrique, nous allons procéder de manière géométrique. Nous ne tiendrons compte que de la géométrie et des quantités de mouvement des structures, nous négligerons la possibilité d’une déformation polyphasée¹⁰⁰. Ce travail sera réalisé grâce au logiciel PLACA (Matias *et al.*, soumis), qui permet de rechercher le meilleur pôle à partir des contraintes données.

Ainsi, lors de la première étape, nous éliminerons la déformation créée par le mouvement de l’Afrique Nubie par rapport à l’Afrique de l’Ouest. La déformation observée est un mouvement décrochant sénestre le long du linéament de 10°E, accompagné d’une extension dans le rift du Niger.

La deuxième étape représente le mouvement de l’Afrique Australe par rapport au système Afrique de l’Ouest – Nubie après l’étape 1. Elle doit rendre compte d’un mouvement décrochant dextre de l’ordre de 50 km le long du cisaillement Centre Afrique, associé à une légère extension dans le rift du Soudan.

IV.5.3.1 Première étape de déformation : Afrique Nubie - Australe / Afrique de l’Ouest

Pour refermer les mouvements des plaques Nubie - Australe¹⁰¹ par rapport à l’Afrique de l’Ouest, il faut annuler l’extension admise dans le rift du Niger (les bassins de Ténére) et réaliser le mouvement inverse (dextre) le long du linéament 10°E. Pour arriver à ce résultat, trois mouvements sont possibles :

- Un mouvement décrochant pur le long du linéament de 10°E
- Un mouvement entraînant une extension limitée, au niveau de la Tunisie.

⁹⁹ Dans le premier cas (100 km), il y aura cumul entre la déformation observée et la déformation diffuse, dans le second (0 km), il y a annulation des deux déformations.

¹⁰⁰ Nous verrons par la suite que cette approximation est valable puisque les mouvements des deux différentes phases décrites par Guiraud & Maurin (1992) ne sont pas inverses.

¹⁰¹ Lors de la première étape, le mouvement effectué annule les structures entre la plaque Nubie et celle de l’Afrique de l’Ouest. L’Afrique Australe est considérée lors de cette première étape, solidaire de la plaque Nubie, nous lui ferons subir donc le même mouvement.

- Un mouvement entraînant une compression limitée toujours au niveau de la Tunisie.

IV.5.3.1.1 *Étape 1 : mouvement décrochant*¹⁰²

Dans ces conditions, pour refermer les bassins du Niger, nous avons coulissé la plaque Nubie de 90 km par rapport à l'Afrique de l'Ouest. Avec 90 km de coulissement, nous arrivons à réaliser 63 km d'extension au niveau du rift du Niger (fig. IV-21). Cependant, avec ce mouvement, l'alignement des trois zones de fractures majeures de l'océan Atlantique Sud est difficile : la zone de fracture Ascension est décalée de 85 km, tandis que celles de Rio Grande et Falkland-Agulhas sont bien alignées (0 et 30 km de décalage respectivement). Enfin, le mouvement étant juste décrochant, cette solution ne permet pas de resserrer ni les bassins du segment central, ni ceux du segment sud.

Si nous regardons plus en détail dans le segment central (fig. IV-22), nous nous apercevons que ce mouvement entraîne¹⁰³ :

- Une zone de déformation entre les plaques Bénoué et Australe qui sera compensée par des mouvements ultérieurs de la microplaque Bénoué.
- Un décalage de 83 km de la zone de fracture Ascension qui sera difficile à annuler lors de la seconde phase, à cause de toutes les contraintes environnantes de la déformation.
- Et surtout une fermeture insuffisante du segment central : seule une petite partie du sel compressif (zone hachurée bleue) est recouverte¹⁰⁴. Par rapport à la reconstruction initiale (celle d'Unternehr *et al.*, 1988, *in Campan* (1995)), on referme peu.

IV.5.3.1.2 *Étape 1 : mouvement extensif*

Si le mouvement de l'étape 1 est un décrochement accompagné d'un léger mouvement vers le SSW afin de refermer plus le segment central (fig. IV-23), il engendre une extension de 30 km au niveau de Tunisie, ainsi que 60 km d'extension dans le rift du Niger. Ce mouvement provoque aussi 80 km d'extension dans le bassin de Bongor, et un mauvais alignement de la zone de fracture Ascension (63 km de décalage). Celles de Rio Grande et des Falkland-Agulhas sont au contraire bien alignées.

Plus en détail (fig. IV-24), dans le segment central, les conséquences de ce mouvement sont :

¹⁰² Le mouvement de l'étape 1 est donné par rapport au linéament de 10°E.

¹⁰³ **Rappel** : Toutes les observations faites dans le segment Central dépendent de la position de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique, il s'agit ici de la reconstruction d'Unternehr *et al.* (1988), il ne faut pas oublier qu'il peut y avoir des petites variations si nous considérons la reconstruction de Curie (1984) ou de Gueguen (1995).

¹⁰⁴ Les limites du « front salifère compressif » sont prises comme repère dans l'ensemble des reconstructions.

- Une zone de déformation entre les plaques Bénoué et Australe que l'on compensera par des mouvements ultérieurs de la microplaque.
- Une fermeture des bassins toujours insuffisante, le recouvrement est supérieur à celui du mouvement décrochant pur, mais de peu.
- Un mauvais alignement de la zone de fracture Ascension.
- Une forme en biseau (d'après les limites de deux *hinge lines*) du segment central.

IV.5.3.1.3

Étape 1 : mouvement compressif

Si le mouvement principal de l'étape 1 est un décrochement accompagné d'une rotation horaire de la plaque Nubie-Australe afin de fermer davantage le segment central (fig. IV-25), il provoque 40 km de compression en Tunisie, 90 km d'extension dans le rift du Niger et un décalage important (supérieur à 140 km) des zones de fractures Rio Grande et Falkland-Agulhas. Par contre, la zone de fracture Ascension est bien alignée. Ce mouvement permet la fermeture la plus serrée des bassins des segments Central et Sud, néanmoins pour ceux du Sud, l'espace à refermer est encore important.

Dans le segment central (fig. IV-26), les conséquences de ce mouvement sont :

- Une zone de déformation créée entre les plaques Bénoué et Australe permettant les mouvements ultérieurs de la microplaque.
- Un bon alignement de la zone de fracture Ascension, qui contraint néanmoins la direction du mouvement lors de l'étape 2 : l'alignement de la zone de fracture oblige à un mouvement décrochant. Le décrochement étant dextre, il va dans le sens contraire à une fermeture du segment central. Nous pouvons tout au plus admettre que le décrochement est annulé par la déformation intraplaque. Nous avons ainsi la fermeture maximale des bassins pour le mouvement compressif quel que soit le mouvement de l'étape 2.
- Un décalage encore important des zones de fracture Rio Grande et Falkland nécessitant une déformation intraplaque de l'Amérique du Sud.
- Une forme en biseau très prononcée de la limite *hinge line* avec une fermeture plus importante au Nord qu'au Sud.
- Un recouvrement important du sel américain sur le continent africain au niveau de Moçamedes ; l'origine de ce recouvrement est soumise à plusieurs hypothèses (*cf.* chapitre **I.4.2.2**).

- Une fermeture maximale des bassins du segment central. Le « front compressif salifère » est complètement recouvert ainsi qu’une faible partie du domaine 2 salifère (cf. chapitre III.5.1).

IV.5.3.2 Seconde étape de déformation : Afrique Australe / Afrique de l’Ouest – Nubie

À partir des positions extrêmes déduites de l’étape 1, les déformations admises pour l’étape 2 dépendent du mouvement entre l’Afrique Australe et l’Afrique Nubie, le long du cisaillement centre africain. Le mouvement dextre du cisaillement centre africain est très contraignant car il va dans le sens inverse d’une fermeture supplémentaire du segment central. On peut soit estimer que son mouvement décrochant est annulé par la déformation diffuse (on ne change rien dans ce cas par rapport à la première étape), soit appliquer une rotation horaire à la plaque Australe qui peut conduire à de l’extension ou de la compression dans le cisaillement suivant la position du pôle. Cette rotation est cependant très limitée par l’alignement de la zone de fracture Ascension.

Pour chaque cas de l’étape 1, les possibilités sont très limitées pour à la fois refermer le segment central, obtenir un alignement raisonnable des zones de fracture Ascension et tenir compte des observations géologiques et géophysiques de terrain (plus ou moins la déformation diffuse).

IV.5.3.2.1 Étape 1 : mouvement décrochant / Étape 2 : mouvement décrochant¹⁰⁵

Dans l’hypothèse d’une étape 1 purement décrochante le long du linéament 10°E, deux solutions sont possibles. Dans la première hypothèse, nous cherchons à obtenir un décrochement pur dans le cisaillement centre africain. Cette solution montre 50 km d’extension au début du rift centre africain, 70 km de compression au niveau d’Anza, et aucune déformation dans la suture du rift du Soudan (fig. IV-27). Nous admettrons dans cette situation que la déformation refermant le rift du Soudan est diffuse et que l’ordre de grandeur des déformations est raisonnable. Ces deux mouvements ne suffisent pas à refermer les bassins des segments Central et Sud, et créent un décalage de 160 km environ des zones de fractures Rio Grande et Falkland-Agulhas.

Dans le segment central (fig. IV-28), les conséquences de ce second mouvement sont

- Une fermeture insuffisante des bassins salifères. Le « front salifère compressif » n’est pas entièrement refermé.
- Un bon alignement de la zone de fracture Ascension.
- Une forme en biseau des lignes de côtes et des *hinge lines* avec toujours une ouverture plus prononcée au Sud qu’au Nord.

¹⁰⁵ Le mouvement de l’étape 2 est donné par rapport au cisaillement centre africain.

- Le second mouvement décrochant empêche la création d’une zone de déformation au contact entre la microplaque de la Bénoué et l’Afrique Australe qui bloque les mouvements nécessaires pour restaurer la position de la microplaque.

IV.5.3.2.2 *Étape 1 : mouvement décrochant / Étape 2 : mouvement extensif*

Dans la seconde hypothèse, l’étape 1 est toujours décrochante et nous cherchons à introduire un mouvement extensif dans le décrochement centre africain, au cours de l’étape 2 (fig. IV-29). Ce mouvement favorise 60 km d’extension dans le rift du Soudan, 60 km de décrochement le long du cisaillement centre africain, 30 km de compression au niveau d’Anza. Il minimise en plus le décalage des zones de fracture Rio Grande et Falkland-Agulhas à 100 et 136 km respectivement, mais ne referme pas encore assez les bassins des segments Central et Sud.

Dans le segment central (fig. IV-30), nous nous apercevons que ce mouvement entraîne :

- Un décalage de 45 km de la zone de fracture Ascension.
- Une fermeture insuffisante des bassins salifères, le « front salifère compressif » est refermé de moitié seulement. Cependant, cette reconstruction offre une très belle similitude des *hinge lines* ; la forme en biseau a disparu, et un espace régulier est presque conservé entre les deux limites.
- Une compression entre l’Afrique Australe et la microplaque de la Bénoué qui permettra de bouger cette dernière pour restaurer correctement l’extension dans le rift de Bongor.

IV.5.3.2.3 *Étape 1 : mouvement extensif / Étape 2 : mouvement extensif*

Dans l’hypothèse d’une étape 1 de type extensive au niveau du linéament d’Amguid-Gassi Touil-Algérie, la meilleure solution pour refermer le segment central est celle donnée par un mouvement extensif le long du cisaillement centre africain (fig. IV-31). La reconstruction obtenue offre alors 60 km d’extension au niveau du rift du Soudan, 58 km d’extension au début du rift centre africain, et 31 km de compression au niveau d’Anza. Cette reconstruction porte à 108 et 147 km respectivement les décalages entre les zones de fractures Rio Grande et Falkland-Agulhas. Elle ne permet toujours pas d’expliquer la fermeture complète des bassins des segments Central et Sud.

Dans le segment central (fig. IV-32), les implications de cette reconstruction sont :

- Un bon ajustement de la zone de fracture Ascension avec moins de 20 km de décalage.

- 20 km de déformation sur la frontière Sud de la microplaque Bénoué, qui autorise un mouvement supplémentaire nécessaire pour diminuer l’extension dans le rift de Bongor.
- Une fermeture imparfaite des bassins salifères, seule la moitié du « front compressif salifère » est recouverte. Dans cette reconstruction, l’homologie des *hinge lines* n’est plus respectée, la forme en biseau prédomine.
- Un décalage supérieur à 100 km des zones de fracture du Sud qui implique une déformation en Amérique du Sud.

IV.5.3.2.4 *Étape 1 : mouvement compressif / Étape 2 : mouvement extensif*

Dans l’étape 1 compressive, nous avons vu que l’alignement des zones de fracture Ascension ne nous autorisait aucune fermeture supplémentaire du segment central grâce au mouvement de la plaque Australe (étape 2). Cependant, nous avons choisi de tenter un mouvement qui refermerait plus ce segment tout en impliquant un décalage raisonnable des zones de fractures Ascension. Dans ce dernier test (fig. IV-33), nous partons de l’étape 1 en compression, et nous appliquons un mouvement extensif à la frontière avec le rift du Soudan. Cette reconstruction implique 71 km d’extension à la limite du rift du Soudan, 28 km de compression au niveau d’Anza et 70 km de décrochement dans le cisaillement centre africain. Ce mouvement autorise un des fermetures les plus serrées des segments Central et Sud, mais engendre un fort décalage des zones de fractures Rio Grande et Falkland-Agulhas (235 et 240 km respectivement) et tout de même 41 km pour la zone de fracture Ascension (que l’on pourrait imputer à la déformation diffuse).

Dans le segment central (fig. IV-34), les résultats plus en détail de ce mouvement sont :

- La zone de fracture Ascension est décalée de 41 km, et celles de Rio Grande de 235 km.
- Cette rotation supplémentaire a aussi pour conséquence de recouvrir davantage le continent africain de sel américain au niveau de Moçamedes.
- La rotation annule la zone de déformation créée dans la première phase au niveau de la limite Sud de la microplaque de la Bénoué et élimine ainsi tous mouvements postérieurs de cette dernière.
- Les limites des *hinge lines* montrent une belle similitude jusqu’au bassin de Reconcavo, avec un espacement régulier.
- Il s’agit de la fermeture la plus serrée que nous ayons pu obtenir en appliquant des déformations intraplaques en Afrique. Même dans ce cas, seule une partie du domaine 3 salifère est recouverte (*cf.* chapitre

III.5.1). Retenons cependant qu'il s'agit d'un cas extrême, peu plausible.

IV.5.4 Notion et calendrier des phases

Fairhead (1988), Guiraud & Maurin (1992) et Maurin & Guiraud (1993) soumettent un calendrier de la déformation intraplaque. La déformation se déroulerait en deux grandes phases.

D'après Guiraud & Maurin (1992), la première phase de déformation se déroule du Valanginien à l'Aptien inférieur. Elle consiste en un mouvement réalisé à partir du pôle 17°N, 18°W. Cette rotation permet d'expliquer une extension Nord-Sud voire de la transtension au Sud du Tchad, au Nord du Cameroun et dans la Bénoué supérieure et un mouvement décrochant sénestre, le long du système de faille Amguid-Gassi Touil-Algérie.

La seconde phase dure de l'Aptien moyen à l'Albien, il s'agit d'une rotation à partir du pôle défini par Klitgord & Schouten¹⁰⁶ (1986). Ce mouvement engendre un mouvement décrochant dextre le long des zones de fractures équatoriales, une extension dans les bassins de Ténére, Kenya, Soudan et Sirte. Il permet aussi d'expliquer la transtension dans le bassin de la Bénoué et en Centre Afrique. Cette seconde phase ne présente pas de mouvement inverse par rapport à la première phase.

Nous allons maintenant appliquer ces deux phases dans le contexte que nous avons choisi pour l'océan Atlantique Equatorial¹⁰⁷ pour examiner en détail les conséquences d'une déformation en plusieurs phases.

IV.5.4.1 Test A

Dans un premier temps, nous appliquerons exactement la démarche de Guiraud & Maurin (1992), en limitant les quantités de mouvements aux observations géologiques et géophysiques réalisées sur le terrain.

IV.5.4.1.1 Étape 1 : Albien - Aptien

La figure IV-35 montre une reconstruction avant la phase albien-aptien de déformation, où seule la plaque Nubie bouge selon le pôle 66°N, 19°W. Ce mouvement¹⁰⁸

¹⁰⁶ cf. rappel de la note de bas de page n°16 : il s'agit bien entendu d'une coïncidence, le travail de Klitgord & Schouten (1986) étant centré sur l'océan Atlantique Central, sans préoccupation des autres océans.

¹⁰⁷ Guiraud & Maurin (1992) ne donnent pas la référence de reconstruction initiale à partir de laquelle ils appliquent les déformations. Nous choisissons de continuer sur les mêmes références que les tests précédents pour des raisons de cohérence.

¹⁰⁸ Guiraud & Maurin (1992) (comme Fairhead, 1988) ne fournissent pas d'angle pour effectuer le mouvement. Il a donc fallu procéder par itération pour trouver un angle raisonnable, au vu des contraintes sur la quantité de mouvement. Nous avons appliqué la rotation suivante (66°N, 19°W, -0,5°).

permet de créer 40 km d’extension le long du décrochement de 10°E¹⁰⁹, 40 km d’extension dans le rift du Niger, 50 km de décrochement dextre le long du cisaillement centre africain et 50 km d’extension au niveau du rift du Soudan. Grâce à ce mouvement, il est possible de créer simultanément de l’extension dans le rift du Niger et dans celui du Soudan.

IV.5.4.1.2 *Étape 2 : Aptien basal - Néocomien*

La figure IV-36 montre une reconstruction avant la première phase de déformations. Elle montre l’ajustement au début du Néocomien, avant le début des déformations intraplaques. Pour la plaque Australe, Guiraud & Maurin (1992) appliquent le pôle de Fairhead (1988) (27°N, 18°W), et pour la plaque Nubie, le pôle (17°N, 18°W). Les angles ne sont pas donnés, mais à partir des contraintes sur la quantité de mouvement possible le long des structures, nous avons déterminé une rotation de -2° pour la plaque Nubie et de -1,5° pour la plaque Australe. À la fin de ces deux mouvements, nous arrivons à la déformation suivante : 30 km de compression en Tunisie, 110 km de décrochement sénestre le long du linéament de 10°E, 80 km d’extension dans le rift du Niger, 70 km de décrochement dextre le long du cisaillement centre africain et 72 km d’extension dans le rift du Soudan. Ces mouvements ne permettent malheureusement pas d’aligner les zones de fractures Rio Grande et Falkland-Aghulas, et de refermer davantage les bassins des segments Central et Sud. Cette reconstruction est très proche de celle obtenue à partir de étape 1 – mouvement extensif / étape 2 – mouvement extensif (cf. fig. IV-31 et IV-32), la fermeture du segment central est légèrement moindre dans le test A

En détail, dans le segment central (fig. IV-37), les conséquences de ces deux déformations sont :

- Un très faible décalage de la zone de fracture Ascension (25 km), mais il existe plus de 70 km de décalage sur celle de Rio Grande (au Sud).
- Une fermeture presque bord à bord des limites internes du « front compressif salifère » (zone grise hachurée), mais la lacune existante entre les deux *hinge lines* (zone grisée) est loin d’être refermée.
- Une forme en biseau un peu prononcée des limites *hinge line* et des lignes de côtes.
- Un recouvrement du sel américain sur le continent africain (au niveau de Moçamedes)

Pour terminer cette reconstruction, nous avons bougé également la microplaque Bénoué, de manière à diminuer l’extension dans le rift de Bongor et à obtenir les bons mouvements décrochants. La rotation s’est effectuée selon le pôle localisé à 9,46°N, 1,23°E (-3,54° de rotation).

¹⁰⁹ Cette extension peut être prise en compte par les bassins de Sirte, (cf. fig. IV-19).

Nous nous apercevons qu'à la fin de ces deux phases cumulées, le mouvement total de la plaque Nubie du Néocomien à l'Aptien est 27°N , 18°W , $-2,36^{\circ}$, soit équivalent au pôle de Fairhead (1988) appliqué à la plaque Australe.

IV.5.4.2 Test B

Nous allons maintenant appliquer ces deux phases de déformation en appliquant les valeurs extrêmes pour la quantité de mouvement possible sur chaque structure.

IV.5.4.2.1 Étape 1 : Albien - Aptien

La figure IV-38 montre une reconstruction avant la phase albien-aptien de déformation. Dans ce test, les plaques Nubie et Australe bougent par rapport à l'Afrique de l'Ouest qui reste fixe, selon le même pôle (66°N , 19°W) ; seul l'angle change. La rotation de la plaque Nubie est de -1° , celle de la plaque Australe est de $-0,5^{\circ}$. Ce mouvement engendre 60 km d'extension le long du linéament d'Amguid-Gassi Touil-Algérie, 80 km d'extension dans le rift du Niger, 50 km de décrochement le long du cisaillement centre africain et 50 km d'extension dans le rift du Soudan. L'augmentation de l'angle de rotation de la phase à pour conséquence d'augmenter la quantité de déformation dans le rift du Niger et le long du linéament 10°E . Dans le rift du Soudan et le long du cisaillement centre africain, la quantité de déformation change peu par rapport au test A, car nous avons décidé de bouger simultanément la plaque Australe. Cette reconstruction permet d'aligner correctement la zone de fracture Ascension. Cependant, celles de Rio Grande et de Falkland-Agulhas montre un décalage important. À ce stade, la fermeture des bassins des segments Central et Sud est encore insuffisante.

IV.5.4.2.2 Étape 2 : Aptien - Néocomien

La figure IV-39 montre une reconstruction au Néocomien, avant les deux phases de déformation. Les plaques ont subi le mouvement proposé par Guiraud & Maurin (1992) en conservant des quantités de mouvement raisonnables aux limites des sous-plaques. La plaque Nubie rote autour d'un pôle localisé à 17°N , 18°W (défini par Guiraud & Maurin, 1992), d'un angle de -1° . La plaque australe bouge selon le pôle de Fairhead (1988) (27°N , 19°W) d'un angle de -1° . La microplaque Bénoué a aussi subi une rotation pour minimiser l'extension dans le rift du Bongor, autour du pôle $13,22^{\circ}\text{N}$, $1,85^{\circ}\text{E}$ avec un angle de $-2,31^{\circ}$. Ces deux mouvements provoquent 40 km d'extension le long du linéament 10°E , jusqu'à 110 km d'extension dans le rift du Niger, 40 km de décrochement le long du cisaillement centre africain et enfin 40 km d'extension dans le rift du Soudan. Ils permettent d'aligner correctement la zone de fracture Ascension, mais un décalage supérieur à 100 km persiste pour les zones de fracture de Rio Grande et de Falkland-Aghulas et la fermeture des segments Sud et Central n'est pas complète (zones grisées). Cette reconstruction se rapproche de celle acquise avec étape 1 – mouvement compressif / étape 2 – mouvement extensif, obtenant une fermeture moins serrée que cette dernière.

Dans le détail du segment central (fig. IV-40), les conséquences de ces mouvements sont :

- Un bon alignement de la zone de fracture Ascension. Il reste 120 km de décalage pour la zone de fracture Rio Grande. La seule possibilité de combler ce décalage est maintenant de déformer l'Amérique du Sud.
- Une forme en biseau des limites *hinge line* et des lignes de côtes.
- Un ajustement correct de la microplaque Bénoué suivant toutes les contraintes.
- Une des fermeture maximale des bassins du segment central, au niveau des limites internes du « front compressif salifère » (zone grise hachurée). Il reste une lacune importante entre les deux *hinge lines* (zone grisée).

Nous nous apercevons encore une fois, que le mouvement total du Néocomien à l'actuel (c'est-à-dire le cumul des pôles des deux phases) est quasiment identique pour les deux plaques, Nubie et Australe. Le mouvement de la plaque Australe est défini par le pôle (39,77°N, 18,04°W) avec une rotation de $-1,42^\circ$, celui de la plaque Nubie par le pôle (41,5°N, 18,02°W) avec une rotation de $-1,82^\circ$.

IV.6 Conclusions

Cinq points particulièrement essentiels sont à retenir de ce chapitre :

• Problème de l'Atlantique Sud :

Même en utilisant des valeurs extrêmes pour les mouvements liés à la déformation intraplaque africaine¹¹⁰, **il est impossible de refermer l'Atlantique Sud avec la seule déformation intraplaque africaine**, si l'on considère une position de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique qui tienne compte, dans des limites raisonnables, des contraintes géologiques et géophysiques. Or, on ne peut traiter de la position de la plaque sud-américaine par rapport à la plaque africaine sans considérer l'Atlantique Equatorial.

• Problème de l'Atlantique Equatorial

Nous avons vu dans le chapitre IV.5.1, que la position de l'océan Atlantique Equatorial est très bien contrainte par (fig. IV-41) :

- les linéaments Kandi et Sobral, dont l'alignement impose un contrôle longitudinal fort ;
- le parallélisme des lignes de côtes (qui tend à prouver qu'il y a peu de déformation) ;

¹¹⁰ C'est-à-dire la quantité donnée par Fairhead, 1988, qu'il qualifie de « maximale », ajoutée d'une déformation intraplaque diffuse, dont la quantité maximale donnée par Fidalgo González, 2001, est de 50 km.

- l'homologie de forme des plateaux de Demerara et de Guinée, et des deux structures en S associées ;
- la présence bien marquée des zones de fractures près des continents.

Toutes ces contraintes nous permettent d'éliminer certaines propositions de positions Amérique du Sud / Afrique et en particulier celles qui n'alignent pas les linéaments de Kandi et de Sobral.

La position de Gueguen (1995) augmente la lacune entre les plateaux de Demerara et Guinée pour minimiser la quantité de mouvement en Amérique du Sud. Elle ne tient cependant pas compte des contraintes données par la plate-forme précambrienne brésilienne qui se superpose au continent africain, ni, surtout, de celles qui sont données par les zones de fracture équatoriales¹¹¹ : les petits cercles du mouvement entre 105 Ma et le *fit* initial de Gueguen ne reproduisent pas la direction des zones de fracture (fig. IV-41-A).

Le pôle d'Unternehr *et al.* (1988) in Campan (1995) permet de refermer davantage le segment central mais crée une lacune inexplicée entre les plateaux de Demerara et de Guinée. De plus, les petits cercles décrivant le mouvement relatif des plaques entre l'anomalie C34 (Campan, 1995) et le *fit* d'Unternehr *et al.*, 1988) in Campan (1995) sont obliques aux zones de fracture dans l'Atlantique Equatorial, dans la zone de Demerara et de Guinée (fig. IV-41-B).

En fait, la carte de gravimétrie actuelle, précise, infirme l'hypothèse d'un changement cinématique à 105 Ma (hypothèse émise par Campan (1995) et Gueguen (1995)) : **les zones de fracture ne montrent aucun changement de direction entre l'anomalie C34 et le *fit*, et sont copolaires durant toute cette période.** Si l'on considère le pôle de Campan, calculé pour le mouvement entre l'anomalie C34 et 105 Ma, sur toute la longueur des zones de fracture entre l'anomalie C34 et le *fit*, nous notons que les petits cercles décrivent parfaitement les directions (Fig. IV-41-C).

C'est donc de ce pôle dont nous allons nous servir pour refermer l'océan Atlantique Equatorial, en prenant en compte les contraintes géologiques.

Les figures IV-42 et IV-43 montrent la reconstruction initiale adoptée dans ce travail. Elle utilise le modèle de Guiraud & Maurin (1992) pour la déformation de l'Afrique (*cf.* chapitre **IV.5.4.1**¹¹²) et la position de l'Amérique du Sud est calculée à partir de sa position à l'anomalie C34 donnée par le pôle de Campan (1995) (61,66°N, 34,37°W, 33,55°), à laquelle on ajoute la rotation décrivant le mouvement entre cette anomalie et le *fit* donné par le pôle intermédiaire (41,10°N, 27,78°W, 17,66°). Le pôle total résultant est 54,27°N, 34,98°W avec

¹¹¹ La carte gravimétrique 1 min * 1 min de Sandwell n'était pas encore disponible en 1995.

¹¹² Nous reprenons le modèle le plus raisonnable quant aux quantités de mouvement impliquées (Test A) et qui tient compte également du polyphasage décrit sur le terrain.

un angle de $50,43^\circ$. Ce pôle est très proche de celui donné par Curie¹¹³ en 1984, 19 ans plus tôt¹¹⁴.

Les figures IV-44 et IV-45 illustrent le fondement de cette reconstruction. La première représente une reconstruction cinématique des données de gravimétrie altimétrique au moment du *fit*. Compte tenu de la parfaite adéquation entre les directions des zones de fracture et les petits cercles décrits par le pôle intermédiaire que nous avons choisi (*cf.* fig. IV-41), nous sommes fondés à calculer une position légèrement plus ouverte, à partir du pôle choisi, afin de mieux observer l'ajustement des structures symétriques de l'Atlantique Equatorial¹¹⁵ ; c'est ce que représente la figure IV-45, une reconstruction des données de gravimétrie satellitaire, quelque temps après l'ouverture (nous verrons un peu plus loin quel âge a cette reconstruction). On observe que l'ajustement des plateaux de Demerara et de Guinée et des structures S associées est parfait, ainsi que l'alignement des linéaments de Kandi et Sobral, et ceux de Patos/Ngaoundéré et Permanbuco/Sanaga. Notons également sur la figure IV-45 que le plateau précambrien brésilien correspond à un rentrant de la côte africaine¹¹⁶ et, sur la figure IV-44, que la fosse de Bénoué se prolonge dans la partie océanique par une anomalie gravimétrique négative qui indique l'existence d'un bassin associé au fossé continental avant l'ouverture de l'Atlantique Equatorial.

Plus au sud, la zone de fracture Ascension est décalée de moins de 20 km. Dans le segment central, le parallélisme des traits de côtes est respecté. **Cette reconstruction limite le recouvrement des deux marges homologues aux « fronts salifères compressifs » brésilien et africain¹¹⁷ (fig. IV-43-B).**

Cette reconstruction montre également une lacune importante dans le segment sud que l'on ne peut expliquer, suivant Unternehr *et al.* (1988) et Nürnberg & Müller (1991), que par une déformation intraplaque sud-américaine.

• Age de l'Atlantique Equatorial

La figure IV-46 montre une reconstruction, d'après les pôles utilisés dans cette étude, après la deuxième phase de déformation intraplaque de l'Afrique, c'est-à-dire avec une forme d'Afrique actuelle. Cette reconstruction montre une juxtaposition des limites externes des bassins salifères. La fin du dépôt du sel étant datée à la limite Aptien / Albien, **l'ouverture de l'océan Atlantique Equatorial ne se produit donc pas avant l'Albien**. En effet, si on

¹¹³ 55,1N, 35,7W, pour un angle de $49,4^\circ$.

¹¹⁴ Les pôles ultérieurs à 1984 sont tous le résultat de tentative de fermeture en Atlantique Sud, **aux dépends** de l'Atlantique Equatorial, ou sans considération pour lui. Les contraintes données par les structures et les zones de fracture indiquent clairement que l'hypothèse de Curie était la bonne.

¹¹⁵ En particulier les plateaux de Demerara et de Guinée, les structures en S associées et les directions d'ouverture.

¹¹⁶ La plate-forme précambrienne recouvre toutefois la marge africaine de près 80 km (*cf.* fig. IV-43-A).

¹¹⁷ Une Afrique plus déformée, impliquant des valeurs extrêmes, peu raisonnables, pour les quantités de mouvement, montre un ajustement des limites internes du « front salifère » bord à bord.

admettait une ouverture anté-aptienne de l'océan Atlantique Equatorial, il y aurait alors un espace supplémentaire dans le segment central, entre les deux limites externes du sel, ce qui n'est pas cohérent avec son âge.

Les résultats cinématiques que nous venons d'obtenir dans l'océan Atlantique Sud et Equatorial confirment les thèses de Gouyet (1988) et Blarez (1986) qui décrivent l'ouverture de l'océan Atlantique Equatorial à l'Albien à partir d'études géologiques et structurales dans les bassins de Barreirinhas, de Piaui, Aracau et de la plate-forme Ilha de Santana au Brésil (Gouyet, 1988) ainsi que dans le bassin de Côte d'Ivoire (Blarez, 1986). Ils démontrent que la phase distensive majeure est datée à l'Albo – Cénomanién (fig. IV-47). Cependant, deux autres phases distensives sont définies, une au Jurassique provoquant des effusions volcaniques¹¹⁸ (certainement en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Central et principalement vu dans le méga-segment occidental défini par Gouyet, 1988), et une autre à l'Aptien-Albien¹¹⁹.

La datation de l'ouverture de l'Atlantique Equatorial nous permet alors de calculer un taux d'accrétion moyen entre l'anomalie C34 (Campan, 1995) et la reconstruction initiale : si aucune variation n'est admise, le demi-taux d'ouverture moyen est de 3,5 cm/an¹²⁰. Ce calcul permet ensuite de dater le stade intermédiaire de la figure IV-45 à + 4,5 Ma (environ) par rapport à l'ouverture c'est-à-dire 107 Ma (environ).

• Problème de la déformation intraplaque sud-américaine

Tous les tests effectués (dont ceux où nous avons utilisé la quantité de mouvement maximale) montrent une lacune importante dans le segment sud, nécessitant obligatoirement une déformation en Amérique du Sud. Dans notre reconstruction finale à l'époque néocomienne (fig. IV-42), les zones de fracture Rio Grande et Falkland-Agulhas présentent de plus un décalage de 80 km, décalage qu'il faudra prendre en compte si l'on tente de refermer le segment sud.

L'existence d'une déformation intraplaque sud-américaine¹²¹ implique un mouvement de la partie sud de l'Amérique du sud en un ou plusieurs morceaux, suivant l'hypothèse d'Unternehrl *et al.* (1988) et de Nürnberg & Müller (1991). **Ce mouvement induit**

¹¹⁸ Nous admettons que cette déformation est négligeable dans la zone équatoriale.

¹¹⁹ Cette seconde phase distensive n'est pas surprenante, puisque dans l'étude cinématique de la première phase de déformation intraplaque au Néocomien, nous avons admis une extension de l'ordre de 50 km correspondant à la formation de la croûte II.

¹²⁰ Nous avons utilisé l'échelle chrono-magnétique et stratigraphique de Fidalgo-González (2001) compilée pour les inversions magnétiques à partir de Gradstein *et al.* (1994) (au Mésozoïque) et de Cande & Kent (1995) (Cénozoïque) et pour la stratigraphie à partir de Gradstein *et al.* (1994) (Mésozoïque) et de Berggren *et al.* (1995) (Cénozoïque), soit un âge de 112,2 Ma pour la limite Aptien / Albien et 84 Ma (environ) pour l'anomalie C34.

¹²¹ Notons encore une fois que cette déformation n'a jamais été observée, la région du Paraña étant recouverte de volcanisme (d'âge concordant à l'ouverture du bassin de Pelotas), mis à part par Eyles & Eyles (1993).

une histoire cinématique différente du segment sud de l'océan Atlantique Sud par rapport au segment central qui n'est certainement pas sans rapport avec les différences structurales des marges passives des deux segments (segment salifère *versus* segment volcanique) (cf. chapitre I.4.3.3).

- **Mouvements globaux**

Enfin, les mouvements totaux¹²² de chacune des sous-plaques Nubie et Australe semblent copolaires et indiquent un mouvement de ces sous-plaques vers N-NE, confirmant, semble-t-il, l'hypothèse de Guiraud & Maurin (1992) qui met en liaison la déformation intraplaque africaine avec la fermeture de l'océan Téthys et l'ouverture du bassin somalien dans le Nord – Ouest de l'océan Indien.

¹²² Produits des rotations décrivant le mouvement des phases néocomienne et aptienne-albienne.

Chapitre V

Les modèles d'amincissement

V Chapitre V : Les modèles d'amincissement¹²³

La problématique générale des marges continentales passives est de savoir par quel(s) processus une croûte continentale peut s'amincir de 30 à 5 km d'épaisseur, et comment s'effectue le passage entre la croûte continentale et la croûte océanique ?

Il existe deux grandes catégories de modèles pour expliquer l'amincissement de la croûte continentale. La première catégorie de modèles conserve le volume de la croûte continentale (McKenzie, 1978, Wernicke, 1985, Lister *et al.* 1991, Sibuet, 1992...); la seconde est sans conservation de volume, c'est-à-dire avec transformation de la matière crustale¹²⁴ (Sleep, 1971, Falvey, 1974, Artyushkov, 1981, Moretti et Pinet, 1987 par exemple). Chaque catégorie peut-être subdivisée en de nombreuses variantes.

Les modèles d'amincissement sont contrôlés par de nombreux paramètres d'ordre rhéologique et thermique (température initiale du manteau lithosphérique et asthénosphérique, taux d'amincissement β , épaisseur initiale de la lithosphère, composition de la lithosphère (teneur en eau...)), mais ce sont tous des paramètres de second d'ordre par rapport à la problématique générale qui consiste à connaître par quel processus s'amincit la croûte continentale. Au vu des résultats des chapitres **III** et **IV**, nous pouvons nous demander quel modèle appliquer sur les marges homologues brésilienne et africaine.

V.1 Bilan des deux chapitres précédents

V.1.1 Résultats de la sismique

V.1.1.1 La marge Angolaise

Nous avons montré grâce à l'étude combinée de la sismique réflexion et réfraction, quelques points-clefs dans la structure de la marge angolaise qu'il nous paraît important de rappeler (fig. V-1A) :

- L'amincissement principal de la croûte continentale est réalisé au niveau de la pente continentale. L'épaisseur de la croûte continentale diminue de 30 à 5 km environ en moins de 50 km : l'approfondissement du socle est conjugué à une remontée du Moho¹²⁵. **La marge montre donc un amincissement très abrupt et localisé.**

¹²³ La première version très lointaine de ce chapitre a été corrigée à Rodrigues (toujours la même petite île de l'Océan Indien), sur les plages de Gravier et Cyclones, par D. Aslanian, en mars 2002.

¹²⁴ La transformation de matière peut se réaliser soit par adjonction d'un matériau différent, soit par ablation ou par transformation d'une partie de la croûte.

¹²⁵ Cet amincissement brutal a déjà été observé ailleurs, par exemple dans le Golfe de Gascogne (Thinon, 1999).

- La marge présente peu de structures distensives : **seuls un ou deux blocs basculés sont observés sur la marge¹²⁶ et sont localisés en haut de la pente continentale exclusivement.**
- **Le domaine transitionnel¹²⁷ est caractérisé par une croûte de faible épaisseur.** Cette croûte peut être divisée en deux types (*cf.* fig. III-15) : d'une part la croûte I, présentant un bombement à son toit et une Z.V.A.¹²⁸, avec une épaisseur inférieure à 7 km en moyenne (ou à 10 km environ si le corps à Z.V.A est considéré) ; d'autre part la croûte II, plus mince (5 km en moyenne environ), sans Z.V.A. à la base. Le passage de l'une à l'autre se situe pratiquement à l'aplomb de la limite interne du « front compressif salifère » : l'extension de ce front coïncide avec celle de la croûte II. L'étendue des deux domaines de croûte est quasiment identique, 100 km pour la croûte I, 80 km pour la croûte II.
- **Le domaine transitionnel est aussi caractérisé par une géométrie plane de la sédimentation anté-salifère et l'absence de blocs basculés.** Les réflecteurs sont, en effet, plans et parallèles à la base du sel, sans discontinuité sur plus de 100 km (*cf.* fig. III-12), excluant la présence de mouvements tectoniques, synchrones ou postérieurs à leur dépôt¹²⁹.
- **La couche de sel Aptien ne se dépose pas dans un bassin confiné profond,** mais à un niveau proche de 0 m (ressemblant probablement à un dépôt de type lagunaire) et donne la paléobathymétrie au moment de son dépôt qui marque la fin de la période de formation de la marge.
- Le domaine océanique est limité vers l'Est, par un haut topographique dont la nature reste indéterminée. À l'Ouest de ce point haut, le faciès de croûte océanique est bien identifié ; seul l'âge de cette première croûte est soumis à discussion à cause de l'absence d'anomalies magnétiques pendant l'« intervalle magnétique calme du Crétacé ».

V.1.1.2 La marge brésilienne

Nous avons eu, grâce à l'industrie pétrolière, accès à des données¹³⁰ sismiques sur la marge brésilienne. Il ne s'agit pas exactement de la marge conjuguée (le profil de direction NW-SE se situait dans le bassin de Campos), mais du même segment de marge. Nous considérerons qu'à l'échelle du segment central, la différence entre la marge du bassin de

¹²⁶ A l'instar de la marge du Golfe de Gascogne (Thinon, 1999), mais en bas de pente.

¹²⁷ Le domaine transitionnel a été défini dans le chapitre **III.2.2**. L'observation d'une croûte océanique typique limite ce domaine vers l'Ouest ; vers l'Est, c'est le pied de la pente continentale.

¹²⁸ Ce terme désigne un corps à zone à vitesse anormale, qui est soit trop lent pour correspondre à du manteau, soit trop rapide pour représenter de la croûte continentale. Le terme « anormale » est moins connoté et plus objectif que celui de rapide, qui penche pour une des deux hypothèses.

¹²⁹ A l'approche de la limite présumée de la croûte océanique, la sismique réflexion ne permet plus d'observation directe, du fait de l'écran salifère lié à la présence des dômes de sel.

¹³⁰ Ces données étant confidentielles, il ne nous est pas possible de les publier dans le cadre de la thèse.

Campos et celle du bassin d'Esperito Santo (homologue de la marge étudiée par la campagne Zaiango) est minime. Il doit exister des différences d'épaisseurs sédimentaires liées à des taux de subsidence différentiels et de dimension, mais la structure doit être identique.

Le profil sur la marge du bassin de Campos nous montre une structuration identique à ce que nous observons sur la marge angolaise (fig. V-1B) :

- Il est difficile de savoir si l'amincissement est aussi abrupt que du côté africain, puisqu'il n'existe pas actuellement de données de sismique réfraction. Cependant, le profil de sismique réflexion brésilien montre un réflecteur qui plonge rapidement dans la zone de pente continentale, semblant indiquer un approfondissement du socle dans une zone restreinte. (L'information de la sismique réfraction serait un atout majeur pour confirmer cette interprétation).
- Seuls deux blocs basculés sont observés, l'un en haut de pente (kilomètre 80) et l'autre sur la plate-forme (kilomètre 0). Le profil de Mohriak, Hobbs & Dewey (1990) (cf. localisation sur la fig. I-4), compilé au profil pétrolier, possède une pénétration de moins bonne qualité que ce dernier pour confirmer la présence ou l'absence d'autres blocs basculés. Il existe par contre un faciès chaotique du socle sous la série anté-salifère qui peut correspondre à des blocs basculés. Si cette déformation extensive existe, elle est, de toute façon, de quantité de mouvement négligeable et scellée avant le dépôt de la série sus-jacente car cette dernière présente des réflecteurs parallèles non déformés.
- La géométrie des sédiments anté-salifères est similaire à ceux qui sont observés sur Zaiango : les réflecteurs sont plans, parallèles à la base du sel et se terminent en biseau sur le socle dans la zone de pente continentale. La formation sédimentaire anté-salifère a une épaisseur de 1,25 std. au maximum, contre un maximum de 2 std. côté africain, sur le profil Zaiango 7.
- La couche de sel d'âge Aptien s'étend aussi depuis la plate-forme jusqu'à la limite présumée océanique, indiquant les mêmes conditions de formation en lagune que celles du côté africain¹³¹.
- Les trois domaines salifères sont comparables à ceux qui sont observés sur la marge angolaise (surtout visibles sur le profil de Mohriak, Hobbs & Dewey, 1990) : un domaine présentant des structures distensives (*rafts*, carapaces de tortues), un second où les dômes de sel sont disséminés, et enfin un domaine compressif montrant une importante accumulation de dômes salifères.

¹³¹ Cette différence d'épaisseur de sédiment peut être expliquée par la distance vis à vis de la zone d'apport sédimentaire, le côté brésilien serait situé plus loin.

- A l'instar des épaisseurs des séries anté-salifères, l'épaisseur des séries post-salifères est moindre, elle est inférieure à 3 std. de remplissage, contre environ 5 std. au maximum sur les profils Zaïango, indiquant une histoire post-salifère régionale différente.
- La distance entre la pente continentale et le début du « front compressif salifère » est quasi-identique à celle de la marge angolaise: il s'étend ici à 120 km, contre 100 km côté africain. Le « front compressif salifère » quant à lui mesure 110 km côté brésilien. Cependant, ce profil est situé au Sud de l'homologue de Zaïango, où le sel s'étend. En face de Zaïango, le front est limité à 80 km et la distance entre la pente continentale et le début de ce front est beaucoup plus limitée, de l'ordre de 20 km (*cf.* reconstruction à l'anomalie C34, fig. V-2).

Au vu de ce profil, la marge homologue semble donc présenter le même type de structuration de la croûte et des sédiments anté-salifères que la marge angolaise. Les limites sel / *hinge lines* sur la carte (fig. V-2), nous permettront de présenter une coupe des deux marges à la fin du *rifting*.

Outre la remarquable similitude structurale entre ces deux marges, trois points intéressants sont à noter

- Si les marges présentent une structuration identique de part et d'autre du segment central, il existe cependant une asymétrie de dimension montrée par l'étendue des bassins salifères (fig. V-2). La marge brésilienne est plus étroite (Leyden *et al.*, 1976) (sauf à partir du bassin de Campos, où elle devient très large) que la marge africaine (qui montre une largeur constante depuis le Gabon jusqu'au Sud de Benguela). Le sel africain disparaît justement au Sud de Benguela, quand le sel brésilien prend de l'ampleur sur le plateau de Sao Paulo.

La reconstruction à l'anomalie C34 montre que l'accrétion océanique, elle même, présente une nette asymétrie depuis le *rifting* jusqu'à l'anomalie C34 au moins ; le domaine océanique est beaucoup plus étendu côté africain. Au sud de Benguela, l'asymétrie s'inverse, c'est le côté brésilien (au niveau du plateau de Sao Paulo) qui présente le plus grand domaine océanique¹³².

L'asymétrie observée sur l'extension des marges se retrouve donc dans l'accrétion jusqu'à l'anomalie C34.

- Leyden *et al.* (1976) indiquent que les dimensions du sel (et de la marge) dans le segment central, au Nord de Campos, vont en se rétrécissant vers le Nord, jusqu'à disparaître dans le bassin de Sergipe Alagoas. La limite externe du sel montre donc une obliquité par rapport à la côte brésilienne. Cette limite est par contre parallèle à la ride à l'anomalie C34.

¹³² Le Pichon & Hayes, 1971 expliquent l'asymétrie dans cette région par un saut de dorsale lié à un réajustement cinématique ou par une asymétrie d'accrétion (s'appuyant sur une idée de Weissel & Hayes (1971) qui démontre une asymétrie d'accrétion dans l'océan Sud-Est Indien).

- Au sud du segment central, les marges sont caractérisées par l'absence de sel, la présence de SDR et une très forte subsidence. L'accrétion océanique quant à elle présente une symétrie remarquable dans le taux d'accrétion du *fit* jusqu'à l'anomalie C34 (fig. V-3).

Ces trois points (présence de SDR et absence de sel, subsidence forte, accrétion symétrique) indiquent 1) que la partie Sud a une histoire cinématique bien différente du segment central ; 2) que le petit segment au sud de Benguela et de Campos possède une histoire complexe, probablement due à sa position entre les deux segments principaux de l'Atlantique Sud, d'histoire cinématique différente ; 3) que la structuration de la marge et peut-être sa nature semblent répondre aux contraintes locales imposées par des histoires cinématiques très différentes. Par exemple, l'asymétrie et l'obliquité observées sur le segment central semblent être liées à la répartition thermique dans le manteau qui gouverne l'accrétion océanique.

V.1.2 Résultats cinématiques

Le modèle de reconstruction que nous avons adopté (chapitre IV) indique qu'en tenant compte de la déformation intraplaque africaine, **la fermeture des bassins du segment central correspond à la superposition d'une partie du « front salifère compressif », c'est-à-dire de la croûte II** (fig. IV-42). Une fermeture plus serrée impliquerait soit :

- une déformation beaucoup plus importante de l'Afrique, qui ne correspondrait pas aux contraintes géologiques et géophysiques données en Afrique¹³³.
- un mouvement de l'Amérique du Sud qui aurait des conséquences drastiques dans l'océan Atlantique Equatorial

Nous avons donc **un contrôle sur la quantité de mouvement horizontal** : cette fermeture limitée pose le problème de la genèse de la marge, tous les modèles en extension nécessitant des mouvements horizontaux supplémentaires pour expliquer l'amincissement. Nous allons toutefois montrer leurs conséquences sur le système Atlantique Sud.

V.2 Application des modèles d'amincissement courant au système Angola – Brésil et implications

Depuis plus de 20 ans, les modèles avec conservation de volume font référence dans l'étude des marges continentales passives. Nous allons tout d'abord étudier les conséquences d'un modèle d'amincissement du système Angola – Brésil avec un modèle de type *pure stretching* (McKenzie, 1978), puis avec un modèle de type *simple shear* (Wernicke, 1981,

¹³³ La fermeture maximale, obtenue dans le chapitre IV, qui comprend une superposition supplémentaire d'une petite partie du domaine 3 salifère (cf. figures III-26 et IV-34), c'est-à-dire de la croûte II, implique des valeurs extrêmes de la déformation intraplaque africaine, peu plausibles.

1985). Ces deux grands modèles¹³⁴ partent des trois mêmes hypothèses (celles de McKenzie, 1978).

- L'amincissement a son origine dans une force (horizontale) que subit la plaque à ses extrémités ;
- Il y a extension de la croûte sans variation de volume pour l'amincir¹³⁵ ;
- L'amincissement est accompagné d'une remontée passive du manteau.

Ensuite les deux modèles diffèrent sur l'hypothèse 2 : la modification de la croûte est réalisée :

- soit par de l'étirement pur (McKenzie, 1978)
- soit par une faille et de l'étirement (Wernicke, 1981, 1985)

V.2.1 Application du modèle de pure stretching

V.2.1.1 Modèle initial de McKenzie (1978)

McKenzie (1978) tente d'expliquer l'évolution et le développement des bassins sédimentaires à partir d'un modèle géométrique simple (découlant des modèles thermiques océaniques). Pour résoudre le problème d'amincissement, McKenzie utilise un modèle plan¹³⁶, où la lithosphère est définie d'un point de vue thermique comme une couche située au-dessus d'une certaine isotherme, représentant la température supposée constante de l'asthénosphère. Dans l'état initial, la croûte a une épaisseur h_c , la lithosphère a une épaisseur a et est caractérisée par un gradient thermique constant, avec une température nulle en surface (fig. V-4a). **McKenzie (1978) explique l'amincissement par un étirement uniforme de la lithosphère**, qui peut être estimé à partir de la subsidence, du flux de chaleur et des variations d'épaisseur de la croûte¹³⁷.

¹³⁴ Ces deux modèles tentent de relier les valeurs de subsidence et de flux de chaleur observées dans les bassins sédimentaires à un coefficient d'extension β qui expliquerait l'amincissement crustal. Depuis une vingtaine d'années, ces mécanismes d'étirement de la lithosphère sont ceux qui ont reçu le plus d'attention et ont servis de base aux modélisations thermiques ou de subsidence sur les marges continentales passives.

¹³⁵ Cette hypothèse est à l'origine de conséquences cinématiques importantes.

¹³⁶ La structure est supposée infinie selon l'une des directions horizontales

¹³⁷ Le cas proposé par McKenzie en 1978 est le plus simple possible. Les marges sont supposées être symétriques, la colonne lithosphérique est étirée jusqu'à une longueur β (fig. V-4b), cet étirement provoque un amincissement de la lithosphère et de la croûte, dont les épaisseurs respectives deviennent a/β et h_c/β . McKenzie suppose que cet amincissement va entraîner une remontée passive de l'asthénosphère à température constante dans l'espace créé par l'étirement. Il s'agit un processus adiabatique sans perte de chaleur durant l'étirement, le flux de chaleur est proportionnel à β . La situation ainsi créée est en déséquilibre thermique par rapport aux régions adjacentes. La lithosphère va ensuite se refroidir progressivement au cours du temps jusqu'à ce que soit rétabli l'équilibre thermique initial. A ce stade, la lithosphère retrouve son épaisseur initiale, seule la croûte reste amincie (fig. V-4c). L'extension est considérée uniforme dans la croûte continentale et dans la lithosphère. La croûte (partie supérieure) a un comportement rhéologique fragile avec la présence de blocs basculés et de faille, tandis que la partie inférieure (lithosphère) a un comportement ductile. Le processus d'étirement est supposé instantané et isotherme, de ce fait la densité moyenne est inchangée, entraînant une conservation du volume.

Notons que les structures observées sur la marge angolaise ne montrent pas de structures distensives à part le bloc basculé en haut de pente continentale. McKenzie en 1978, dans son article fondateur du modèle *pure stretching*, écrivait « ***The most obvious objection to the model discussed in the last section is that the large amounts of extension required to produce the observed subsidence have not been described.*** ». 25 ans après, avec les données actuelles sur les marges, le problème reste le même.

V.2.1.2 Modèle initial de Wernicke (1985)

Wernicke (1981, 1985) a proposé un autre modèle pour expliquer l'amincissement dissymétrique des *Basin and Range Province* (USA). **Ce modèle est basé sur une grande faille de détachement de faible pendage qui recoupe toute la lithosphère avec un déplacement relatif** de la croûte inférieure amincie et du Moho par rapport au dépôt-centre du bassin sédimentaire (fig. V-5). Ce modèle implique deux compartiments asymétriques avec :

- Une marge avec des blocs basculés et pas de partie inférieure (plaque supérieure ou *hangingwall*)
- Une marge avec de petits blocs basculés et du manteau affleurant (plaque inférieure ou *footwall*).

V.2.1.3 Historique de ces modèles dans l'océan Atlantique Sud

Le modèle de McKenzie (1978) a été prédominant sur les marges du segment central jusqu'en 1984. Il fut appliqué aux bassins de Santos, de Sergipe-Alagoas (Chang et Kowsmann, 1984), de Campos (Mohriak & Dewey, 1987 ; Mohriak *et al.*, 1990), de Pelotas (Fontana, 1987), d'Esperito Santos (Costa, 1988 in Chang *et al.*, 1992) (fig. V-6) et au bassin du Gabon (Brink *et al.*, 1974, Reyre, 1984, Teisserenc & Villemin 1990). Le modèle conduisait à une évolution en deux stades des bassins, liée à un étirement uniforme ou non de la lithosphère¹³⁸. Le premier stade correspond au stade d'étirement lithosphérique, suivi par celui de la contraction thermique.

Ensuite, les modèles proposés¹³⁹ penchent plutôt vers un modèle de type Wernicke avec de grandes failles de détachement (Ussami *et al.*, 1986, Castro, 1987, Davison, 1988, Magnavita *et al.*, 1994...). Le problème était alors de savoir si l'on se trouve sur la plaque inférieure ou sur la plaque supérieure. Les schémas d'évolution proposés peuvent, en un même endroit, donner lieu aux deux interprétations opposées. Par exemple, Ussami *et al.*

¹³⁸ Les conséquences cinématiques, c'est-à-dire le mouvement horizontal nécessaire pour l'obtention de l'amincissement, n'ont jamais été prises en compte dans ces différents modèles.

¹³⁹ Malheureusement ces modèles sont basés principalement sur des données gravimétriques ou extrapolés depuis des observations sur la plate-forme (*cf.* Chapitre I). Les contraintes cinématiques et les structures de la marge conjuguée sont rarement prises en compte ; ce sont toujours des modèles en coupe, jamais en plan. Les contraintes des modèles sont donc assez faibles.

(1986) proposent la formation des bassins de Reconcavo et de Sergipe Alagoas par une grande faille de détachement vers l'Est, alors que Castro (1987) propose une formation à partir d'une grande faille de détachement vers l'Ouest (fig. V-7).

V.2.2 Conséquences des modèles avec conservation de volume sur la cinématique

Dans la situation de fermeture adoptée dans ce travail, il reste encore, si l'on adopte l'un des modèles conservatifs, un bassin de 330 km à refermer (fig. V-8). Selon l'hypothèse d'étirement pur¹⁴⁰, si nous voulons restaurer une croûte avec 30 km¹⁴¹ d'épaisseur minimum, le déplacement engendré est encore de 210 km environ¹⁴².

Les modèles de type *simple shear* proposés par les Brésiliens pour les bassins de Sergipe Alagoas et du Sud Gabon montrent pour leur part 200 km de déplacement horizontal. À partir du profil Zaïango 7, le déplacement le long de la faille de détachement dans un modèle de type Wernicke serait de 230 km environ.

Il est donc nécessaire, pour expliquer la présence de ce bassin aminci dans l'hypothèse des modèles conservatifs, de réaliser un mouvement horizontal d'au moins 200 km.

La reconstruction obtenue¹⁴³ (tenant compte des contraintes géologiques précédentes) (fig. V-9) montre :

- Un resserrement de 200 km dans le segment central
- Un recouvrement des continents africain et sud-américain de la Bénoué jusqu'au Sud Gabon.
- Une fermeture importante (mais pas encore totale) du segment sud.
- La présence d'une lacune importante entre les plateaux de Demerara et de Guinée de 250 km environ.

¹⁴⁰ Nous avons à partir de cette configuration calculée la surface de croûte continentale amincie, et restaurée la surface occupée initialement pour une épaisseur de 30 km (supposée être l'épaisseur de la croûte continentale non amincie). La surface fut calculée à la main, supposant que la surface de la croûte était la somme de n trapèzes, n étant plus ou moins nombreux suivant la précision voulue) puis a été vérifiée numériquement avec le logiciel Matlab.

¹⁴¹ Cette option est minimale, si l'épaisseur de la croûte non amincie est supérieure à 30 km, le mouvement engendré par l'étirement sera encore plus important.

¹⁴² Nous avons adopté, pour simplifier et compte tenu des observations faites de part et d'autre, une similitude parfaite des structures crustales sur la marge brésilienne en comparaison avec ce que nous observons côté africain : c'est-à-dire que nous faisons miroir des structures crustales obtenues à partir de la réfraction côté africain, sur la marge brésilienne, en nous calant sur la base du socle

¹⁴³ Les contraintes utilisées pour cette reconstruction reste identique aux précédentes : nous avons tenu à garder aligner les linéaments homologues de Sobral et Kandi, ainsi que les zones de fractures homologues d'Ascension, tout en resserant encore de 200 km.

Dans l'océan Atlantique Sud, cette reconstruction permet de résoudre une grande partie des lacunes des segments central et sud, cependant aux limites de plaques, elle crée une compression de 200 km entre les plateaux de Demerara et de Guinée, qui est géologiquement impossible¹⁴⁴. De plus, la direction des petits cercles marqueurs du mouvement entre 105 Ma (Campan, 1995) et l'ajustement initial resserré de 200 km (suivant le pôle 49,54°N, 31,88°W, 53,93°) ne correspond pas à celle des zones de fracture équatoriales. Ces deux contraintes fortes de l'océan Atlantique Equatorial (l'homologie des plateaux de Demerara et de Guinée et la direction des zones de fracture) empêchent tout mouvement horizontal supplémentaire de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique (*cf.* Chapitre IV).

V.2.2.1 Résultats de modélisation (Dupré, 2003)

Ces constatations sont confirmées par des modélisations effectuées sur la marge du Sud Gabon (plus au Nord)¹⁴⁵. Au cours de sa thèse, Dupré (2003) montre qu'il est difficile, voire impossible, à partir des modélisations thermo-mécaniques¹⁴⁶ (d'après le modèle de Kooi, 1991) de reproduire la séquence sédimentaire depuis le début du *rifting* jusqu'à l'actuel. Elle a testé deux types de modèles.

- Un modèle où l'amincissement est uniforme en profondeur (étirement pur) : *Uniform thinning with depth*. Quels que soient les valeurs prises pour les paramètres de second ordre, elle montre qu'il est impossible de reproduire la stratigraphie sédimentaire sur un point de contrôle (le forage G2) situé sur la plateforme ; quel que soit le taux d'amincissement de la lithosphère (jusqu'à des β atteignant une valeur de 3), la subsidence *post-rift* n'est jamais assez importante par rapport aux données observées. Le modèle d'amincissement pur de type de celui de McKenzie (1978) ne peut donc pas être appliqué.

- Dupré (2003) invoque alors un découplage entre la croûte et le manteau : *Non-uniform thinning with depth*. Pour obtenir une plus forte subsidence *post-rift*, elle intègre de plus **une forte perturbation thermique** dans ce second modèle où **l'amincissement n'est pas uniforme entre la croûte et le manteau**. La meilleure configuration est obtenue pour un β égal à 8 pour le manteau pendant toute la durée

¹⁴⁴ Une telle quantité de mouvement à refermer est supérieure à celle supposée être responsable de la formation des Pyrénées. On estime à 150 km au maximum la lacune permettant de créer les Pyrénées. Une telle formation montagneuse n'est pas connue entre les plateaux de Demerara et Guinée.

¹⁴⁵ Le bassin du Sud - Gabon présente un domaine transitionnel moins étendu que celui de l'Angola, un amincissement plus progressif et une épaisseur des séries sédimentaires post-salifères moindre.

¹⁴⁶ Le modèle thermo-mécanique utilisé est basé sur un modèle de type McKenzie (1978) où l'amincissement est provoqué par un étirement uniforme et instantané. Ce programme de modélisation 2D des marges continentales passives simule l'évolution thermique et cinématiques des marges. Des paramètres fondamentaux ont été incorporés au modèle, et peuvent être utilisés selon le choix des modélisateurs, tel que la durée du *rifting* (Jarvis & McKenzie, 1980), la possibilité d'un amincissement non uniforme avec la profondeur (Royden & Keen, 1980), la profondeur du *necking* (Braun & Beaumont, 1989), le flux de chaleur latéral, le comportement de la lithosphère ou les contraintes intraplaques (Kooi, 1991, Cloetingh & Kooi, 1992).

du *rifting* (25 Ma). Elle permet enfin d'étendre l'anomalie thermique jusque sur les bords de la marge. L'apport important de chaleur lié à l'anomalie thermique a cependant des conséquences sur la subsidence *syn-rift* : son introduction rend la subsidence crustale négligeable, limitant ainsi drastiquement le dépôt *syn-rift*. Dans ces conditions, pour modéliser convenablement le *rifting* de la marge gabonaise, il est nécessaire d'introduire en plus, **un fort amincissement de la croûte** (pour compenser le mouvement vertical lié à l'amincissement du manteau) associé à **une faible profondeur de necking**¹⁴⁷ (~ 5 km). Les tests sur la profondeur du *necking* montrent que plus la profondeur est faible, plus elle minimise la subsidence totale *post-rifting*, mais plus l'amplitude de la subsidence augmente durant toute la première partie de la période *post-rifting*. Si ce modèle prédit une distribution correcte des sédiments, l'épaisseur des dépôts *syn-rift* est encore beaucoup trop faible par rapport aux observations sur le point de contrôle G2. Notons, de plus, que la validité du modèle n'est fondée que sur un seul point de contrôle, le forage G2, situé sur la plate-forme ; sa validité sur l'ensemble du bassin, et en particulier dans le domaine profond, n'est pas du tout vérifiée.

Ainsi, quels que soient les paramètres rhéologiques ou thermiques (profondeur de *necking*, amincissement crustal, épaisseur initiale de la croûte continentale), ce modèle qui néglige entièrement l'histoire *syn-rift* du bassin n'est pas en bonne adéquation avec les données observées¹⁴⁸.

Si ce modèle ne s'applique pas au bassin du Sud – Gabon, il semble encore plus difficile de l'appliquer au bassin angolais, dont l'étendue est plus importante et où les coefficients d'amincissement β sont encore plus élevés (les coefficients calculés¹⁴⁹ sont de 1,85 pour le domaine de pente, de 2,64 pour le domaine de croûte I et de 6 pour le domaine de croûte II¹⁵⁰).

V.3 Modèle proposé, basé sur les observations récentes des campagnes Zaiango

À partir des contraintes sismiques et cinématiques de notre étude, nous pouvons résumer l'histoire structurale du système Angola–Brésil en quatre phases (fig. V-10 et V-11) :

¹⁴⁷ La profondeur de *necking* correspond à la profondeur à laquelle la lithosphère s'amincit.

¹⁴⁸ La précision des données étant aussi soumise à discussion par manque de données précises sur la structure profonde de la marge, et par l'absence de visibilité sous la couche salifère qui rend difficile l'observation des caractéristiques des séries *syn-rift* (épaisseur, étendue...)

¹⁴⁹ Les coefficients d'amincissement ont été calculés en comparant l'aire de chaque domaine et une surface du même aire avec une épaisseur de 30 km.

¹⁵⁰ Bassi *et al.* (1993) montrent cependant qu'il n'est pas possible d'accepter des coefficients d'amincissement supérieur à 3 ou 4 à partir desquels le point d'instabilité de la croûte est atteint.

• Phase 1 : une extension limitée¹⁵¹

C'est durant ce stade de déformation que sont créés les blocs basculés vus en haut de pente continentale (en Angola) ou sous le bassin (dans le bassin de Campos). Ces blocs représentent une quantité d'étirement négligeable et n'expliquent nullement l'amincissement observé. Ils sont par ailleurs scellés plus ou moins rapidement selon les régions. La quantité de mouvement horizontal autorisé pour cette première phase est donc contrainte à la fois par la cinématique, qui empêche toute superposition supplémentaire au-delà du recouvrement du « front compressif salifère », et par la sismique réflexion qui montre un faible nombre de structures distensives le long de la marge.

• Phase 2 : la formation du « sag »¹⁵²

Ce stade¹⁵³ correspond à un effondrement vertical du bassin. C'est la phase d'amincissement proprement dite. Une forte épaisseur de séries sédimentaires anté-salifères lacustres se dépose, montrant des réflecteurs parallèles entre eux, jusqu'au dépôt du sel. Cet affaissement général du bassin par simple mouvement vertical est concomitant de la mise en place des charnières d'amincissement au niveau de la pente continentale : la zone d'étranglement, c'est-à-dire le passage de la croûte continentale non amincie à la zone amincie, est confinée aux seuls 50 km de la pente continentale. Le bassin *sag* à cette époque a une étendue de 330 km dans la zone étudiée.

• Phase 3 : Dépôt du sel¹⁵⁴

Il ne s'agit probablement pas d'une phase tectonique à part entière : c'est la sédimentation qui change. Le sel se dépose alors depuis la plate-forme jusqu'à la limite présumée océanique, en milieu très peu profond, et sur une courte période de temps : env. 5 Ma¹⁵⁵. La fin de cette phase de dépôt témoigne d'une accélération du taux de subsidence que la sédimentation salifère ne peut plus compenser et marque un changement tectonique important.

¹⁵¹ Cette phase est datée entre le Néocomien et le Barrémien moyen, sur la plate-forme

¹⁵² Un bassin *sag* est défini dans la terminaison pétrolière comme l'équivalent d'un bassin d'effondrement sans marque d'activité tectonique importante.

¹⁵³ Ce stade pourrait débiter au Néocomien et se terminerait à la fin du dépôt de sel, à la limite Aptien/Albien.

¹⁵⁴ Si l'on considère que « *rift* » s'oppose à « *drift* », alors la fin du dépôt du sel correspond à la fin du *rift* ; par contre si « *rift* » est lié au caractère tectonique de la déformation, alors la fin du *rift* se situe au début de la période de la formation du « *sag* » puisque les sédiments anté-*rift* scellent les blocs basculés. Cette différence d'interprétation peut expliquer les divergences d'interprétation des séries sédimentaires (*anté-rift*, *synrift*...) trouvées dans la littérature.

¹⁵⁵ La période de temps considérée représente la durée de dépôt du sel, soit d'après Doyle *et al.* (1977, 1982), in Mussard (1996) de 110 à 105 Ma.

L'étude cinématique montre que les « fronts compressifs salifères » angolais et brésilien se recouvrent : au niveau du profil Zaiango 7, ce recouvrement atteint 50 km et implique donc une extension de même ordre (au niveau du bassin de Campos, la quantité de mouvement autorisée peut être plus importante).

En Afrique, sur les lignes Zaiango, l'allongement dans les blocs basculés est estimé à 4 km environ. Sur la coupe brésilienne, l'observation de blocs basculés semble possible entre les kilomètres 110 et 160, mais leur allongement reste négligeable. Ces 50 km d'extension imposés par la cinématique n'appartiennent donc pas à la première phase de formation de la marge.

Ils ne peuvent pas être localisés au niveau de la croûte I, car la géométrie des sédiments anté-salifères élimine toutes possibilités de mouvement : les réflecteurs sont plans et annulent toute option de déformation à grande échelle.

Cette extension doit donc être localisée dans la zone du domaine transitionnel que nous avons nommé croûte II, où les structures anté-salifères sont invisibles à cause de l'accumulation salifère sus-jacente. Reprenant une partie de l'idée émise par Jackson *et al.* (2000), nous admettons dans ce domaine, l'existence d'une « croûte proto-océanique » où un allongement de 50 km est possible sous forme d'intrusions basaltiques ou/et du manteau dénudé et serpentinsé ou/et d'étirement de la croûte¹⁵⁶ (la géochimie du sel potassique à l'aplomb de cette croûte reflèterait ainsi des interactions hydrothermales avec ces intrusions basaltiques : *cf.* Chapitre I.2.2.1.2). Cette « croûte proto-océanique » se localise donc dans une zone restreinte (partie ou totalité de la croûte II actuelle)¹⁵⁷. Si cette phase se termine clairement avec la fin du dépôt du sel, son début, et subséquemment sa durée, demeurent flous : elle peut s'étaler sur toute la période de la formation du *sag*. Dans cette dernière hypothèse, la déformation passe d'une phase extensive (de faible ampleur) sur toute la largeur de la marge, à une phase intrusive/extensive sur une zone beaucoup plus réduite (l'ensemble où la partie la plus externe de la croûte II). Cet épisode peut être alors assimilé à un premier épisode de **striction** de la déformation (d'une zone de plus 400 km à une zone de moins de 100 km).

• Phase 4 : océanisation

La dernière phase est océanique. La déformation dans la « croûte proto-océanique » se focalise en un point encore plus précis et c'est alors le début du vrai

¹⁵⁶ Cette croûte proto-océanique peut aussi être engendrée par un processus d'accrétion extrêmement lente (< 0,5 cm/an) ; dans ce cas, la phase 4 correspond à une accélération importante du processus d'accrétion.

¹⁵⁷ La présence de cette croûte proto-océanique (et donc d'une anomalie thermique supplémentaire) peut être une explication alternative au développement du domaine salifère en dômes ; la pente du domaine transitionnelle possède en effet une valeur bien faible (0,06° !) pour déclencher une instabilité gravitaire qui permettrait la formation d'un bourrelet compressif (Vendeville, 1987. Vendeville & Cobbold, 1987, et Cobbold *et al.*, 1989, considèrent que ces glissements gravitaires s'effectuent sur des pentes possédant une déflectivité inférieure à 2°)

sea floor spreading. Il s'agit du second épisode de striction, la zone de déformation se concentre de 100 km au plus à quelques kilomètres.

V.3.1 Comparaisons avec d'autres marges étudiées :

V.3.1.1 Golfe de Suez (Montenat et al., 1988)

Ce schéma d'évolution tectonique se retrouve dans la description du Golfe de Suez réalisée par Montenat *et al.* (1988). Le Golfe de Suez, tout comme la Mer Rouge, représente un stade initial, peu évolué, de marge en position sub-affleurante ; il est donc intéressant de comparer cette géométrie précoce à la géométrie du stade plus avancée que représentent les marges de l'Atlantique Sud. Cette comparaison a été abordée par Montenat *et al.* dans leur article de 1998 et nous la reprenons ici à la lumière de nos résultats¹⁵⁸ (fig. V-12).

Le Golfe de Suez est le segment nord du rift de la Mer Rouge, initié entre l'Oligocène et le début du Miocène. Si la partie centrale du bassin de la Mer Rouge semble correspondre à une croûte océanique, le bassin du Golfe de Suez ne semble pas avoir atteint ce stade d'accrétion océanique. Montenat *et al.* (1988, 1998) y décrivent 3 grandes phases de structuration : 1) une phase initiale distensive avec création et basculement de blocs, associée à une subsidence lente ; 2) une phase de horsts et grabens, associée à une accélération brutale de la subsidence ; 3) une phase de flexuration.

Lors de la première phase, qui correspondrait à notre phase 1, des blocs principaux de 30 km environ de taille moyenne, s'individualisent le long de failles qui ne s'enracinent pas en profondeur (les seules failles listriques observées, d'après Montenat *et al.*, 1998, sont superficielles et ont une origine gravitaire - fig. V-12). Cette phase de basculement est bien exprimée pendant ce stade initial du *rifting* mais demeure de courte durée (Aquitien terminal-Burdigalien) et d'amplitude modeste (la rotation n'excède pas 20-25°). L'extension par rotation de blocs, d'après cette interprétation, ne peut être à l'origine de la subsidence importante induisant la formation du bassin.

Durant la phase de horsts et grabens, les blocs basculés s'individualisent en de grands panneaux structuraux, le long de failles normales bougeant dans diverses directions. Cette phase coïncide avec la période du plus fort taux de subsidence de la marge, du Burdigalien moyen au Langhien, et correspondrait, dans notre évolution, à la phase de formation du *sag*.

Dans le Golfe de Suez comme sur les marges angolaise et brésilienne, la rotation de blocs existe donc bien pendant les stades initiaux, mais elle est réduite dans le temps et dans la magnitude et ne prend qu'une part ténue dans le phénomène d'amincissement de la croûte continentale. **La première phase est négligeable dans les processus d'amincissement de la**

¹⁵⁸ Notons que la principale différence réside dans la dimension du système : le système du segment central présente une dimension de 330 km, celui du Golfe de Suez, une dimension de 150 km environ.

croûte continentale, et la majorité de l'amincissement semble se produire lors du stade de subsidence maximale, pendant la phase de formation du *sag* (et des horsts et grabens).

V.3.1.2 Marge du Gabon (Dupré, 2003)

La marge du Gabon, situé 350 km plus au Nord (fig. V-13) est, pour ce que l'on en sait avec les seules données de sismique réflexion, un peu différente. La figure V-13 met en exergue ces différences : la marge du Gabon montre un amincissement régulier et uniforme, ainsi qu'une flexuration constante de la base du sel, alors que sur la marge du Congo, l'amincissement est localisé au niveau de la pente continentale et seule la partie la plus proximale de la marge se flexure, la partie distale s'effondre, elle, verticalement sans basculer. Ces différences observées à 350 km d'intervalle. Cette différence de structuration montre l'importance de la segmentation dans la géométrie d'une marge (et l'importance des reconstructions cinématiques les plus fines possibles).

Si nous repositionnons ces deux coupes sur une carte de reconstruction initiale où les structures panafricaines ont été reportées (fig. V-14), nous nous apercevons que les deux types de marge sont localisés dans deux contextes géologiques très différents. L'une, la marge du Gabon, est située en bordure du craton de San Francisco, l'autre, la marge angolaise se situe au milieu de l'orogène panafricain. Cette distinction d'héritage structural peut expliquer la différence de structuration des marges. Cet exemple montre que cette notion d'héritage doit être considérée dans toute tentative de compréhension de la genèse des marges.

V.3.2 Conséquences

Cette thèse n'a pas la prétention de proposer un nouveau modèle physique de formation des marges continentales passives. **Notre travail consiste à donner aux modélisateurs, les observations géologiques qu'il nous paraît primordial d'intégrer dans de nouveaux modèles de formation des marges continentales passives.** Cependant nous suggérons que pour expliquer le processus physique correspondant à la phase d'effondrement visible sur les marges du segment central ou celles du Golfe de Suez, il faille aller plus loin que le modèle proposé par Dupré (2003) (*cf.* chapitre V.2.2.1). Le découplage entre le manteau et la croûte ne suffisant pas, le mouvement vertical impose qu'il se passe en plus quelque chose entre la croûte inférieure et la croûte supérieure. **L'amincissement principal doit être une conséquence de ce qui se passe dans la croûte, par exemple une transformation physico-chimique ou des échanges** entre croûte et manteau, comme il est décrit dans les modèles sans conservation de volume.

Si, sur les marges continentales passives bordant les océans, on n'invoque que très peu ces modèles sans conservation de volume, il n'en est pas de même pour les bassins continentaux ou en contexte de collision.

Ces modèles n'envisagent plus l'extension comme cause principale de l'amincissement (fig. V-15). L'action du manteau (remontée ou convection) est considérée comme un **événement actif** et non plus une conséquence passive de l'étirement. Dans cette option, les mouvements horizontaux ne sont plus les seuls autorisés et l'on peut faire intervenir des mouvements verticaux dans les mécanismes d'amincissement (par exemple un transfert de matière ou de chaleur entre la croûte inférieure et le manteau). **De ce fait, ces modèles n'imposent pas les conséquences cinématiques des modèles conservatifs.**

Voici une liste succincte de modèles sans conservation de volume proposés dans la littérature.

V.3.2.1 Modèles érosifs (dits aussi thermo-mécaniques convectifs)

Il existe une convection thermique dans l'asthénosphère (considérée comme active) qui peut soulever la lithosphère (fig. V-15C). Sleep (1971) suggère que le soulèvement de la marge entraîne une érosion de la partie supérieure de la croûte. Il amincit ainsi la croûte et permet éventuellement à la marge de subsider sous le niveau marin.

Ce soulèvement peut être concomitant d'un amincissement de la partie mantellique de la lithosphère par convection (et flux de matière), et de la partie superficielle de la lithosphère par érosion aérienne. Il y a perte de matériel, ce modèle ne fonctionne donc pas en mode conservatif.

Ce modèle présente cependant quelques difficultés :

- L'érosion aérienne semble difficilement suffisante pour expliquer l'amincissement visible dans les bassins sédimentaires ou les marges.
- L'érosion sub-crustale n'a encore jamais été observée (à partir de l'imagerie sismique) ni prouvée sur les marges continentales passives.
- Ces modèles supposent que la croûte supérieure soit moins amincie que la croûte inférieure, à cause de la différence rhéologique entre les deux croûtes. Sur les données de terrain (par exemple en mer Celtique (profils SWAT)), cette différence n'est pas observée. De même, la conservation des traces d'anciens chevauchements (par exemple en mer celtique) qui devraient avoir disparu par remobilisation de la croûte lors du transfert de matériel mantellique est problématique (Bois *et al.*, 1991).
- Actuellement, aucun théoricien n'a envisagé que cette convection puisse affecter la croûte continentale et recycler une partie de celle-ci dans le manteau. Il est impossible de quantifier cet amincissement, et de lui accorder à première vue la création des bassins sédimentaires.

Dans ce type de mécanisme, le point important n'est pas l'érosion aérienne, qui pourra difficilement jouer un rôle majeur ; c'est l'hypothèse d'une érosion subcrustale, pour laquelle on ne dispose d'aucune base théorique, qui est cruciale (Olivet, comm. pers., *in Bassi, 1986*).

V.3.2.2 Modèles métamorphiques

Falvey (1974), Artyushkov (1981), Falvey & Middleton (1981), Artyushkov & Sobolev (1982) et Neugebauer & Spohn (1982) proposent un modèle où l'amincissement est créé par un changement de phase métamorphique dans la croûte inférieure (fig. V-12D amphibolisation ; V-15E₁ et V-15E₂ éclogitisation).

Ils proposent que la partie inférieure de la croûte se transforme par métamorphisme (de gabbros en éclogites, plus denses), s'alourdit et disparaît dans le manteau. On obtiendrait ainsi une réduction du volume crustal.

Ce modèle présente également certaines limites :

- Les conditions de pression (\geq à 10 kbar) et de température (\geq 650 °C) requises pour cette transformation en domaine extensif ne sont pas explicables actuellement. Par contre, cette transformation est acceptée dans les chaînes de montagne car l'épaississement crustal permet d'atteindre les bonnes conditions de température et de pression.
- La durée de transformation de phase est problématique. Neugebauer & Spohn (1982) admettent une durée de transformation du gabbro en éclogite de 100 Ma. Ces temps semblent trop longs pour expliquer la formation des marges continentales passives (Keen & Beaumont, 1990).
- Le métamorphisme crustal profond pourrait avoir lieu aussi, à la base de la croûte amincie sous forme d'une intrusion progressive de matériel mantellique dans la croûte inférieure (dykes, sills) (Turcotte, 1981). Néanmoins, l'activité volcanique n'est pas non plus systématiquement observée à l'intérieur des bassins sédimentaires (Pinet *et al.*, 1987). Par exemple dans le bassin de Parentis, il n'y a aucun indice de volcanisme.

Dans le bassin de Parentis, le pendage des réflecteurs vers le Sud dans la partie Nord du bassin supporte l'idée d'une perte de matériel crustal dans le manteau supérieur. Sur l'autre bord du bassin, la continuité entre la couche réflective litée et la remontée du Moho suggère plutôt une intrusion de matériel mantellique dans la croûte et une assimilation continue dans le manteau supérieur par transformation métamorphique (Pinet *et al.*, 1987).

V.3.2.3 Autres modèles

V.3.2.3.1 Flux ductile d'origine gravitaire

Un flux ductile de la croûte inférieure peut avoir lieu pendant et après le *rifting* continental (Bott, 1971, 1982 ; Bott & Dean, 1972, *in* Keen & Beaumont, 1990), résultant de la différence de pression hydrostatique créée à la limite présumée océanique. Ce mécanisme peut amincir la croûte et causer une subsidence, cependant il requiert un rift préexistant (fig. V-15F₁ et V-15F₂).

Dans le bassin d'Alboran, formé dans un contexte de collision, Platt & Vissers (1989, *in* Docherty & Banda, 1995) proposent une formation du bassin par effondrement de la lithosphère après la perte d'une partie de la racine crustale¹⁵⁹.

V.3.2.3.2 *Fusion Partielle*

La fusion partielle et la cristallisation fractionnée du magma peuvent se produire s'il existe une réduction de pression lors de la remontée asthénosphérique (Beaumont *et al.*, 1982 ; Foucher *et al.*, 1982, *in* Keen & Beaumont, 1990). On peut alors envisager que le magma puisse migrer jusqu'aux premiers niveaux crustaux et intruder ou « sous-plaquer » la croûte continentale. Il pourrait aussi rester dans l'asthénosphère jusqu'à la rupture final où il serait libéré (Keen & Beaumont, 1990).

Dans le bassin de Valence par exemple, Collier *et al.* (1994) ou Watts *et al.* (1990) utilisent les modèles de transformation de la croûte ou d'échange entre la croûte et le manteau pour expliquer la disparition de la forte réflectivité et l'amincissement de la croûte continentale au centre du bassin.

Cette liste ne se veut pas exhaustive. Son unique et modeste but est de présenter quelques modèles non-conservatifs et leur application dans des régions où l'amincissement par extension ne peut être invoqué pour des raisons cinématiques évidentes. Notre étude montre qu'il en est de même pour la marge angolaise et son homologue brésilienne : c'est donc, à notre avis, dans cette direction que l'on devrait chercher le(s) processus physique(s) à l'origine de l'amincissement de la croûte continentale lors de la genèse de ces marges.

¹⁵⁹ Notons que pour ce bassin, Jong (1991), García-Dueñas *et al.* (1992), Zeck *et al.* (1992), Davis *et al.* (1993) (*in* Docherty & Banda, 1995) favorisent les modèles de détachement d'un *slab* subcrustal.

Conclusions, incertitudes et perspectives

Conclusions, incertitudes et perspectives

Conclusions

Nous voudrions ici présenter trois formes de conclusions et les réflexions qu'elles nous amènent : d'abord les résultats de l'étude de détail, à l'échelle d'un segment de marge, à partir de données de sismique réflexion et réfraction ; puis ceux de l'étude globale, cinématique, à l'échelle d'un océan et des plaques qui le bordent. Enfin, les conclusions qu'apportent l'intégration de notre étude de détail dans l'étude cinématique plus globale et qui soulignent l'extrême nécessité de cette démarche dialectique entre ces différentes échelles.

À partir des données de sismique réflexion et réfraction de la campagne Zaiango SMT – OBS, nous avons pu réaliser une étude structurale sur la marge ouest africaine du Bas Congo où les connaissances sur la structure profonde du bassin profond sont limitées. Cette étude a permis de déterminer trois grands domaines sur la marge : le domaine continental, transitionnel et océanique, et de définir les principales caractéristiques structurales de la marge.

- L'amincissement, sur cette marge comme dans le Golfe de Gascogne, est abrupt, la remontée du Moho coïncide avec l'approfondissement du socle sur une zone d'étranglement restreinte à 50 km environ ;
- Les structures distensives sont rares, seul un ou deux blocs basculés sont observés en haut de pente continentale, produisant au maximum une extension de 4 km ;
- Le domaine transitionnel est caractérisé par la géométrie plane des réflecteurs anté-salifères, par l'absence de blocs basculés et par la faible épaisseur de croûte. Ce domaine peut être séparé en deux en fonction des caractéristiques de l'épaisseur de croûte ;
- La couche de sel Aptien, caractéristique des marges du segment central de l'océan Atlantique Sud, ne se dépose pas dans un bassin confiné profond, mais à un niveau proche de 0 m (ressemblant probablement à un dépôt de type lagunaire). Il donne la paléobathymétrie au moment de son dépôt qui marque la fin de la période de formation de la marge.

La compréhension de la genèse des marges ne peut être approchée sans son homologue. Cette simple évidence montre toute l'attention que l'on doit apporter aux reconstructions cinématiques initiales de l'océan qui borde les marges homologues étudiées : les reconstructions nous apportent les contraintes sur les mouvements horizontaux des plaques lithosphériques autorisés. Afin d'étudier la position des marges au moment de cette fermeture, c'est-à-dire avant amincissement, nous avons réalisé une étude globale de l'Afrique et de l'Amérique du Sud, intégrant l'ensemble des données disponibles, géophysiques et géologiques, continentales et océaniques. Le rôle de la déformation intraplaque africaine, ses

limites et leurs conséquences a, en particulier, été l'objet d'une attention poussée. Cette étude cinématique a permis d'établir les résultats suivants :

- **La position de l'Amérique du Sud dans l'océan Atlantique Equatorial, au moment du *fit* est contrainte de façon fiable et sans ambiguïté.** Le pôle calculé est issu d'une extrapolation du pôle intermédiaire de Campan (entre l'anomalie C34 et 105 Ma) jusqu'à *fit*. Le pôle total résultant est situé à 54,27°N, 34,98°W avec un angle de 50,43°. **L'âge de l'ouverture de l'océan Atlantique Equatorial est daté à la limite Aptien – Albien**, confirmant les thèses de Blarez (1986) et de Gouyet (1988).
- Même en utilisant des valeurs extrêmes pour les mouvements liés à la déformation africaine, **il est impossible de refermer la totalité de l'Atlantique Sud avec la seule déformation intraplaque africaine. La lacune importante du segment sud de l'Atlantique Sud, nécessite obligatoirement une déformation en Amérique du Sud.** L'histoire cinématique du segment sud est différente de celle du segment central ce qui n'est sans doute pas sans rapport avec les différences structurales des marges passives des deux segments (segment salifère *versus* segment volcanique) (*cf.* chapitre **I.4.3.3**).

En injectant les résultats de détail obtenus par l'analyse des données de sismique dans l'étude régionale cinématique, nous montrons que la reconstruction obtenue, fiable et sans ambiguïté aux limites du système, et sur laquelle la précision peut être quantifiée, indique qu'il **est impossible d'obtenir une fermeture plus serrée que celle qui conduit à la superposition des fronts salifères africains et brésiliens.** Les coupes issues de la sismique réflexion des deux marges montrent qu'il subsiste un bassin large de plus de 330 km et dont la croûte n'excède jamais 13 kilomètres d'épaisseur. La formation de ce bassin ne peut résulter de mouvements horizontaux, ce qui exclut un amincissement par étirement (*pure stretching*) ou par l'existence d'une faille de détachement (*simple shear*) ou par quelque modèle conservatif que ce soit. Cette constatation corrobore l'observation de la présence d'horizons anté-salifère parallèles, entre eux et au sel, couche salifère que l'on retrouve sur la plate-forme : la création de ce bassin anté-salifère ne peut être que liée à un mouvement vertical.

Au final, nous proposons un schéma d'évolution de la marge à partir des données structurales et des contraintes cinématiques en quatre étapes (*cf.* figures V-10 et V-11) :

- Le premier stade correspond à une phase de déformation distensive, de quantité de mouvement limitée, illustrée par les quelques rares blocs basculés observés en haut de pente continentale (sur Zaiango) ou dans le bassin profond (au Brésil) ;
- C'est durant la deuxième étape (formation du *sag*) que se déroule la phase d'amincissement principal, les mouvements verticaux prévalent, aboutissant à la formation de la pente continentale et à la subsidence du bassin.

- La troisième phase (dépôt du sel) correspond à une première striction des contraintes : la déformation se concentre sur une partie réduite du bassin, coïncidant avec le front salifère compressif. Une croûte proto-océanique se forme, probablement composée de croûte continentale amincie et intrudée de matériel mantellique.

- La seconde striction correspond à la phase finale de formation de la marge et aboutit à l'océanisation *sensu stricto*.

Incertitudes et Perspectives

Si cette étude montre l'impossibilité de recourir aux modèles conservatifs pour expliquer la genèse des marges continentales passives, ou tout au moins celles qui sont étudiées dans cette étude, elle ne donne qu'une structure, un cadre dans lequel penser les processus physiques opérant cet amincissement. Il demeure cependant un certain nombre d'observations liées à notre étude structurale qui ne sont pas prises en compte dans notre description du schéma d'évolution de la marge.

C'est en particulier le cas de la zone à vitesse anormale que l'on semble retrouver à l'aplomb de la zone d'étranglement. Qu'elle est sa source ? Sous-placage ? Résidu de fusion partielle ? Cause ou résultat de l'amincissement ? Une cartographie plus précise de cette zone par la mise en place d'un réseau d'OBS plus serré apporterait certainement des renseignements essentiels sur cette couche, son enracinement, sa relation avec la croûte non amincie, avec la zone de transition... Dès lors que l'inaptitude des modèles conservatifs à expliquer la genèse de ces marges est démontrée et assumée, il est fort probable que les tentatives de modélisation vont se tourner vers des processus de transformation de matière et de convection à petite échelle et devraient apporter leur contrainte et leur éclairage sur cette zone anormale.

N'est pas résolue non plus la présence de la zone à vitesse anormale située sous la croûte océanique et la partie externe du domaine intermédiaire. Découle-t-elle du même processus que celui qui génère celle qui est située sous la pente continentale ? Est-elle plutôt liée à la mise en place de la croûte proto-océanique (ou de la croûte océanique d'accrétion très lente) ? La aussi, les modélisations et une cartographie plus précise devraient permettre d'infirmes certaines hypothèses et d'en proposer d'autres.

La connaissance de la structure profonde brésilienne homologue aux coupes générales de Zaïango serait un argument fort pour confirmer nos calculs d'amincissement et notre schéma d'évolution, cependant la présence conjuguée de couches volcanique et salifère reste un frein à l'obtention de cette observation. Il est certain que le développement et/ou l'amélioration des méthodes d'investigation géophysiques qui permettraient de voir sous l'écran salifère (que ce passe-t-il dans le domaine transitionnel, au niveau de la croûte II ? Il y a-t-il une remontée du socle ? Comment s'y structurent les sédiments, s'il y en a ?) et sous les écrans volcaniques seront un atout majeur dans l'avancement de la compréhension de la

genèse de ces structures géologiques (et de leurs voisines intracontinentales). Le problème majeur demeurera cependant la lecture des vitesses obtenues en termes géologiques.

Mais la compréhension de la formation des marges ne pourra se résoudre sur un assemblage de coupes homologues, aussi détaillées soient-elles. Il est certain qu'une compilation est indispensable. La marge que nous avons étudiée et décrite représente un type parmi d'autres. Plus au Nord, par exemple, au Gabon, la marge est, pour ce que l'on en sait avec les seules données de sismique réflexion, un peu différente : la pente continentale est un peu plus étendue et le domaine transitionnel moins. Cet état des lieux a son homologue, en plus réduit, dans le Golfe du Lion. La figure C-1 montre un modèle de fermeture au début du Miocène juste avant l'océanisation présumée (Olivet, 1993). Les coupes sismiques et la reconstruction montrent combien les deux segments de marges voisines présentent une différence drastique de structuration, en quelque sorte similaire à celle qui oppose la marge angolaise et la marge gabonaise. Comment passe-t-on d'un segment à l'autre ? Quels échanges de matière ? Quelle convection ? Il est clair que la compréhension du processus de genèse des marges ne pourra pas s'effectuer sans considération pour ces échanges longitudinaux entre segments. Dès lors, ce n'est pas juste une marge, représentant un segment avec un type de structuration qu'il faudrait étudier, mais les marges et leurs segments voisins.

Pourquoi et comment cette variation de structuration ? Nous avons rappelé en introduction la liaison entre les marges et les chaînes de montagnes. Les marges sont d'anciennes chaînes de montagne. Qu'est-ce qu'une chaîne de montagne ? Le bassin méditerranéen donne une belle image d'une chaîne de montagne en formation (fig. C-2) : c'est une succession de bassins, de zones hautes, de subduction, qui finira écrasés entre les deux continents. Après érosion, remontée des racines, le résultat ne pourra pas montrer d'homogénéité crustale sur toute la suture. Bien au contraire, il semble sensé de penser que l'hétérogénéité y sera forte. Comment réagiront ces segments au processus de *rifting*, surtout si l'on pense aux modèles non-conservatifs qui impliquent transformation et convection ? Dans cette optique, les géologues de terrains, spécialistes des chaînes de montagne, devraient apporter beaucoup de renseignements et de contraintes importants.

L'histoire de la marge ne se termine pas au moment de la cassure. Il est important de situer une marge dans une histoire complète. En effet, le type d'accrétion juste après la cassure (ultra-lente, lente ou rapide) doit influencer le taux de subsidence de la marge. Ce travail sur la première croûte océanique doit être effectué automatiquement dans toutes les études sur les marges.

On voit dans ces comparaisons la variabilité latérale rapide de certains paramètres et la nécessité impérative d'effectuer une typologie des marges afin de différencier les paramètres communs des éléments plus locaux, répondant à une histoire et/ou à un contexte singuliers.

Enfin, il est probable qu'un seul modèle n'expliquera pas l'ensemble des marges. La différence de structuration entre le segment central et le segment sud de l'océan Atlantique Sud de longueur d'onde proche de 2000 km, à probablement plus à voir avec la répartition thermique du manteau (et à l'histoire cinématique). L'étude de la segmentation océanique, l'étude de la répartition des points chauds ont elles aussi leur importance dans le problème de la formation des marges, car le lien entre l'accrétion et la structuration des marges, leur segmentation respective (les zones de fractures du Pacifique sont espacées avec une longueur d'onde de 600-800 km que l'on retrouve sur les marges et dans la répartition des points chauds) montre une relation assez saisissante entre ces structures.

Il reste aussi un problème cinématique de taille, que nous n'avons pas eu le temps de résoudre : la fermeture du segment sud de l'Atlantique Sud. Si la déformation intraplaque américaine est obligatoire, où la situer ? L'énorme épanchement volcanique du Paraña plaide en faveur de cette déformation, mais de quelle ampleur est-elle ? L'analyse de la reconstruction à l'anomalie C34 donne tout de même une idée de prospection. Nous avons vu que les deux segments (central et sud) possèdent une histoire cinématique, une structuration des marges, et une accrétion (assymétrie/symétrie) bien différents. Le segment « particulier » incluant le bassin de Campos avec sa grande asymétrie, son probable saut de dorsale, pourrait bien être une zone tampon entre les deux grands segments, et par la même la zone de localisation de la déformation intraplaque sud-américaine. Cette suggestion doit nécessiter une étude poussée de la géologie terrestre sud-américaine et océanique dans le bassin de Santos et le plateau de Sao Paulo.

Bibliographie

Références bibliographiques :

A

- Abreu, V. S., (1998). Geologic evolution of conjugate volcanic passive margins : Walvis (Africa) and Pelotas (South America) Basins. Ph.D. dissertation, *Rice University*, Houston, Texas, 355 pp.
- Allix, P., Grosdidier, E., Jardine, S., Legoux, O. & Popoff, M., (1981). Découverte d'Aptien supérieur à l'Albien Inférieur daté par microfossiles dans la série détritique crétacée du fossé de la Bénoué (Nigeria). *Comptes rendus de l'Académie de Sciences*, Paris, 2, **292** : 1291-1294.
- Allix, P. & Poppoff, M., (1983). Le Crétacé inférieur de la partie nord-orientale du fossé de la Benoue (Nigeria) : un exemple de la relation étroite entre tectonique et sédimentation. In : M. Popoff and J.J. Thiercelin (Editors), Rifts et Fosses Ancien. *Bull. Centr. Res. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **7** : 349-359.
- Anderson, J. E., Cartwright, J., Drysdall, S. J. & Vivian, N., (2000). Controls on turbidite sand deposition during gravity-driven extension of a passive margin : examples from Miocene sediments in Block 4, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, **17** : 1165-1203.
- Anka, Z. & Séranne, M., (accepted). Reconnaissance Study of the Ancient Zaire Deep-sea fan. *Marine Geology*.
- Artyushkov, E.V., (1981). Physical origin of crustal movements on passive margins. *Oceanologica Acta*, 167-170.
- Artyushkov, E.V. & Sobolev, S. V., (1982). Mechanism of passive margin and inland sea formation. In : J.S. Watkins & C.L. Drake (editors), Studies in Continental Margin Geology. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **34** : 689-701.
- Austin, J. A. & Uchupi, E., (1982). Continental-oceanic crustal transition off Southwest Africa. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66** : 1328-1347.
- Avbovbo, A.A., Ayoola, E.D. & Osahon, G.A., (1986). Depositional and structural styles in the Chad basin of northeast Nigeria. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **70** : 1787-1798.
- Avedik, F., Renard, V., Allenou, J.-P. & Morvan, B., (1993). « Single bubble » air-gun array for deep exploration. *Geophysics*, **58**; 3 : 366-382.

B

- Bartolome, R., Contrucci, I., Nouzé, H., Thiebot, E. & Klingelhoefer, F., (soumis). Improving the "single bubble" multi-channel vertical seismic image with pre-stack depth migration by using the OBS wide-angle reflection/refraction velocities : example of the Moroccan margin. *Journal of Applied Geophysics*.

- Bassi, G., (1986). Contribution à l'étude de la déformation de la lithosphère associée à la formation des bassins sédimentaires et des marges continentales passives. Thèse de Doctorat, *Univ. Louis Pasteur de Strasbourg*, IPG, 308 pp.
- Bassi, G., Keen, C. E. & Potter, P., (1993). Contrasting styles of rifting : models and examples from the Eastern Canadian Margin. *Tectonics*, **12** : 639-655.
- Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R.B. & Weber, K., (2000). Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies. *Journal of Geophysical Research*, **105** : 25829-25853.
- Beaumont, C., Keen, C.E. & Boutilier, R., (1982). Evolution of rifted continental margin ; comparaison of models and observations for the Nova Scotia margin. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **70** : 667-715.
- Benkhelil, J., (1982). Benoue Trough and Benoue Chain. *Geol. Mag*, **119** : 155-168.
- Benkhelil, J. & Robineau, B., (1983). Le fossé de Bénoué est-il un rift ? *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production, Elf Aquitaine*. **7** : 315-321.
- Benkhelil, J., (1988). Structure et Evolution du bassin de la Bénoué. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production, Elf Aquitaine*. **12** : 29-128.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., III & Aubry, M.P., (1995). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In : Berggren, W. A., Kent, D. V. & Hardenbol, J. (Editors), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, A Unified Temporal Framework for an Historical Geology*, *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Tulsa, **54** : 129-212.
- Blarez, E., (1986). Structure et évolution d'une marge continentale transformante. Thèse de doctorat, *Univ. Pierre et Marie Curie*, Paris, 188 pp.
- Boavida, J., Morais, E., Catanha, M., Caholo, I., Baptista C., Biella, G., Boniolo, G., Cttaneo, M., Corsi, A., Pasta, M., Mendes-Victor, L., Matias, L., Sibuet, J.-C., Geli, L., Nouzé H., Contrucci, I., Moulin, M., (2000). First insight into deep structure of the Northern Angolan continental margin by refratcion/wide-angle reflection seismic data. In: *GEOLUANDA 2000 International Conference*, Abstracts, 31.
- Boillot, G., Recq, M., Winterer, E. L., Meyer, A. W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J. A., Comas, M. C., Davies, T.A., Dunham, K., Evans, C. A., Girardeau, J., Goldberg, G., Haggerty, J., Jansa, L. F., Johnson, J. A., Kasahara, J., Loreau, J. P., Luna-Sierra, E. Moullade, M., Ogg, J., Sarti, M., Thurow, J. & Williamson, M., (1987). Tectonic denudation of the upper mantle along passive margin : a mode based on drilling results (ODP Leg 103, Western Galicia Margin, Spain). *Tectonophysics*, **132** : 335-342.
- Boillot, G., Feraud, G., Recq, M. & Girardeau, J., (1989). « Undercrusting » by serpentinite beneath rifted margins. *Nature*, **341** : 523-525.

- Boillot, G. & Coulon, C., (1998). La déchirure continentale et l'ouverture océanique. *Gordon and Breach Science Publishers*, 208 pp.
- Bois, C., Gariel, O., Mascle, A. & Schroeder, I., (1991). Les Bassins sédimentaires de mer Celtique et de Manche; apport des profils sismiques SWAT. In : Bois, C., Sibuet, J.-C. & Gariel, O., (editors), Etude de la croûte terrestre par sismique profonde; Mer Celtique-Manche et ses approches occidentales; profils SWAT et WAM, *Memoires de la Societe Geologique de France, Nouvelle Serie*. **159** : 25-66.
- Bond, G., (1978). Evidence for Late Tertiary uplift of Africa relative to North America, South America, Australia and Europe. *Journal of Geology*, **86** : 47-65.
- Bott, M. H. P., (1971). Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. *Tectonophysics*, **11** : 319-327.
- Bott, M. H. P., (1982). Origin of the lithosphere tension causing In : P., Kent, M. H. P., Bott D. McKenzie & C.A. Williams, The Evolution of Sedimentary Basins, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A305** : 319-324.
- Bott, M. H. P. & Dean, D. S., (1982). Stress systems at young continental margins. *Nature*, **235** : 23-25.
- Boudjema, A., (1987). Evolution structurale du bassin pétrolier « triasique » du Sahara Nord oriental (Algérie). *Thèse*, Univ. Paris Sud, Paris, 290 pp ;
- Braun, J. & Beaumont, C., (1989). A physical explanation of the relation between flank uplifts and the break up unconformity at rifted continental margins. *Geology*, **17** : 760-764.
- Brice, S. E., Cochran, M. D., Pardo, G. & Edwards, A. D., (1982). Tectonics and sedimentation of the South Atlantic Rift Sequence : Cabinda, Angola. In J.S. Watkins & C.L. Drake (editors) Studies in Continental Margin Geology, *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **34**, Tulsa : 5-18.
- Brink, A. H., (1974). Petroleum Geology of Gabon Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **58**, 2 : 216-235.
- Brognon, G. P. & Verrier, G. V., (1966). Oil and geology in Cuanza basin of Angola. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **50** : 108-158.
- Browne, S.E. & Fairhead, J.D., (1983). Gravity study of the central African rift system : a model of continental disruption. 1 : The Ngaoundere and Abu Gabra rifts. *Tectonophysics*, **94** : 187-203.
- Browne, S.E., Fairhead, J.D. & Mohamed, I.I., (1985). Gravity study of the White Nile Rift, Sudan and its regional tectonic setting, *Tectonophysics*, **113** : 123-137.

Bullard, E.C., Everett, J.E. & Smith, A.G., (1965). The fit of the continents around the Atlantic. In : Symposium on Continental Drift. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A*, **258** : 41-51.

Burke, K. & Dewey, J.F., (1974). Two plates in Africa during the Cretaceous? *Nature*, **249** : 313-316.

Burke, K., (1996). The African Plate. *South African Journal of Geology*, **99** : 341-409.

Burollet, P. F., (1975). Tectonique en radeaux en Angola, *Bull. Soc. Geol. de France*, **7**, XVII : 503-504.

Burollet, P. F., (1980). Reflexions sur les evaporites de l'Ouest africain. In: Les evaporites; mecanismes, diagenese et applications. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*. 4, 1 : 547-556.

Butler, L.W., (1970). Shallow structure of the continental margin, Southern Brazil and Uruguay. *Geological Society of America Bulletin*, **18** : 1079-1096.

C

Cameron, N., Bate, R., Clure, V. & Benton, J., (1999). Oil and gas habitats of the South Atlantic : Introduction. In : Cameron, N. R., Bate R. H. & Clure, V. S., (editors), The oil and gas habitats of the South Atlantic, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **153** : 1-9.

Campan, A., (1995). Analyse cinématique de l'Atlantique Equatorial , implications sur l'évolution de l'Atlantique Sud et sur la frontière de plaque Amérique du Nord / Amérique du Sud. Thèse de doctorat, Univ. « Pierre et Marie Curie », Paris VI, 352 pp.

Cande, S. C. & Rabinowitz, P. D., (1976). Magnetic Anomalies on the Continental Margin of Brazil. *Lamont-Doherty Geological Observatory*, 1 map.

Cande, S.C. & Kent, D.V., (1992). A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **97** : 13917-13951.

Cande, S.C. & Kent, D.V., (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **100** : 6093-6065.

Castro, A. C. M. Jr., (1987). The northeastern Brazil and Gabon basins; a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces. *Tectonics*. **6**, 6 : 727-738.

Chang, H.E. & Kowsmann, R. O., (1984). Thermal subsidence and crustal thickness of the Santos Basin. In: Thirty-third Brazilian geological congress; abstracts, brief communications, workshops, field trips and round tables. *Resumos - Congresso Brasileiro de Geologia*. **33** : 85.

Chang, H. E., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F. & Bender A. A., (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System; an overview. In : Ziegler, P. A. (Editor), Geodynamics of rifting; Volume II, Case history studies on rifts; North and South America and Africa. *Tectonophysics*. 213, 1-2 : 97-138.

- Chian, D., Reid, I. D. & Jackson, H. R., (2001). Crustal structure beneath Orphan Basin and implications for nonvolcanic continental rifting. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 6 : 10,923-10,940.
- Choubert, G. & Faure-Muret, A., (1971). Le bouclier éburnien (ou libéro-ivorien), Tectonique de l'Afrique, Sciences de la Terre, *UNESCO*, Paris, 185-207
- Choubert, G., Faure-Muret, A. & Sougy, J., (1968). Carte Tectonique Internationale de l'Afrique, *UNESCO*, 9 cartes.
- Cloetingh, S. & Kooi, H., (1992). Intraplate stresses and dynamical aspects of rifted basins. *Tectonophysics*, **215** : 167-185.
- Cobbold, P., Rossello, E. & Vendeville, B., (1989). Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt layers. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5** : 453-460.
- Collier, J. S., Buhl, P., Torné, M. & Watts, A. B., (1994). Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin : results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valentia Trough (western Mediterranean). *Geophysical Journal International*, **118** : 159-180.
- Contrucci, I., Matias, L, Moulin, M., Géli, L., Klingelhoefter, F., Nouzé, H., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Sibuet, J.-C. & Réhault, J.-P., (soumis, dec. 2002). Deep structure of the West African continental margin, between 5°S and 8°S, from reflection / refraction seismics and gravity data, *Journal Geophysical International*.
- Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Géli, L., Klingelhoefter, F., Nouzé, H., Aslanian, D., Olivet, J.-L. & Sibuet, J.-C., (2002). A sub-salt image of the Angola continental margin from wide-angle reflection / refraction seismic data. Sub-basalt imaging: exploiting the full wavefield, Cambridge.
- Contrucci, I., Sibuet, J.-C., Beuzart, P., Nouzé, H., Géli, L. & Séranne, M., (1999). Modélisation gravimétrie à partir des données des missions ZaïAngo 1 et 2 : limitations actuelles et perspectives, in *Rapport Final de ZaïAngo 1 & 2*, (Savoie *et al.* 1999).
- Cornacchia, M. & Dars, R., (1983). Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **1** : 101-109.
- Costa, L.A.R., (1988). Análise termomecânica da porção offshore da Bacia do Espírito Santo. M. S. Thesis, *Univ. Federal de Ouro Preto*, 142 pp.
- Courtilot, V., (1982). Propagating rifts and continental breakup. *Tectonics*, **1**, n° 3 : 239-250.
- Cramez, C. & Jackson, M. P. A., (2000). Superposed deformation straddling the continental-oceanic transition in deep-water Angola. *Marine and Petroleum Geology*, **17** : 1095-1109.
- Curie, D., (1984). Ouverture de l'Atlantique sud et discontinuités intra-plaque : une nouvelle analyse. Thèse 3^{ème} Cycle, *Univ. de Bretagne Occidentale*, Brest, 192 pp.

D

- Davison, I & Castro, A. C. M. Jr., (1988). The northeastern Brazil and Gabon basins; a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces; discussion and reply. *Tectonics*, **7**, 6 : 1385-1394.
- Davison, I., (1999). Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin. In : Cameron, N. R., Bate R. H. & Clure, V. S., (editors), The oil and gas habitats of the South Atlantic, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **153** : 133-151.
- De Almeida, F. F., Suszczynski, E. F. & Derze, G. R., (1970). Mapa tectônico do Brasil, Ministério das Minas e Energia.
- Dietz, R.S., (1973). Morphologic fits of North America/Africa and Gondwana : a review. In D.M. Tarling and S.K. Runcorn (Editors). Implications of Continental Drift. Academic Press, London, **2** : 865-872.
- Doyle, J.A., Biens, P., Doerenkamp, A. & Jardiné, S., (1977). Angiosperm pollen from the Pre-Albian Lower Cretaceous of equatorial Africa. *Bulletin des Centres de Recherche et d'Exploration-Production de Elf-Aquitaine*, **1** : 451-473.
- Doyle, J.A., Jardiné, S. & Doerenkamp, A., (1982). Afropolis, un nouveau genre de pollen d'Angiosperme précoce, avec de données sur la palynostratigraphie et les paléoenvironnements du Crétacé du Nord-Gondwana. *Bulletin des Centres de Recherche et d'Exploration-Production de Elf-Aquitaine*, **6** : 39-117.
- Dupré, S., Bertotti, G. & Cloetingh, S., (2003). South Gabon Margin : tectonic evolution, basin configuration and characteristics of rifting process inferred from multi-data analysis, gravity and forward lithospheric thinning modelling. EGU, Nice.
- Dupré, S. (2003). Integrated tectonic study of the South Gabon Margin : Insights on the rifting style from seismic, well and gravity data analysis and numerical modelling, PH. D Thesis, *Vrije University*, Amsterdam, 125 pp.
- Duval, B., Cramez, C., & Fonck, J.-M., (1992). Rafts tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, **9**: 389-404.

E

- Eldholm, O., Skogseid, J., Planke, S. & Gladzenko, T. P. (1995). Volcanic margin concepts. In : Banda, E., Torné, M. & Talwani, M. (Editors), Rifted ocean-continent boundaries, *Dordrecht, Kluwer* : 1-16.
- Eldholm, O., Thiede, J. & Taylor, E. (1989). The Norwegian continental margin; tectonic, volcanic, and paleoenvironmental framework. In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., Barton, C., Bjorklund, K. R., Bleil, U., Ciesielski, P., F., Desprairies, A., Donnally D. M., Froget, C., Goll, R., Henrich, R., Jansen, E., Krissek L. A., Kvenvolden, K. A., LeHuray, A. P., Love, D. A.,

Lysne, P., McDonald, T. J., Mudie, P. J., Osterman, L. E., Parson, L. M., Phillips, J. D., Pittenger, A., Qvale, G., Schoenharting, G., Viereck, L., Winkler, W. R., (editors). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Norwegian Sea; covering Leg 104 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution, Bremerhaven, Germany, to St. John's. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. **104** : 5-26.

Emery, K.O. & Uchupi E., (1984). *The Geology of Atlantic Ocean*. Springer, New York, 1050 pp.

Emery, K.O., Uchupi, E., Phillips, J., Bowin, C. & Mascle, J., (1975). Continental Margin off Western Africa : Angola to Sierra Leona. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **59** : 2209-2265.

Evain, M., (2002). Etude et traitement de données magnétiques dans l'océan Atlantique Nord. Rapport Intechmer 2^{ème} année, pp. 33.

Evans, R., (1978). Origin and significance of evaporites in basins around Atlantic margin *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **62** : 223-234.

Ewing, J. R., Leyden, R. & Ewing, M., (1969). Refraction shooting with expendable sonobuoys. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **53**, 1 : 174-181.

Eyles, N. & Eyles C.H., (1993). Glacial geologic confirmation of an intraplate boundary in the Paraná basin of Brazil. *Geology*, **21** : 459-462.

F

Fairhead, J.D. & Okereke, C.S., (1987). A regional gravity study of the West African Rift System in Nigeria and Cameroon and its tectonic interpretation. *Tectonophysics*, **143** : 141-159.

Fairhead, J.D., & Green, C.M., (1988). Controls on rifting in Africa and the regional tectonic model for the Nigeria and East Niger rift basins. In B. R., Rosendahl, J. J. W. Rogers & N. M., Rach (Editors), *Journal of African Earth Sciences Special Publication*, **8**, 2-4 : 231-249.

Fairhead, J.D., (1986). Geophysical controls on sedimentation in the African Rift System. In : L.E. Frostick, R.W. Renaut, I. Reid & J.J. Tiercelin (Editors), *Sedimentation in the African Rifts, Geological Society of London, Special Publication*, **25** : 19-27.

Fairhead, J.D., (1988). Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean : The role of the West and Central African rift system. *Tectonophysics*, **155** : 181-191.

Falvey, D. A., (1974). The development of the continental margins in plate tectonic theory. *Australian Journal of Petroleum Exploration*, **14** : 95-106.

Falvey, D. A. & Middleton, M. F., (1981). Passive continental margins ; evidence for a pre-breakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. *Oceanologia Acta, SP Geology of Continental Margin Symposium*, **4** : 103-114.

- Fidalgo Gonzáles, L., (2001). La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque. Thèse de doctorat, *Univ. de Bretagne Occidentale*, Brest, 2 vol., 260 pp.
- Fonck, J.-M., Cramez, C. & Jackson, M. P. A., (1998). Role of the subaerial volcanic rocks and major unconformities in the creation of South Atlantic margins. In *Am. Assoc. Petrol. Geol. International Conference Extended Abstracts Volume*, Rio de Janeiro, Brazil, November : 38-39.
- Fontana, R. L., (1987). Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da plataforma de Florianópolis. M. S. Thesis, *Univ. Federal de Ouro Preto*, 128 pp.
- Foucher, J.P., LePichon, X. & Sibuet, J.C., (1982). The ocean-continent transition in the uniform lithospheric stretching model ; role of partial melting in the mantle. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A305** : 27-43.
- Franks, S. & Nairn, A. E. M., (1973). The equatorial marginal basins of West Africa. In : Nairn, A. E. M. & Stelhi (Editors), *The oceans basins and margins. The South Atlantic*, *Plenum Press*, New-York : 301-350.

G

- Genik, G. J., (1992). Regional framework and structural aspects of rifts basins in Niger, Chad and the Central African Republic. *tectonophysics*, **213** : 169-185.
- Genik, G. J., (1993). Petroleum Geology of Cretaceous-Tertiary Rift Basins in Niger, Chad, and Central African Republic. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **77** : 1405-1434.
- Gerrard, I. & Smith, G. C., (1982). Post-Paleozoic succession and structure of the southwestern African continental margin. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **34** : 49-74.
- Giresse, P., (1982). La succession des sédimentations dans les bassins marins et continentaux du Congo depuis le début du Mésozoïque. *Sci. Géol. Bull.*, **35**, 4 : 183-206.
- Gomes, P. O., Gomes, B. S., Palma, J. J. C., Jinno, K. & de Souza, J. M., (2000). Ocean-Continent Transition and Tectonic Framework of the Oceanic Crust at the Continental Margin off NE Brazil : Results of LEPLAC Project. In W. Mohriak & M. Talwani, *Atlantic Rifts and Continental Margins*, *American geophysical Union*, **115** : 261-291.
- Gouyet, S., (1988). Evolution tectono-sédimentaire des marges guyanaises et nord-brésilienne au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Thèse de doctorat, *Univ. de Pau et des pays de l'Adour*, Pau, 374 pp.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J. Van Veen, P., Thierry, J. & Huang, Z., (1994). A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research*, **99** : 24051-24074.

- Grosdidier, E., Braccini, E., Dupont, G. & Moron, J.M., (1996). Biozonation du Crétacé Inférieur non marin des bassins du Gabon et du Congo. In : S. Jardiné, I. de Klasz & J.-P. Debenay (Editors), *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud, Compte Rendus des Colloques de géologie d'Angers, 16-24 juillet 1994, Mémoires du Bulletin des Centres de Recherche et d'Exploration-Production de Elf*, **16** : 67-82.
- Guardado, L. R., Gambo, L. A. P. & Lucchesi, C. F., (1989). Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin. In : Edwards, J. D. & Santogrossi, P. A. (editors), *Divergent/passive margins basins, American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **48** : 3-79.
- Gueguen, E., (1995). Le bassin Liguro-Provençal , un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal. Thèse de doctorat. *Univ. de Bretagne Occidentale*, Brest, 309 pp.
- Guiraud, R. & Maurin, J.C., (1992). Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa : an overview. *Tectonophysics*, **213** : 153-168.
- Guiraud, R., Doumnang, J.-C., Mbaigane, Carretier, S. & Dominguez, S., (2000). Evidence for a 6000 km length NW-SE-striking lineament in northern Africa : the Tibesti Lineament. *Journal of the Geological Society of London*, **157** : 897-900.
- György Marton, L, Tari, G. C. & Lehmann C. T., (2000). Evolution of the Angolan Passive Margin, West Africa, with Emphasis on Post-Salt Structural Styles. In W. Mohriak & M. Talwani (editors), *Atlantic Rifts and Continental Margins : American Geophysical Union*, **115** : 129-149.

H

- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R., (1987). Chronology of fluctuating sea level since the Triassic (250 million years ago to Present). *Science*, **235** : 1156-1167.
- Hardie, L. A., (1983). Origin of CaCl₂ brines by basalt-seawater interaction : Insights provided by some simple mass balance calculations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82** : 205-213.
- Hardie, L. A., (1990). The role of rifting and hydrothermal CaCl₂ brines in the origin of potash evaporites : An hypothesis. *Amer. J. Science*, **290** : 43-106.
- Hardie, L. A., (1996). Secular variation in seawater chemistry : an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m. y. *Geology*, **24** : 279-283.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. & Smith, D. G., (1990). A Geologic Time Scale. *Ed. Cambridge Univ. Press*, New-York, 265 pp.
- Heilbron, M., Mohriak, W. U., Valeriano, C. M., Milani, E. J., Almeida, J. & Tupinambá, (2000). From collision to Extension : The roots of Southeastern Continental Margin of Brazil. In : W. Mohriak & M. Talwani (Editors), *Atlantic Rifts and Continental Margins*, AGU, **115** : 1-32.

Henry, S. G. & Abreu, V., (1998). Marine transgressions in the pre-salt of the South Atlantic : new models for rifting and continental breakup. *American Association of Petroleum Geologists Annual Convention*, Abstracts CD.

Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H. A., Block, M., Goncalves de Souza, K. & Meyer, H., (1999). The Argentine continental margin north of 48 degrees S; sedimentary successions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology*, **16**, 1 : 1-25.

Hoolbrok, W. S. & Kelemen, P. B., (1993). Large igneous province on the US Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup. *Nature*, **364** :433-436.

J

Jackson, M. P. A., Cramez, C. & Fonck, J.-M., (2000). Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins : implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, **17** : 477-498.

Jarvis, G. T. & McKenzie, D. P., (1980). Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth and Planetary Science Letters*, **48** : 42-52.

Jorgensen, G.J. & Bosworth, W., (1988). Gravity modelling in the Central African Rift System, Sudan : Rift geometries and tectonic significance. In Rosendahl (Editor), *Journal of African Earth Sciences Special Publication*, **8**, 2-4 : 283-306..

K

Karner, G. D., Driscoll, N. W., McGinnis, J. P., Brumbaugh, W. D. & Cameron, N. R., (1997). Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, **14** : 973-1000.

Karner, G. D. & Driscoll, N. W., (1999). Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins : insights from quantitative basin modelling. In : Cameron, N. R., Bate R. H. & Clure, V. S., (editors), The oil and gas habitats of the South Atlantic, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **153** : 11-40.

Keen, C. E. & Barrett, D. L., (1981). Thinned and subsided continental crust on the rifted margin of eastern Canada ; crustal structure, thermal evolution and subsidence history. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **65** :443-465.

Keen, C.E. & Beaumont, C., (1990). Geodynamics of rifted continental margins, Chap 9. In : M.J. Keen & G.L. Williams (Editors), *Geology of the Continental Margin of Eastern Canada*, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, **2** : 391-472 (also *Geological Society of America*, *The Geology of North America*, **I-1**).

Kent, D. & Gradstein, F.M., (1986). A Jurassic to present chronology. In : Vogt P.R. & Tucholke B.E. (Editors). *The Geology of North America*, vol. **M** : The Western North Atlantic Region. *Geological Society of America*, Boulder, CO, 45-50.

- Klitgord, K. & Schouten, H., (1986). Plate kinematics of the Central Atlantic. In : Vogt P.R. & Tucholke B.E. (Editors). *The Geology of North America*, vol. **M** : The Western North Atlantic Region. *Geological Society of America*, Boulder, CO, 351-378.
- Kooi, H., (1991). Tectonic modelling of extensional basins. The role of lithospheric flexure, intraplate stress and relative sea-level change. Ph. D thesis, *Vrije University*, Amsterdam, 183 pp.
- Korenaga, J., Holbroock, W. S., Kent, G. M., Kelemen, P. B., Detrick, R. S., Larsen, H. C., Hopper, J. R. & Dahl-Jensen, T., (2000). Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, **105** : 21591-21614.
- Kowsmann, R., Leyden, R. & Francisconi O., (1977). Marine Seismic Investigations, Southern Brazil Margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **61** : 546-557.
- Kumar, N. & Gambôa, L.A.P., (1979). Evolution of the São Paulo Plateau (southeastern Brazilian Margin) and implications for the early history of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, **90** : 281-293.
- L**
- Lavier, L., Steckler, M. & Brigaud, F., (2000). Climatic and Tectonic Control on the Cenozoic Evolution of the West African Margin. *Marine Geology*, **178** : 63-80.
- Le Pichon, X. & Hayes, D.E., (1971). Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **76** : 6283-6293.
- Le Pichon, X., (1968). Sea floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, **73** : 3661-3697.
- Leyden, R., (1976). Salt distribution and crustal models for the eastern Brazilian margin. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **48** : 159-168.
- Leyden, R., Asmus, H., Zembruski, S. & Bryan, G., (1976). South Atlantic diapiric structures. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **60** : 196-212.
- Leyden, R., Bryan, G. & Ewing, M., (1972). Geophysical reconnaissance on African shelf : margin sediments from Gulf of Guinea to Walvis Ridge. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **56** : 682-693.
- Leyden, R., Ludwing, W. J. & Ewing, M., (1971). Structure of Continental Margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **55**, 12 : 2161-2173.
- Lister, G. S., Etheridge, M. A. & Symonds P. A., (1991). Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*. **10**, 5 : 1038-1064.

Lucazeau, F., Brigaud, F. & Leturmy, P., (2003). Dynamic interactions between the Gulf of Guinea passive margin and the Congo River drainage basin. Part II : isostasy and uplift. *Journal of Geophysical Research.*, **108**, 8.

Ludwig, W. J., Nafe, J. E. & Drake, C. L., (1970). Seismic Refraction. In : A. E. Maxwell (Editor), *The Sea*, Wiley, New-York, **4**, part 1 : 53-84.

Lunde, G., Aubert, K., Lauritzen, O. & Lorange, E., (1992). Tertiary Uplift of the Kwanza Basin in Angola. In : Curneller (Editor), *Géologie Africaine-Compte Rendu des colloques de Géologie de Libreville*. Centre de Recherche et d'Exploration Production, Elf Aquitaine : 6-8.

M

Magnavita, L. P., Davison, I. & Kusznir N. J., (1994). Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, **13** : 367-388.

Martin, A.K., (1984). Propagating Rifts : Crutal extension during continental rifting. *Tectonics*, **3**, n° 6 : 611-617.

Martin, A.K., Hartnady, C.J.H. & Goodlad, S.W., (1981). A revised fit of South America and South Central Africa, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54** : 295-305.

Masclé, J. & Sibuet, J.C., (1974), New pole of early opening of South Atlantic. *Nature*, **252** : 464-465.

Masclé, J.R., Bornhold, B. D. & Renard, V., (1973). Diapiric Structures off Niger Delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **57** : 1672-1678.

Masson, M.P., (1972). L'exploration pétrolière en Angola. *Petrole et Techniques*. **212** : 21-40.

Matias, L. M., Olivet, J.-L., Aslanian, D. & Fidalgo González, L., (soumis). PLACA : A White Box for Plate Reconstruction and Best-Fit Pole Determination. *Computers and Geosciences*.

Maurin, J.C., Benkhelil, J. & Robineau B., (1986). Faults rocks of the Kaltungo lineament, NE Nigeria and their relation-ship with Benoue Trough Tectonics. *J. Geol. Soc. London*, **143** : 587-599.

Maurin, J.-C. & Guiraud, R., (1990). Relationships between tectonics and sedimentation in the Barremo-Aptian intra-continental basins of Northern Cameroon. In : Kogbe, C.A. & Lang, J., (editors), African Continental Phanerozoic Sediments. *Journal of African Earth Sciences*, **10** : 331-340.

Maurin, J.-C. & Guiraud, R., (1993). Basement control in the development of the Early Cretaceous West and Central African Rift System. *Tectonophysics*, **228** : 81-95.

McKenzie, D., (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*. **40**, 1 : 25-32.

- Meyers, J. B., Rosendahl, B. R. & Austin, J. A., (1996). Deep penetrating MCS images of the South Basin : implications for rift tectonics and post-breakup salt remobilisation. *Basin Research*, **8** : 65-84.
- Milani, J.E. & Davison, I., (1988). Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, **154** : 41-70.
- Mohriak, W. U. & Dewey, J. F., (1987). Deep seismic reflectors in the Campos Basin, offshore Brazil. In: Drummond, M. & Smith C. (Prefacers), Deep seismic reflection profiling of the continental lithosphere. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. **89**, 1 : 133-140. Blackwell [for the] Royal Astronomical Society. London, United Kingdom.
- Mohriak, W. U., Hobbs, R. & Dewey, J. F., (1990). Basin-forming processes and the deep structure of the Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **7** : 94-122.
- Mohriak, W.U., Rabelo, J. H. L., De Matos, R. & De Barros, M. C., (1995). Deep Seismic reflection profiling of sedimentary basins offshore Brazil : Geological objectives and preliminary results in the Sergipe Basin. *Journal of Geodynamics*, **20** : 515-539.
- Mohriak, W.U., Bassetto, M. & Vieira, I.S., (1998). Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuibe Basins, offshore northeastern Brazil. *Tectonophysics*, **288** : 199-220.
- Mohriak, W.U., Mello, M.R., Bassetto, M., Vieira, I.S. & Koutsoukos, E.A., (2000). Crustal Architecture, Sedimentation, and Petroleum Systems in the Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil. In M.R. Mello & B.J. Katz, (editors), *Petroleum systems of South Atlantic margins : American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **73** : 273-300.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P., Jarrige, J.-J. & Richert J.-P., (1998). Rift development in the Gulf of Suez and the north-western Red Sea : structural aspects and related sedimentary processes. In : B.H. Purser & D.W.J. Bosence (Editors), *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins : Red Sea – Gulf of Aden*, Chapman & Hall, London, **B5** : 97-116.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P., Purser, B., Burollet, P.-F., Jarrige, K.-J., Orszag-Sperber, F., Philobos, E., Plaziat, J.-C., Prat, P., Richert, J.-P., Roussel, N. & Thiriet, J.-P., (1988). Tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Suez and the northwestern Red Sea. *Tectonophysics*, **153** : 161-177.
- Moretti, I. & Pinet, B., (1987). Discrepancy between lower and upper crustal thinning. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* **12** : 233-239.
- Mussard, J.-M., (1996). Les palynomorphes, indicateurs des variations du niveau marin relatif : Analyses quantitatives dans l'Albien supérieur de la république du Congo. In : S. Jardiné, I. de Klasz & J.-P. Debenay (Editors), *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud, Compte Rendus des Colloques de géologie d'Angers, 16-24 juillet 1994, Mémoires du Bulletin des Centres de Recherche et d'Exploration-Production d'Elf*, **16** : 57-66.

N

- Neugebauer, H. J. & Spohn, T., (1982). Metastable phase transitions and progressive decline of gravitational energy ; aspects of Atlantic-type margin dynamics. In : R.A. Scrutton (editor), *Dynamics of Passive Continental Margin, American Geophysical Union, Geodynamics Series*, **6** : 166-183.
- Ngangom, E., (1983). Etude tectonique du fossé Crétacé de la Mbere et du Djerem, Sud-Adamoua, Cameroun. *Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration-Production d'Elf-Aquitaine*, **7** : 339-347.
- Nouzé, H., Contrucci, I. & Moulin, M., (2000). Traitements des données de la mission ESSER4 : Compte rendu et bilan. Rapport interne Ifremer (DNIS/ESI/ESN/DTI/99-007).
- Nürnberg, D. & Müller, R. D., (1991). The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics*, **191** : 27-53.
- Nzé Abeigne, C., (1997). Evolution post-rift de la marge continentale Sud-Gabon : contrôles tectonique et climatique sur la sédimentation. Thèse de doctorat, Univ. Montpellier II, 2 volumes, 202 pp.

O

- Odin, G. S. & Odin, C., (1990). Echelle numérique des temps géologiques. *Geochronique*, **35** : 12-21.
- Ojeda, H.A., (1982). Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66** : 732-749.
- Oliveira Marinho, M., (1985). Le plateau marginal de Guinée : Transition entre Atlantique Central et Atlantique Equatorial. Thèse de doctorat, *Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI*, 183 pp.
- Olivet, J.L., (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **20** : 131-195.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. and Auzende, J.M., (1984). Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *Cent. Natl. Explor. Oceans, Publ. Rapp. Sci. Tech.*, **54**, 108 pp.
- Olivet, J-L., Fidalgo Gonzáles, L. & Aslanian, D., (2003). Structuration de la croûte océanique. Rapport TFE.

P

- Pascal G. P., Mauffret, A. & Patriat, P., (1993). The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expending spread profiles and gravity modelling. *Journal of Geophysical International*, **113** : 701-726.

- Pautot, G., Renard, V., Daniel, J. & Dupont, J., (1973). Morphology, limits, origin and age of salt layer along South Atlantic African margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **57** : 1658-1671.
- Pawlowski, R., (1999). Megaregional rift-drift structural controls on hydrocarbon accumulations offshore West Africa. *The Leading Edge*, 600-603.
- Pickup, S. L. B., Whitmarsh, R. B., Fowler, C. M. R. & Reston, T. J., (1996). Insight into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile. *Geology*, **24**, 12 : 1079-1082.
- Pindell, J. & Dewey, J. F., (1982). Permo-triassic reconstruction of western pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, **1**, n. 2 : 179-211.
- Pinet, B., Montadert, L. & ECORS Scientific Party, (1987). Deep seismic reflection and refraction profiling along the Aquitaine shelf (Bay of Biscay). *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **89** : 305-312.
- Pinet, B., Montadert, L., Mascle, A., Cazes, M. & Bois, C., (1987). New insights of the structure and formation of sedimentary basins from deep seismic profiling in Western Europe. In : Brooks, J. & Glennie, K. W., (editors), *Petroleum geology of north west Europe* : 11-31.
- Pinet, B., Sibuet, J-C., Lefort, J.-P., Schroeder, I. & Montadert, L., (1991). Structure profonde de la marge des entrées de la Manche et du plateau continental caltique : le profil WAM. *Mémoire de la Société Géologique de France*, 167-183.
- Ponte, F.C. & Asmus, H.E., (1976). The Brazilian marginal basins : current state of knowledge, *An. Ac. Bras. Cienc.*, **48** : 215-239.
- Pontes, C. E. S., Castro, F. C. C., Rodrigues, J. J. G, Alves, R. R. P., Castellani, R. T., Santos, S. F. & Monis, M. B., (1991). Reconhecimento tectônico e estratigráfico da Bacia Sergipe-Alagoas em águas profundas. In *Congr. Brasil. Geof. 2*, Salvador, BA. SBGF, Salvador, BA, Bol. Res. Exp., **11** : 638-643.
- Popoff, M., Benkhelil, J., Simon, B. & Motte, J.J., (1983). Apporche géodynamique du fosse de la Bénoué (NE Nigeria) à partir des données de terrain et de teledetection. *Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration-Production d'Alf-Aquitaine*, **7** : 323-337.
- Popoff, M., (1987). Du Gondwana à l'Atlantique sud : les connections du fossé de ka Bénoué avec les bassins du Nord-Est bresilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. *Journal of African Earth Sciences Special Publication*, **7**, 2 : 409-431.

R

- Rabineau, M., (2001). Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaire sur la marge du Golfe du Lion : enregistrement des cycles climatiques de 100000 ans. Thèse de Doctorat. *Univ. Rennes I*, Rennes, 445 pp.

- Rabinowitz, P. D. & LaBrecque, J., (1979). The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of Its Continental Margins. *Journal of Geophysical Research*, **84** : 5973-6002.
- Reeves, C.V., Karanja, F.M. & MacLeod, I.N., (1986). Geophysical evidence for a failed Jurassic rift and triple junction in Kenya. *Earth Planetary Sciences Letters*, **81** : 299-311.
- Reid, I. D., (1994). Crustal structure of a nonvolcanic rifted margin east of Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, **99** : 15161-15180.
- Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I. G., Coe, R. S., Glen, J. M., Prévot, M. & Perrin, M., (1992). The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, **258** : 975-979.
- Reyre, D., (1984). Caractères pétroliers et évolution géologique d'une marge passive. Le cas du bassin bas Congo – Gabon. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **8** : 303-332.
- Rosendahl, B.R., Groschel-Becker, H., Meyers, J. & Kaczmarick, K., (1991). Deep seismic reflection study of a passive margin, southeastern Gulf of Guinea. *Geology*, **19** : 291-295.
- Rosendahl, B.R. & Groschel-Becker, H., (1999). Deep seismic structure of the continental margin in the Gulf of Guinea : a summary report. In : Cameron, N. R., Bate R. H. & Clure, V. S., (editors), The oil and gas habitats of the South Atlantic, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **153** : 75-84.
- Rouby, D., Raillard, S., Guillocheau, F., Bouroullec, R. & Nalpas, T., (2002). Kinematics of a growth fault/raft system on the West African margin using 3-D restoration. *Journal of Structural Geology*, **24** : 783-796.
- Royden, L. & Keen, C.E., (1980). Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planetary Science Letters*, **51** : 343-361.

S

- Sandwell, D.T. & Smith, W.H.F., (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, **102** : 10039-10054.
- Savoie, B., Loubrieu, B., Cochonat, P., Foucher, J.-P., Sibuet, J.-C., Appriou, R., Bain, O., Baltzer, A., Beuzart, P., Bourillet, J.-F., Cagna, R., Cremer, M., Crussion, A., Dennielou, B., Droz, L., Flock, G., Harmegnies, F., Kerbrat, R., Le Drezen, E., Le Formal, J.-P., Le Moigne, M., Lopez, M., Marsset, T., Mazé, J.-P., Migeon, S., Normand, A., Nouzé, H., Ondréas, H., Saget, P., Séranne, M., Sultan, N., Voisset, M. & Uchard, N., (1999). Rapport Final de ZaiAngo 1 & 2. Rapport interne IFREMER (n° 98/1212934/BF) et Elf (n° 11602).
- Sclater, J.B., Jarrar, R., McGowran B. & Gartner J., (1974). Comparison of the magnetic and biostratigraphic time scales since the Late Cretaceous. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **22** : 381-386.

- Séranne, M., Séguret, M. & Fauchier, M., (1992). Seismic super-units and post-rift evolution of the continental passive margin of southern Gabon, *Bull. Soc. Geol. France*, **163**, 2 : 135-146.
- Séranne, M. & Nzé Abeigne, C., (1999). Oligocene to Holocene sediment drifts and bottom currents on the slope of Gabon continental margin (west Africa). Consequences for sedimentation and southeast Atlantic upwelling, *Sedimentary Geology*, **128** : 179-199.
- Sibuet, J.C., & Mascle, J., (1978). Plate kinematic implications of the Atlantic Equatorial fracture zone trends. *Journal of Geophysical Research*, **83** : 3401-3421.
- Sibuet, J.-C., (1992). Formation of non-volcanic passive margins : a composite model applies to the conjugate Galicia and southeastern Flemish Cap margins. *Geophysical Research Letters* , **19**, n. 8 : 769-772.
- Sleep, N.H., (1971). Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break-up. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **24** : 325-350.
- Smith, A.G. & Briden, J.C., (1977). Mesozoic and Cenozoic paleo-continental maps. Cambridge Univ. Press., Cambridge, 52 maps, 63 pp.
- Snelling, N.J., (1965). Age determination unit. *Ann. Rep. Overseas Geol. Survs.*, 23-38.
- Steckler, M. S., Berthelot, F., Lyberis, N. & Le Pichon, X., (1988). Subsidence in the Gulf of Suez; implications for rifting and plate kinematics. In: Le Pichon-, X., Cochran, J. R. (editors), *The Gulf of Suez and Red Sea rifting. Tectonophysics*, **153**, 1-4 : 249-270.
- Szatmari, P.J., Milani, E.J., Lana, M.C., Conceicao, J.C.J. & Lobo, A.P., (1985). How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. *Oil Gas Journal*, **83** : 107-113.

T

- Talwani, M., Worzel, J. L. & Landisman, M. G., (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone [Pacific Ocean]. *Journal of Geophysical Research*. **64**, 1 : 49-59.
- Teisserenc, P. & Villemin, J., (1990). Sedimentary Basin of Gabon—Geology and Oil Systems. In : Edwards, J. D. & Santogrossi, P. A. (Editors), *Divergent/passive margins basins*, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 48 : 117-199.
- Thinon, I., (1999). Structure profonde de la marge Nord-gascogne et du bassin Armoricaïn (golfe de Gascogne). Thèse de doctorat, *Univ. de Bretagne Occidentale*, Brest, 327 pp.
- Trompette, R., (1994). Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma) : Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfeild, pp. 350.
- Turcotte, D. L., (1981). Some thermal problems associated with magma migration. In: Ewart, A. & Gupta, M-L. (Editors), *Heat production and generation of magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research*. **10**, 4 : 267-278.

U

- Unternehr, P., (1982). Etude structurale et cinématique de la mer de Norvège et du Groenland. Evolution du microcontinent Jan Mayen. Thèse de 3^{ème} cycle. *Univ. de Bretagne Occidentale*, Brest, 228 pp.
- Unterher, P. & Bouché, P., (1986). South Atlantic opening : structural geological constraints. In : W. Sager and C. Scotese (Editors), *Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions*. Geodyn. Symp. (Texas A&M Univ. Anstin). (Abstract).
- Unterher, P., Curie. D., Olivet, J.L., Goslin J. and Beuzart P., (1988). South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America. *Tectonophysics*, **155** : 169-179.
- Ussami, N., Karner, G. D. & Bott, M. H. P., (1986). Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano-Gabon basin system. *Nature*, **322**, 6080 : 629-632.

V

- Valle, P. J., Gjelberg, J. G. & Helland-Hansen, W., (2001). Tectonostratigraphic development in the eastern Lower Congo Basin, offshore Angola, West Africa. *Marine and Petroleum Geology*, **18** : 909-927.
- Van Eysinga, F. W. B., (1971). Geological time table (compilation). *Am. Elsevier Publ. Co.*; (1 sheet), New York.
- Van Hinte, J.E., (1976a). A Cretaceous time scale. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **60** : 498-516.
- Van Hinte, J.E., (1976b). A Jurassic time scale. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **60** : 489-497.
- Vendeville, B. & Cobbold, P. R., (1987). Glissements gravitaires syn-sédimentaires et failles normales listriques : modèles expérimentaux. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 1313-1319.
- Vendeville, B. & Jackson, M. P. A., (1992a). The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, **9** : 331-353.
- Vendeville, B. & Jackson, M. P. A., (1992b). The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, **9** : 354-371.
- Vendeville, B., (1987). Champs de failles et tectonique en extension. Thèse de doctorat, *Univ. de Rennes I*, Rennes, 357 pp.
- Vendeville, B., (1988). Modèles expérimentaux de fracturation de la couverture contrôlées par des failles normales dans le socle. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 1013-1019.
- Vernet, R., Assoua-Wande, C., Massamba, L. & Sorriaux, P., (1996). Paléogéographie du Crétacé (Albien-Maastrichtien) du bassin côtier congolais. In : S. Jardiné, I. de Klasz & J.-P. Debenay (Editors), *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud*, *Compte Rendus des Colloques de*

géologie d'Angers, 16-24 juillet 1994, *Mémoires du Bulletin des Centres de Recherche et d'Exploration-Production de Elf*, **16** : 39-55.

Vink, G.E., (1982). Continental rifting and the implications for the plate tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, **87** : 10677-10688.

W

Walgenwitz, F., Pagel, M., Meyer, A., Maluski, H. & Monié P., (1990). Thermo-chronological approach to reservoir diagenesis of the offshore Angola basin: a fluid inclusion, ⁴⁰Ar-³⁹Ar and K-R investigation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74** (5) : 547-563.

Walgenwitz, F., Richert, J.P. & Charpentier, P., (1992), Southwest border of African plate ; thermal history and geodynamical implications. In : Poag, C.W. & de Graciansky, P.C. (Editors), *Geologic evolution of Atlantic continental rises*. Van Nostrand Reinhold, New-York : 20-45.

Wanesson, J., (1991). Structure and Evolution of adjoining segments of the West African Margin determined from deep seismic profiling. *Geodynamics*, **22** : 275-289.

Watts, A. B., Torné, M., Buhl, P., Mauffret, A., Pascal, G. & Pinet, B., (1990). Evidence for reflectors in the lower continental crust before rifting in the Valencia trough. *Nature*, **348** : 631-635.

Watts, A. B. & Stewart, J., (1998). Gravity anomalies and segmentation of the continental margin offshore West Africa. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **156** : 239-252.

Weissel, J. K. & Hayes, D. E., Asymmetric sea-floor spreading south of Australia. *Nature*, **231** : 518-522.

Wernicke, B., (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range Province : nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, **291** : 645-648.

Wernicke, B., (1985). Uniform sense normal simple shear of continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, **22** : 108-125.

Wessel, P. & Smith, W. H. F., (1998). The Generic Mapping Tools : GMT.

Wilson, P. G., Turner, J. P. & Westbrook, G. K., (2003). Structural architecture of the ocean-continent boundary at an oblique transform margin through deep-imaging seismic interpretation and gravity modelling : Equatorial Guinea, West Africa. *Tectonophysics*, **374** : 19-40.

White, R. & McKenzie, D., (1989). Magmatism at rift zones, The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, **94** : 7685-7729.

Whitmarsh, R. B. & Miles, P. R., (1995). Models of the development of West Iberia rifted continental margin at 40 degrees 30'N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 3 : 3789-3806.

Y

Yamaji, A., (1992). Periodic hotspot distribution and small-scale convection in the upper mantle. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **109** :107-116.

Z

Zelt, C. A. & Smith, R. B., (1992). Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*. **108**, 1 : 16-34.

Annexe

Articles en préparation ou soumis

The deep structure of the West African Margin between 5°S and 8°S : geological constraints based on reflexion and refraction seismic data

Maryline Moulin, Daniel Aslanian, Jean-Louis Olivet, Isabelle Contrucci, Luis Matias,
Louis Géli, Frauke Kligelhoefter et Jean-Pierre Réhault

en préparation pour soumission Journal Geophysical International (oct 2003)

Abstract

- I. Introduction
- II. Study area and review of existing data
- III. Geological setting : a brief review of the tectonic history of the South-Atlantic margins
 - III.1 Data used in the present study
 - III.2 ZaiAngo data acquisition and processing
 - III.3 Interpretation of the MCS data
 - III.4 Combining reflexion and refraction seismics
 - III.5 Specific observations on the salt cover
- V. Discussion
- VI. Summary of results, conclusions and guidelines for future work

I. Introduction

II. Study area and review of existing data

The study area is located on the West African margin, between Congo, Zaïre and Angola. The sedimentary basins documented during the ZaiAngo project are the Lower Congo basin and the northern part of the Cuanza basin, between 5°S and 8.5°S, which belong to a series of Mesozoic basins, that developed after the Upper Jurassic times (between about 160 Ma and 144 Ma) on the conjugated margins of Africa and Brazil. The Cuanza basin is about 320 km wide, covering an area of 22000 km², between 200 m water depth and the presumed continent / ocean boundary. The main target, the Lower Congo basin, is about 250 km wide and located between Gabon and Angola, between the Mayumbe apron and the Ambizete Arch (Fig. xx). Both basins are located in the central segment of the South Atlantic, bounded by the Romanche Fracture Zone to the north and by the Walvis / Rio Grande aseismic ridges to the south. This segment is known to be characterized by the presence of a salt cover, of Aptian age (while Cretaceous salt is present only in the central segment of the South Atlantic, seaward dipping reflectors are documented in the southern segment, south of Walvis Ridge).

Due to their economic importance, the Mesozoic basins of the South Atlantic conjugated margins were intensively explored by the oil industry. Numerous seismic grids (5 km x 5 km) from the conjugated continental platforms exist, but these data, like the 3D seismic blocks data, are proprietary and not accessible for academic research. In addition, data from academic institutions is often difficult to obtain, due to exclusivity related problems in exploration permits areas. The available, non proprietary seismic data that exist between the Equatorial Atlantic Fracture Zones and the Walvis / Rio Grande Ridges consist in (fig. xx) :

single channel seismic lines, collected by academic institutions in the late 60's and early 70's for regional reconnaissance. On the African margin, profiles are generally perpendicular to the margin, spaced every 100 to 200 km. On the Brazilian margin, most profiles are located in the Campos and Santos basins (relatively few profiles exist north of Campos). Numerous single channel seismic lines shot on the continental platform for the oil industry are also available. In the oceanic domain from both margins, these data provide information from the top of the crustal basement, and, in some places, from the base of the Aptian salt ; they do not provide any information from the syn-rift series.

2D multichannel seismic (MCS) lines. On the African margin, long, regional MCS lines collected off Gabon in 1989 during the P. R. O. B. E. (Proto Rift Ocean Basin Evolution) Programme ; pre-salt, intra-crustal and Moho reflections are clearly visible at depths of 10 s-twt in the seismic sections, which provide information on the deep structure of the margin and on the ocean-continent transition off Gabon (Rosendahl *et al*, 1991) ; a few other published seismic sections (released from the oil industry) offer additional informations from the sub-salt layers, but only on the continental platform (György Marton *et al*, 2000). On the Brazilian margin, only two regional sections have yet been released by the oil industry : Mohriak *et al* (1988) published one line (239-RL-242) shot across the Sergipe Alagoas basin, that offers an image of the sedimentary series, but no clear image of the deep structures, although signal is visible down to 9-10 s twt (Mohriak *et al*, 1998) ; Abreu (1998) published line drawings sampling the deep margin structure across the Pelotas basin (Abreu, 1998).

refraction surveys. The refraction experiments that were conducted in the early 70's do not actually provide fully reliable information on the deep structure of the conjugated margins. On the African margin, ESPs (**E**xpanded **S**pread **P**rofiles) were shot in the mid-80's to sample

the deep structure of the South Gabon basin (Wanesson *et al*, 1991) ; OBS (**O**cean **B**ottom **S**eismometer) data were also collected in the late 90s, to study the structure of the Namibia margin, south of Walvis Ridge. On the Brazilian margin, three experiments were conducted with sonobuoys (Ewing *et al*, 1969 ; Leyden *et al*, 1971 ; Kowsmann *et al*, 1977), but no refraction experiment involving ESPs or OBSs is, to date, reported. Unfortunately, there is no seismic data from the deep structure of the Brazilian homologs of the Lower Congo and Cuanza basins (e.g. the Espirito Santo basin) due to the presence of volcanism, Eocene (Abrolhos Bank) to present-day (Vitoria Trindade volcanic ridge).

gravimetric surveys. On the African margin, gravimetric models were proposed for the South Gabon and Lower Congo basins (Karner *et al*, 1997 ; Watts and Stewart, 1998 ; Pawlowski, 1999 ; Turner *et al*, 2003 ; Dupré *et al*, 2003 ; Lucazeau, *submitted*). On the Brazilian margin, due to the absence of *ad hoc* seismic data, information on the deep structure of the margin is essentially provided by gravimetric models : by Gomes *et al* (2000) for the Nordeste margin ; by Ussami *et al* (1986), Castro (1987), Mohriak *et al* (1998), Karner and Driscoll (1999), Mohriak *et al* (2000) for the Sergipe and the Tucano (onshore) basins, ; by Mohriak and Dewey (1987) and Mohriak *et al* (1990) for the Campos basin. The South Atlantic Ocean is divided into 4 segments : i) the equatorial segment, between about 10°N, and the Equatorial Fracture Zones system (Saint-Paul, Vema and Romanche FZ) ; ii) the central segment, between about the Romanche FZ and the Walvis/Rio Grande Ridges ; iii) the southern segment, between about the Walvis/Rio Grande Ridges and the Falkland-Agulhas FZ ; and iv) the Falkland Segment, south of the Falkland-Agulhas FZ. The study area is located on the West African margin, between Congo, Zaïre and Angola., in the southern part of the central segment, which is characterized by the presence of an Aptian salt layer (Cretaceous salt is present only in the central segment of the South Atlantic, while in contrast, seaward dipping reflectors (SDRs) are documented in the southern segments).

The present results are based on previously unpublished data, from the oil industry (*Total*) and from the ZaiAngo programme. The industrial MCS lines and the drillhole controls provide valuable information on the post-salt sediment series, while the ZaiAngo data (MCS and the combination of MCS and OBS refraction data) provide information on pre-salt structures that were left unrevealed so far using conventional techniques.

Geological setting : a brief review of the tectonic history of the South-Atlantic margins

The West African Margins were produced by the Gondwana breakup, 140 Ma ago. Although it is impossible to date the early stages of seafloor spreading, due to the absence of well identified magnetic anomaly, three different tectonic phases are known to have occurred : pre-breakup, transitional (with Aptian salt deposition) and post-breakup.

The pre-breakup phase (rifting episode) consists in : i) a pre-rift episode, characterized by fluviolacustrine sediments, Lower Carboniferous to Trias – Jurassic. ; ii) an early syn-rift episode, sealed by the Pointe Noire unconformity, which is supposed to be Intra-Barremian (Tessereinc & Villemin, 1989 ; Vernet *et al*, 1996). According to these authors, this episode is characterized by Neocomian to Mid-Barremian (about 136 to 110 Ma, ages after Van Eysinga, (1971), cited in Reyre (1984)) deposits of conglomerates, clastics and clay, and by a high tectonic activity. Extension faulting was followed by a structuration phase which resulted in tilted blocks ; iii) a later syn-rift episode, characterized by a lacustrine sedimentation deposited during

Barremian to Aptian times (116 to 110 Ma), followed by the deposition of a thin layer of marine sediments (known as the Chela layer). This later episode is characterized by a low tectonic activity and related to the formation of offshore basins such, for instance, the Dentale basin, off Gabon (Teisserenc & Villemin, 1989 ; Vernet *et al.*, 1996).

The drifting episode (post-breakup), which followed oceanization, is characterized by a change in the nature of sedimentation, from carbonates deposition to silico-clastic progradation, which supposedly occurred at the base of the Oligocene (Séranne *et al.*, 1992). This change in sedimentation could be related to an uplift of the Southern Africa Platform, which resulted in an important erosion and an increase of the sedimentary loading (Bond, 1978 ; Burke, 1996 ; Lunde *et al.*, 1992 ; Walgenwitz *et al.*, 1990 ; Walgenwitz *et al.*, 1992).

Between the two episodes (“rift” and “drift”), there is a transition period, during which salt is deposited. According to Teisserenc and Villemin (1989), the salt layer - less than 1 km thick - was formed during Aptian times, between about 110 and 105 Ma (published ages for Aptian times may vary, depending on the chronostratigraphic scale ; however, there is a general agreement on the duration of the salt deposition, of about 5 Ma). Off Brazil, two evaporitic cycles are documented (Ojeda, 1982) : the first one, referred to as Paripueira cycle, is believed to have occurred during Lower Aptian times, in the most distal part of the margin, which has not been drilled ; the second cycle (named Ibura) is believed to have occurred during a transgression phase during Upper Aptian times. The two cycles are separated by a thick clastic layer visible in all Brazilian offshore basins (except in the Sergipe Alagoas basin, conjugated to the South Gabon margin), indicating that two marine transgression phases probably occurred during Aptian times. On the African sides, these two phases are not documented : the salt layer was apparently formed by a succession of marine transgressions that are difficult to discriminate geographically, from one area to the other.

Dating the salt deposition relatively to the chronology of the margin formation is thus an issue of fundamental importance, but difficult to address, in absence of any recognizable magnetic anomaly during the Cretaceous magnetic quiet zone. It is also of importance to reconstruct the evolution of the margin and understand crustal thinning processes : i) if salt is pre-breakup, as proposed by different authors ([Evans, 1978] ; [Brice *et al.*, 1982] ; [Ojeda, 1982] ; [Guardado, Gambo & Lucchesi, 1989] ; [Duval, Cramez & Fonck, 1992] ; [Davison, 1999]) then the pre-salt sediment infill is also pre-breakup and the substratum is continental ; ii) if salt is post-breakup, as proposed by ([Nürnberg & Müller, 1991] ; [Guiraud & Maurin, 1992] ; [Karner *et al.*, 1997] ; [Abreu, 1998] ; [Fonck, Cramez & Jackson, 1998] ; [Marton *et al.*, 2000]), then it is possible that some part of the salt was deposited on a non-continental substratum.

In the initial reconstructions that have been proposed for the South Atlantic (Unternehm *et al.*, 1988), it is impossible to close the southern segment (between Walvis and Falklands), without producing intraplate deformation to the north, within the Central segment. In addition, there is a 100 km overlap of the South America’s margin salt cover over Mocamedes, Africa. There are also a number of gaps and overlaps of the salt boundary, south of the Central segment. Different hypothesis have been proposed to explain these overlaps : i) some allochthonous salt could have moved laterally over tens of kilometers ([Franks & Nairn, 1973 ; Ponte & Assmus, 1976 ; Curie, 1983]) ; ii) a spreading ridge axial jump may have occurred during the initial opening of the South Atlantic (Le Pichon & Hayes, 1971) ; iii) salt may have been deposited over some kind of “oceanic crust”.

Actually, salt may have been deposited either on oceanic basalts (as suggested by Jackson, Cramez & Fonck, 2000), either on thinned continental crust intruded by mantle material immediately prior oceanization (as proposed, for instance, by [Whitmarsh and Miles, 1995] for the Iberia margin). This hypothesis is supported by geochemical data from the salt ([Hardie, 1983 ; 1990 ; 1996]). If the crust in the central and western part of the transitional domain is either oceanic, either intruded by mantle material, then it could be possible to apply additional horizontal motions and obtain a better fit when closing the South Atlantic. In this paper, we present the new data and the pre-requisites needed to address, in a future work, the question of the closure of the South Atlantic.

IV. Data analysis

IV.1 Data

In addition to the available, non-proprietary data listed in caption of Figure xx, the present study is based on :

a set of 6 proprietary, regional, MCS lines (A84-102, GW A88-1079GF, A84-74, GW A88-1075 , 97 MPS-201 and 92HM-76) that were acquired and interpreted by *Elf* (before the merge with *Total*) using all available information (seismic grids and drillings) from the continental platform. In absence of drillhole control in the deep offshore domain, the drillhole data from the continental platform was interpolated to the slope foot and even further, down to the presumed ocean/continent boundary.

MCS reflexion data and OBS refraction data collected in march 2000 during the ZaiAngo programme (Savoie et al, 2002), a joint project conducted in the years 1998-2001 by Ifremer and Elf.

A total of 17 profiles were shot during the ZaiAngo cruise, representing an amount of 3180 km of seismic lines. Eight regional lines were simultaneously recorded on the multichannel streamer towed behind R/V Nadir and on Ocean Bottom Instruments deployed on the seafloor ; five (3, 7, 11, 12, 14) were shot across and three (1, 9, 17) along the strike of the margin :

Profile 3 is 320 km long (with 9 OBIs, evenly distributed every 25 km over a 200 km long section) and partly implemented along industrial lines A84-74 and GWA88-1075.

Profiles 7 and 11 were merged into one single line, hereafter named « 7+11 ». This line is 400 km long (with 26 OBIs, unevenly distributed every 7.5 or 15 km approximately over a 320 long section) and partly implemented along line A84-74.

Profile 12 is 210 km long ; with 5 OBIs, evenly distributed every 20 km over a 80 km long section.

Profile 14 is 270 km long (with 14 OBIs, evenly distributed every 20 km ; oriented NE-SW ; crossing the Zaire canyon) and partly implemented along lines 97MPS-201 and 92HM-76.

Profile 1 is perpendicular to lines 3 and « 7+11 » ; 180 km long , with 5 OBIs evenly distributed every 25 km in its central part.

Profile 9 is perpendicular to lines 3 , « 7+11 » and 12 ; 180 km long, with 6 OBIs evenly distributed every 25 km in its central part.

Profile 17 is perpendicular to line 14 ; 100 km long ; with 4 OBIs spaced about every 20 km.

In addition : i) one 100 km long line (profile 2), implemented 35 km to the south of line GWA88-1079GF, was recorded on 3 landstations ; and ii) a number of lines (4, 5, 6, 8, 10, 13, 15

and 16) were shot without OBS, and recorded on the MCS streamer only. The analysis presented hereafter is based on the whole dataset collected during the ZaiAngo programme. For sake of brevity, however, we only present in this paper the seismic sections of profiles 3, “7+11” and 14, which are calibrated by industrial seismic lines.

IV.2 Seismic source and data processing

The objective of the ZaiAngo cruise was to obtain seismic information on the deep structures located beneath the salt layer, at a depth of about 8 to 12 s twt below sea-level, by simultaneously recording MCS reflexion data on a 4.5 km long streamer, and refraction data on Ocean Bottom Instruments (OBIs). The shooting vessel, R/V Nadir, had a maximum towing capacity of 12 guns, and a maximum air capacity of 1360 m³/h compressed at 140 bars. Due to these practical constraints, a compromise was found, in order to produce as much energy as possible for refraction seismics and MCS reflexion profiling. For simultaneous refraction and MCS data recording, the seismic source consisted in a 4805 cu-inch array of 12 airguns (8 x 9 liters, 2 x 75 cu-inch and 2 x 150 cu-inch), towed 24 to 27 m below the sea level and fired every 100 m (about 40 s) shot interval. For reflexion profiling only (on the lines with no OBIs), the source consisted in a 3155 cu-inch array of 9 airguns (three, 9 liters, airguns were turned off), fired every 75 m (about 30 s) shot interval. The source arrays were used in a way derived from the « single bubble » mode (Avedik et al, 1993), which consists in synchronizing the signature of the airguns on the first bubble, instead of the first signal peak. However, because we had to use a limited number of large airguns, mainly of identical volume (8 Bolt guns of 9 liters each), the arrays were not tuned exactly as prescribed by Avedik *et al* (1993), who used smaller « Generator – Injector » airguns and played on many parameters to refine the tuning, such as the air gun volume.

Data processing was performed at the Marine Geosciences Department of Ifremer. Different processing parameters and softwares were tested, depending on the different geological environments (shelf, slope, oceanic domain, salt diapir area, etc). A standard processing sequence was then applied to the MCS data, with adapted parameters and softwares. This sequence mainly includes : band-pass filtering ; CDP collection ; spherical divergence correction ; anti-multiple ; depth dependent dynamic equalisation ; external mute ; dynamic corrections ; velocity analysis every 200 CDP ; stack ; time dependent filtering (0 – 5000 ms : 3 - 5 – 40 – 50 Hz ; 5000 – 7000 ms : 3 – 5 – 25 – 35 Hz ; 7000 – 15000 ms : 3 – 5 – 15 – 20 Hz) ; dynamic equalisation ; Kirchoff migration using a constant velocity of 1500 m/s ; F-K filtering. A processing sequence comparable to the one used by Rosendahl *et al* (1996) for the PROBE data was tentatively applied. Unfortunately, this attempt did not prove satisfactory. Other advanced, processing sequences were tested on Profile 3ab at the *Total* Processing Center in Pau. But these tests did not improve the seismic image significantly, and finally, the standard profiles were used in our analysis.

The seismic data generated by the- non-conventional “single bubble” air gun array (Avedik et al, 1993) provide an image of deep structures located below the Aptian Salt layer that were left unrevealed so far using conventional MCS techniques (Fig. xx). However, the resolution in the post-salt sediment series obtained with the ZaiAngo source is relatively poor compared to conventional, industrial seismic sources (Figure 3). Post-salt seismic units are decipherable in the ZaiAngo data, but the shape of the diapirs – as well as the base of the salt

layer in the diapirs area – is hardly resolvable. The resolution obtained with industrial sources provides images of the salt diapirs and of the base of the salt, but no information at all from below the salt layer.

Therefore, in the post-salt sediment series, we have systematically worked with the available industrial seismic lines and the control provided by the numerous drill holes located on the shelf and on the upper part of the continental slope. The *Charisma* software was applied to tie the ZaiAngo sections and the industrial lines, using eight reference seismic horizons, from the base of the Pliocene to the base of the Aptian salt layer. Below the salt screen, reflectors are rather tenuous and generally not continuous. The major source of information is then provided by the OBS refraction data (Contrucci *et al.*, 2003).

IV.3 MCS data analysis

Based on the available industrial seismic lines (courtesy of *Total*), and on gravity data, the study area is divided in 4 regions. Region I corresponds to the continental platform domain. Region II is the continental slope domain. Region III is an intermediary domain, between the continental crust and what can be unequivocally defined as the oceanic crust. Region IV is the ocean crust domain. Hereafter the results are described region by region.

Region I (the continental platform domain) was hardly covered during the ZaiAngo cruise, due to logistical and safety reasons, except with some small parts of profiles 2 and 3. Available seismic profiles from the oil industry (courtesy of *Total*) provide information from the sedimentary column, up to 8 seconds twt. Based on gravity data (Watts and Stewart, 1998 ; Contrucci *et al.*, 2000) , Region I consists in unthinned continental crust, 35 to 40 km thick.

Region II (the continental slope domain), is about 50 km wide. It is mainly covered by industrial seismic lines and by ZaiAngo lines 2 and 3. It can be sub-divided into three sub-zones (IIa, IIb and IIc), characterized by different slope dip angles : 11°, 22° and 11°, respectively. Seismic lines from the oil industry (GW A88-1079GF, GW A88-1075 and 92HM-76) and ZaiAngo seismic profiles 2 and 3 provide valuable information on the deep structure of this region :

only one to two tilted blocks are visible on the seismic lines ; when present, tilted blocks are observed only on the upper part of the slope, in Region IIa. Outside Region IIa, there is no seismic evidence for any significant deformation of the syn-rift sediment infill. The few observed tilted blocks have a lateral dimension of about 10 km, and a maximum offset ranging between 2 and 4 km, assuming sediment seismic velocities of 5.5 km/s (Fig. xx). The average dip angle of the faults limiting the tilted blocks ranges between 50° and 70° (attention : les dip angle et les offset doivent être calculés avec la même vitesse dans les sédiments). The sediment layering is fan shaped and sealed by an discordance, which is suspected to be intra-barremian [Reyre ; 1984 ; Teisserenc and Villemin, 1989 ; Vernet *et al.*, 1996]. Depending on the stratigraphic scale, the age of this discordance ranges between 115 Ma [Haq *et al.*, 1987 ; Odin and Odin, 1990] and 128 Ma [Harland *et al.*, 1990]. According to different authors [Teisserenc and Villemin, 1990 ; Vernet *et al.*, 1996 ; Grosdidier *et al.*, 1996], the intra-barremian discordances could correspond to the *breakup unconformity*, supporting the “post-breakup salt hypothesis”.

the pre-salt sediment layers are parallel to the salt layer, overlapping the continental basement. Near the tilted blocks, the pre-salt basin forms a wedge shape ; its thickness decreases, from 2 s-twt at the slope foot, to 0.1 s-twt on the upper part of the slope, forming a wedge shape near the tilted blocks. This is clearly visible on the industrial seismic lines GMW88-1979 GF,

GWA88-1075, 92HM-76, which aligned with ZaiAngo lines 3, 7-11 and 14, respectively (Fig. 6, 7, 8, 9). The absence of apparent deformation affecting the pre-salt sedimentary cover suggests that the tectonic motions that may have occurred between the Neocomian (144.2 Ma) and the Aptian (112.2 Ma) times, were, if any, relatively limited.

Crustal thinning mainly occurs in Region II, over a distance of less than 50 km, from about 40 to 30 km (based on gravity data) to about 5 to 10 km, as in the Gulf of Bizcay, for instance (Thinon, 1999, Thinon et al, 2003). On ZaiAngo profile 2, a highly reflective band is observed between 10 s and 12 s-twt, over a distance of about 15 km, overlapping Regions I and II (mettre réflexion et réfraction à l'échelle ; donner indication de l'échelle horizontale – 100 m entre shotpoint - en légende ou sur la figure). These reflectors (except an isolated branch visible between shotpoints 550 and 600) are parallel to the continental slope and related to velocities ranging between 6.9 and 7.1 km/s. The reflexion seismic data and the refraction velocity model, based on only 3 landstations, suggest that the highly reflective band could be related to some kind of layered lower crust vanishing below the continental slope foot, but the data are too sparse for a conclusion to be made (no comparable reflective band is observed on ZaiAngo seismic line 3).

Region III, between the continental (Regions I and II) and ocean crust domains is sampled by most ZaiAngo seismic lines. Its width is comprised between about 160 km (on ZaiAngo profile 14) and 180 km (on ZaiAngo profile 3). The post-salt sediment series are well known, based on seismic profiles from the oil industry. Below the base of the Aptian salt, a layered seismic unit, 1 to 2 s-twt thick is present. To the west, this seismic unit is difficult to image (reflectors are hardly visible), due to the salt screen. To the east, the reflectors are parallel to the base of the salt, onlapping the basement. Below this layered unit, a transparent, crustal unit, about 2 s twt thick, is present, with seismic velocities, ranging between 6.0 and 6.7 km/s (see below, section on refraction results). Below this crustal unit, highly energetic reflectors are visible between in the eastern part of the transitional domain, at a depth comprised between about 9 and 10 s-twt ; in the western part of the section, these reflectors cannot be imaged, due to the salt cover that prevents the propagation of seismic waves.

In Region III as in Region II, the major observation from the MCS sections concerns the geometry of the pre-salt sediment layers. The layering is flat, parallel to the base of the salt, over distances greater than 100 km (between shot points 500 and 1400 on profile 3). We do not observe any fan shaped reflector series, comparable to those documented on the Galicia Margin (e.g. Boillot and Coulon, 1998), nor any significant offset in the sediment layering that could support the existence of significant extensional tectonic motions (extensional faulting, if any, should have deformed the sediment cover). The deformation observed on Profile 14 (between SP 300 and SP 400, reflectors are continuous, but not flat in the time section) could actually well be related to sedimentary processes (Teisserenc and Villemin (1989) have shown evidence of deformation due to post-salt series gliding over clay layers).

At this stage, it is of major importance to note that salt is present from the continental platform to the presumed ocean/continent boundary, and that the characteristics of the salt cover are different, from east to west (see Fig. III-26 and discussion below). At the boundary between Regions III and IV, an accumulation of diapirs, considered as a “salt compressive front”, is present and clearly visible on the bathymetry. The boundary between regions III and IV is also delineated by a change in the acoustic facies that characterizes the seismic response of the basement, which corresponds to the western termination of the salt compression front.

Region IV (the ocean crust domain, related to seafloor spreading), is only sampled by ZaiAngo lines 3, 7+11, 12, 13 and 14. The upper sediment layers are characterized by a chaotic

facies. Below what could be the base of the Oligocene (Seranne *et al.*, 1992 ; Anka and Seranne, in press), the sediment layers are flat and undisturbed, onlapping on the ocean crust basement. The basement (top of the ocean crust) in Region IV is highly reflective, rough, and characterized by an important relief (> 1 s-twt), generating reflections of variable amplitude. The ocean crust is about 2 s-twt thick. Its base is clearly present on ZaiAngo Profile 3, but hardly visible on Profiles 7-11 and 14. On Profile 3, an intra-oceanic accident cutting throughout the entire ocean crust is observed. This accident is comparable to those documented on the Iberia Margin (Pickup *et al.*, 1996) ; in addition, intra-crustal, dipping reflectors are observed near the transition with Region III. These reflectors, which are not observed on Profiles 7-11 and 14, could be small, local Seaward Dipping Reflectors (SDRs), but in absence of additional data, it is impossible to conclude.

IV.4 Combining MCS and OBS data

In Regions I, II and III, the post-salt sediment layers are characterized by seismic velocities (based on the OBS refraction data) lower than 5 km/s, except for the Eocene carbonates and salt layers, the velocities of which are above 5 km/s. Below the salt, the layered unit observed in the MCS sections in Regions II and III is characterized by seismic velocities ranging between 4.7 and 5.8 km/s. This unit is thus ascribed to a post-salt basin, of maximum thickness equal to 4 km and filled in with compacted sediments. Sediments with comparable velocities are documented elsewhere, as for instance, in the Western Mediterranean (Pascal *et al.*, 1993), or in the Orphan basin (Chian *et al.*, 2001). In addition, the gravity modelling (Contrucci *et al.*, 2003) precludes the presence of serpentinites, outcropping immediately below the salt layer all over Region III.

Below the pre-salt sediment layer in Regions II and III, the transparent unit observed in the MCS sections is characterized by seismic velocities ranging between 5.8 km/s (at the top) and 6.8 km/s at the bottom. This layer is thus interpreted as a crustal layer. Its thickness decreases abruptly in Region II, over a distance of less than 50 km, from 30-35 km (based on gravity data) below the continental platform to less than 5 km (on Profile 3) at the slope foot. On the western part of the pre-salt sediment basin, the layer thins regularly, from a maximum thickness of 6 km (on Profile 3) to 10 km (on Profile 7-11) below the post-salt sediment depocenter to a thickness of 3 to 4 km below the western termination of the basin. The transitional domain is bounded to the west by a basement ridge that is clearly documented on profiles 7+11 and 14. This basement ridge is located below the salt compression front. It is associated with a positive gravimetric anomaly and high seismic velocities (6.6 to 6.8 km/s). On profile 3 and 12, the basement high is not documented, but this may be due to an inappropriate OBS distribution.

Below this crustal layer, anomalous velocity layers (7.2 to 7.8 km/s) are documented, but not ubiquitously : i) in the eastern side of the basin and below Region II (where crustal thinning mostly occurs), a layer, up to 4 to 6 km thick, with velocities ranging between 7.2 and 7.6 km/s, is visible on all profiles. Its maximum thickness is located where the basin reaches its maximum depth and where the upper crustal layer reaches its minimum thickness ; ii) to the west, a high velocity layer, less than 2 km thick, with velocities between 7.4 and 7.8 km/s, could also be present in the transitional domain below the basement ridge and in the oceanic domain : the presence of such a layer is compatible with the refraction data, but only on profiles 14 and "7+11" , which have a denser OBS spacing (compared to profile 3).

Although they have comparable P-wave velocity ranges (7.2 - 7.6 km/s and 7.4 - 7.8 km/s), these layers have probably not the same significance (Contrucci *et al.*, 2003, this issue) : i) the layer below the eastern part of the basin and below the region of maximum crustal thinning appears to be related to early rifting processes ; ii) the layer below the eastern part of the transitional domain is comparable to crust / mantle transition zones observed at very slow spreading ridges (e.g. Klingelhoeffer *et al.*, 1999). If present, this layer could thus be related to oceanization and slow seafloor spreading processes.

The transitionnal domain appears to be divided into two sub-basins, separated by a smooth basement high. Its seismic structure also varies, from east to west. Two types of crust are documented by the refraction data :

“Type I” crust is found in the eastern part of the basin. It is characterized by an upper layer of thickness greater than 5 km (average thickness is 5.5 km on profile 3 ; about 8 km on profile “7+11” ; 8.5 km on profile 14), lying over a high velocity layer (7.2 – 7.6 km/s), up to 6 km thick ;

“Type II” crust is found in the western part of the basin. Due to the salt screen, there is no MCS image of the structures below the salt diapirs and “Type II” crust is only defined based on OBS data Its thickness (generally less than 5 km) decreases from east to west. Clearly, there is no anomalous velocity layer at its base, except near its western termination, where a basement ridge and a thin (2 km) high velocity layer (7.4 to 7.8 km/s) are documented on the two profiles having denser OBS spacing (14 and “7+11”).

At this stage, it is important to note that “Type II” crust corresponds to the “salt compressive front”, an area characterized by an accumulation of numerous, closely spaced salt diapirs, which clearly imprint the seafloor morphology.

IV.5 Specific observations on the salt cover

The first observation, of major importance, is that salt is present from the continental platform to the presumed ocean/continent boundary, constraining the paleo-geometry of the margin at Barremian times, prior to salt deposition. There is no erosion surface contemporaneous with salt deposition visible in the seismic sections.

The second observation concerns the characteristics of the salt cover and the geographical distribution of the salt diapirs (Fig. III-26) : i) in the continental platform (Region I) and in the region of crustal thinning (Region II), no salt diapirs are observed. Instead, salt tectonics is characterized by distension structures : turtle shaped structures, listric faults associated with gravity salt tectonics that affect either the whole drift sedimentary series, either the lower series, ante Oligocene ; ii) in the eastern half of the basin, salt diapirs, spaced by more than about 20 km, are present, but there is no specific signature imprinted in the bathymetry ; iii) in the western part of the basin and at the boundary between Regions III and IV, an accumulation of diapirs define the “salt compressive front” that clearly affects the bathymetry and the seafloor morphology. The salt compressive front forms a step in the seafloor relief, at the foot of the slope.

The third observation, already mentioned in the previous section, is the correspondence between “Type II” crust and the “salt compressive front”.

V Discussion

The MCS data do not indicate the presence of clearly defined seaward dipping reflectors (SDR) similar to those observed at recognized volcanic margins, such as the Norwegian margin (e.g. Eldholm *et al*, 1989), the Greenland margin (e. g. Korenaga *et al*, 2000), the US East Coast margin (e. g. Holbrook and Kelemen, 1993) or the Namibia margin (Hinz *et al*, 1999 ; Austin & Uchupi, 1982). Some authors have proposed that SDRs were present on the South Gabon margin (e. g. Jackson *et al*, 2000), and on the conjugated Brazilian margin, in the Sergipe-Alagoas basin (Mohriak *et al*, 1995), suggesting that the central segment of the South Atlantic African margins could also be volcanic. However, seismic images from this central segment are all very different from the images obtained at the well studied volcanic margins listed above : on the Greenland margin (Korenaga *et al*, 2000), for instance, SDRs are observed over a thickness of 30 km ; in contrast, the maximum thickness of the SDR layer on the Sergipe-Alagoas margin is less than 1 s twt, that is about less than 3 km (Morhiak *et al*, 1995). Based on refraction data, the seismic structure (seismic velocities and thicknesses) of the Angola margin also appears very different from the one obtained at volcanic margins (Contrucci *et al*, 2003) : volcanism is likely to have occurred (traces of volcanism are probably present, as reported by Jackson *et al* (2000) for the South Gabon margin) but it is not a major process for the formation of the margin. The thermal conditions that finally resulted in crustal thinning did not originate massive volcanic sequences.

The available reflexion seismic data (and most particularly, the industrial lines) indicate that tilted blocks are visible only in the shallower part of the continental slope (region II) and that their tectonic activity is apparently cemented by a discordance (if present, tilted blocks at the slope foot or in the deepest part of the basin are necessarily of limited size, too small to be visible on the MCS sections). The ZaïAngo MCS data also indicate that sub-salt sediment infill, supposedly syn-rift, is flatly layered : reflectors within the sub-salt basin are mostly parallel to the salt cover. If crustal thinning had occurred by horizontal stretching, the sediment infill would show a fan-shaped layering. The basin thus appears to have been mainly formed vertically, by subsidence : vertical motions prevail compared to horizontal motions.

Specific observations on the salt cover (mainly based on the interpretation of the industrial MCS lines) provide additional constraints. The salt cover appears to be continuous from the continental platform to the oceanic domain. In addition, pre-salt sediments mostly vary from continental to lacustrine. The earliest marine sediment layer (known as the "La Chela" layer in the stratigraphic column) is thin and was deposited immediately prior the Aptian salt layer : there is no thick, significant marine sequence pre-dating the salt deposition (Brognon & Verrier, 1966 ; Masson, 1972 ; Brice *et al*, 1982 ; Giresse, 1982). This situation is very different from what is found for the Western Mediterranean basin, one of the best known confined basins in the world. In that case, a marine basin (of unknown depth) existed before salt deposition : marine sediments were deposited prior to Messinian times, as seawater circulated in open conditions between the Mediterranean and the Atlantic Ocean. At Messinian times, seawater circulation stopped, due to the closure of the Gibraltar Strait, causing, by evaporation, the lowering of the sea level and the erosion of both the platform and the emerged parts of the continental slope. This example clearly shows salt deposition in confined environmental conditions almost always

come along with erosion surfaces. On the Angola margin, in contrast, there is no erosion surface contemporaneous of salt deposition. The presence of salt on the continental shelf implies that salt was deposited in shallow waters all over the margin. The absence of thick marine layers prior to Aptian times indicates that salt was not deposited in a context of active marine sedimentation, but by means of marine transgressions. The carbonates series which followed salt deposition provide an indication of the basin subsidence : before the carbonate deposition, the subsidence is approximately equal to salt sedimentation rate, allowing salt to be deposited at near-zero water depths.

All this imposes the water depth zero-level during the salt deposition, between about 110 and 105 Ma (Doyle *et al*, 1977 ; Doyle *et al*, 1982 ; Mussard, 1996). . Salt was deposited in shallow waters, all over the transitional domain, on crust that is neither continental, neither oceanic, suggesting that salt deposition was most likely “pre-breakup”. When the salt layer was deposited, there were already 4 kilometers of sediments filling a pre-salt basin. Assuming isostatic equilibrium conditions during the entire duration of the rifting process, two hypothesis arise (Fig. 13) :

if salt was deposited on thin crust (of known thickness, h_c^2 , comparable to what is presently observed), then the upper mantle density (ρ_m) was significantly low at the time of salt deposition.:

$$\rho_m = \frac{\rho_c (h_c^1 - h_c^2) - \rho_{sed} h_{sed}}{(h_c^1 - h_c^2 - h_{sed})}$$

Where ρ_c and ρ_{sed} are, respectively, the crust and sediment infill densities ; h_c^1 and h_{sed} are the respective thickness of normal continental crust and sediments. For instance, with $\rho_c = 2.7$ $\rho_{sed} = 2.2$ g/cm³, $h_c^1 = 30$ km, $h_c^2 = 8$ km and $h_{sed} = 4$ km, then $\rho_m = 2.9$ g/cm³.

if salt was deposited on crust of unknown thickness (h_c^2), lying over mantle of normal density (ρ_m), then :

$$h_c^2 = h_c^1 - h_{sed} \frac{\rho_m - \rho_{sed}}{\rho_m - \rho_c}$$

With the same parameters than above, but with $\rho_m = 3.3$ g/cm³, this yields that the crust was about 22 km thick during salt deposition.

In both cases, it is clear that the lower crust / upper mantle system was significantly affected by thermal processes that were ongoing prior to - or at the time of - salt deposition. Salt deposition occurred over a short, 5 Ma period (between about 110 and 105 Ma), at the end of the syn-rift phase which lasted at least 35 Ma, between about 140 and 105 Ma (pre-salt syn-rift sediments have been dated from the lower Neocomian, *ca*140 Ma). In addition, horizontal extensional tectonics stopped after salt deposition, as suggested by the presence of

a discordance sealing the tilted blocks. We thus favour the hypothesis that crust was most likely thin at the time of salt deposition, with a seismic structure comparable to that presently observed. We also propose that the two types (I & II) of crust that are documented by the refraction data (Contrucci *et al.*, 2003) in the transitional domain are related to different stages of the margin formation :

- « Type I » crust is likely to be related to the early rifting history. The nature of the high velocity layer (7.2 to 7.6 km/s) that is documented at the base of the crust is discussed in Contrucci *et al.* (2003). Assuming isostatic equilibrium, then : i) if the crust was thin at the time of salt deposition, the high velocity layer could be low density mantle transformed by thermal processes during the early stages of rifting ; ii) if crustal thinning was not achieved at the time of salt deposition, this layer could well be, for instance, lower crust with interbedded layers of mafic and ultramafic rocks.

- “Type II” crust is related to the final stages of the rifting history and to the drifting phase. We propose that “Type II crust” reflects some kind of “para-oceanic crust” which could be thinned continental crust intruded by mantle material. This crust probably underwent thermal and petrological processes that durably affected the whole crust and the upper mantle, as proposed by Whitmarsh & Miles (1995) for the West Iberia rifted continental margin. While it is generally accepted that gravitational tectonics is likely to be responsible for the accumulation of diapirs in the “salt compressive front”, the continuity of the salt cover - from the continental shelf to the western termination of the basin - suggests that a number of salt diapirs could have formed in place, as proposed by Jackson *et al.* (2000). There may be some relationship between the nature and structure of “Type II” crust and the presence of the “salt compressive front”.

VI. Summary of results, conclusions and guidelines for future work

Major results are :

the seismic structure of the margin is very different to the one found at volcanic margins, suggesting that volcanism is not a major process for the formation of the Angola margin.

tilted blocks are very few (one or two, depending on the profile), found only on the upper part of the slope and sealed by a discordance prior to salt deposition.

reflectors within the pre-salt sediment series are parallel to the base of the Aptian salt. The pre-salt sediments are not affected by any deformation that would imply significant horizontal motions ; sediment deposition occurred while the basin was subsiding vertically.

The salt cover is continuous, from the continental shelf to the western termination of the basin and there is no significant, thick, marine layer below the salt layer, suggesting that salt was deposited in shallow water.

The point above imposes the water depth zero-level and constrains the geometry of the transitional domain during Aptian times. Assuming that the crust was thin when salt was

deposited (a reasonable hypothesis) and isostatic equilibrium, we conclude that the density of the upper mantle was seriously affected at the time of salt deposition.

The crust in transitional domain cannot be recognized as oceanic, suggesting that salt deposition was “pre-breakup”.

The two types of crust (I & II) documented in the transitional domain are the witnesses of two different stages of the margin formation history. Present below the “salt compressive front”, the « Type II » crust is probably related to the final stages of the rifting history and to the drifting phase. There could be some relationship between “Type II” crust and the concentration of salt diapirs in the “salt compressive front”.

Crustal thinning occurs abruptly and mostly below the continental slope : crustal thickness decreases from more than 30 km to about 7 km, over a lateral distance of less than 50 km.

The results listed above and those reported in Contrucci *et al* (2003) represent the first set of geological constraints that need to be accounted for, by any model proposed for the formation of the Angola margin. These results address many questions regarding the margin formation process. The first, major question concerns the relative importance of the extensional tectonics that created the tilted blocks : was extension significant enough to be entirely held responsible for the observed crustal thinning ? Vertical motions, which apparently prevail compared to horizontal motions, cannot be as neglected as they are in commonly used thinning models, such as pure stretching (McKenzie, 1978) or simple shear (Wernicke, 1985) derived models. This addresses a second question : if horizontal extension alone cannot account for all the observed amount of crustal thinning, how could the crust thin so much and so abruptly by vertical tectonics ? Before any model can be proposed, it is necessary to quantify the amount of vertical motions compared to horizontal motions, as precisely as possible. However, the detailed study of the basin subsidence history is beyond the scope of this paper. This work - of fundamental importance to estimate vertical motions - is part of Moulin' Ph. D. thesis (Moulin, 2003) and the subject of a manuscript in preparation.

In addition, models of margin formation result in predicted horizontal motions that must comply with the constraints imposed by the plates motions history. For instance models based on crust volume conservation (such as pure stretching or simple shear models), together with refraction measurements of crustal thicknesses, result in predictable horizontal, extensional motions which must be consistent with the Africa / South America plates relative motions. In the initial reconstructions that have been proposed for the early opening of the South Atlantic (Unternehr *et al*, 1988), it is impossible to close the southern segment (between Walvis and Falklands), without producing intraplate deformation to the north, within the Central segment. New plate motion reconstructions are thus needed, in order to test the consequences of the different models for the formation of the Angola margin. In addition, there is a 100 km overlap of the South America's margin salt cover over Mocamedes, Africa. If the crust in the central and eastern part of the transitional domain (“Type II” crust) is intruded by mantle material, then it should be possible to apply additional horizontal motions and obtain a better fit when closing the South Atlantic. This hypothesis and the consequences of new plate reconstructions are examined in Moulin's Ph. D. thesis (Moulin, 2003).

Figure Captions

Figure 1 : General map of the South Atlantic and location of the study area.

Figure 2 (III-1a) : Gravimetric map (based on Sandwell and Smith satellite derived gravity data, grid 1 x 1 minute) of the survey area and location of the seismic profiles, including the ZaiAngo lines (black lines, numbered from 1 to 17) and the industrial lines from *Total* used in the present study (in white : A84-102, GWA88-1079 GF, A84-74, GWA 88 -1075, 97MPS-201, 92HM-76). OBS locations (white dots) and land stations (black triangles) are indicated. The boundary between the Cretaceous and the Pan-African domains is indicated onshore.

Figure 3 (II-9) Comparison between ZaiAngo line 14 and one composite profile based on conventional seismic data acquired by Western Geophysical near the study area, across the Zaire Canyon (after Cramez & Jackson, 2000). The ZaiAngo profile is migrated using a constant velocity of 1500 m/s. Note the difference in resolution for the post-salt series and the information provided by the ZaiAngo data beneath the salt screen.

Figure 4 (III-1b) : Bathymetric map of the survey area based on multibeam data collected during the different ZaiAngo surveys (Savoie *et al.*, 2000). Black thick lines delineate the major structural domains based on seismic and gravity data : Zone I is the unthinned, continental, domain ; Zone II is the area where crustal thinning mostly occurs ; Zone III is the transitional domain ; Zone IV is oceanic. The signification of the different lines is explained in inset.

Figure 5 (III-2) : The three major seismic ZaiAngo transects (14, “7+11” and 3, respectively) shot across the strike of the margin. Black, vertical lines delineate the boundaries between the different structural domains, I to IV. Vertical, ticked lines indicate the locations of the basement bumps (???????) documented by the refraction seismics. Line drawings in the post-salt sediment layers and near the coast are based on the interpretation of the industrial lines (courtesy of *Total*). Elsewhere (below the salt cover and near the coast), line drawings are based on the interpretation of ZaiAngo data. The salt base and the basement are underlined by bold line drawings.

Figure 6 (III-5) : ZaiAngo seismic profile 2. This profile is the only one to be recorded on land stations (no OBS). Up : line drawings (in black) based on reflexion seismic data superimposed on the velocity model based on the refraction data. Down : zoom of the seismic section and line drawing of the reflectors observed between 9 and 12 s twt.

Figure 7 (III-8) : Industrial seismic line GWA88-1079GF (courtesy of *Total*) located in the continuation of ZaiAngo profile 3, below the continental shelf (Zones II and III). Thin line drawings are based on *Total's* preliminary interpretation ; re-interpreted line drawings (this study) are indicated by bold lines : basement is in red ; base salt is the lower black, bold line ; the upper black, bold line indicates the top of Albian carbonates. Only one tilted block is documented (zoom in inset), only in the upper part of the slope. Its activity of which is sealed by a discordance (supposedly intra-barremian) indicated by the bold, green line. To the west of Shot Point 2000, the pre-salt sediment series (supposedly syn-rift) are characterized by reflectors parallel to the salt base that onlap on the basement (see blue, bold arrows onlapping on the red line).

Figure 8 (III-9) : Industrial seismic line GWA88-1075 (courtesy of *Total*) located in the continuation of ZaiAngo profile “7+11”, below the continental shelf (Zones II and III). Thin line drawings are based on *Total's* preliminary interpretation ; re-interpreted line drawings (this

study) are indicated by bold lines : basement is in red ; base salt is the lower black, bold line ; the upper black, bold line indicates the top of Albian carbonates. As in figure 6, only one tilted block is documented (zoom in inset), only in the upper part of the slope. Its activity of which is sealed by a discordance (supposedly intra-barremian) indicated by the bold, green line. To the west of Shot Point 1500, the pre-salt sediment series (supposedly syn-rift) are characterized by reflectors parallel to the salt base that onlap on the basement (see blue, bold arrows onlapping on the red line).

Figure 9 (III-10) : Industrial seismic line 92HM-76 (courtesy of *Total*) located in the continuation of ZaiAngo profile 14, below the continental shelf (Zones II and III). Thin line drawings are based on *Total's* preliminary interpretation ; re-interpreted line drawings (this study) are indicated by bold lines : basement is in red ; base salt is the lower black, bold line ; the upper black, bold line indicates the top of Albian carbonates. Only two tilted block are documented (zoom in inset), both being located on the upper part of the slope. In contrast with profiles shown in Figures 6 and 7, no discordance sealing the activity of the blocks is observed. To the west of Shot Point 2500, the pre-salt sediment series (supposedly syn-rift) are characterized by reflectors parallel to the salt base that onlap on the basement (see blue, bold arrows onlapping on the red line).

Figure 10 (III-12 and III-14) : Zooms showing details for ZaiAngo profiles 3 (up) and 14 (down). Reflectors within the post-salt sediment series (green lines) are flat and parallel to the base of the salt layer, suggesting that the syn-rift vertical motions were, if any, very limited. Velocity profiles inferred from the refraction OBS data indicate small velocity contrasts at the sediment / basement interface (from about 5.6 to 5.8 km/s). The refraction Moho (dotted red line) corresponds to reflectors visible in the reflexion section.

Figure 11 (III-4) : Final interpretation of the 3 major ZaiAngo transects, 14, "7+11" and 3 (see Figure 4). Black and green lines are based on the interpretation of ZaiAngo data ; blue lines, on the interpretation of the industrial lines ; red lines indicate the velocity interfaces, based on the interpretation of the OBS data, delineating the top of the crust, the top of the anomalous velocity zone and the Moho discontinuity (Contrucci *et al.*, 2003). Dotted red lines indicate zones that have not been sampled by seismic rays. Note that flat reflectors in the post-salt sediment series can be followed over distances > 100 km with no significant offset. The different structural domains, I to IV, are separated by the black, vertical lines. Vertical ticks indicate the locations of the basement bumps (???????) documented by the refraction seismics.

Figure 12 (III-18) : Synthesis of major results, based on refraction, MCS reflexion and gravity data. Note the two types of crust in the transitionnal domain. Type I crust is...

Figure 12 (III-19) : Detail on salt distribution....



Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection / refraction seismic and gravity data

Isabelle Contrucci¹, Luis Matias², Maryline Moulin³, Louis Géli³, Frauke Klingelhofer³, Hervé Nouzé³, Daniel Aslanian³, Jean-Louis Olivet³, Jean-Pierre Réhault⁴ and Jean-Claude Sibuet³.

1 Université de Bretagne Occidentale, Institut Universitaire Européen de la Mer, laboratoire Domaines-Océaniques, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané (France), now at Ifremer Centre de Brest, DRO/Géosciences Marines, B.P. 70, 29280 Plouzané Cedex (France)

2 Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, Rua escola Politecnica, 58, Lisboa, 1269-102, Portugal

3 Ifremer Centre de Brest, DRO/Géosciences Marines, B.P. 70, 29280 Plouzané Cedex (France)

4 Université de Bretagne Occidentale, Institut Universitaire Européen de la Mer, laboratoire Domaines-Océaniques, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané (France)

Accepted... Received 2003 January 6; in original form...

Abstract

The deep structure of the West African continental margin between 5°S and 8°S was investigated using vertical reflection and wide-angle reflection/refraction techniques, during the ZaïAngo project, a joint program conducted in April 2000 by Ifremer and TotalFinaElf. To penetrate below the salt layer, a non-conventional, low frequency seismic source was used in the “single bubble” mode, together with Ocean Bottom Instruments (hydrophones and seismometers) and a 4.5 km long streamer that recorded multichannel seismic reflection (MCS). The data show that the continental crust thins abruptly over a lateral distance of less than 50 km, from 30 km thick below the continental platform (based on gravity data), to less than 4 km thick below the Lower Congo Basin that formed prior to the Aptian salt deposition. This sub-salt sediment basin (180 km wide, 4 km thick, with velocities varying from 4.7 km/s to 5.8 km/s at the bottom) is located between the continental slope foot and the oceanic domain. It is underlain by crust of an intermediary type, between continental crust and what can be recognized as oceanic crust. In the transitional domain, a crustal upper layer is present below the sediment basin, 3 to 7 km thick, with velocities increasing from 5.8 km/s at the top to 6.8 km/s at the bottom of the layer. This layer appears to thin regularly, from 6-7 km thick below the depocenter

of the post-salt basin to 3-4 km thick below the western termination of the basin. Below the upper crustal layer, an anomalous velocity layer (7.2 to 7.8 km/s), is documented, below the eastern side of the basin, where the crustal thinning is maximum. The origin of this layer is unknown. Several arguments, like Rifting duration (between 15 Ma and 30 Ma) or the absence of Seaward Dipping Reflectors, precludes the hypothesis of underplated mantle material, but other hypothesis (such as serpentinized material or high grade metamorphic crustal rocks or a mixture of mafic and ultramafics crustal rocks) are plausible. Near the ocean termination of the basin, the transitional domain is bounded to the west by a basement ridge that is clearly documented on two profiles ("7+11" and 14) having a dense OBS/OBH spacing. On these profiles, an anomalous velocity layer is present in the westernmost part of the transitional domain (below the basement ridge) and in the oceanic domain. This layer, absent on profile 3, may be either related to oceanization and slow seafloor spreading processes, or to a consequence of the rifting process.

Key words: non-volcanic passive continental margin, crustal structure, transitional domain, subsalt imaging, refraction seismic, OBS/OBH.

1 Introduction

Due to its economic potential, the continental margin offshore Gabon, Congo, Zaïre and Angola - from the shore line to the suspected ocean boundary - has been the subject of intensive seismic surveys conducted during the last few years by oil companies, using standard, industrial multichannel seismic (MCS) techniques. These studies now provide an advanced knowledge of the sedimentary cover. However, while some work has been published on the Gabon margin, north of 5°S (e.g. Reyre, 1984, Teisserenc & Villemin, 1990), the recent data from the Angola, Zaïre and Congo margins have remained mostly unreleased. Research papers (e. g. Emery et al., 1975) are still, 25 years after their publication, basic references. In addition, while a great amount of data has been collected on the post-salt sediment sequences, no data has ever been collected to

specifically study the sub-salt sedimentary layers and the deep crustal structures of the Lower Congo basin margin. Thus pre-salt sedimentary layers and crustal structure remain largely unknown because of the presence of massive Aptian Salt sequence which perturbs the seismic propagation when using a conventional seismic acquisition system. Generally speaking, most studies on the deep structure of the African South Atlantic margins are based on conventional reflection seismic, on gravity or on magnetic data, used either separately or in combination (e. g. Emery et al., 1975; Wanneson et al., 1991; Rosendahl et al., 1992; Watts & Steward, 1998). Only two studies have been published so far, with simultaneous use of refraction and vertical multichannel seismic reflection (MCS) : i) on the south Gabon margin with Expanding Spread Profile (Wanneson et al., 1991) (Figure 1), north of 5°S, relatively close to our study area ; and ii) on the Namibian volcanic margin, located near 20°S, south of Walvis Ridge with Ocean Bottom instruments (Bauer et al., 2000), 1500 km south from our study area, in a different geodynamic setting.

The present study is the first, ever conducted to provide a crustal scale image of the West African margin between 5°S and 8°S, using a non-conventional, low frequency seismic source, together with Ocean Bottom instruments (Ocean Bottom Seismometer/ Ocean Bottom Hydrophone) and normal incidence multichannel seismic reflection (MCS). This seismic configuration allows us to propose a seismic image below the Aptian salt screen and thus constraints on the geometries and velocities of the pre-salt sedimentary layers and crustal structures. In this paper, we present the refraction data and the velocity models along the different 2D profiles that were shot during the cruise (Figure 1). The nature of the transitional domain, between the continental and oceanic domains, will be discussed in terms of the P-wave velocities observed.

2 Geological history

The sedimentary basins documented during the ZaiAngo project are the Lower Congo basin and the northern part of the Kwanza basin, between 5°S and 8.5°S, which belong to a series of Mesozoic basins that developed after the Upper Jurassic times on the conjugated margins of Africa and Brazil.

The Angola margin formation results from the continental rifting between Africa and South America plates. The rifting episode which resulted in the opening of the South Atlantic Ocean began to the south in the late Jurassic, and ended in the late Cretaceous, to the north, in the equatorial rift zone (Rabinowitz & LaBrecque, 1979; Emery & Uchupi, 1984). The opening of the South Atlantic occurred with an clockwise rotation of the South America plate relative to the fixed Africa plate (Rabinowitz & LaBrecque, 1979; Unternehr et al., 1988). First stages of the continental rifting and thus original position of the South American plate compared to the Africa plate are still an open question (e.g. Unternehr et al., 1988; Jackson et al., 2000). Gaps or overlaps exist between the two plates depending on which rotation pole is chosen (Unternehr et al., 1988). The early stages of this reconstruction pose complex and controversial problems of intra-plate deformation, crustal thinning, basins formation and salt deposition (e. g. Unternehr et al., 1988; Jackson et al., 2000). In addition, the early stages of seafloor spreading are impossible to date (and thus, controversial), due to the absence of well identified magnetic anomaly between C34 and M0 anomalies.

The Angola Margin underwent several main tectonic phases: a) continental rifting (or syn-rift), b) transition and c) drift episodes. The rift phase extends from the Neocomian (~140 Ma) to the early Aptian (~110 Ma) (Tessereinc & Villemin, 1990). The first part of this rift period, from the Neocomian to the mid-Barremian, is characterized by an important tectonic activity with extensional block faulting (Tessereinc & Villemin, 1990). The second part, from the mid Barremian to the early Aptian is characterized by a lower tectonic activity, with draping and growth faulting related to offshore basins formation (Tessereinc & Villemin, 1990).

The transition phase during the Aptian times (~110 to 105 Ma) (Tessereinc & Villemin, 1990) corresponds to the salt deposition as evaporitic sequences. At this stage the question is: is salt a syn-rift or a post-rift sequence? This point is discussed in detail in Moulin (2003).

The drift phase corresponds to the opening of the ocean basin. This period can be divided into three episodes. The first episode is characterized by aggradation, representing a transgressive phase from late Aptian to Eocene (Tessereinc & Villemin, 1990). During this episode, marine sediments are deposited over the evaporitic sequence and a carbonate platform was developed. During the second episode, from late Eocene to early Miocene, no sediments were deposited. It's an erosion phase related to the lower global sea level (Reyre 1984; Tessereinc & Villemin, 1990; Seranne et al., 1992). From Miocene to present times, a new progradational system was established probably related to the deltas growth and the end of the thermal subsidence (Reyre 1984; Tessereinc & Villemin, 1990).

3 Seismic data acquisition

The wide-angle seismic reflection and refraction data gathered with ocean bottom instruments along with normal incidence MCS data presented in this paper were collected during the ZaiAngo project, a joint program conducted in April 2000 by Ifremer and TotalFinaElf. Two ships were used: R/V Nadir, for shooting and for MCS data recording; and R/V Le Suroit, for deploying the ocean bottom seismometers / hydrophones (OBS/OBH). A total of seventeen MCS profiles were shot, including seven combined MCS and OBS/OBH profiles: five across or oblique to the continental margin, and two along strike, parallel to the margin (Figure 1-a).

The seismic source consisted in a 4805 cu-inch array of 12 airguns, towed 24 to 27 meters below the sea level, fired every 100 m (about 40 seconds) for the refraction acquisition. To increase the energy of the seismic signal in the low-frequency band, the array was used in the "single bubble mode" (Avedik et al., 1993), which consists in synchronizing the signature of the airguns on the first bubble pulse instead of on the first signal peak. By this way, a relatively low

and mono frequency (10 – 15 Hz), energetic signal was produced and recorded on the OBH/OBS at ranges of up to 80 to 100 km.

A 4.5 km-long, 360-channels, numerical streamer (SERCEL SN408) towed 255 m behind the ship, recorded the signal over a 20 s window, at 4 ms sampling interval (SERCEL SN408 numerical recording system). This acquisition geometry (12.5 m between each Common Mid Point, after the stack of two adjacent channels) resulted in a 22 fold. A total of 18 ocean bottom instruments (6 OBSs and 12 OBHs) were deployed during the cruise, at 69 locations. This resulted in a dataset of 67 high quality OBH/OBS recordings to study the deep structure of the crust. The OBSs were equipped with 3 identical geophones and one hydrophone as OBHs, allowing 4-channels recording.

4 Data processing

Refraction data modeling

When 4-channels seismic data were recorded (OBSs) the vertical component was generally used in the processing instead of the hydrophone due to a better signal to noise ratio. All OBHs/OBSs were relocated by minimizing the difference between the measured water wave direct arrival time and the arrival time based on the theoretical, symmetrical water wave hyperbolic arrival. A constant velocity (1500 m/s) in the water layer was assumed and average errors obtained were less than 20 ms. First arrival picking was made without any signal filtering or enhancement to keep the first arrival time unchanged. The picking uncertainty, for other primary and secondary arrivals, is related to the source characteristics but also, to attenuation and propagation effects, to the shot-receiver distance. It is estimated to be equal to 50 – 100 ms, for all arrivals except the water arrivals, for which the picking uncertainty is less than 10 ms. The single bubble shooting introduces an error between the first break and the seismic signal generated by the bubble that we used for picking. Because the seismic energy is mostly concentrated in the bubble, the maximum error (< 75 ms) occurs at large offsets, as the first

break is hardly visible. This error is included in the picking uncertainty that we estimate to be less than 100 ms.

To build the velocity model, we used both the MCS and the wide-angle seismic reflection / refraction data. The MCS data collected with R/V Nadir and unpublished MCS lines from TotalFinaElf provided the geometry of the post-salt layers in the Two Way Travel Time domain. A conventional processing routine was applied to the MCS data, using the Geovecteur software. After a dynamic correction, an F-K multiple attenuation and an internal mute to attenuate the water bottom multiples, velocity analyses were performed every 2.5 km. The CMP gathers were NMO corrected and stacked. The MCS sections were pass-band filtered and normalized. The stacked data were migrated using a Kirchoff migration algorithm.

We employed the two-dimensional ray tracing, forward modeling and travel time inversion software package of Colin Zelt (Zelt & Ellis, 1988; Zelt & Smith, 1992), to invert the observed arrival time. Throughout the inversion process, we used the interpreted layers on the MCS lines to constrain the geometry of the post-salt interfaces used in the refraction model. In each layer of the refraction model, only the velocities were adjusted to reduce the differences between the computed and the observed travel times. The layer identification was supported by the direct comparison of small offset OBH/OBS recording and the MCS lines. The strong geometric constrains provided by the MCS lines thus increased the reliability of the P-velocity models for the pre-salt layers.

The sedimentary layers show strong geometric lateral variations due to the salt tectonics, but small lateral velocity variations. Despite the disturbance and complexity caused by salt diapirs, clear arrivals from sub-salt structures were identified with velocities higher than 4.5 km/s (e. g. Figure 4). For the upper layers (above the base of the salt), uncertainties are estimated to be about 0.1 km/s for the velocities and ± 0.2 km for the depth from sea-level. For the deeper layers (below the base of the salt), confidence in the velocity model is quantified by the rms misfits and χ^2 parameters (see Table 1, as example for profile 3).

Synthetic seismograms were calculated by using the asymptotic ray theory code provided by Zelt & Forsyth (1994). We used a synthetic single bubble seismic signature as convolutional wavelet, and amplitudes were computed assuming a constant Poisson's ratio equal to 0.25 and a Q value equal to 1000 for P-waves. The amplitude study gave an important contribution to the definition of velocity gradients in the model.

Gravity modeling

Shipboard free air gravity anomaly data from ZaiAngo (1 and 2) and Guinness cruises of IFREMER were used (Figure 1-c), along with satellite derived gravity data (Sandwell & Smith, 1997). The data from three different cruises were first inter-compared (Contrucci et al., 1999): the ZaiAngo data have a systematic negative shift of about 20 mGal compared to Sandwell's data while the Guinness data presented a positive shift of about 7 mGal. Because gravity depends on various parameters, space and time dependent (e.g. tide), the shipboard datasets were both readjusted to the Sandwell's level to obtain a homogeneous data set. Finally, the three datasets were merged, and a grid was produced (Figure 1-a).

Gravity modeling based on the Talwani et al. (1959) algorithm was then used to test the validity of the 2-D velocity models. For this purpose, the refraction P-wave velocity model was converted into a density model, based on the density-vs-velocity relationship of Ludwig et al. (1970). The salt dominated blocks were ascribed a low density of 2.2 Mg/m^3 .

5 Structural setting

Based on Moulin (2003), the study area is divided in 4 structural regions, the main characteristics of which are summarized hereafter (in the following, "crust" consists in igneous material only: it does not include sedimentary rocks):

Region I corresponds to the continental platform. Our deep seismic lines do not cover this domain, except in the south, where MCS profiles 3 and 2 exhibit high amplitude reflectors at

depths comprised between 9 s and 11 s twtt. Due to insufficient seismic coverage, it is impossible to estimate a reference thickness for the crust before thinning except with the gravity modeling.

Region II, on the continental slope (down to isobath 500 m), is expected to be the location of maximum continental crustal thinning. It is 40 to 50 km wide, and characterized by many seismic reflectors within the sub-salt sedimentary basin, that onlap on to the basement. The base of the basin is clearly visible on the MCS, as a reflector that dips from 3 s to 6 s twtt towards the ocean. Tenuous, discontinuous, dipping intra-crustal reflectors also appear in the MCS section at depths ranging between 6 to 8 s twtt.

Region III has been recognized by Reyre et al (1984) as a transitional domain, between continental and oceanic crust. Due to the presence of a prominent salt screen layer, the base of the basin is hardly visible. Below the salt layer, the seismic structure is characterized by: i) a layered unit, with parallel layers immediately below the salt interface; ii) a transparent layer; and iii) a highly reflective unit, at about 9 s twtt (Figure 5).

Region IV is the oceanic crust domain. On the MCS section, this domain is characterized by a uniformly thick (2 s twtt) crust, with a very diffractive and irregular surface, that evidence in a significant (up to 1-s twtt) basement relief.

The Aptian base of the salt is visible on all MCS profiles. It corresponds to a level of weakness where the salt tectonic takes roots, because salt has a low density and thus migrates upwards when it is loading.

6 Two-dimensional P-wave velocity models

Profile 3 (Figure 3)

Profile 3 is located in the southern part of the study area, perpendicular to the margin. It includes 9 ocean bottom instruments unevenly spaced (with an average spacing of about 25 km) on the 320 km long MCS line (Figure 1).

The geometry of the layers above the salt cover is well known, based on the interpretation of the MCS lines (Moulin et al., 2002; Moulin, 2003) and on data from the oil industry (Total, private comm.). East of the salt compression front (that is about between offsets 20 and -220 km along the profile), the velocity model includes five post-salt sediment layers (Figure 3-a-b), from 2 to 6 (layer 1 is the water column, L1 on Figure 5): layer 2, the Plio-Quaternary layer (L2 on Figure 5), is characterized by velocities between 1.6 and 1.9 km/s ; layer 3 is bounded by the base of the Pliocene and an intra-Miocene reflector (L3 on Figure 5) and characterized by velocities between 2.0 to 2.9 km/s ; iii) layer 4 is bounded by the intra-Miocene reflector and the base of the Oligocene (L4 on Figure 5) and characterized by velocities between 3.0 to 4.0 km/s ; layer 5 is bounded by the base of the Oligocene and the top of the salt (L5 on Figure 5) and has a velocity range between 4.1 to 4.5 km/s. ; layer 6 is the salt layer (L6 on Figure 5). It is characterized by velocities between 4.5 and 4.8 km/s. West of the salt compression front (that is about between offsets -220 and -320 km along the profile), the velocity model includes three sediment layers. On the oceanic domain (offsets < -250 km), the velocity structure is constrained by OBS Z17. The upper layer exhibits velocities ranging between 1.8 and 1.9 km/s; the middle layer, between 2 and 3 km/s; the lower layer, between 3.3 and 3.4 km/s.

The seismic structure below the salt layer is hereafter described for each region:

Region I (between 20 and -20 km offset along the profile) is poorly constrained by the seismic ray coverage, except for the onset of the basement dipping: the geometry of the top of the basement is controlled by reflectors visible on the MCS section and also by wide angle reflected arrivals (Figure 3-a). The thickness of the continental crust is only constrained by the gravity modeling, which suggests that it is at least 30 km thick (Figure 3-c).

In **Region II** (between -20 and -60 km offset along the profile), the sub-salt sediment velocities are constrained by refracted arrivals, and the geometry, by reflected arrivals. The subsalt sediment layer is represented by L7 on Figure 5. Velocities below the salt layer increase from 4.7

at the top, to 5.6 km/s at the base of the basin. The basin deepens sharply, from 3.5 km below sea level at OBS Z8, to about 11 km east of OBS Z7 (note on Figure 4-b-c-d, the clear asymmetry on OBS Z7, which results from the deepening of the basin).

In **Region III** (between -60 and -240 km offset along the profile), the sub-salt sediment basin is widely developed, with, apparently, two sub-basins separated by a smooth basement high visible below OBS Z5 (Figure 1). Sediment thickness ranges between 4 to 6 km, and velocities increase from 4.8 km/s to 5.7 km/s. The base of the basin is at its deepest (12 km) west of OBS Z4, where the crustal thickness is minimum (4 km). At the crust/sediment interface, the velocity contrasts are small (5.6 to 5.8 km/s) may be due to sediment compaction, but the seismic character on the vertical reflection seismic are different (Figure 5). The crustal layer located below the subsalt sediment layer is represented by L8 on Figure 5. In the crust, velocities increase from 5.8 - 6.1 km/s at the top to 6.7 - 6.9 km/s at the bottom. Crustal thickness range from 8 km below OBS Z6 to less than about 4 km. Beneath the crust, a layer with velocities ranging between 7.2 km/s and 7.4 km/s can be identified between OBSs Z4 and Z7, where the depth of the basin is maximum and the crustal thickness minimum. The anomalous velocity layer, located below the crustal layer, is represented by L9 on Figure 5. The geometry (with the top at 15 km and the base at 21 km below sea level) of this “anomalous velocity layer” is clearly constrained by two wide angle reflections observed on OBS Z6 (Figure 4-d-e-f); the velocities are constrained by refracted arrivals observed on OBSs Z8, Z7 and Z4. The Moho is constrained by 8 km/s refracted arrivals observed on OBSs Z6, Z5, Z13, Z15, Z16 and Z17, and wide angle reflections recorded on OBSs Z8, Z4 and Z6. Over a distance of less than about 40 km, the crustal thickness thins, from 30 km (based on gravity modeling) below the continental platform, to about 10 km below OBS Z7. It is interesting to note that the MCS section in region III exhibits three patterns of reflectivity beneath the salt (Figure 5). The upper seismic unit is layered, the middle unit is transparent, while the lower unit is characterized by seismically energetic reflectors (Moulin et al., 2002; Moulin, 2003). The base of the basin is located at the base of the layered seismic unit

(Figure 5-b). The reflective unit observed on the MCS line encompasses the anomalous velocity layer and the lower crust. The refraction Moho lies within this unit (Figure 5).

In **Region IV** (oceanwards, between offsets -240 and -320 km along the profile), the top and base of the oceanic crust are both well constrained by the MCS data and by refracted arrivals observed on OBSs Z16 and Z17. The crustal thickness is 6 km, characterized by velocities increasing from 6 km/s at the top to 6.8 km/s at the base of the crust. The western end of the profile is not constrained by refraction data. We have to notice here that we do not observed an anomalous velocity (7.2/7.5 km/s) at the base of the crust in region IV and at western end of region III, like it is observed on profile “7+11”. This may be due to an inappropriate OBS distribution or may be because profile 3 is located south of the prominent positive gravity anomaly (Figure 1).

Profile “7+11” (Figure 6)

This profile is 400 km long, running from the continental platform to the abyssal plain. Due to the maritime and industrial offshore activity, it turned out to be impossible to acquire data close to the shore line and cover Region I. The profile comprises 26 OBH/OBS, unevenly distributed, every 7.5 or 15 km approximately (Figure 1). For practical reasons (related to the limited number of available OBS), two lines (Profile 7 and Profile 11) were successively shot, with 13 OBSs along each line. First, the two lines were modeled separately by two different interpreters (Contrucci and Matias). Then the results were merged into a coherent model along the whole profile “7+11”. It is to be noted that both interpreters, on both profiles, observed the principal conclusions independently (in particular, the presence of a basement high west of OBS Z22).

The geometry of the layers above the salt cover in Region II and III, is well known based on the the MCS data (Moulin et al., 2002; Moulin, 2003). Basically, the layers are the same as in Profile 3. Because the sedimentary layers are well constrained by refracted arrivals, the horizons

(or layers) of the velocity model for Profile “7+11” represent iso-velocity lines, rather than geological structures. East of the salt compression front, post-salt sediment velocities range from 1.6 km/s at the surface to 4.2 km/s at the base of the salt. Anomalous velocity zones are documented, in relation to carbonates (4.1 to 4.5 km/s) or salt (4.5 to 4.7 km/s). The base of the salt is well defined by wide angle reflected and refracted arrivals (Figure 6). On the salt compression front, between OBSs Z18 and Z22, the superficial structure is very complex, due to salt tectonics effects. Under OBSs Z23, Z24 and Z25, seismic waves propagation is perturbed by the presence of numerous salt diapirs. OBS Z22 (Figure 7-a-b-c), for instance, is located on a strong lateral heterogeneity, with sediments thickening oceanwards on the western side, and salt diapirs close to the surface on the eastern side. West of the salt compression front, in the oceanic domain (region IV), the model includes three sedimentary layers with velocities of 1.6, 2.4 and 3 km/s. Both the geometry and the velocities of these layers are well constrained by refracted and reflected arrivals.

The seismic structure beneath the salt base is hereafter described for each region:

In **Region II** (between OBSs Z9 and Z1), a low velocity (4.7 to 4.8 km/s) zone is documented in the sediment basin, immediately below the salt layer (Figure 6-a). Underneath this anomalous layer, in the lower part of the basin, velocities increase from 5 to 5.6 km/s. The sediment/crust interface is hardly constrained by wide-angle reflection arrivals, due to the weak velocity change between the sub-salt sediments (5.6 km/s) and the top of the crust (5.8 km/s). In contrast, the underlying crustal structures are uniformly covered by the rays. Crustal velocities are constrained by refracted arrivals (diving waves), varying between 5.8 km/s at the top and 6.7 km/s at the base of the crust. The base of the crust is well constrained by wide angle reflections. Beneath the crust, an anomalous velocity layer is present, with velocities constrained by refracted arrivals, ranging between 7.4 and 7.5 km/s. Its thickness is constrained by an arrival reflected at its base, recorded on OBS Z11.

In **Region III** (between OBSs Z1 and Z35), the sub-salt sediment basin is well developed and divided into two sub-basins separated by a basement high below OBSs Z19 and Z20 (Figure 6). East of the salt compression front (between OBSs Z1 and Z22), the base of the basin is constrained by reflected and refracted arrivals. Its thickness ranges from 3 km (beneath OBS Z19), to 5 km (beneath OBS Z27 and beneath OBS Z1); velocities increase from 4.7 km/s at the top to 5.5 km/s at the base of the basin. The identification of seismic arrivals coming from below the salt compression front is possible on all OBSs (except one) from Z18 to Z22, because seismic “windows” through the salt allow the propagation of seismic arrivals from deep, sub-salt layers (see OBS Z22 on Figure 7). All over Region III, the crustal thickness is constrained by wide-angle reflected arrivals from the base of the crust. It varies between about 10 km below OBS Z21 to 6.5 km below OBS Z1 and to 4 km below OBS Z26 (Figure 6). As in Profile 3, the crustal thickness is minimum where the thickness of the sediment basin is maximum. Crustal velocities vary from 6 km/s at the top, to 6.7 km/s at the base of the crust, except below OBS Z1, where a local anomaly is probably present: near OBS Z1, a model with, locally, two crustal layers fits the data equally well (this model proposes velocities of about 6.0 km/s in the upper crustal layer and of about 6.6 to 6.7 km/s in the lower crustal layer). Below the crust, the anomalous velocity layer that is observed in Region II is also present in Region III (with velocities of about 7.4 to 7.5 km/s), between OBSs Z1 and Z19. Beneath this anomalous velocity layer (between OBSs Z19 and Z1) and beneath the crust (between OBSs Z22 and Z19), upper mantle velocities of 8 km/s are inferred from refracted arrivals (Figure 6). As for Profile 3, the interpretation of the OBS data suggests that the base of the basin is located at the base of the layered seismic unit observed in the MCS section (Figure 5). The reflective unit observed on the MCS line encompasses the anomalous velocity layer and the lower crust. The refraction Moho is located at the base of this reflective unit (Figure 5). An important observation comes out from OBSs Z22 (Figure 7) and Z23, which suggest an abrupt termination of the sub-salt basin and a significant rise of the basement with high sediment velocities above the rise. This observation is consistent with the

interpretation of wide angle reflected and refracted arrivals recorded all OBSs between Z33 and Z36. The crustal rise is characterized by an elevated crustal velocity (6.8 km/s). At the base of the rise, a layer with an anomalous velocity (7.5 km/s) is present. The top of this layer is constrained by wide angle reflected arrivals.

In **Region IV** (between OBSs Z36 and Z44), the crust is divided into two layers. The first one is 5 km thick, with velocities varying between 5.8 and 6.8 km/s. This layer shows great lateral velocities variations (on the surface from 5.8 to 6.3 km/s) and thickness (variations between 4 and 6 km). Those lateral variations are well constrained, indeed, the geometry of the top of the crust is well-known thanks to the MCS profile and the number of instrument is significant (Figure 6). All OBSs of this oceanic domain, recorded 7.5 km/s arrivals refracted below the base of the crust (Figure 7-d-e-f, OBS Z44). Only one OBS presents a refracted arrival at 8 km/s, typical for “normal upper mantle velocities”. The thickness of the 7.5 km/s layer is less than 2km and constrained by reflexion arrivals observed at a few instruments (e.g. Figure 7, OBS Z44) and by the MCS data.

Profile 1 (Figure 8-a)

This profile is 180 km long, parallel to the margin, running along the strike of the Tertiary basin (Figure 1). The contour of this Tertiary basin was inferred from industrial MCS data and from satellite gravity data. The position of the profile (in between regions II and III) was chosen to cross-check the results from Profile 3 and from Profile “7+11”, and to study the along strike variability of the structures. It includes 5 OBS/OBHs, evenly spaced every 25 km. OBSs Z4 and Z1 are located at the crossing point with, respectively, Profile 3 and Profile “7+11”.

The post-salt sediment layers visible in the MCS section were identified using all available information from the oil industry (Moulin, 2003). As for profile 3, the velocity model includes five post-salt sediment layers, having the same characteristics. The depth of the salt cover

increases, from 6 km in the south, to 8 km in the north of the line. The post-salt layers are affected by a major fault that cuts the whole sediment column below OBS Z2 (between offsets 70 and 75 km along the profile, Figure 8-a). In addition, salt diapirs (near offsets 20 km, 115 km and 135 km, respectively), perturb the propagation of seismic energy through the sediment layers.

Beneath the salt cover, the characteristics (thickness and velocity) of the basin are defined by refracted (diving waves) and wide angle reflected arrivals recorded on all OBSs. The thickness of the basin varies between 3 and 5 km. Velocities increase smoothly, from 4.7 km/s at the top to about 5.3 km/s at the bottom of the basin. A local anomaly with low velocities (of about 4.7 km/s) is present below OBS Z01, north of the inverse fault that affects the post-salt sediment series. This anomaly, which is also observed, locally, below the crossing point with Profile "7+11", is modeled as a local reflector. Beneath this reflector, velocities in the sediment basin increase between 5.3 and 5.8 km/s. The velocity contrast at the sediment / crust interface is relatively weak. The base of the basin is thus hardly visible on the MCS line, but well constrained by wide angle reflections recorded on the OBSs (Figure 8-a). The average crustal thickness is 6 km. Crustal velocities increase from about 5.8 km/s at the top to about 6.6 km/s at the bottom of the crust, except below OBS Z1, where a local crustal anomaly is documented. This anomaly is modeled as a floating reflector, which is a local reflector and not a continuous layer. Above this reflector, the velocity ranges between 5.8 km/s and 6.0 km/s; beneath the reflector, the velocity range is between 6.3 km/s and 6.8 km/s. Below the crust, an anomalous velocity layer with velocities ranging between 7.2 km/s and 7.4 km/s (about 5% less than on the perpendicular lines, probably due to anisotropy) is constrained by refracted arrivals from the top, and by wide angle reflections from the bottom of the layer. The nature of this layer is discussed in § 7. Its thickness decreases northwards, from about 6 km below OBSs Z4 / Z3 to about 4 km below OBS Z1 (Figure 8-a), the minimum thickness being reached below OBS Z1, where the crust is thickest. Upper mantle velocities (7.8 km/s) are recorded on one OBS only.

Profile 9 (Figure 8-b)

This 200 km long profile (with 6 OBS/OBHs evenly spaced about every 25 km) is located on a ridge, on top of the salt compression front, in-between regions III and IV (Figure 1). As this ridge is associated with a negative free air anomaly, the position of the profile was chosen to check the presence of a sub-salt basin below the ridge (Figure 1). The propagation of seismic energy is disturbed by the presence of salt diapirs (with velocities of about 3.5 to 3.7 km/s) that come close to the surface, so that it is difficult to identify the different phases in the seismic record.

Below the salt cover, the sediment basin is characterized by velocities varying from 4.2 to 5.6 km/s. The basin depth ranges between 9.5 and 11 km (Figure 8-b); its thickness varies between 1 and 3 km. The crust is characterized by velocities varying between 6.2 to 6.9 km/s. Between offsets 40 and 50 km along the model, the crustal thickness is constrained by wide angle reflected waves: the crust appears to be very thin, with a thickness of less than 3 to 4 km. We do not observe in this area any evidence for the presence of a sub-crustal layer with velocities of 7.2-7.5 km/s. Instead, velocities of 8 km/s are constrained by refracted arrivals from below the crust.

Profile 12 (Figure 8-c)

This 210 km long profile runs from the Tertiary basin to the abyssal plain, obliquely relatively to Profile “7+11” and across Profile 9. It comprises 5 OBH/OBS, evenly spaced every 20 km (Figure 1). Two OBSs, Z29 and Z45 are located in Region III, three in Region IV.

Above the salt cover, the velocity model does not include all sediment layers that are visible on the MCS sections. It includes three layers, characterized by velocities ranging respectively from 2.1 to 2.2 km/s, from 2.2 to 2.4 km/s, and from 3.3 to 3.5 km/s (Figure 8-c). Velocities ranging between 3.5 and 3.7 km/s (Figure 8-c) characterize the salt layer near the surface.

Below the salt cover, the sediment layer (with velocities ranging between 4.8 and 5.2 km/s) forms a wedge towards the western termination of the basin (Figure 8c). The crustal thickness is: about 4 km in Region IV; about 3 km below the salt compression front; greater than 5 km in Region III. Seismic velocities range between 5.6 and 6.8 km/s in Region IV and between 6.2 and 6.8 km/s in Region III. Pn arrivals are visible on OBSs Z29, Z47, Z48 and are modeled with velocities from 8.0 to 8.2 km/s (on OBS Z48, for instance, a Pn arrival branch is clearly visible over a distance greater than 16 km, Figure 9). In contrast to what is observed on Profile “7+11”, there is no evidence for the existence of an anomalous velocity layer of 7.4 to 7.8 km/s (Figure 9). Moreover the oceanic domain seems more homogeneous than on Profile “7+11”, probably due to the large OBS spacing (20 km), which makes impossible to identify the small structures of the crust (10 km). In addition, it is interesting to note that in Region IV, the crust exhibits a velocity gradient that is typical of oceanic crust, but its thickness (4 km) is anomalously low, compared to normal oceanic crust (6 – 7 km).

Profile 14 (Figure 10)

Profile 14 is 270 km long, from the coast to the abyssal plain. It crosses the Zaire canyon and comprises 14 OBH/OBS, evenly distributed every 10km (Figure 1). Region I is not sampled by the MCS data and region II, located in the eastern part of the profile, is poorly covered by the ray paths pattern (Figure 10).

Above the salt cover, in the eastern part of the profile, the velocity model includes seven sedimentary layers, based on the interpretation of the MCS line (Moulin et al., 2002; Moulin, 2003). The first four layers (Figure 10-a) show velocities between 1.6 to 4.2 km/s. Between OBSs Z63 to Z59, the fifth layer show a velocity inversion, from 5.5 to 5 km/s. This velocity inversion is clearly visible on OBS Z61 (Figure 11-a-b-c) where a shadow zone appears on the refraction section, 20 km to the north-east of the OBS. On the oceanic part of the profile, velocities of the

sedimentary layers vary between 1.6 km/s at the surface, to 5.2 km/s at 9 km depth below sea-level.

Below the salt cover, in Regions II and III (between OBSs Z63 and Z55), the sedimentary layer is considered to belong to the subsalt basin, and shows velocities between 4.6 to 5.8 km/s (Figure 10-a-b). This basin seems to be divided into two sub-basins separated by a gentle crustal rise visible between OBSs Z59 and Z57 (Figure 10-a-b). The crust shows velocities between 6 and 6.8 km/s, which are constrained by refracted arrivals. The crustal thickness is not well defined on this part of the profile. Nevertheless, wide angle reflections constrain the depth of the base of the crust, located between 19 and 20 km below sea-level. The anomalous velocity layer located at the base of the crust is constrained by the gravity inversion (Figure 10-b). On the western part of the profile, between OBSs Z54 and Z56, salt tectonics hamper the propagation of the seismic waves (see ray coverage on Figure 14) and make the refraction sections difficult to interpret (for instance, no arrival is observed on OBS Z55). Nevertheless, on the other instruments, we observe some arrivals coming from the crust and the mantle. We observe a crustal ridge with a velocity of 6.4 to 6.6 km/s, on OBSs Z54, Z53 and Z52 as on profile 7+11, which represents the western end of the sub-salt basin (Figure 10). An anomalous velocity layer (7.5 km/s), constrained by refracted arrivals characterizes the base of this crustal rise.

In Region IV (between OBSs Z54 and Z50), the crust is divided in two layers as on profile “7+11”. The first layer is about 5 km thick and has velocities varying between 5.8 and 6.8 km/s. The second layer is characterized by refracted arrivals of 7.2 km/s (e.g. OBS Z50, Figure 11-d-e-f).

Profile 17 (Figure 12-a)

This profile is 100 km long with 4 OBSs spaced about every 20 km and cross profile 14 at OBS Z57. This profile is located in region III and cross the Zaïre canyon (Figure 1). The final velocity model is showed on Figure 12-a.

Above the salt cover, the velocity model is based on the MCS line interpretation (Moulin et al., 2002; Moulin, 2003). Four sedimentary layers describe the velocity model, with velocity ranging between 1.6 km/s to 1.7 km/s, 2.3 to 2.8 km/s, 3.2 to 3.8 km/s and 4.2 to 4.4 km/s. These layers have a thickness of 1 km, 1.8 km, 1 to 2 km and 2 km.

Below the salt cover, a sediment layer is present, about 2 km thick, with velocities ranging between 4.7 and 5.8 km/s. The arrivals associated with the top of the crust are clearly visible on the 4 OBSs of the profile. The crust is almost 8 km thick, with velocities between 6 to 6.7 km/s. The arrival associated to the upper mantle is clearly visible on the eastern side of OBS Z66 and show a velocity of 8 km/s. The PmP phase is observed on the western side of OBS Z67. No mantle arrivals are observed on Z68 and Z57, located south of the Zaire canyon. These thicknesses and velocities are in agreement with those observed on the cross profile 14.

Summary of main results (Figure 13)

1) In Region II, the crust thins abruptly over a lateral distance of less than 50 km, from 30-35 km (based on gravity data) below region I, to less than 12 km below region III.

2) Region III is a transitional domain, between the continental and the oceanic domains. In this region, the sub-salt sediment basin is about 4 km thick, with velocities ranging between about 4.7 and 5.8 km/s. Beneath the sediment basin, two layers are reported:

- an upper layer, about 5 to 6 km thick, with velocities increasing from 5.8 km/s at the top to 6.8 km/s at the bottom of the layer.

- an anomalous velocity layer (7.2 to 7.5 km/s) is present on the eastern part of the transitional domain on profiles 3, “7+11”, 14 and 1 and below the region of continental crustal thinning (Region II). The reflective unit observed on the MCS line encompasses the anomalous velocity layer and, in some places, the lower part of the upper layer. The refraction Moho (velocities of 8 km/s are documented) is located within this unit.

3) The crustal thickness in the transitional domain, Region III, apparently thins from east to west. Below Profile 1, two layers are present : i) an upper layer, 6 to 7 km thick, with velocities ranging between 5.8 and 6.7 km/s, and ii) a lower layer, about 4 km thick, with velocities > 7 km/s. Below Profile 9, the crust is less than 3 to 4 km thick and one single crustal layer is identified.

4) The transitional domain is bounded to the west by a basement ridge that is clearly documented on profiles 7+11 and 14. This basement ridge is located below the salt compression front. It is associated with a positive magnetic and gravimetric anomaly and high seismic velocities (6.6 to 6.8 km/s). On these profiles (7+11 and 14), an anomalous velocity layer (7.4-7.6 km/s) is also observed at the base of the crust. On profiles 3 and 12, the anomalous velocity layer and the basement high are not documented, but this may be due to an inappropriate OBS distribution.

5) In the oceanic domain (region IV) the crust is 6 to 7 km total thick. On profile 3, only one crustal layer is reported, with velocities increasing between 5.8 km/s at the top, to 6.7 km/s at the bottom of the layer. On profiles 7+11 and 14, two layers are documented : the upper layer is 5 km thick, with velocities varying between 5.8 and 6.8 km/s, showing large lateral velocity variations ; the lower layer, 2 km thick, is characterized by velocities of about 7.5 km/s.

7 Discussion

Comparison with previous studies:

Expanding Spread Profiles (ESP) and SW-NE MCS lines were shot to study the South Gabon margin near 3° S (cf. Figure 1: note that this margin is characterized by a gravity low while our study area is related to a gravity high). Wanneson et al. (1991) proposed the existence of a sub-salt basin, with its base located 10 km below sea level and velocities ranging between 4.8 and 5.6 km/s (Figure 14-a). Based on the MCS lines (refraction data are not shown), the authors argue that this basin is cut by several normal faults, interpreted as tilted blocks, contemporaneous

to the initial rifting episode (Figure 14). However, the quality of the MCS data suggest that the seismic sections may have been over-interpreted, questioning the existence of normal faults in the deep part of the basin. The velocity model shows that the crust below the sub-salt basin is divided in two layers: the upper crust shows velocities ranging between 6.1 to 6.4 km/s below the continental platform, and between 4.8 and 6.3 km/s on the western part of the profile. Laterally variable velocities ranging between 6.6 to 7 km/s are proposed to characterize the lower crust. Upper mantle velocities between 7.7 and 8.2 km/s are reported (Figure 14).

More recent studies based on MCS data collected on the Gabon Margin during the PROBE program (e. g. (Meyers et al., 1996)) have shown several bands of discontinuous reflectors from the base of the crust in the transitional domain. Those reflectors could represent a double Moho, or Moho scars, as proposed by Rosendahl et al. (1992): “the reflection Moho could be a dynamic feature that does not remain intact during tectonic modifications”. Gravity modeling (Watts & Steward, 1998) in the area of the PROBE MCS lines (see Figure 1 for location) suggests that the gravity “low” associated to the sub-salt sediment basin in the transitional domain may be caused by a 125 km wide zone of relatively thin continental crust which was supposedly weak during rifting and has remained so since then (Figure 14-b).

On our crustal sections (Figure 13), we observe an abrupt and localized thinning of the crust as well as an anomalous velocity anomaly at the base of the crust. Except for the depth of the subsalt sediment basin, significant differences appear between our crustal section and the section proposed by Watts & Steward (1998) based on gravity data (Figure 14-b). This may be due to the 350-400 km segmentation of the Gabon margin proposed by Watts & Steward (1998). But also because gravity data alone is not sufficient to provide information on 10 km scale heterogeneities within the crust.

Non volcanic vs. volcanic margins

Some of the major characteristics of the Angola margin have also been reported - though, with noticeable differences- on passive, presumably non-volcanic, continental margins that have been well studied using the combination of MCS and OBS data, such as, for instance : the Northern Bay of Biscay margin (Thinon, 1999; Thinon et al., 2001), the Southern Iberia Abyssal Plain (Dean et al., 2000, Figure 15-a), the Galicia Bank (Whitmarsh et al., 1996), the Orphan Basin margin (Chian et al., 2001), the South-West Greenland Margin and the South Labrador Margin (Chian & Louden, 1994; Chian et al., 1995), the East Newfoundland basin (Reid, 1994), and the Ligurian Basin (Contrucci, 1999; Contrucci et al., 2001). For all these examples, abrupt crustal thinning occurs within a lateral distance less than 50 km, and a transitional domain exists, between the continental crust and what can be unambiguously recognized as oceanic crust. The width of this domain varies, from less than 70 km on the East Newfoundland margin (Reid, 1994), to about 180 km on the South Labrador Margin (Chian et al., 1995). The seismic structure of the transitional domain is in average characterized by an upper layer (with velocities increasing from 5.5 – 6.0 km/s at the top, to 6.5 – 6.8 km/s at the base of the layer) and a lower layer, less than 3 to 4 km thick, with anomalous velocities (7.2 - 7.6 km/s). On these examples of non-volcanic margins, the anomalous velocity layer is often interpreted as serpentinized upper mantle. For the Galicia Bank and West Iberia margin this interpretation has been confirmed by drilling of the basement highs located at the oceanward termination of the margin, near the boundary between the transitional domain and the oceanic domain (Beslier et al., 1994; Boillot et al., 1995; Whitmarsh & Wallace, 2001).

On volcanic continental margins, an anomalous velocity (7.2 – 7.6 km/s) layer is also present, for example : at the Namibia Margin (Bauer et al., 2000, Figure 15-c), the Voering Margin (Mutter et al., 1988), the Hatton Bank Margin (White et al., 1987), the U.S. East Coast margin (LASE, 1986; Tréhu et al., 1989). But the geometry and the location of this layer differs from what is observed at non-volcanic continental margins. On the above examples, this layer -

the maximum thickness of which is comprised between 15 and 20 km – underlays the margin from the unthinned continental domain to the oceanic domain. This unit is generally interpreted as underplated material resulting from the partial melting of the mantle (see for review, White & McKenzie, 1989).

Numerical models (Bown & White, 1995; White & McKenzie, 1989) propose that partial melting by mantle decompression during uniform pure shear extension is mainly dependent on: i) the duration of rifting, ii) the initial lithosphere thickness, and iii) the initial temperature of the underlying mantle. When the two last parameters are kept constant, the longer the rifting the less melt is produced. Moreover, these models (Bown & White, 1995) seem to overestimate the melt production during the formation of non-volcanic continental margins, as reported by Minshull et al., (2001) on the West Iberia Margin. Minshull et al. (2001) propose that melt generation remains limited after the continental break-up and during the formation of the transitional domain, and begins when the thermal lithospheric flow becomes focused, evolving to a steady state spreading ridge. On most passive volcanic margin, the duration of rifting is less than a few millions years (White & McKenzie, 1989). On the Namibia margin, for instance, rift related continental flood basalts took place over very narrow intervals of time, ca 132 Ma (e. g. Schmitt et al., 2000, cited by Bauer et al., 2000), while the oldest oceanic magnetic anomaly is correlated with M4, ca 130 Ma (Rabinowitz and LaBrecque, 1979). On the Angola margin, the duration of rifting is estimated to be comprised between 15 and 30 My (Moulin, 2003), depending on what geological time table is chosen as a reference, no mantle temperature anomaly has been reported in the studied area and the initial lithosphere thickness is supposed to be normal or thickened by the Pan-African orogen. When reported on the rift duration versus crustal thinning factor diagram (Bown & White, 1995), the Angola margin lies in the non volcanic domain (Figure 14-c). The thinning factor for the Angola margin is discussed below and its value lies between 3 and 5.

In addition we do not observe any seaward dipping reflectors on the MCS lines of the Angola Margin (Moulin et al., 2002, 2003; Moulin, 2003) that usually characterize volcanic

margins. On the Brazilian conjugated margin, the maximum thickness that has ever been proposed for seaward dipping reflectors is less than 3 km (Mohriak et al., 1995), one order of magnitude less than what is observed at volcanic margins (on the Greenland margin, for instance, the thickness of the SDR layer documented by Korenaga et al. (2000) is greater than 30 km). In addition, the P wave velocity structure of the Angola margin is totally different from of the P wave velocity structure observed on the volcanic margin of Namibia (Bauer et al., 2000; Figure 15). Therefore, although some occurrence of syn-rift volcanism has been documented in the Kwanza Basin, near 11°S, in relation to the Paraná-Etendeka continental flood basalt, 400 km more to the North-East than previously recognized (Jackson et al., 2000; Marzoli et al., 1999), it is very unlikely that the Angola Margin falls into the category of volcanic margins.

Nature and origin of the crust in the transitional domain:

On our velocity models (Figure 13), the igneous transitional domain is made of two layers: i) one upper, crustal layer, with velocities varying between 5.8 and 6.8 km/s and thicknesses ranging from 6 to 10 km; ii) a lower layer, which is not ubiquitously present, with anomalous velocities ranging between 7.2 and 7.5 km/s. Hereafter, we successively discuss the nature of each layer.

Nature of the upper crustal layer

If, as we propose, the Angola - Congo margin is non-volcanic, this layer cannot be considered as being essentially made of melted mantle material (basalt flows), as proposed for the Namibia margin (Bauer et al., 2000, Figure 15-c). Based on the numerous studies of the non-volcanic, North Atlantic margins, several hypotheses arise on the nature of the crustal upper layer in the transitional domain:

- this layer could be a thin tectonized oceanic crust, formed during ultraslow seafloor spreading. This hypothesis has been proposed for the Southwest Greenland margin (Srivastava & Roest, 1995);

- it could be extended and intruded continental crust. This hypothesis has been formulated for the West Iberia rifted continental margin (Whitmarsh & Miles, 1995), for the Orphan Basin (Chian et al., 2001), but also for the Greenland and South Labrador conjugated margins (Chian and Loudon, 1994; Chian et al., 1995). For the West Greenland margin, the nature of the crust is still subject of dispute (Srivastava & Roest, 1995);

- finally, it could either be serpentized upper mantle, as proposed for the Galicia Margin (Boillot et al., 1989; Discovery, 1998), or for the southern Iberia Abyssal Plain (Dean et al., 2000).

One dimensional velocity vs. depth plots obtained in the transitional domain (Region III) along Line “7+11” (Figure 16-b) apparently do not fit the velocity vs. depth plots from the North Atlantic oceanic crust aged 59 to 170 My (White et al., 1992) and from the Mohns Ridge, an ultra-slow spreading ridge (Klingelhöfer et al., 2000) and the south-west Indian ridge as example of oceanic crust formed at slow spreading rate (Muller et al., 1997). Apparently, the seismic refraction signature of the crustal upper layer in the transitional domain cannot be interpreted as oceanic. However, in absence of additional data, and most particularly, in absence of clearly defined magnetic anomalies (the Angola margin was formed during the Cretaceous magnetic quiet times), it is impossible to confirm this interpretation.

On the other hand, compilations comparing seismic refraction velocities and seismic velocities measured on rock samples (Christensen & Mooney, 1995; Holbrook et al., 1992) indicate that the seismic signature of this layer is radically different (in terms of velocities and thickness) from what is usually found for the continental upper crust (the velocities of which generally range between 6.0 and 6.5 km/s).

Concerning the third hypothesis, the range of velocities for serpentized peridotites is very wide (Miller & Christensen, 1997). This hypothesis is thus difficult to confirm. The basement high located at the boundary between the transitional domain and the oceanic domain can be interpreted as a serpentine massif, as in the case of the Galicia Bank Margin (Beslier et al.,

1994). However, at this stage, it would be of little help to discuss any further the origin of this basement high, in absence of additional direct, observational evidence, like drilling.

Therefore, on the sole basis of seismic velocities, we cannot fully support any of the three proposed hypotheses. The nature of the crustal upper layer in the transitional domain cannot be simply deciphered by referring to what is known from the continents or from the oceanic crust.

Nature of the anomalous velocity layer

Anomalous velocity (7.2 – 7.8 km/s) layer is documented below the transitional domain on the eastern side, towards the continent, below the region of maximum thinning.

On the continent side, the anomalous velocity layer is up to 4 – 5 km thick and visible on all refraction profiles (3, “7+11”, 14 and 1). The maximum thickness of this layer is located where the basin reaches its maximum depth, and where the upper layer of the transitional domain reaches its minimum thickness. Based on the gravity data, the presence of this layer can also be hypothetically extrapolated east of the transitional domain, under Region II. The observed characteristics (geometry, thickness and velocities) of the anomalous velocity layer present below the Angola margin are thus not sufficient to decide between the two commonly proposed hypothesis (underplated mantle material vs. serpentinized upper mantle) for the nature of the anomalous velocity layer. But as we already mentioned, we suggest that the Angola Margin cannot fall into the category of volcanic margins. Thus we can dismiss the assumption of underplating which is generally proposed to explain the anomalous velocity layer observed on volcanic margins. However, this does not necessarily mean that this layer is serpentinized mantle.

Indeed, compilations comparing seismic refraction velocities and velocities measured on rock samples (Christensen & Mooney, 1995; Holbrook et al., 1992) indicate that velocities of up to 7.5 km/s are observed in the lower continental crust, at depth > 20 km. Holbrook et al (1992) estimate that velocities of 7.0 km/s or greater are observed on more than 50% of the seismic refraction dataset that samples the lower crust. Based on measurements on rock samples, these

anomalous velocities may correspond either to high grade metamorphic crustal rocks (e. g. granulite facies metapelite or pyroxenite) or to a mixture of mafic and ultramafics crustal rocks. However, while these compilations provide valuable general guidelines, they cannot be straightforwardly applied to draw specific conclusions at a particular location: seismic refraction velocities are average velocities over entire crustal blocks measuring tens of kilometers across and 10-20 km thick. Determinations of lithologies from refraction velocities thus refer to the average composition of the blocks, but due to the extreme diversity of field-measured velocities, average lithologies may not apply; inversely, due to the broad range of rock types which are possible constituents of the lower crust, petrological inferences from refraction velocities are non-unique. In addition, the seismic structure (thickness and velocities) of the continental crust is highly variable, depending on the geological environment and tectonic history of the crust.

Based on the above considerations, we are forced to leave open the question of the origin of the anomalous velocity layer below the eastern side of the transitional domain. This layer can be interpreted as part of the lower crust with the high reflectivity observed in the MCS sections supporting preferentially the hypothesis of interbedded layers of mafic and ultramafic rocks, but it can also be interpreted as serpentinized mantle.

If the anomalous velocity layer is considered as crust, the total crustal thickness in Region III is less than 12 km, which corresponds to a crustal thinning factor of about 3, assuming an initial crustal thickness of 35 km; if it is considered as mantle, the crustal thickness of the intermediary domain is less than about 7 km, and the crustal thinning factor is about equal to 5.

Nature of the crust in region IV

One dimensional velocity vs. depth plots obtained in region IV along Line “7+11” (Figure 16-a) do not fit the velocity vs. depth plots from the North Atlantic oceanic crust aged 59 to 170 My (White et al., 1992). But these profiles resemble to the velocity structure of the southwest Indian ridge, as example of oceanic crust formed at slow spreading rate (Muller et al., 1997),

and to the ultra-slow spreading ridge Mohns Ridge (Klingelhöfer et al., 2000). Thus, on P wave velocity bases, crust in Region IV looks like crust formed at slow spreading ridges. The spreading rate at the beginning of the drifting episode was probably very slow, but in absence of correlative magnetic anomalies during the Upper Cretaceous, it is impossible to provide reliable estimates. The upper crustal layer of region IV shows a great lateral velocity gradient, which can be interpreted like an alternation of gabbros, basalt and serpentine.

In Region IV, on profiles “7+11” and “14”, we observe no arrival at 8 km/s, but only arrivals with velocities of about 7.5 km/s (Figure 7-d-e-f, Figure 11-d-e-f). The characteristics of this layer are comparable to those observed in the Southern Iberia Abyssal Plain (Dean et al., 2000). But in the case of the Iberia Plain, the 7.5 km/s layer is documented all over the transitional domain while in the case of the Angola Margin, this layer is observed in the oceanic domain (Figure 15-a). This lack of Moho reflection may correspond to a serpentinization front depending on the hydrothermal circulation as proposed by several authors (e. g. Boillot et al., 1989; Dean et al., 2000, Figure 15-a).

On the processes that produced the observed crustal thinning

Moulin (2003) reports from the MCS data that tilted blocks are visible only on the shallower part of the continental slope, in region II. If present, tilted blocks at the slope foot or in the deepest part of the basin are necessarily of limited size, too small to be visible on the MCS sections. This suggests that the extension that created the tilted blocks is not significant enough to be entirely held responsible for the observed crustal thinning. In addition, the sub-salt sediment infill, supposedly syn-rift, is flat layered, suggesting that the basin was mainly formed vertically, by subsidence (Moulin et al., 2002; Moulin, 2003). If crustal thinning had occurred by horizontal stretching, the sediment infill would show a fan-shaped layering. Vertical motions, which prevail compared to horizontal motions, cannot therefore be neglected. Horizontal extension alone cannot account for all the observed amount of crustal thinning.

8 Conclusion

The OBS refraction and wide angle reflection data collected during the ZaiAngo cruise provide valuable information on the crustal structure beneath the Aptian salt of the West African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S. Based on geodynamic considerations and thermal numerical models, the Angola margin appears to be of a non-volcanic type.

The margin in the study area is characterized by the presence of a deep sub-salt sediment basin (about 4 km thick, with velocities ranging between about 4.7 and 5.8 km/s) underlain by an intermediary or transitional type crust, that is neither oceanic, neither continental. In this domain, two layers have been identified: an upper crustal layer (with velocities ranging from 5.8 km/s to 6.8 km/s) which thins from 6 km in the east to 3 - 4 km in the west; and an anomalous velocity layer (7.2 to 7.5 km/s) at the base of the crust that is present on the eastern side below the transitional domain. The nature of the upper crustal layer cannot be simply identified by referring to what is known from the continents or from the oceanic crust. The transitional domain is bounded to the west by a basement ridge, which is associated with a positive magnetic and gravimetric anomaly and high seismic velocities (6.6 to 6.8 km/s).

The anomalous velocity layer located at the base of the crust could be interpreted as part of the lower crust, or as serpentinized mantle. The relatively small thickness (< 4 km) of this anomalous velocity layer and the fact that the Angola margin is of non-volcanic type, preclude the hypothesis of underplated mantle material to explain the origin of this anomalous velocity layer. If this layer is considered as lower crust, the total crustal thickness of the intermediary domain is less than 12 km, which corresponds to a crustal thinning factor of 3; if it is considered as anomalous mantle, the crustal thickness of the intermediary domain is less than 7 km, and the crustal thinning factor is equal to 5.

The oceanic crust is 6 to 7 km total thick. On the two main profiles, two crustal layers are documented. The upper layer is 5 km thick, with velocities varying between 5.8 and 6.8 km/s,

showing great lateral velocities variations. This lateral velocity gradient can be interpreted as an alternation of gabbros, basalt and serpentine. The lower layer is 2 km thick and is characterized by velocities of about 7.5 km/s with no arrival at 8 km/s.

Because horizontal extension alone cannot account for all the observed amount of crustal thinning, the processes that control the deep seismic structure of the Angola margin basin may have been vertical processes that durably affected the whole crust and upper mantle (Moulin, 2003).

Acknowledgments:

The ZaiAngo research program was financially and technically supported by Ifremer and TotalFinaElf. We acknowledge B. Savoye (Ifremer) and A. Morash (TotalFinaElf), the project coordinators, who made possible the present seismic experiment. The OBS data were collected thanks to the dedication of the technical group (Yves Auffret, J. -Y. Landuré and Ronan Apprioual) of the Marine Geosciences Department of Ifremer. Keith Louden (University of Dalhousie) made available 6 instruments that were operated at sea by Robert Iliucci and Thomas Funck. We thank TotalFinaElf for the financial and scientific support of this project, especially P. Unternehr, H. Pigeyre and P. Bourges ; M. Séranne for the first interpretation and processing of the seismic data ; Simon Dean and Klaus Bauer, who kindly provided the velocity models of the southern Iberia Abyssal Plain and of the Namibia continental margin. We would like to thank the anonymous reviewers "A & B" and the editor, Prof. Torsten Dahm, who helped to improve significantly the version of the manuscript. We also thank the Captains and crew of both R/V Le Nadir and R/V Le Suroit (especially "DD, Le canonier" and "Aldo, Le Maitre d'Hotel"). The GMT software package (Wessel & Smith, 1995) and Seismic Unix (Stockwell, 1999) were used in the preparation of this paper.

9 References

Avedik, F., Renard, V., Allenou, J.P. & Morvan, B., 1993. "Single bubble" air-gun array for deep exploration, *Geophysics*, **58**, 366-382.

Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmerman, R., Hinz, K., Fetchner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R.B. & Weber, K., 2000. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies, *J. Geophys. Res.*, **105**, 25,829-25,853.

Beslier, M.O., Cornen, G., Sawyer, D. S., Whitmarch, R. B., Klaus, A., Collins, E. S., Comas, M. C., de Kaenel, E., Gervais, E., Gibson, I., Harry, D. L., Hobart, M., Kanamatsu, T., Krawczyk, C. M., Liu, L., Lofts, J. C., Marsaglia, K. M., Meyers, P. A., Seifert, K. E., 1994. Peridotites and gabbros at the ocean-continent transition of a passive margin - preliminary results of the ODP Leg 149 in the Iberia Abyssal Plain, *C. R. Acad. Sc., Paris*, **319**, 1223-1229.

Boillot, G., Beslier, M.O. & Girardeau, J., 1995. Nature, structure and evolution of the ocean-continent boundary: The lesson of the West Galicia margin (Spain), In: Banda, E., Torné, M, Talwani, M (Eds), *Rifted Ocean Continent Boundaries*. Kluwer, Norwell, Mass., **463**, 219-230.

Boillot, G., Feraud, G., Recq, M. & Girardeau, J., 1989. "Undercrusting" by serpentinite beneath rifted margins, *Nature*, **341**, 523-525.

Bown, J. & White, R., 1995. Effect of finite extension duration rate on melt generation at rifted continental margins, *J. Geophys. Res.*, **100**, 18,011-18,029.

Chian, D. & Loudon, K.E., 1994. The continent-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin, *J. Geophys. Res.*, **99**, 9117-9135.

Chian, D., Loudon, K.E. & Reid, I., 1995. Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of non volcanic continental margins, *J. Geophys. Res.*, **100**, 24239-24253.

Chian, D., Reid, I.D. & Jackson, H.R., 2001. Crustal structure beneath Orphan Basin and implications for nonvolcanic continental margin, *J. Geophys. Res.*, **106**, 10,923-10,940.

Christensen, N.I. & Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, **100**, 9761-9788.

Contrucci, I., 1999. Structures profondes des bassins nord Ligure et nord Tyrrhénien, Publication B.R.G.M 292, Université de Corse, Thèse de Doctorat, 264.

Contrucci, I., Nercessian, A., Mauffret, A., Bethoux, N. & Pascal, G., 2001. A Ligurian (Western Mediterranean Sea) geophysical transept revisited, *Geophys. J. Int.*, **146**, 74-97.

Contrucci, I., Sibuet, J.-C., Beuzard, P., Nouzé, H., Géli, L. & Seranne, M., 1999. "Modélisation gravimétriques 3D à partir des données des missions ZaiAngo 1 et 2: limitations actuelles et perspectives", Ifremer - Elf Publications, 130-136.

Dean, S.M., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B. & Loudon, K.E., 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles : The IAM-9 transect at 40°20'N, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5859-5885.

Discovery, W.G., 1998. Deep structure in the vicinity of the ocean-continent transition zone under the southern Iberia Abyssal Plain, *Geology*, **26**, 743-746.

Emery, K.O., & Uchupi, E., 1984. *The Geology of the Atlantic Ocean*, Springer-Verlag, Berlin, 1050.

Emery, K.O., Uchupi, E., Phillips, J., Bowin, C. & Mascle, J., 1975. Continental Margin Off Western Africa: Angola to Sierra Leone, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **59**, 2202-2265.

Holbrook, W.S., Mooney, W.D. & Christensen, N.I., 1992. The seismic velocity structure of the deep continental crust, In: Elsevier (Eds), *Lower Continental Crust*. D.M. Fountain, R. Arculus, R. Kay, Amsterdam, 1-43.

Jackson, M.P.A., Cramez, C. & Fonck, J.M., 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in Creation of south Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks, *Mar. Pet. Geol.*, **17**, 477-498.

Klingelhöfer, F., Géli, L., Matias, L., Steinsland, N. & Mohr, J., 2000. Crustal structure of a super-slow spreading centre: a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72°N, *Geophys. J. Int.*, **141**, 509-526.

Korenaga, J.; Holbrook, W. S.; Kent, G. M.; Kelemen, P. B.; Detrick, R. S.; Larsen, H. C.; Hopper, J. R.; Dahl-Jensen, T., 2000. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, *Journal of geophysical Research*, **105**, 21591-21614

LASE, S.G., 1986. Deep structure of the US East Coast passive margin from large aperture seismic experiment (LASE), *Mar. Pet. Geol.*, **3**, 234-242.

Ludwig, W.J., Nafe, J.E. & Drake, C.L., 1970. Seismic refraction, In: *The Sea*. ed. Maxwell, A. E., Wiley, New York, **4**, 53-84.

Marzoli, A., Melluso, L., Morra, V., Renne, P.R., Sgrosso, I., D'Antonio, M., Morais, L.D., Morais, E.A.A. & Ricci, G., 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Paranà-Etendeka Continental flood basalt province, *J. Geody.*, **28**, 341-356.

Meyers, J.B., Rosendahl, B.R. & Austin, J.A., 1996. Deep-penetrating MCS images of the South Gabon Basin: implications for rift tectonics and post-breakup salt remobilization, *Basin Research*, **8**, 65-84.

Miller, D.J. & Christensen, N.I., 1997. Seismic velocities of lower and upper mantle rocks from slow-spreading Mid-Atlantic Ridge, south of the Kane Transform (Mark), *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, **153**, 437-454.

Minshull, T.A., Dean, S.A., White, R.S. & Whitmarsh, R.B., 2001. Anomalous melt production after continental break-up in the southern Iberia Abyssal Plain, In: *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A comparison of Evidence from Land and Sea*, Wilson, R. C. L., Whitmarsh, R. B., Taylor, B., Froitzheim, N., (Eds), London, Geological Society Special Publications, 537-550.

Mohriak, W.U., Rabelo, J.H.L., Matos, R.D. and Barros, M.C., 1995. Deep seismic reflection profiling of sedimentary basins offshore Brazil: geological objectives and preliminary results in the Sergipe Basin. *J. Geodyn.* **20**, 515–539.

Moulin, M., Contrucci, I., Olivet, J-L., Aslanian, D., Géli, L., Sibuet, J-C., Nouzé, H., Réhault, J-P., Unternehr, P., 2002, “ Deep structure of the Angola margin ”, EGS, Nice Avril 2002.

Moulin, M., Aslanian, D., Contrucci, I., Géli, L., Klingelhofer, F., Matias, L., Olivet, J-L., Réhault, J-P., 2003 ,” Study of deep structure of the Angola margin using multichannel vertical reflection and refraction seismics”, EGS-AGU-EUG, Nice April 2003.

Moulin, M, 2003, « Etude géologique et Géophysique des marges continentales passives : exemple du Zaïre et de l’Angola », PhD Thesis, Université de Bretagne Occidentale, p. 340.

Muller, M.R., Robinson, C.J., Minshull, T.A., White, R.S. & Bickle, M.J., 1997. Thin crust beneath Ocean Drilling Program borehole 735B at the Southwest Indian ridge, *Earth Planet. Sc. Lett.*, **148**, 93-107.

Mutter, J.C., R, B.W. & Zehnder, 1988. Convective partial melting, I, A model for the formation of thick basalt sequences during initiation of spreading, *J. Geophys. Res.*, **93**, 1031-1048.

Reid, I., 1994. Crustal structure of a non volcanic rifted margin east of Newfoundland, *J. Geophys. Res.*, **99**, 15161-15180.

Reyre, D., 1984. Caractères pétroliers et évolution géologique d'une marge passive, le cas du bassin bas Congo-Gabon, *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. ELF-Aquitaine*, **8**, 303-332.

Rosendahl, B.R., Kilembe, E. & Kaczmarick, K., 1992. Nature of the transition from continental to oceanic crust and the meaning of the reflection Moho, *Geology*, **20**, 721-724.

Sandwell, D.T. & Smith, W.H.F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, **102**, 803-827.

Seranne, M., Seguret, M. and Fauchier, M., 1992. Seismic super-units and post-rift evolution of the continental passive margin of southern Gabon. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **163**, 135–146

Srivastava, S.P. & Roest, W.R., 1995. Nature of thin crust across the southwest Greenland margin and its bearing on the location of the ocean-continent boundary, Banda, E., Torné, M. et al. (Eds), In: *Rifted Continent-Ocean Boundaries*. Kluwer Academic Press, Netherlands.

Stockwell, Jr. J. W., 1999. The CWP/SU: Seismic Unix package, *Computers & Geosciences*, **25**, 415-419.

Rabinowitz, P. D. & Labrecque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins, *J. Geophys. Res.* **84**, 5973-6002.

Schmitt, A. K. ; Emmerman, R.; Trumbull, R. B.; Buhn, B.; Henjes-Kunst, F., 2000. Petrogenesis and Ar-40/Ar-39 geochronology of the Brandberg complex, Namibia: Evidence for a major mantle contribution in metaluminous and peralkaline granites, *Journal of Petrology*, **41**, 1207-1239.

Talwani, M., Worzel, J.L. & Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.* **64**, 49-59.

Teisserenc, P. & Villemin, J., 1990. Sedimentary basin of Gabon; geology and oil systems, In: Edwards, J. D., Santogrossi P. A. (Eds), *Divergent / passive margin basins*, AAPG Memoir, **48**, 117-199.

Thinon, I., 1999. Structure profonde de la marge Nord-Gascogne et du Bassin armoricain (golfe de Gascogne), Université de Bretagne Occidentale.

Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J.-P. & Olivet, J.-L., 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne; Pyrenean deformations in the Bay of Biscay, *C. R. Acad. Sc., Paris*, **332**, 561-568.

Tréhu, A.M., Ballard, A., Dorman, L.M., Gettrust, J.F., Klitgord, K.D. & Schreiner, A., 1989. Structure of the lower crust beneath the Carolina Trough, U. S. Atlantic continental margin, *J. Geophys. Res.*, **94**, 10,585-10,600.

Unternehm, P., Curie, D., Olivet, J. L., Goslin, J. and Beuzart, P., 1988. South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America, *Tectonophysics*, **155**, 169-179.

Wanneson, J., Icart, J.-C. & Ravat, J., 1991. Structure and evolution of adjoining segments of the west african margin determined from deep seismic profiling, *Geodynamics*, **22**, 275-289.

Watts, A.B. & Steward, J., 1998. Gravity anomalies and segmentation of the continental margin offshore West Africa, *Earth Planet. Sc. Lett.*, **156**, 239-252.

Wessel, P. & Smith, W.H.F., 1995. A new version of the Generic Mapping Tools (GMT), *Eos*, **76**, 329.

White, R. & McKenzie, D., 1989. Magmatisme at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, **94**, 7685-7729.

White, R.S., McKenzie, D. & O'Nions, R.K., 1992. Oceanic Crustal Thickness from seismic measurements and rare earth element inversions, *J. Geophys. Res.*, **97**, 19,683-19,715.

White, R.S., Westbrook, G.K., Bowen, A.N., Fowler, S.R., Spence, G.D., Prescott, C., Barton, P.J., Joppen, M., Morgan, J. & Bott, M.H.P., 1987. Hatton Bank (northwest U.K.) continental margin structure, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **89**, 265-271.

Whitmarsh, R., White, R., Horsefield, S.J., Sibuet, J.C., Recq, M. & Louvel, V., 1996. The ocean-continent boundary of the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia Bank, *J. Geophys. Res.*, **101**, 28,291-28,314.

Whitmarsh, R.B. & Miles, P.R., 1995. Models of the development of the west Iberia rifted continental margin at 40°30' N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, **100**, 3789-3806.

Whitmarsh, R.B. & Wallace, P.J., 2001. The Rift-to-Drift Development of the West Iberia Nonvolcanic Continental Margin: A Summary and Review of the Contribution of Ocean

Drilling Program Leg 173, Beslier, M.O., Whitmarsh, R. B., Wallace, P. J., & Girardeau, J. (Eds),
In: Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, **173**, 1-36.

Zelt, C.A. & Ellis, R.M., 1988. Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid travel time and amplitude forward modeling, *Can. J. expl. Geophys.*, **24**, 16-34.

Zelt, C.A. & Forsyth, D.A., 1994. Modeling wide-angle seismic data for crustal structure: Southeastern Grenville Province, *J. Geophys. Res.*, **99**, 11,687-11,704.

Zelt, C.A. & Smith, R.B., 1992. Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, **108**, 16-34.

10 Figure caption

Figure 1: a) Satellite derived free air gravity anomaly map (Sandwell & Smith, 1997) and location of the ZaiAngo study area (white dots indicate OBH/OBS positions). Dotted lines indicate previous studies. A-A' represents an MCS line controlled with ESPs (Wanesson et al., 1991). B-B' represents the gravity line modeled by Watts & Steward (1998) in the PROBE study area (Meyers et al., 1996). b) Free air anomaly map obtained by merging shipboard data (from the ZaiAngo (1 & 2) and Guinness cruises) and from satellite derived gravity data gridded at a 2' grid spacing (Contrucci et al., 1999). c) Inset indicates the location of the gravity data used to construct the gravity map (b): points indicate satellite gravity grid nodes; continuous lines indicate ship tracks.

Figure 2 : Main MCS lines (TWTT section, from Moulin et al., 2002; Moulin, 2003) across the Angola margin: profile 14 (up), profile 7+11 (middle), profile 3 (bottom). Shot points are indicated (500 shot points represent 50 km). Thin line drawings within the post-salt sedimentary layer are based on both ZaiAngo MCS data and unpublished seismic lines from the oil industry (courtesy of TotalFinaElf). Thick line drawings (salt base and subsalt reflectors) are based on the ZaiAngo MCS data. Below the base of the salt, the four structural domains (I, II, III, IV) described in the text are indicated. Region I: unthinned continental. Region II: domain where the maximum thinning of continental crust occurs. Region III: transitional domain. Region IV: oceanic domain. The Aptian base of the salt corresponds to a level of weakness where the salt tectonic takes roots.

Figure 3: Profile 3: velocity (a and b) and gravity (c) model. Colors in a) and b) indicate the velocity scale. Triangles indicate the position of the 9 instruments (OBH/OBS). Regions I, II, III and IV are described in the text (see caption, Figure 2). a) The velocity model is converted in Two Way Travel Time and superimposed to the MCS line. The post-salt sedimentary layers based

on the interpretation of the MCS data were used in the refraction modeling process to constrain the geometry of the interfaces. The strong geometric constraints offered by the MCS lines thus increase the reliability of the P-velocity model for the pre-salt layers. Illuminated areas correspond to the seismic ray path coverage. b) Velocity model in depth, contoured every 0.2 km/s, the striped zone represents the salt area. The Aptian base of the salt corresponds to a level of weakness where the salt tectonic takes roots. White zones correspond to areas which are not covered by the seismic ray path. c) Gravity modeling. Black ticks represent the free air anomaly extracted from the merged gravity map, shown in Figure 2. Red line is the computed free air anomaly, obtained by converting the velocity model into a density model using the Ludwig et al. (1970) relationship, except for the salt layer (see text). The dashed green line represents the magnetic anomaly recorded along the profile.

Figure 4 : ocean bottom instrument Z07 (a,b,c) and Z06 (d,e,f) of profile 3, located in region II. a) The seismic record is represented with a reduction velocity of 6 km/s. c) Synthetic seismogram calculated by using the asymptotic ray theory code (see text for the methodology), represented with a reduction velocity of 6 km/s. d) Travel time modeling (continuous line) and picked (in black with error bar). On a), b) and c) arrivals from the base of the subsalt basin are asymmetric and constrain the dip of the basin. We can also observe the deformation of the travel time due to the presence of the salt diapirs. d) Seismic record is represented with a reduction velocity of 6 km/s. e) Synthetic seismogram, represented with a reduction velocity of 6 km/s. f) Travel time fits between modeling (continuous line) and picks (in black with error bar). The double reflection on d), e) and f) observed on this instrument constrains the thickness of the anomalous velocity layer.

Figure 5 : Detail of MCS profile 3. Below the base of the salt, we can observe the layered seismic facies, the transparent seismic facies, and the energetic reflection. Black lines represent the velocity model converted in Two Way Travel Time and superimposed to the MCS line to see

the relation between MCS seismic facies and velocity model. The layered seismic facies corresponds to the subsalt basin; the transparent seismic facies corresponds to the crust; the anomalous velocity layer is included in the energetic reflections. L1, L2, L3, L4, L5, L6, L7, L8, L9 and L10 represent the number of the layer described in the text. Triangles represent the OBS location.

Figure 6 : Profile 7+11: velocity model (a) and gravity (b) model. White zones correspond to areas which are not covered by the seismic ray path. Triangles indicate the position of the 26 OBHs/OBSs. Regions I, II, III and IV are described in the text (see caption, Figure 2).
 a) Velocity model in depth, contoured every 0.2 km/s, the striped zone represent the salt area. The Aptian base of the salt corresponds to a level of weakness where the salt tectonic takes roots.
 b) Gravity modeling. Black error bars represent the free air anomaly extracted from the merged gravity map, shown in Figure 2. Continuous line is the computed anomaly, obtained by converting the velocity model into a density model using the Ludwig et al. (1970) relationship, except for the salt layer (see text). The dashed line represents the magnetic anomaly recorded along the profile.

Figure 7 : ocean bottom instrument Z22 of profile 7+11, located in region III and ocean bottom instrument Z44 of profile 7+11, located in region IV. a) Seismic record Z22 is represented with a reduction velocity of 6 km/s. b) Synthetic seismogram Z22 represented with a reduction velocity of 6 km/s. c) Travel time fits between model (continuous line) and picks (in black with error bar), represented with a reduction velocity of 6 km/s. This record constrains the existence of the basement ridge on the profile. d) Seismic record Z44 is represented with a reduction velocity of 7.2 km/s. e) Synthetic seismogram for Z44 represented with a reduction velocity of 7.2 km/s. f) Travel time fits between model (continuous line) and picks (in black with error bar), represented with a reduction velocity of 7.2 km/s. This record constrains the existence

of the anomalous velocity layer in the oceanic domain. Note that there is not arrival at 8 km/s observed.

Figure 8 : a) profile 1 , b) profile 9 and c) profile 12, velocity models in depth, contoured every 0.2 km/s, the striped zone represent the salt area. The base of the salt corresponds to a level of weakness where the salt tectonic takes roots. White zones correspond to areas which are not covered by the seismic ray path. Triangles indicate the position of the OBHs/OBSs. Region III and IV are described in the text (see caption, Figure 2).

Figure 9 : ocean bottom instrument Z48 of profile 12, located in region IV. a) Seismic record is represented with a reduction velocity of 8. km/s. b) Synthetic seismogram represented with a reduction velocity of 8. km/s. c) Travel time fit between model (continuous line in color) and picks (in black with error bar), represented with a reduction velocity of 8 km/s. Note arrival at 8 km/s clearly observed in the oceanic domain.

Figure 10 : Profile 14 : velocity (a) and gravity (b) model. a) Velocity model in depth, contoured every 0.2 km/s, the striped zone represent the salt area. The base of the salt corresponds to a level of weakness where the salt tectonic takes roots. White zones correspond to areas which are not covered by the seismic ray path. Triangles indicate the position of the 14 OBHs/OBSs. Regions II, III and IV are described in the text (see caption, Figure 2). b) Gravity modeling. Black errors bars represent the free air anomaly extracted from the merged gravity map, shown in Figure 2. Continuous line is the computed anomaly, obtained by converting the velocity model into a density model using the Ludwig et al. (1970) relationship, except for the salt layer (see text). The dashed line represents the magnetic anomaly recorded along the profile.

Figure 11 : a) Seismic record of ocean bottom instrument Z61 of profile 14, located in region III. is represented with a reduction velocity of 6 km/s. b) Synthetic seismogram represented with a reduction velocity of 6 km/s. c) Travel time modeling (continuous line) and

picked (in black with error bar), represented with a reduction velocity of 6 km/s. We evidence a high velocity layer, thus a local velocity inversion. Note the gap of energy transmission due to the presence of this layer. d) Seismic record of ocean bottom instrument Z50 of profile 14, located in region III, represented with a reduction velocity of 7.2 km/s. e) Synthetic seismogram represented with a reduction velocity of 7.2 km/s. f) Travel time fits between model (continuous line) and picks (in black with error bar), represented with a reduction velocity of 7.2 km/s. This record constrains the existence of the anomalous velocity layer in the oceanic domain. Note that there is no 8 km/s arrival observed.

Figure 12 : velocity model of Profile 17, white zones correspond to areas which are not covered by the seismic ray path. Triangles indicate the position of the 4 OBHs/OBSs. Regions III is described in the text (see caption, Figure 2). Velocity model is in depth, contoured every 0.2 km/s. The base of the salt corresponds to a level of weakness where the salt tectonic takes roots.

Figure 13 : The three main velocity profiles (profile 14 (up), profile 7+11 (middle), profile 3 (bottom)) of this study. White zones correspond to areas which are not covered by the seismic ray path, the striped zone represent the salt area. The base of the salt corresponds to a level of weakness where the salt tectonic takes roots. Triangles indicate the position of the OBHs/OBSs. Regions II, III and IV are described in the text (see caption, Figure 2).

Figure 14 : different crustal structure of the West African margin, plotted at the same range, proposed by previous studies. a) Wannesson et al., (1991), section from the south Gabon margin from MCS line and ESP, numbers represent velocities in km/s, (dashed line, located on B-B' on Figure 1). b) Superimposition of Watts et al. (1998) crustal section (dashed line, located on B-B' on Figure 1) and profile 7+11 (continuous line and grey bodies), numbers represent velocities in km/s of this study. c) Variation of final melt thickness (numbers on the curves in km) with crustal thinning factor (Beta) diagram from Bown & White (1995). These curves were calculated with an asthenosphere potential temperature of 1300°C and an initial lithosphere

thickness of 125 km (see Bown & White (1995) for details). The Angola margin, represented by a black circle, lies in the non volcanic domain in this diagram. Gal6: Galicia bank line 6; Gal7: Galicia bank line 7; IB: Iberia margin; BIS: Bay of Biscay margin; TAG: Tagus Abyssal Plain (see Bown & White (1995) for details).

Figure 15: comparison between our crustal section along profile “7+11” (b) and an example of a typical non-volcanic margin, the southern Iberia Abyssal Plan (a) (Dean et al., 2000) and an example of a typical volcanic margin (c) (Bauer et al., 2000). The three crustal sections are represented with the same scale and same velocity range. Triangles indicate the location of the ocean bottom instruments and onland seismic stations. Inset map indicates the location of the 3 sections.

Figure 16 : (a) One dimensional velocity profiles (continuous lines) versus depth located on the oceanic domain of profile 7+11 below ocean bottom instruments located in region IV (a) and region III (b). These profiles are overlaid by the velocity bounds of Atlantic oceanic crust aged 59-170 Ma (in grey ,White et al., 1992), and by velocity profile from the ultra-slow spreading ridge of South-West Indian (dashed line, Muller et al., 1997).

Table 1. Number of picks, rms misfit and χ^2 parameter for each layer identified on profile 3 (Figure 5).

	Phases	No. npts	Rms misfit (s)	χ^2
layer 1, water	Reflected phase	771	0.055	1.224
layer 2, Plio- Quaternary	Reflected phase	172	0.079	0.629
	Refracted phase	17	0.095	0.950
layer 3, base of the Pliocene and intra- Miocene	Reflected phase	90	0.102	1.047
	Refracted phase	128	0.078	0.615
layer 4, intra- Miocene reflector and base of the Oligocene	Reflected phase	119	0.069	0.484
	Refracted phase	136	0.038	0.147
layer 5, base of the Oligocene and top of the salt	Refracted phase	173	0.086	0.749
	Reflected phase	64	0.125	1.581
layer 6, the salt.	Refracted phase	318	0.114	1.302
	Reflected phase	32	0.074	0.568
layer 7, sub-salt sediments	Refracted phase	342	0.121	1.463
	Reflected phase	34	0.172	3.049
layer 8, crust.	Refracted phase	708	0.124	1.528
	Reflected phase	9	0.054	0.323
layer 9, anomalous velocity layer.	Refracted phase	63	0.108	1.176
	Reflected phase	114	0.111	1.234
layer 10, upper mantle.	Refracted phase	106	0.129	1.688



THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

SPECIALITE : GEOSCIENCES MARINES

Maryline Moulin

Étude géologique et géophysique des marges continentales passives : exemple du Zaïre et de l'Angola

Volume 2 : illustrations

Soutenue le 28 novembre 2003.

Devant la commission d'examen composée par :

M. D. ASLANIAN	Chercheur, IFREMER, Brest	Tuteur
M. R. GUIRAUD	Professeur, Univ. de Avignon, Avignon	Examineur
M. P. HUCHON	Professeur, Univ. P. et M. Curie, Villefranche	Rapporteur
M. Y. LAGABRIELLE	HDR, Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Examineur
M. L. MATIAS	Chercheur, Univ. de Lisboa, Lisbonne	Examineur
M. J.-L. OLIVET	Chercheur, IFREMER, Brest	Co-Directeur de thèse
M. J.-P. REHAULT	Professeur, Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Directeur de thèse
M. J.-L. RUBINO	Total, Pau	Rapporteur
M. P. UNTERNEHR	Total, Paris	Rapporteur

Introduction

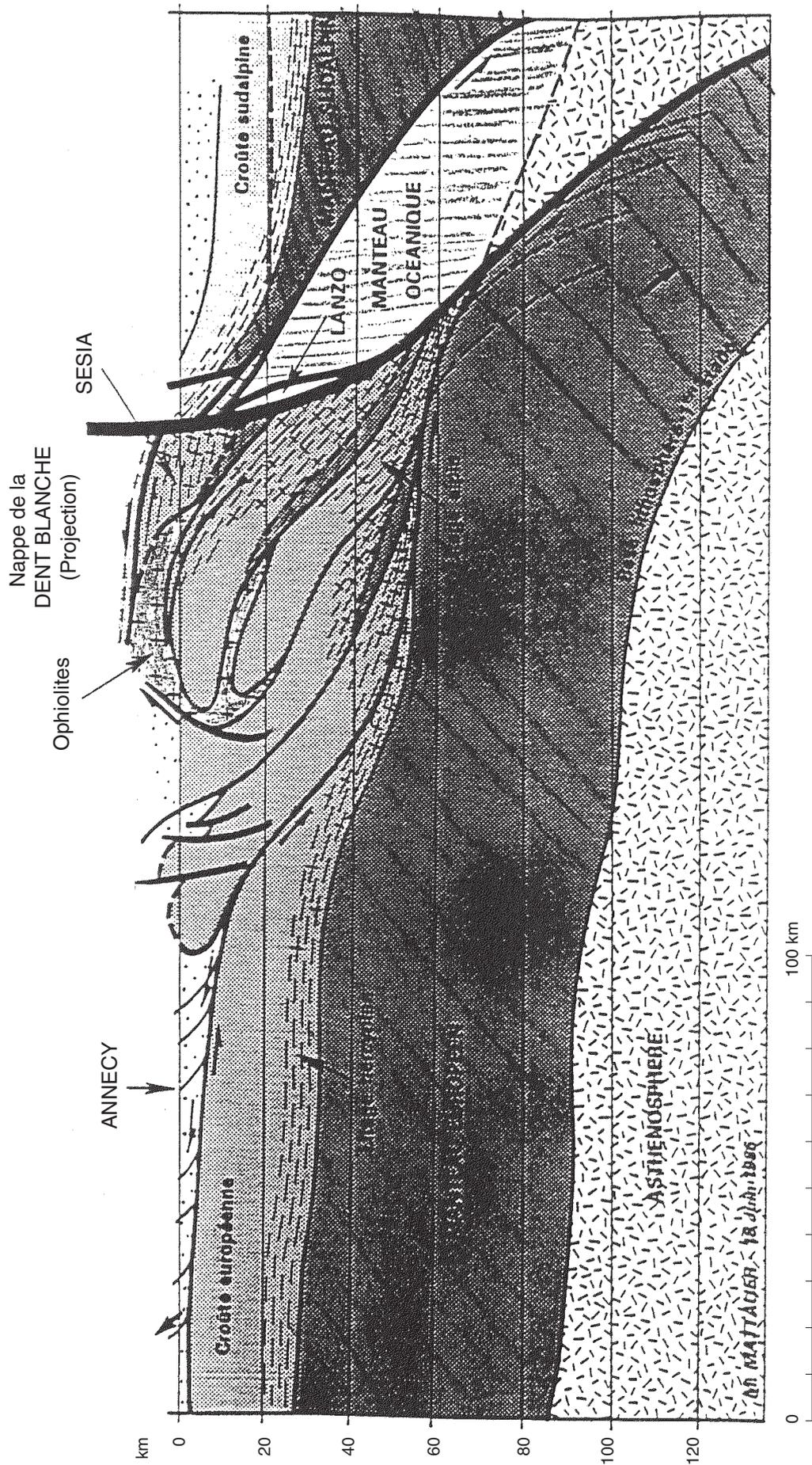


Fig. 1 : Coupe des Alpes Françaises dessinée dans l'hypothèse d'un « prisme d'accrétion crustal » et d'une appartenance « européenne » de Sesia (d'après Mattauer, 1986). Cette coupe a été dessinée à l'échelle lithosphérique parce qu'on ne peut pas adopter une géométrie de la croûte sans se référer à un modèle lithosphérique. Cette coupe a une valeur indicative, qui propose seulement de poser les grands problèmes de formation d'une orogénèse. Elle montre surtout sur quel milieu hétérogène se forment les marges continentales passives, à l'encontre des hypothèses prises dans les modèles d'amincissement actuels.

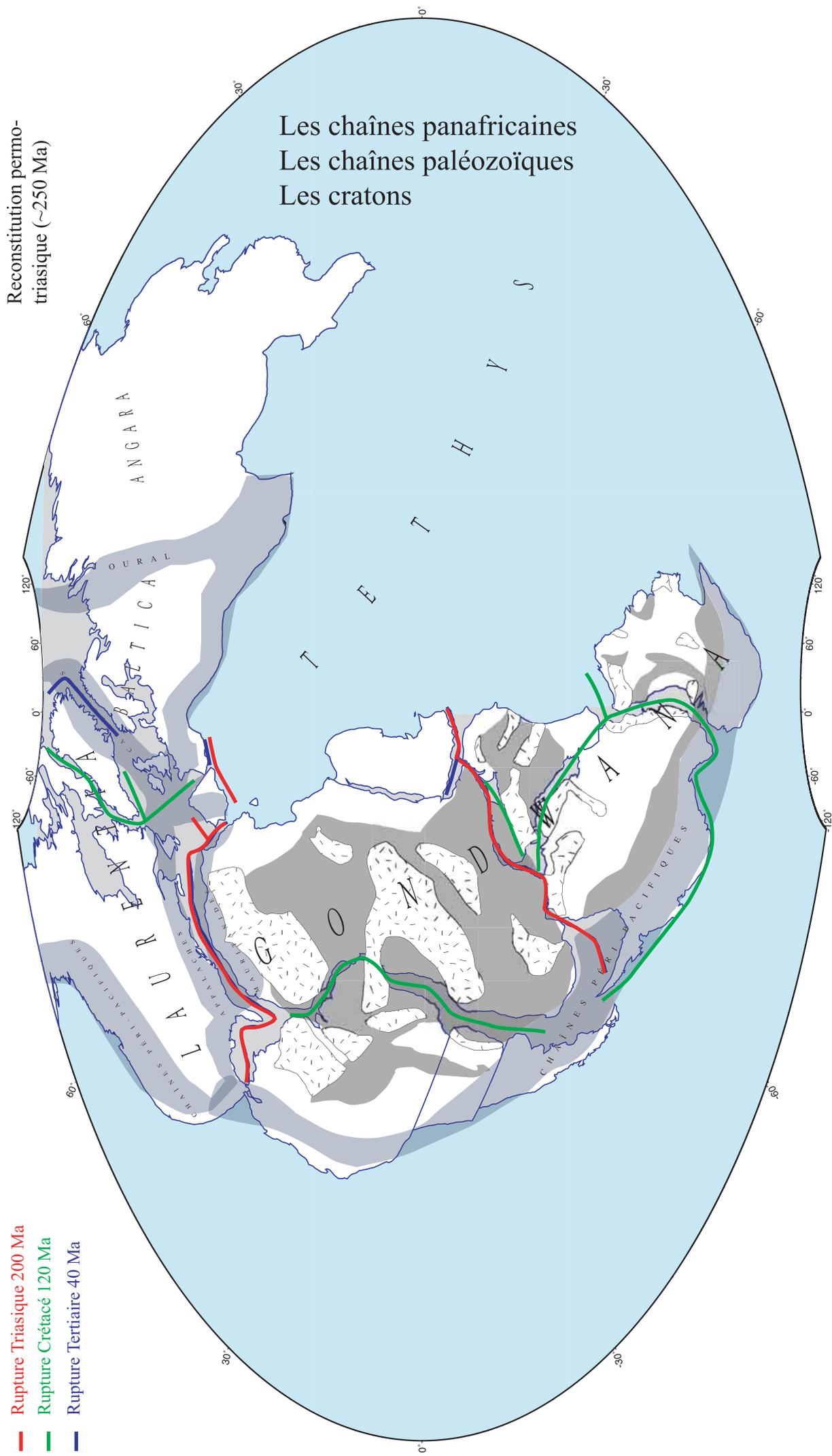


Fig. 2 : Reconstitution de la Pangée au Permo Trias (250 Ma environ) d'après Olivet & Aslanian (inédit) juste avant les premiers signes de rupture de la Pangée. Cette reconstruction permet de mettre en évidence les trois grandes phases de distension qui se sont produites depuis 250 Ma. En rouge, sont marquées les premières générations de marge (Triasique) qui découpent la Pangée en trois continents de masse équivalente. En vert, sera représentée la seconde génération de marge (Crétacé), enfin la troisième génération sera identifiée en bleu. Cette figure montre que les marges sont des structures qui évoluent dans le temps et dans l'espace, mais aussi que la répartition des marges continentales passives n'est pas aléatoire, les marges se forment sur les traces d'anciennes orogènes d'âge différent selon les contextes.

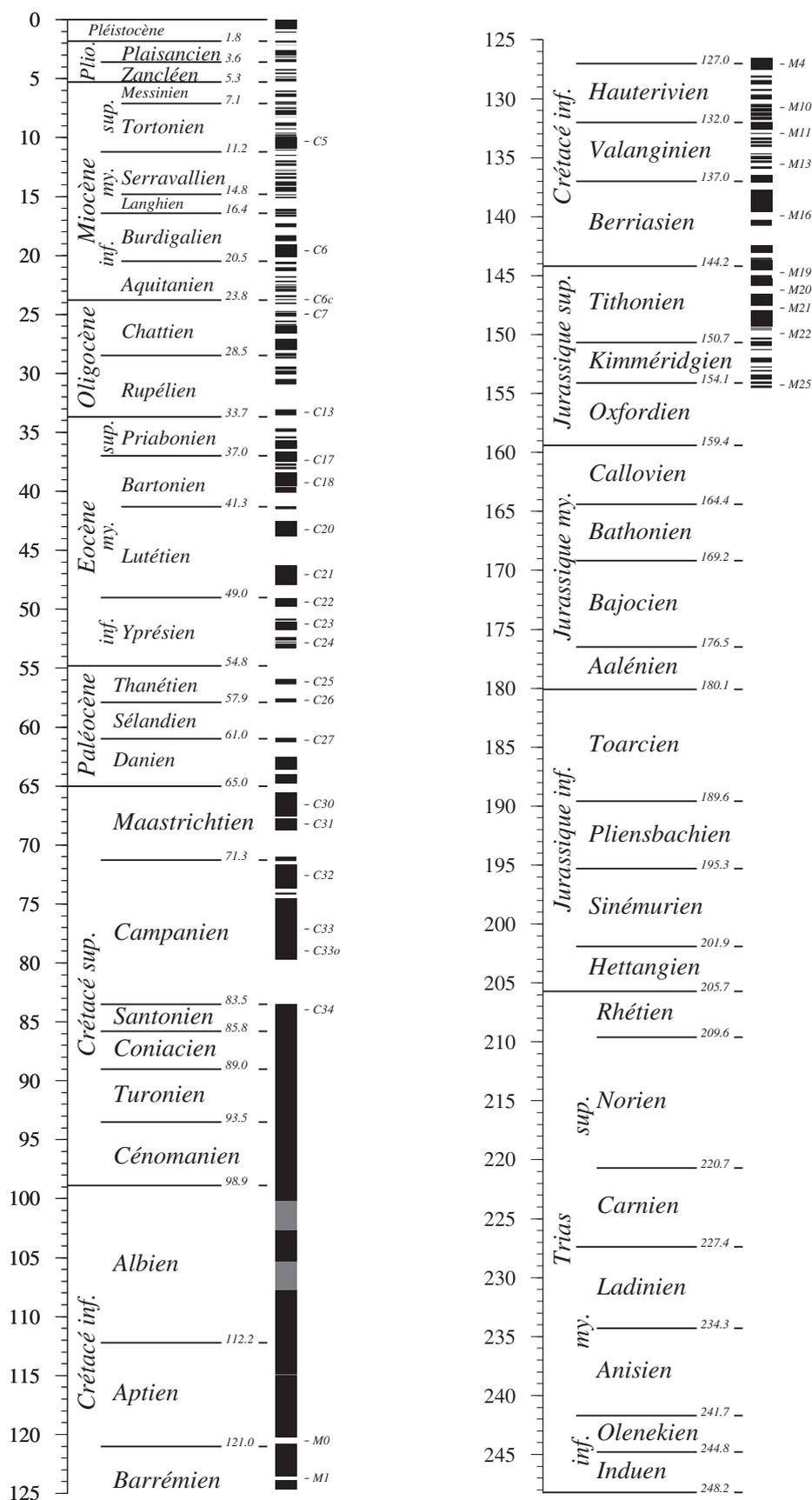


Fig. 3 : Échelle chronomagnétique et stratigraphique utilisée dans le présent travail. Les sources compilées (d'après Fidalgo González, 2001) pour la réaliser sont : pour les inversions magnétiques, Gradstein *et al.* (1994) (Mésozoïque) et Cande et Kent (1995) (Cénozoïque) ; pour la partie stratigraphique, Gradstein *et al.* (1994) (Mésozoïque) et Berggren *et al.* (1995) (Cénozoïque). La figure provient de Fidalgo González (2001).

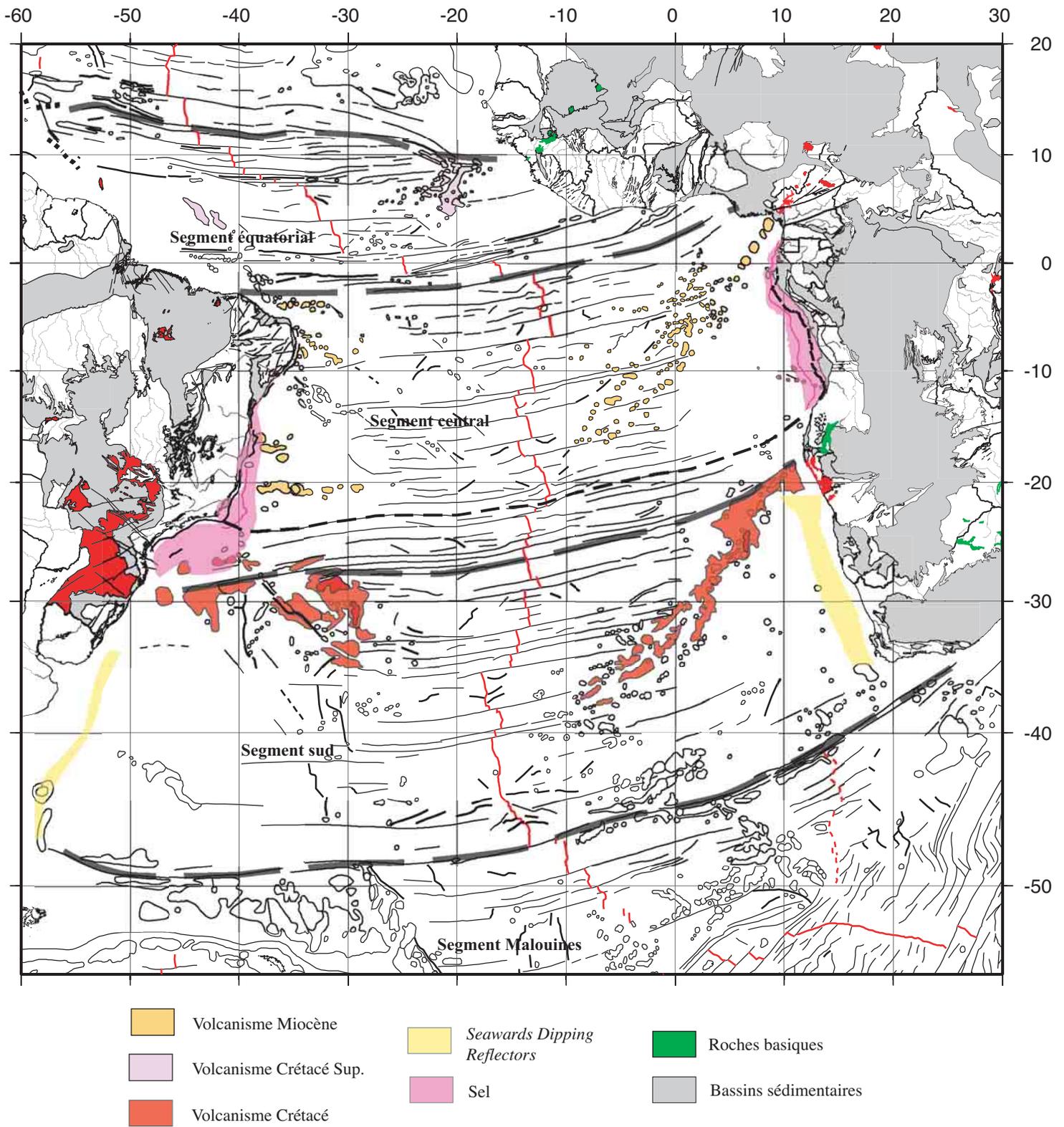


Fig. 4 : Carte structurale de l'océan Atlantique Sud montrant la répartition des quatre segments (Olivet, comm. pers.) (traits pointillés gras), ainsi que des principales structures volcaniques et sédimentaires. Les bassins sédimentaires (en gris) ont été reportés sur les deux continents africain et sud-américain, la dorsale et les zones de fracture proviennent d'une interprétation de la carte gravimétrique de Sandwell & Smith (1997) d'après Aslanian (comm. pers.). Cette figure montre l'inégalité dans la répartition du volcanisme, tout le volcanisme crétacé est concentré dans le segment sud (Ride de Walvis et de Rio Grande) et plutôt du côté sud-américain (province volcanique de Parana). La carte est en projection Mercator.

Chapitre I :
Zone d'étude – Etats des lieux

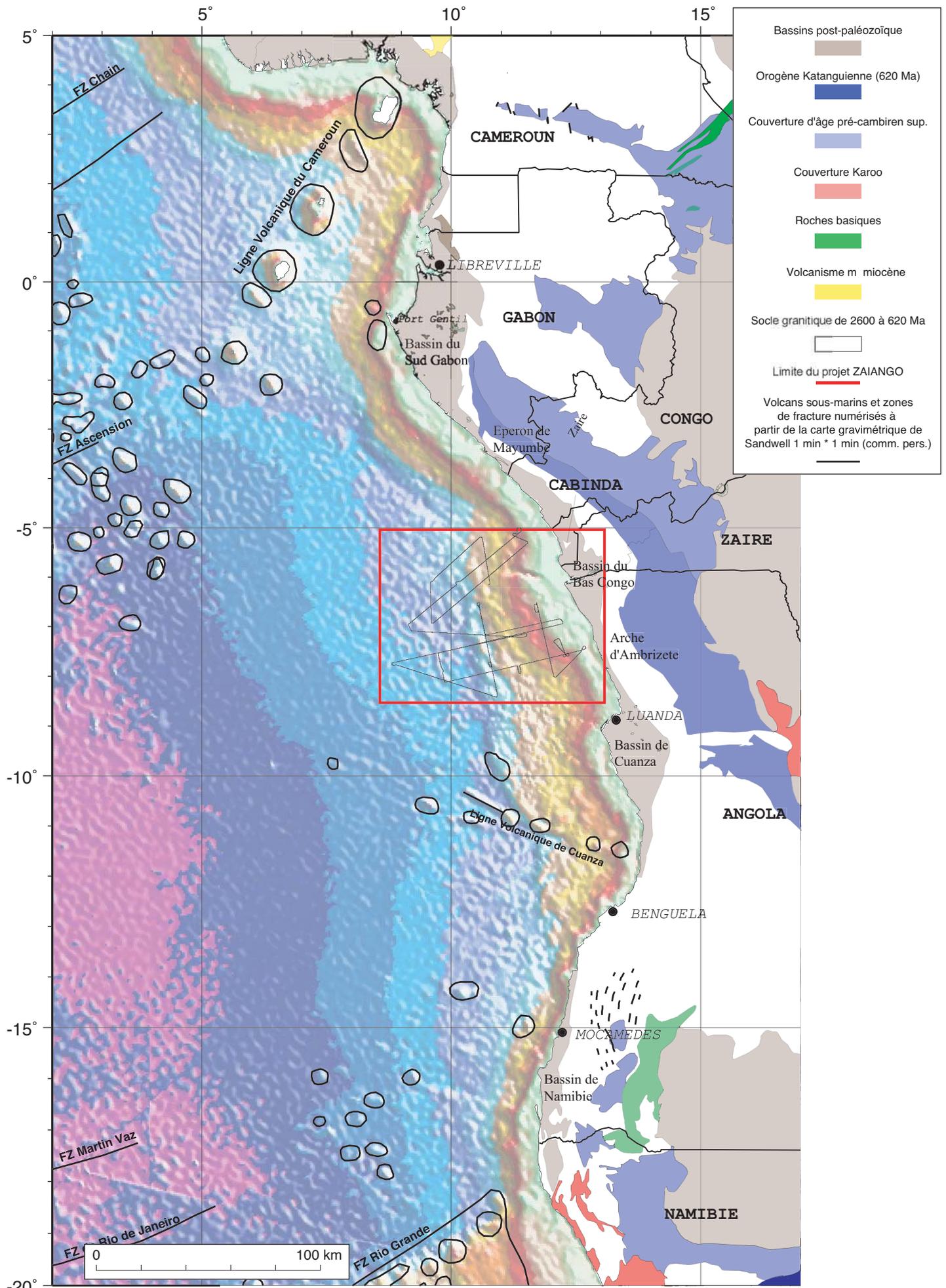


Fig. I-1 : Carte générale des marges du segment Central entre les zones de fracture équatoriales au Nord et la ride de Walvis au Sud sur un fond bathymétrique prédite (Sandwell & Smith, 1997). Les structures en mer sont déduites de l'interprétation de la carte gravimétrique 1 min * 1 min de Sandwell (comm. pers.). Les formations géologiques ont été reportées à Terre, à partir de la numérisation de la carte tectonique internationale de l'Afrique (A.S.G.A et Unesco, 1968). Le plan de position des campagnes Zaiango (cadre rouge) a été reporté. La carte est en projection Mercator.

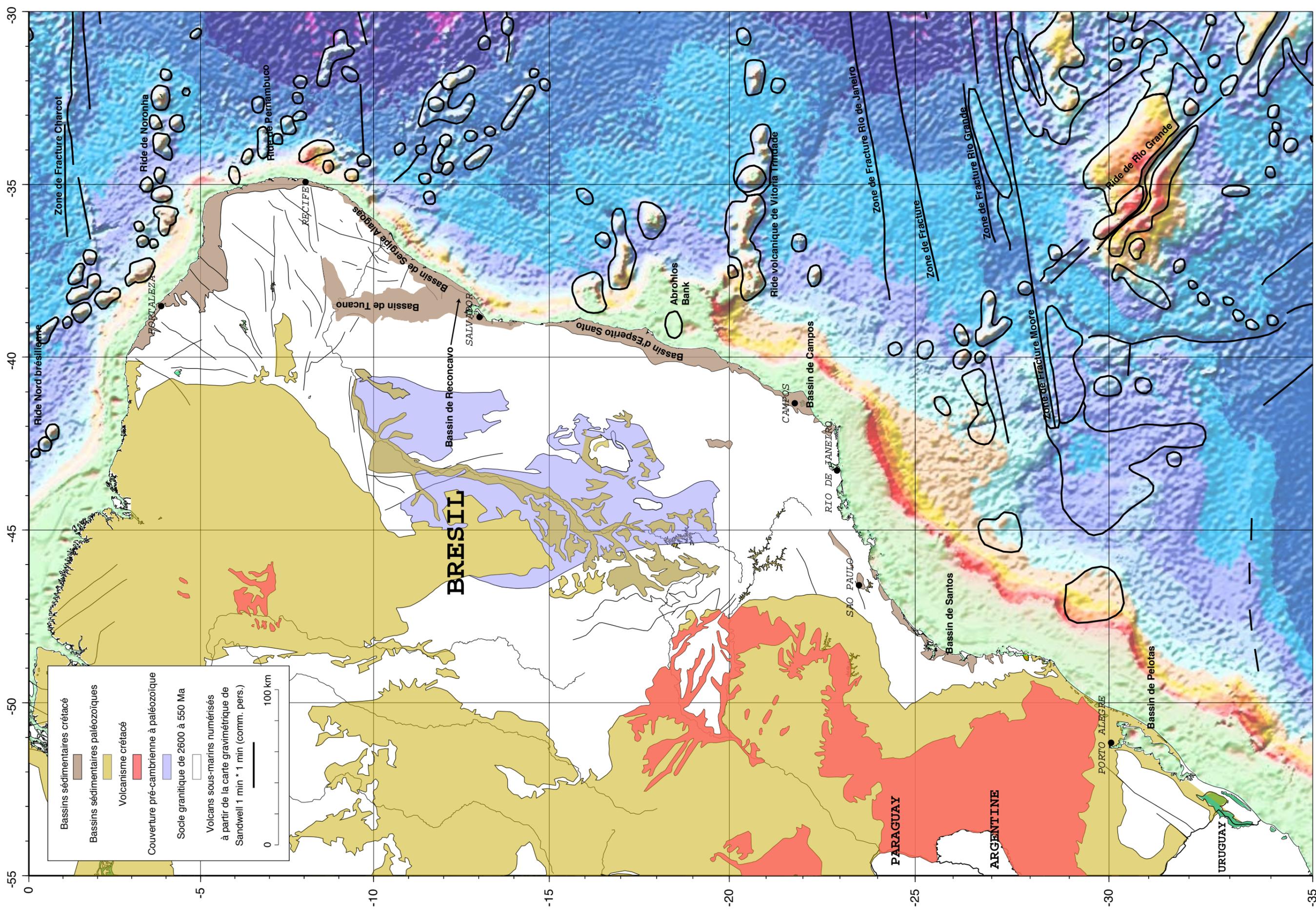


Fig. I-2 : Carte bathymétrique et de localisation (topographie prédite) des bassins sur les marges brésiliennes, depuis Belem jusqu'à la frontière avec l'Uruguay. Les structures océaniques ont été soulignées à partir de l'étude de la carte gravimétrique 1 min * 1 min de Sandwell (comm. pers.). Les grandes formations géologiques ont aussi été reportées à terre, à partir de la « *Mapa Tectônico do Brasil* » (De Almeida, 1970). Les principaux bassins et structures océaniques sont indiqués. La carte est réalisée en projection Mercator.

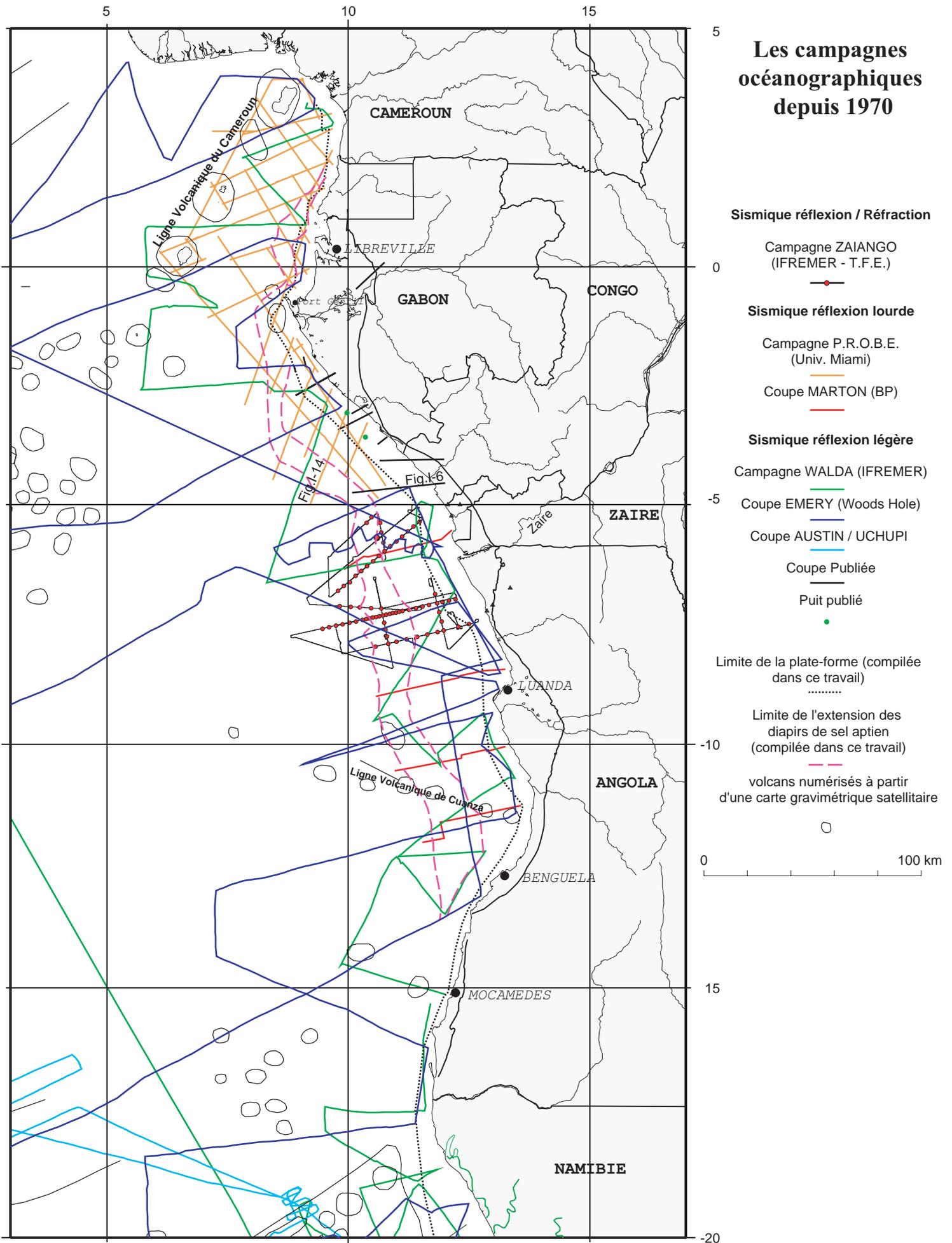


Fig. I-3 : Carte générale des campagnes océanographiques acquises dans le segment Central entre les zones de fracture équatoriales au Nord et la ride de Walvis au Sud, depuis les années 1970. La limite de l'extension des diapirs, compilée dans ce travail à partir de l'ensemble des profils, appelée « front salifère compressif » (cf. chapitre III.5.1) est reportée en tiretés roses, celle du bord externe de la plate-forme en pointillés noirs. La carte est en projection Mercator.

Les campagnes océanographiques depuis 1970

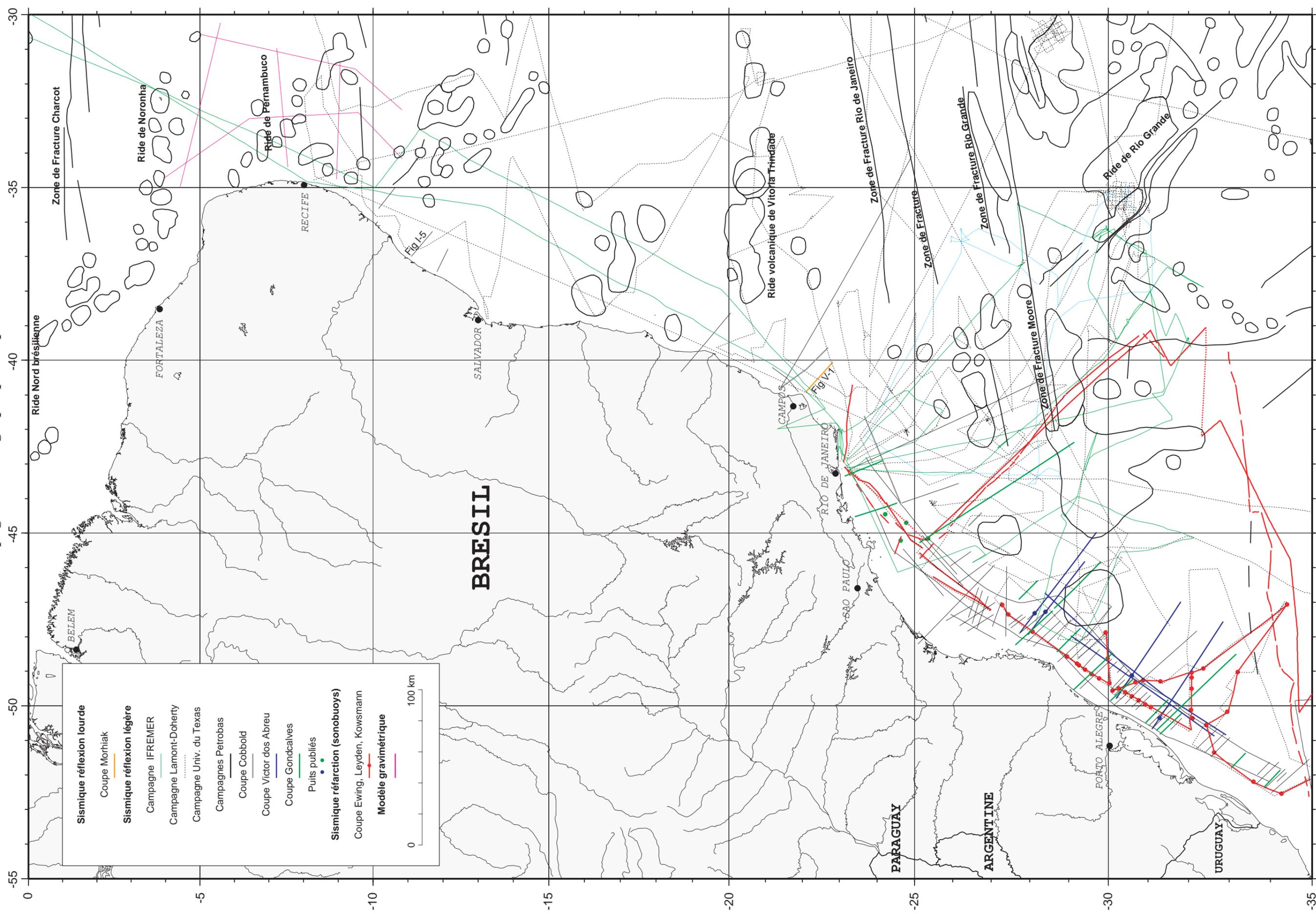


Fig. 1-4 : Carte générale des campagnes océanographiques acquises dans le segment Central sur les côtes brésiliennes, entre les zones de fracture équatoriales au Nord et la ríde de Rio Grande au Sud, depuis 1966. Les zones de fractures et les volcans sont issues de l'étude de la carte gravimétrique 1 min * 1 min de Sandwell (comm. pers.). La carte est en projection Mercator.

Profil 239-RL-343 : Bassin de Sergipe Alagoas (Brésil)

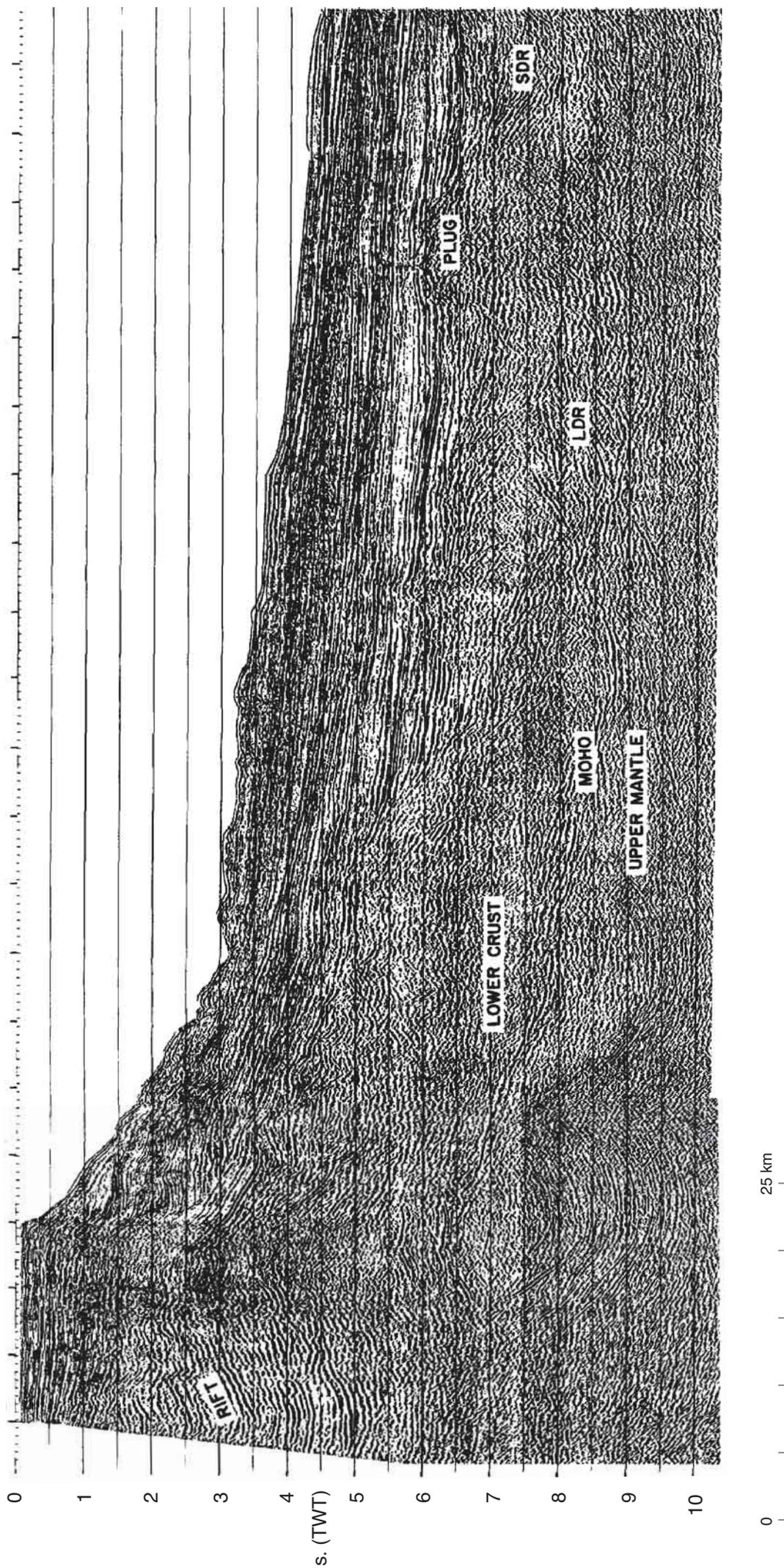


Fig. I-5 : Profil de sismique réflexion à forte pénétration 239-RL-343, acquis dans le bassin de Sergipe Alagoas (Brésil) par la compagnie pétrolière Pétrobras, et publié par Morhiak *et al.* (1995) (cf. localisation sur la figure I-4). C'est l'un des rares profils publiés dont l'information sismique descend en dessous de 5-6 std. Les interprétations du profil sont présentées sur la figure I-13. Les noms indiqués sur le profil sont issus de l'interprétation de Morhiak *et al.* (1995). L'échelle est de 1/250000. La figure est modifiée d'après Morhiak *et al.* (1995).

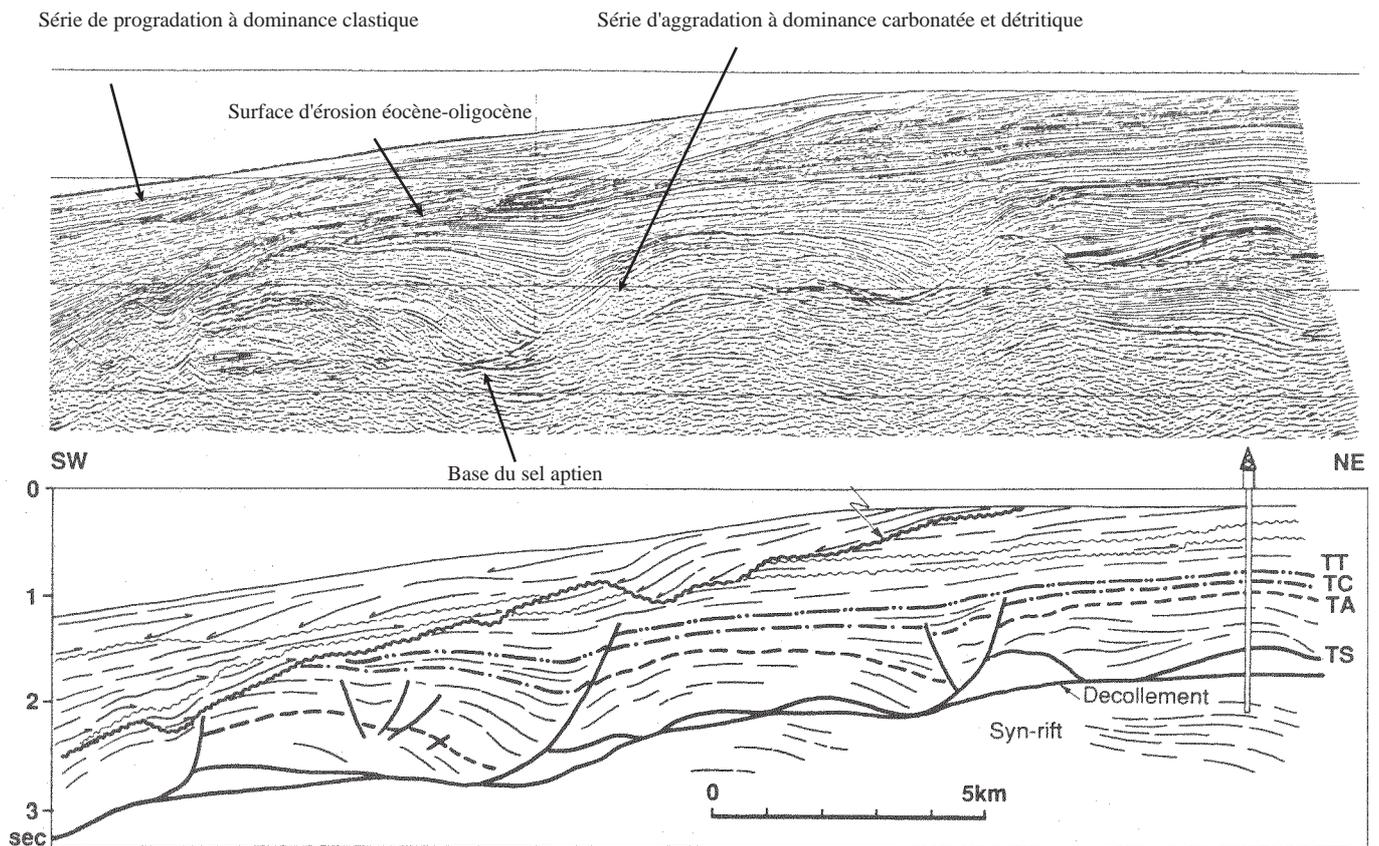


Fig. I-7 : Profil sismique et *line drawing* d'un profil industriel implanté au Gabon (d'après Séranne *et al.* 1992). Sur les deux représentations, nous pouvons distinguer la surface d'érosion majeure, datée à la limite éocène-oligocène qui sépare deux types de sédimentation. Entre la base du sel (Aptien) et la limite éocène-oligocène, la sédimentation est d'abord d'origine carbonatée puis détritique formant un prisme d'aggradation. Depuis la limite éocène-oligocène, la sédimentation est à dominance clastique terrigène formant un prisme progradant. Ces deux supers unités ont été définies au Gabon (profil ci dessus) (Séranne *et al.* 1992), et se retrouvent aussi en Angola. (Figure modifiée d'après Séranne *et al.* 1992)

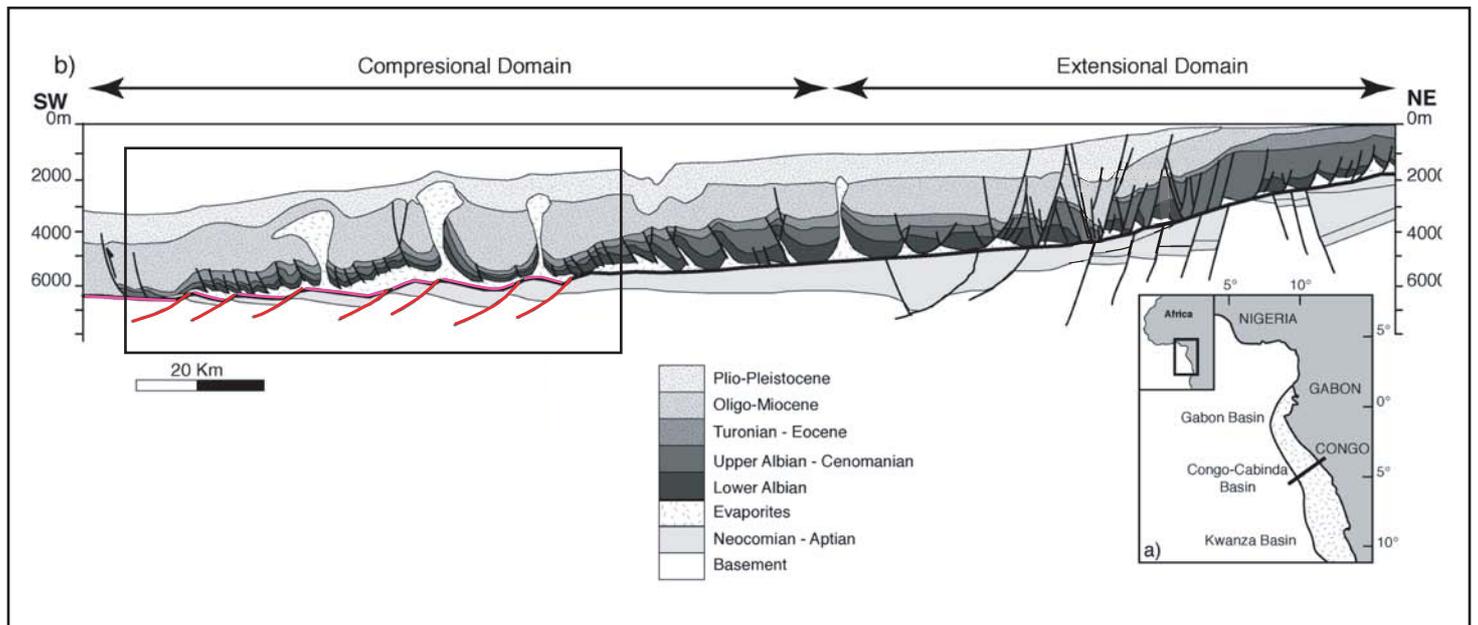


Fig. I-8 : Coupe synthétique à travers le bassin du Bas Congo - Cabinda. Cette coupe schématise, d'après l'interprétation de Rouby *et al.*, (2002), la structure crustale de la marge, avec une succession de blocs basculés depuis la plate-forme, jusqu'à la limite présumée de la croûte océanique (hypothèse « extensive »). L'interprétation veut montrer que la base du sel est décalée (en rose) par le mouvement des blocs (en rouge) dans la partie distale de la marge seulement (cadre noir), suggérant un dépôt du sel en position *pre-breakup*. Cette interprétation n'est pas confirmée par la publication du profil sismique équivalent et nous ne pouvons pas valider l'existence de ces blocs ni de leur liaison avec les dômes de sel. La carte indique la localisation des bassins sédimentaires offshore du Gabon au Congo. La ligne foncée marque la limite d'extension du sel (modifiée d'après Curie, 1984). La figure est modifiée d'après Rouby *et al.*, 2002.

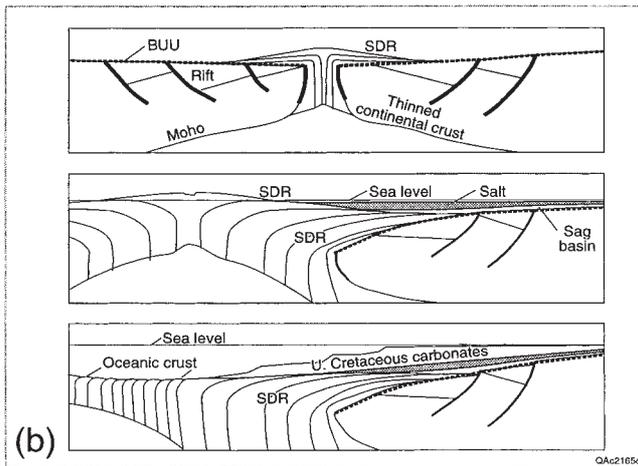
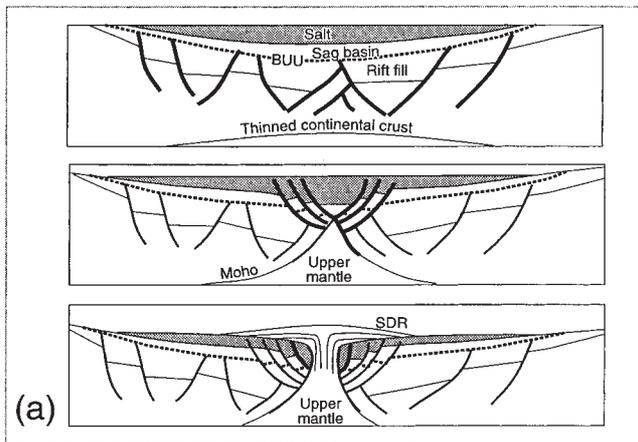


Fig. I-9 : Schémas correspondant aux deux hypothèses de dépôt du sel en fonction de celui des Seaward Dipping Reflectors (SDR). En A, hypothèse d'un « *pre-breakup salt* », avec des SDR qui recouvrent la partie distale du sel. En B, le schéma représente l'hypothèse d'un « *post-breakup salt* », avec un dépôt du sel qui vient se biseauter sur les SDR. BUU correspond à la « *break-up unconformity* ». La figure provient de Fonck *et al.*, 1998.

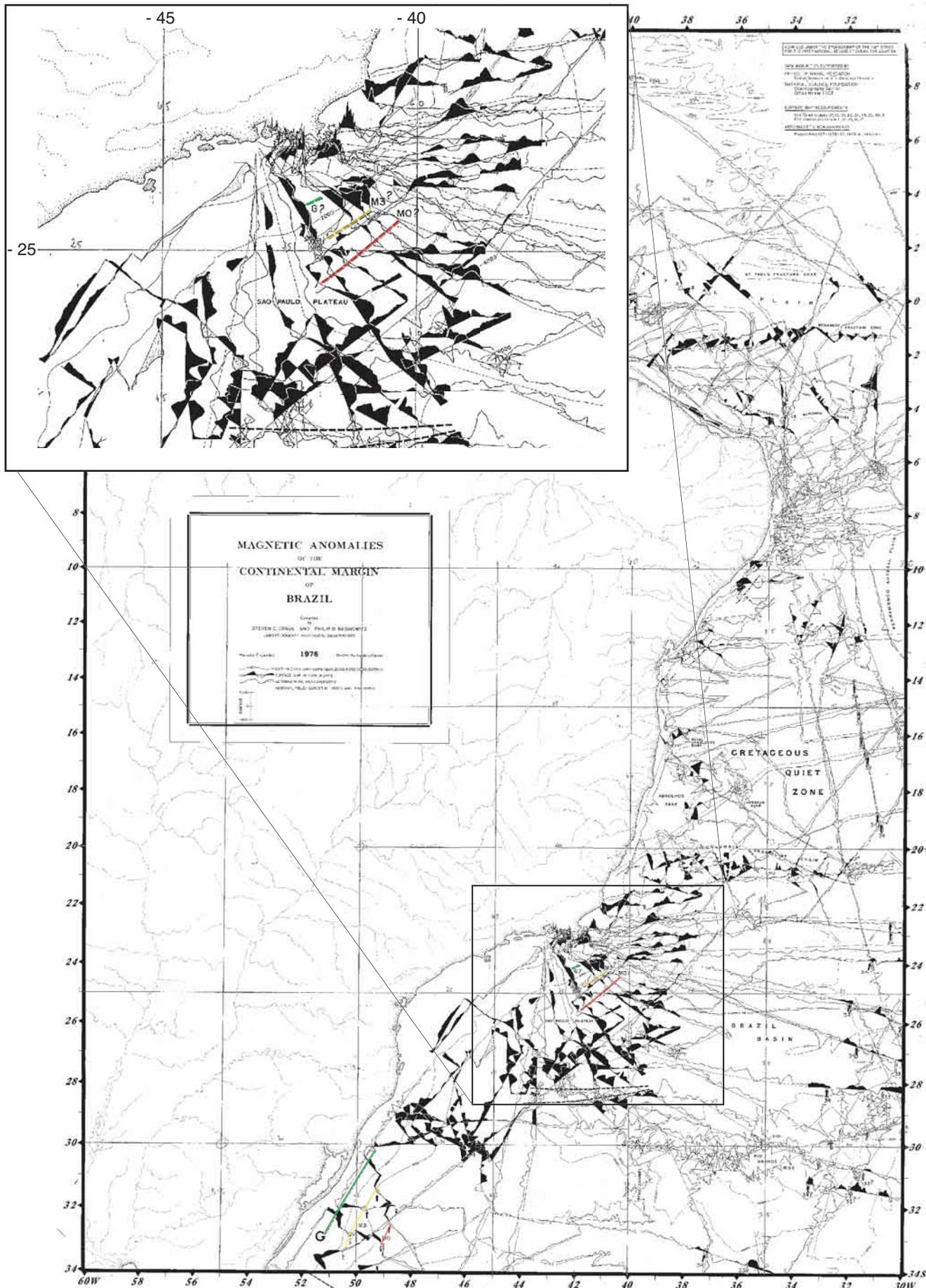


Fig. I-10 : Carte d'anomalie magnétique de l'Atlantique Sud (côté Brésilien) et de leur interprétation d'après Cande & Rabinowitz (1976). Les trois séries d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Campos (zoom du cadre noir) ne doivent pas être considérées comme une interprétation définitive, elles sont indexées d'un point d'interrogation par les auteurs. Ces points d'interrogation disparaissent par la suite, chez les auteurs se référant à ce travail de 1976. Lors des reconstructions cinématiques et des hypothèses sur le dépôt du sel, il faut garder en mémoire cette incertitude sur l'interprétation.

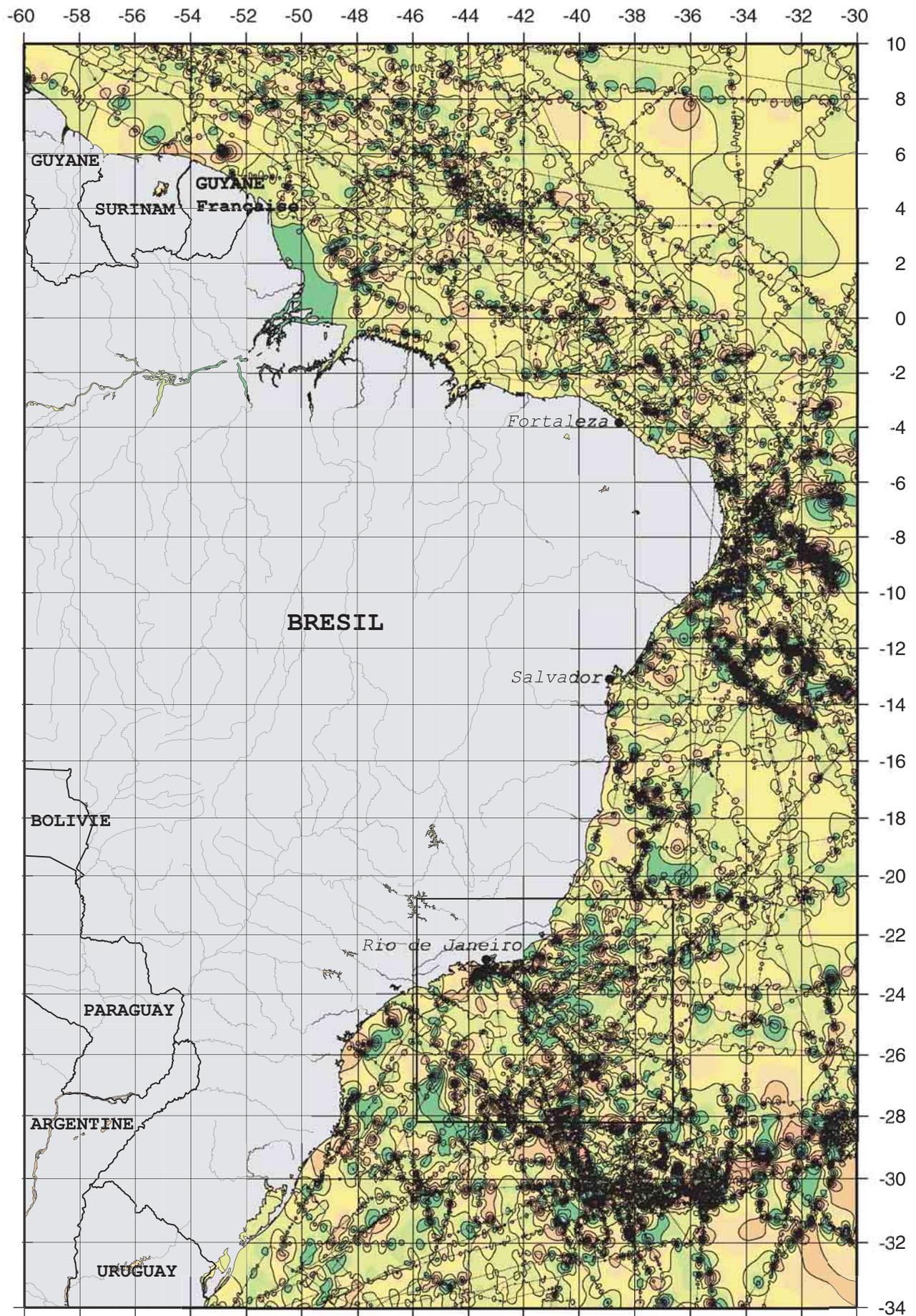


Fig. I-10b : Carte des anomalies magnétiques sur la côte brésilienne. La grille magnétique a été créée en collaboration avec M. Evain et D. Aslanian à partir de données mondiales de la base de données Geodas. Nous regarderons plus en détail si les anomalies mésozoïques G à M0 du bassin de Campos (cadre noir) définies par Cande & Rabinowitz (1976) (cf. fig. I-10) sont visibles sur cette nouvelle grille. La carte est à la même échelle que la figure précédente.

Reconstruction à la fin du dépôt du sel

pôle Unternehr *et al.* (1988) *in* Campan (1995) (52,30 N, 33,78 W, +51,3°)

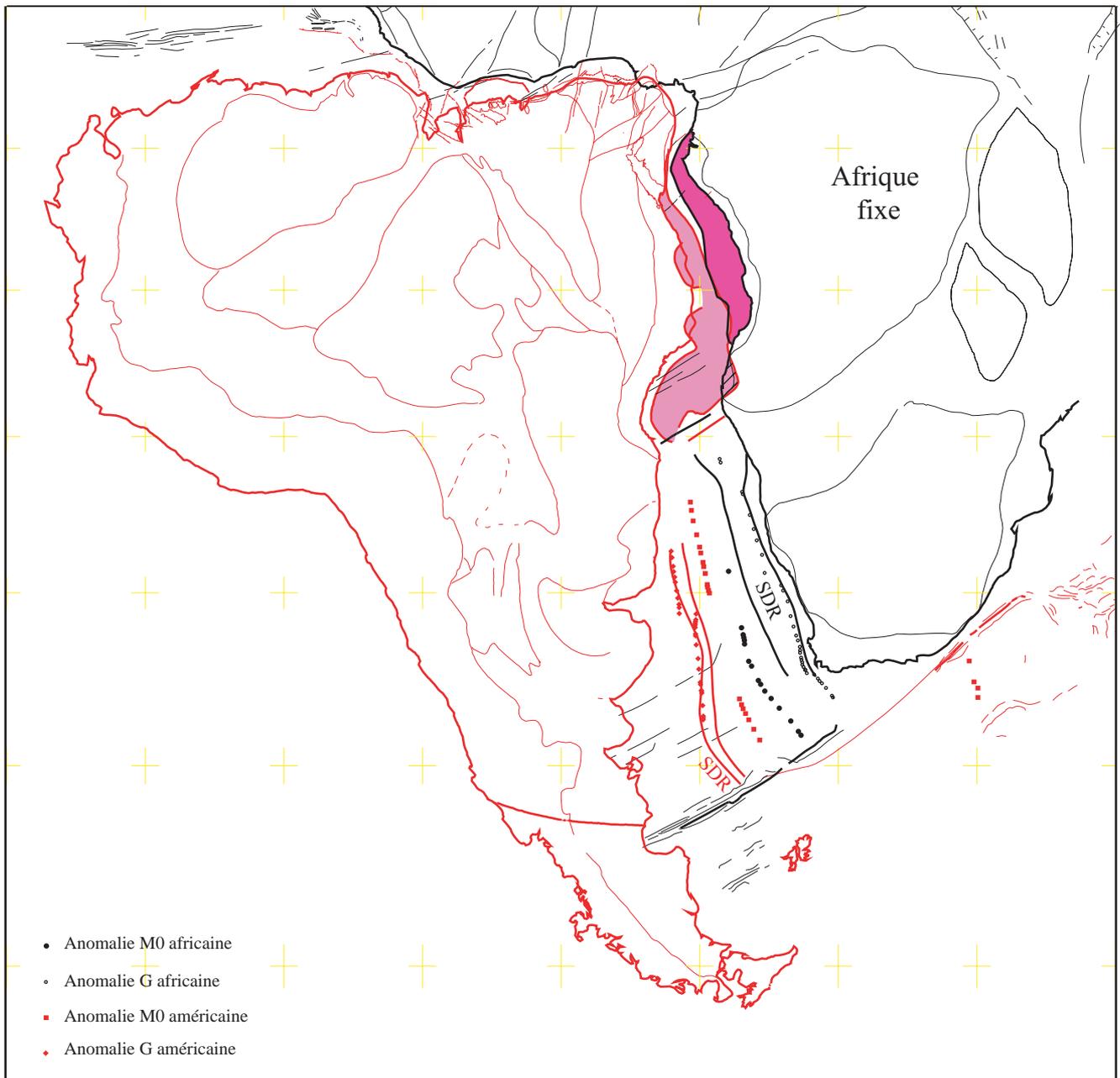
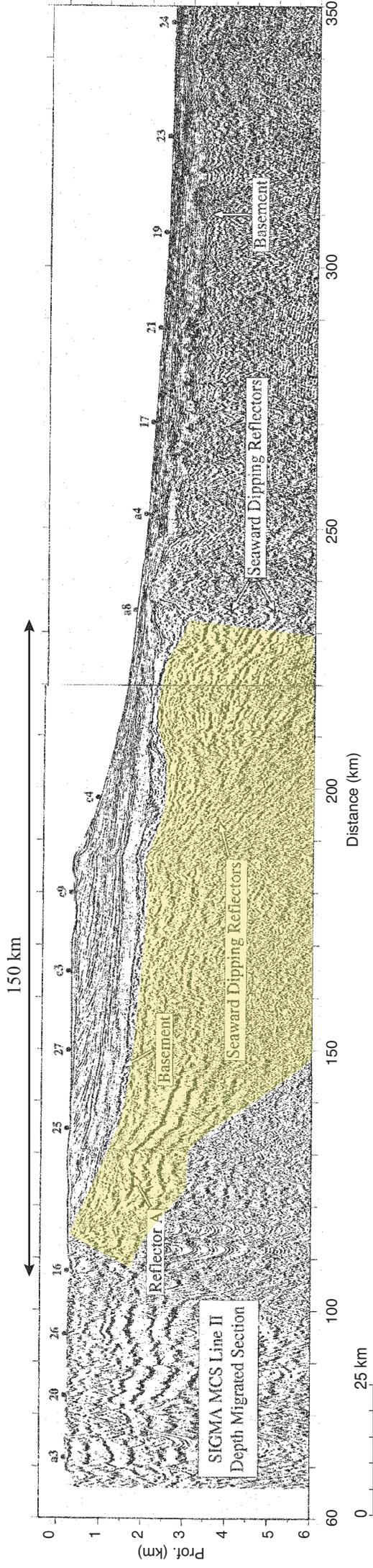


Fig. I-11 : Reconstruction à la limite albo-apienne (113 Ma suivant l'échelle de Kent & Gradstein, 1986), à la fin du dépôt du sel, considéré comme une isochrone par Pautot *et al.*, 1973, Leyden *et al.*, (1972), Leyden (1976), et Curie (1984), à partir du pôle de Unternehr *et al.*, 1988. L'Afrique est fixe. Les bassins salifères en rose ont été reportés, ainsi que l'enveloppe des SDR au Sud de Walvis. Les anomalies M0 et G ont également été reportées, en noir pour les anomalies africaines et en rouge pour les américaines (Rabinowitz & LaBrecque, 1979). Les zones de fractures sont issues de la carte gravimétrique 1 m * 1 m de Sandwell (comm. pers.). Cette reconstruction montre les recouvrements et les lacunes entre les limites salifères. Dans cette reconstitution, il existe un recouvrement de plus de 100 km (rose hachuré) du sel brésilien sur le continent africain. La figure a été créée avec le logiciel PLACA (Matias *et al.*, *in press*)

A : Profil grande pénétration : Marge du Groenland



B : Profil grande pénétration : Marge du Brésil

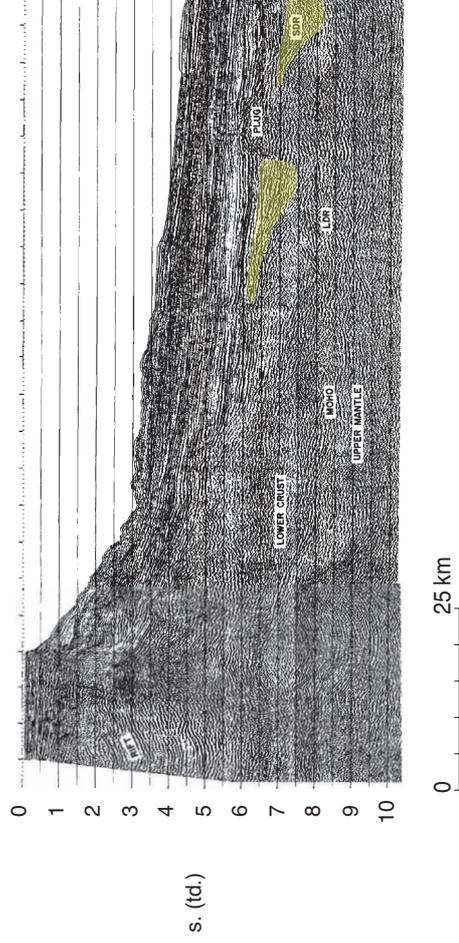


Fig. I-12 : Comparaison entre un profil (en haut) montrant des SDR (en jaune), sur la marge du Groenland (A) (Korenaga *et al.*, 2000) et un profil supposé montré des SDR sur la marge brésilienne (B) (Morhiak *et al.*, 1995) à la même échelle. Noter la différence d'épaisseur (30 km au Groenland contre 3,75 km (profondeur calculée avec une vitesse maximum de 7,5 km/s) au Brésil) et d'extension (jusqu'à 150 km au Groenland, contre moins de 20 km au Brésil) entre ces deux séries. Noter aussi le prisme des épanchements volcaniques bien différencié (en jaune) sur la marge groenlandaise et les faibles marqueurs (en jaune aussi) sur la marge du Brésil.

Deux interprétations de la marge est brésilienne

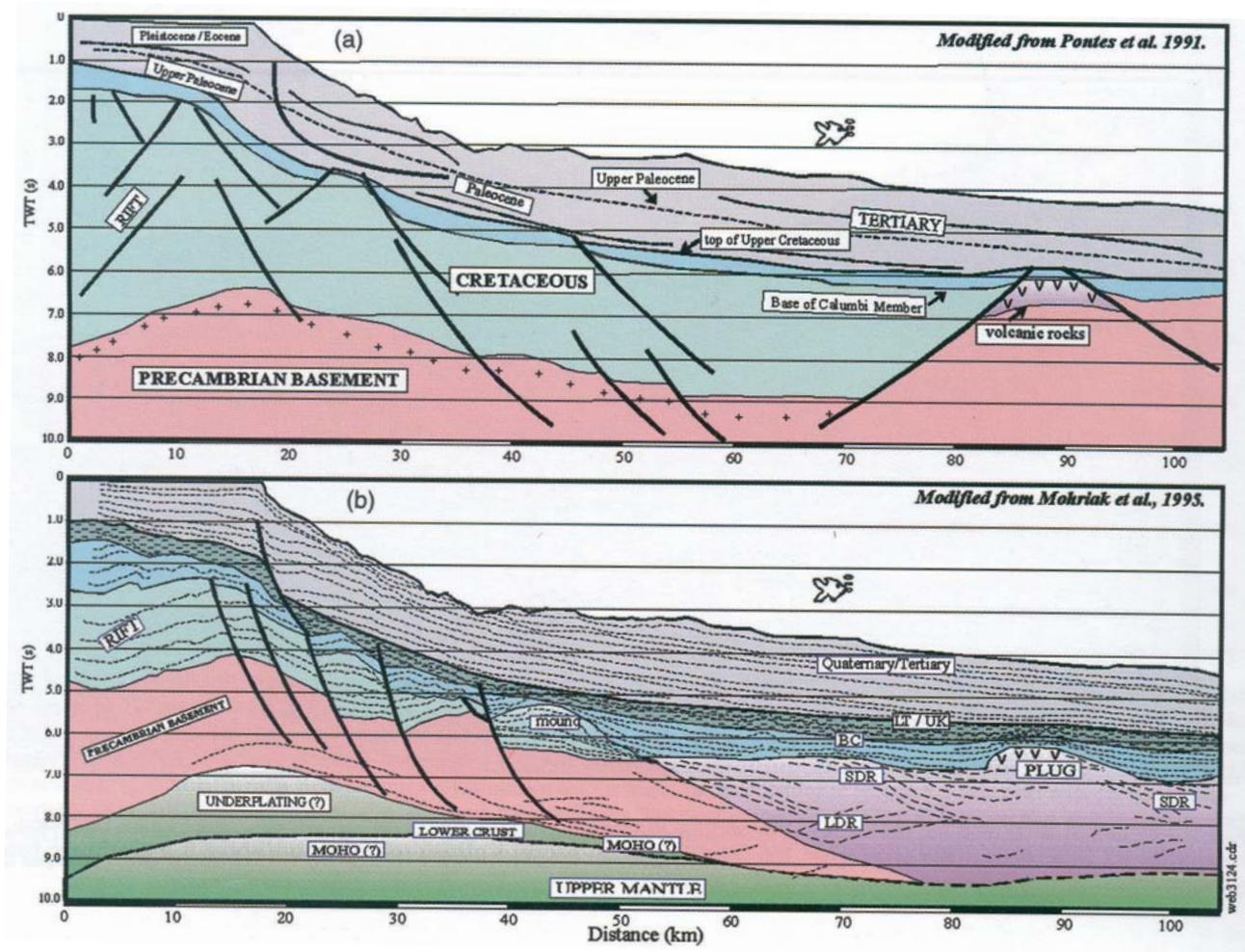


Fig. I-13 : Deux interprétations opposées du profil 239-RL-343 (cf. fig. I-5). La première est réalisée par Pontes *et al.* (1990). Elle montre une épaisseur de sédiment *syn-rift* très importante (en vert) et pas de SDR, seules des traces de roches volcaniques sont notées au kilomètre 90. La seconde interprétation est réalisée par Morhiak *et al.* (1995, 2000). Les différences sont nombreuses. L'épaisseur sédimentaire *syn-rift* (en vert) a fortement diminué vers l'Est, une importante quantité de croûte volcanique a été représentée (avec deux séries de SDR), ainsi que du sous-plaquage et des blocs basculés (cf. chapitre I.4.3.3 pour les commentaires). La figure est issue de Morhiak *et al.* (2000).

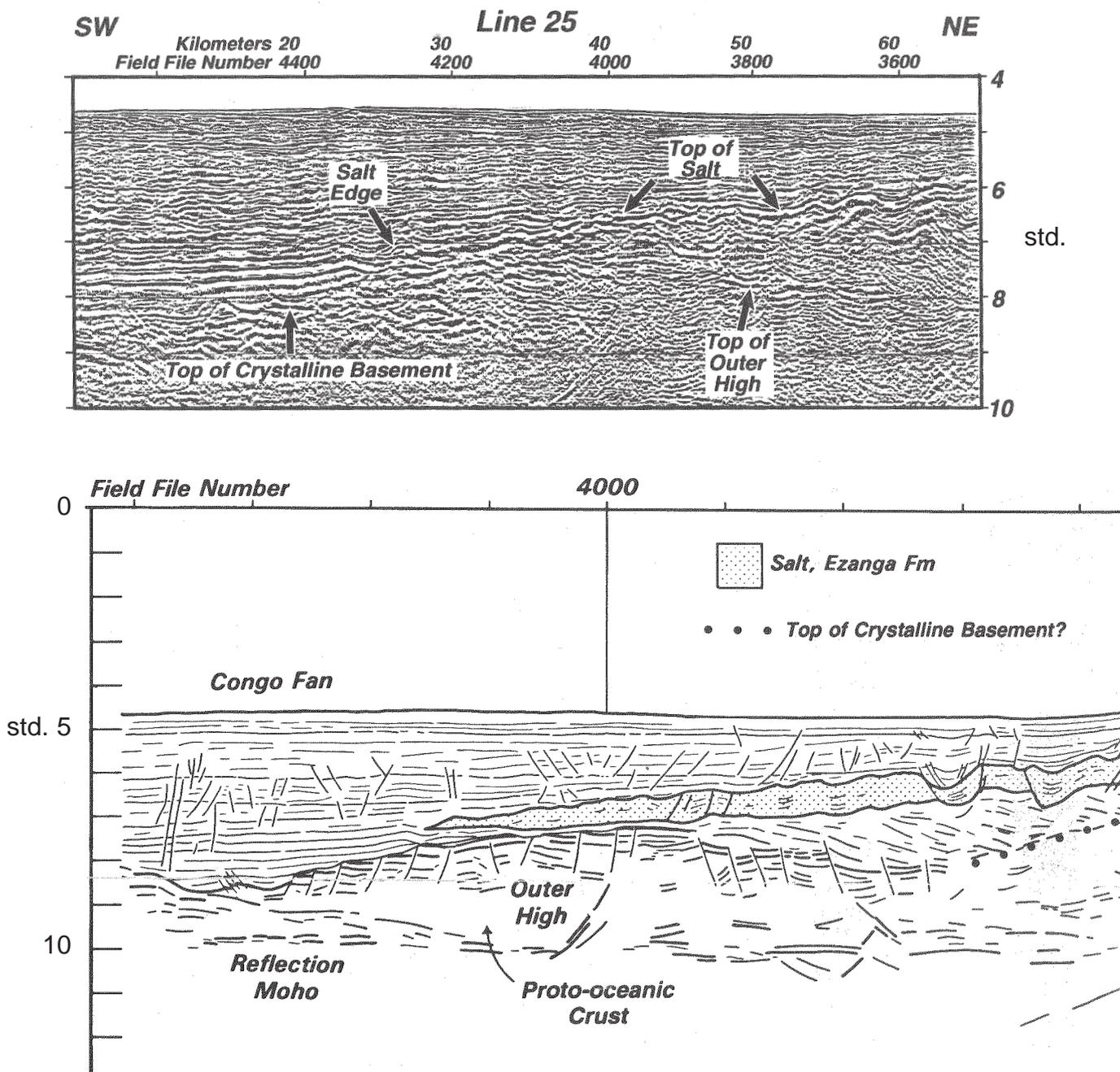


Fig. I-14 : Zoom du profil sismique P.R.O.B.E. (n°25) (cf. localisation sur la figure I-3) et le *line drawing* associé montrant l'interprétation de Meyers *et al.*, (1996) à la limite présumée de la croûte océanique. La « *proto-oceanic crust* » est ré-interprétée par Jackson *et al.*, (2000) comme étant associée des SDR. Noter que la forme (pas d'épanchements visibles) et les dimensions (extension inférieure à 50 km) ne sont en rien comparables aux structures observées sur la marge groënlandaise (cf. fig. I-12). La figure est issue de Meyers *et al.* (1996).

Chapitre II :

Traitements de données

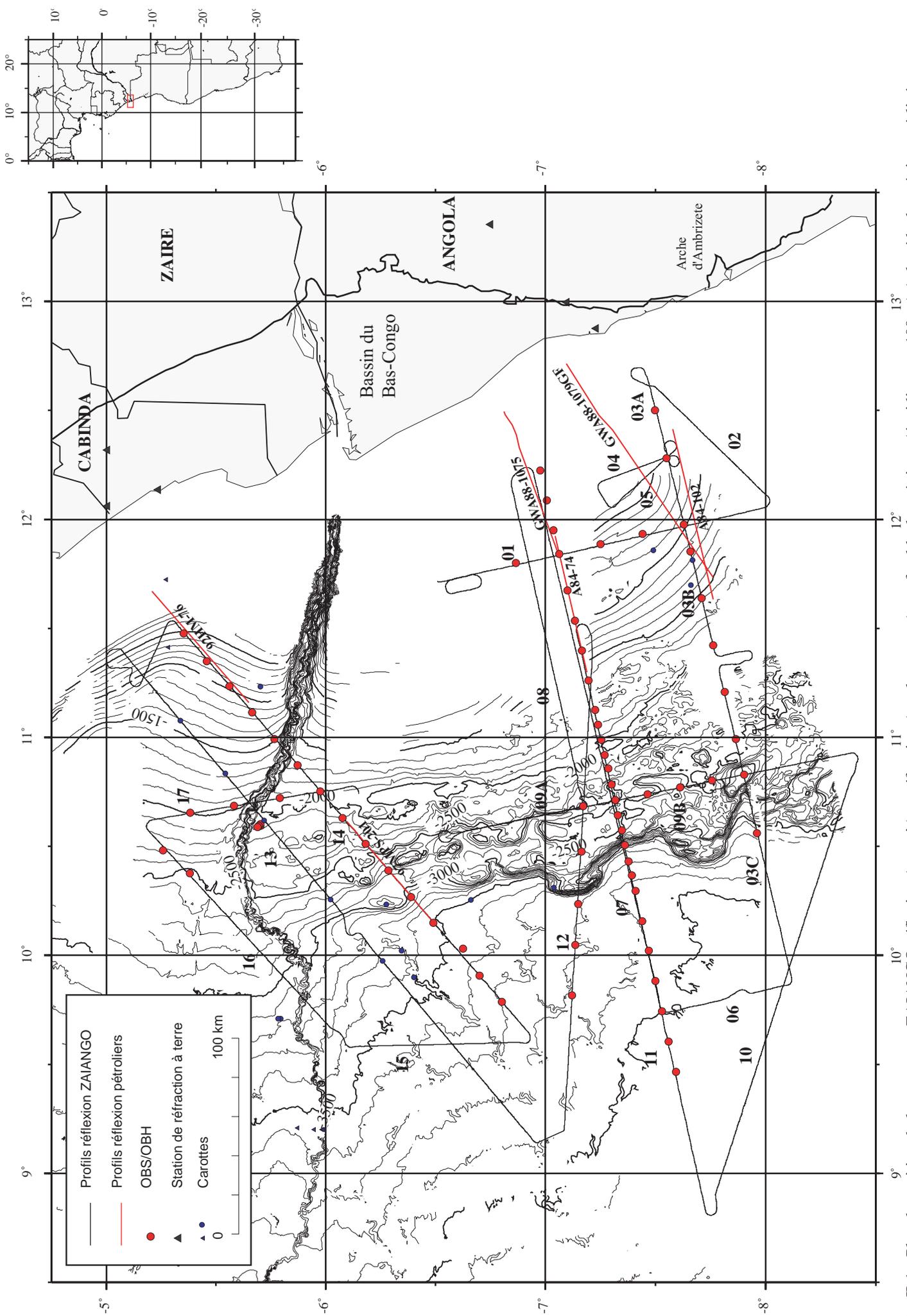
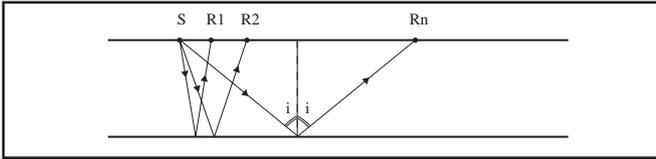
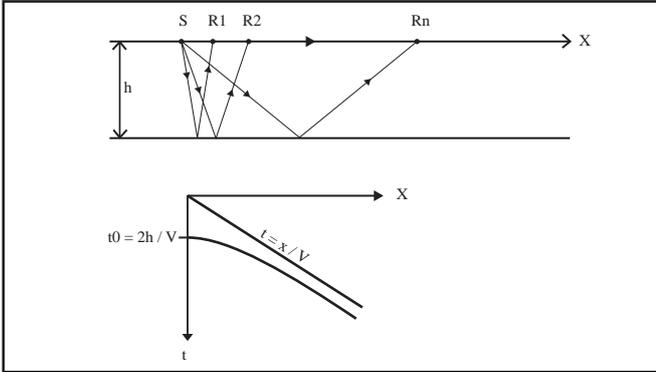


Fig. II-1 : Plan de position de la campagne ZAIANGO réflexion (en noir) et réfraction (cercles rouges) sur fond bathymétrique (équidistance 100 m) (relevé bathymétrique réalisé au cours des campagnes ZAIANGO 1 et 2, avec le sondeur EM12 et EM300). Les noms des profils sont indiqués par les numéros en gras (par exemple ZAIANGO 7 = **07**). Le trait noir à terre représente la limite entre les domaines panafricain et crétacé. La carte est en projection Mercator, l'échelle est de 1/2470000.

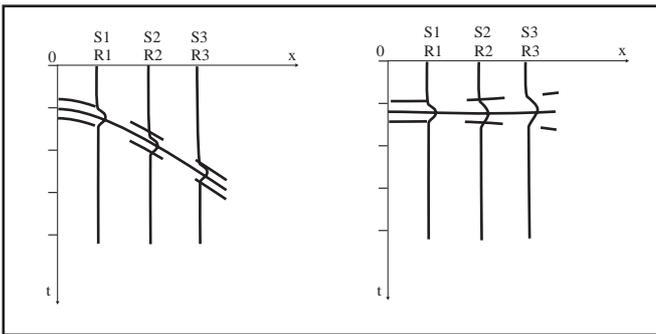
SISMIQUE REFLEXION



A : Principe de la sismique-réflexion. La source est située en S, la détection des ondes se fait sur les récepteurs R1, R2,...,Rn. Les rayons sismiques sont représentés en supposant un milieu homogène.

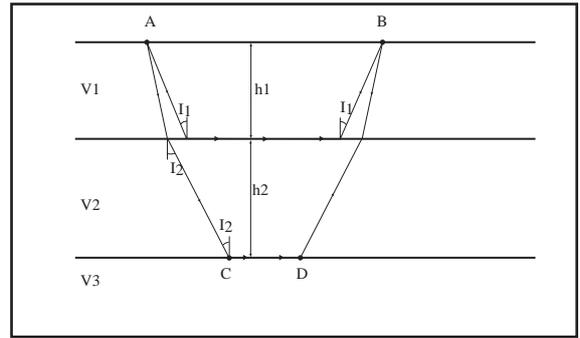


B : Hodochrone des événements sismiques dans l'hypothèse d'un réflecteur horizontal dans un milieu homogène. L'onde directe permet de déduire la vitesse du milieu traversé et l'onde réfléchie permet de calculer la profondeur du milieu en $X=0$ avec la formule $t_0 = 2h / V$.

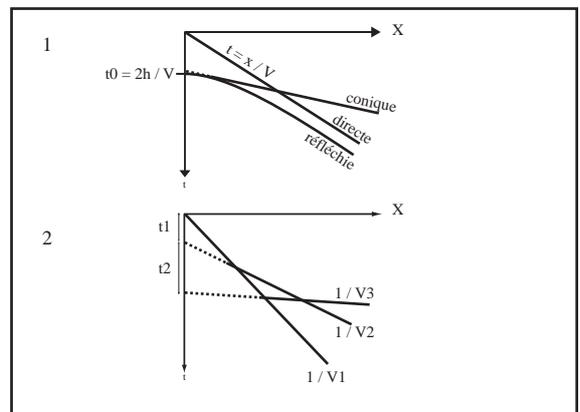


C : Exemple de corrections dynamiques (NMO) sur un tir, les traces seront ensuite sommées pour améliorer et renforcer le rapport signal/bruit.

SISMIQUE REFRACTION



D : Principe de la sismique-réfraction, où l'on recoit les ondes à une distance de la source plus grande que la distance critique x_1 . Cas le plus simple des milieux à couches parallèles, à une ou plusieurs couches.



E : (1) Hodochrone dans le cas d'un milieu à une couche d'épaisseur constante, d'onde directe, réfléchie et conique ou réfractée. (2) Hodochrone des ondes directes et réfractées d'un milieu à deux couches parallèles sur un substratum (vitesses V_1, V_2, V_3)

Fig. II-2 : Rappel sur les principes fondamentaux utilisés en sismique réflexion et réfraction

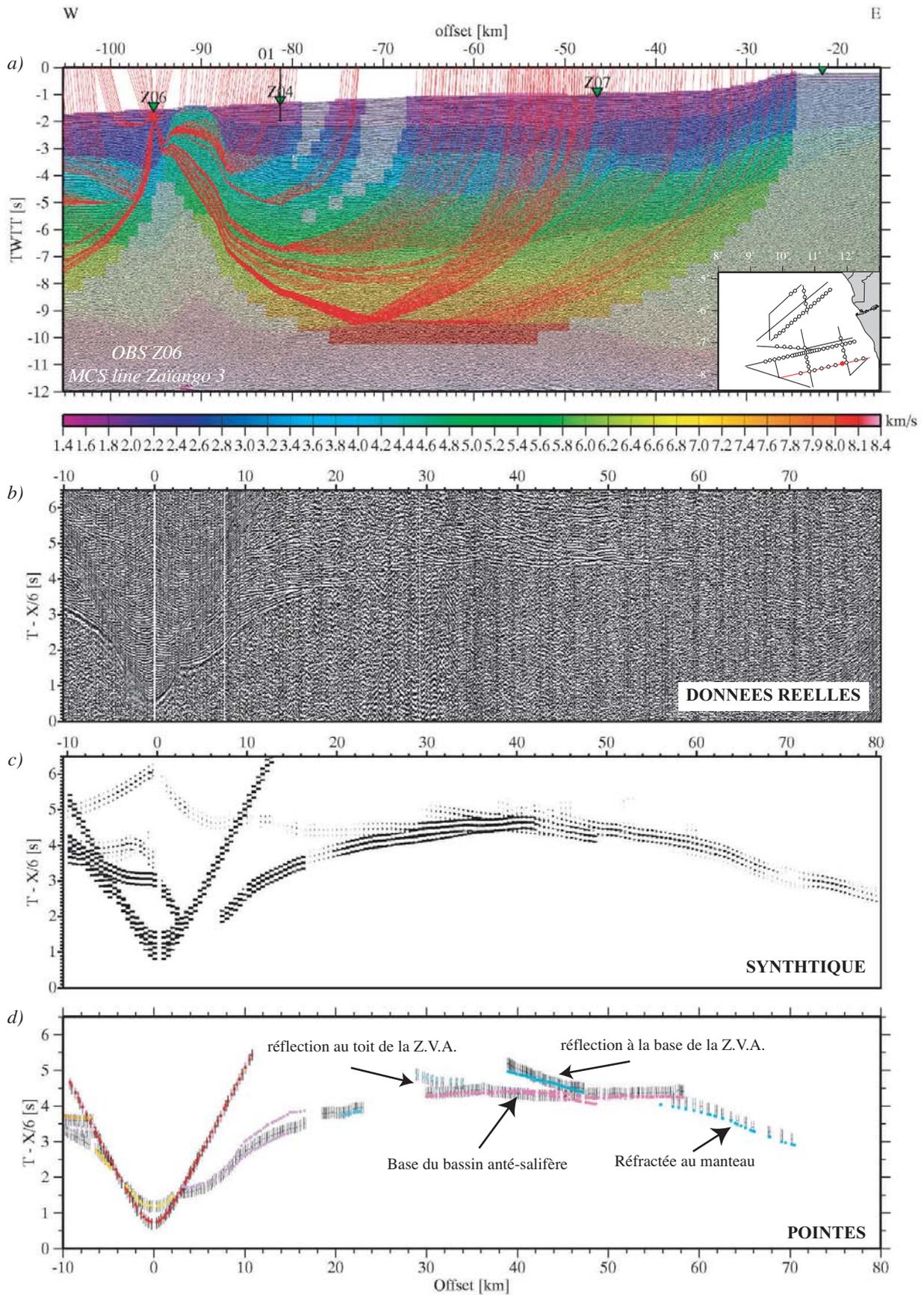


Fig. II-3 : Exemple d'interprétation de la sismique réflexion à partir de données OBS : OBS Z6 du profil 3 (cf. plan de position, en haut). a) Modèle de vitesse converti en temps surimposé au profil de sismique réflexion. Les lignes rouges correspondent aux trajets des rais convertis en temps, et les triangles verts marquent la position des OBS. b) Enregistrement sismique d'un OBS représenté avec une vitesse de réduction de 6 km/s. c) Sismogramme synthétique calculé à partir d'un code sur la théorie des rais asymptotiques, représenté avec une vitesse de réduction de 6 km/s. d) Modélisation en temps double (ligne en couleur continue) et pointés (barre d'erreur de couleur noire). La double réfléchie (en bleu) observée sur l'enregistrement contraint l'épaisseur de la Z.V.A. (cf. chapitre III.3.2). (Figure modifiée d'après Contrucci *et al.*, accepté)

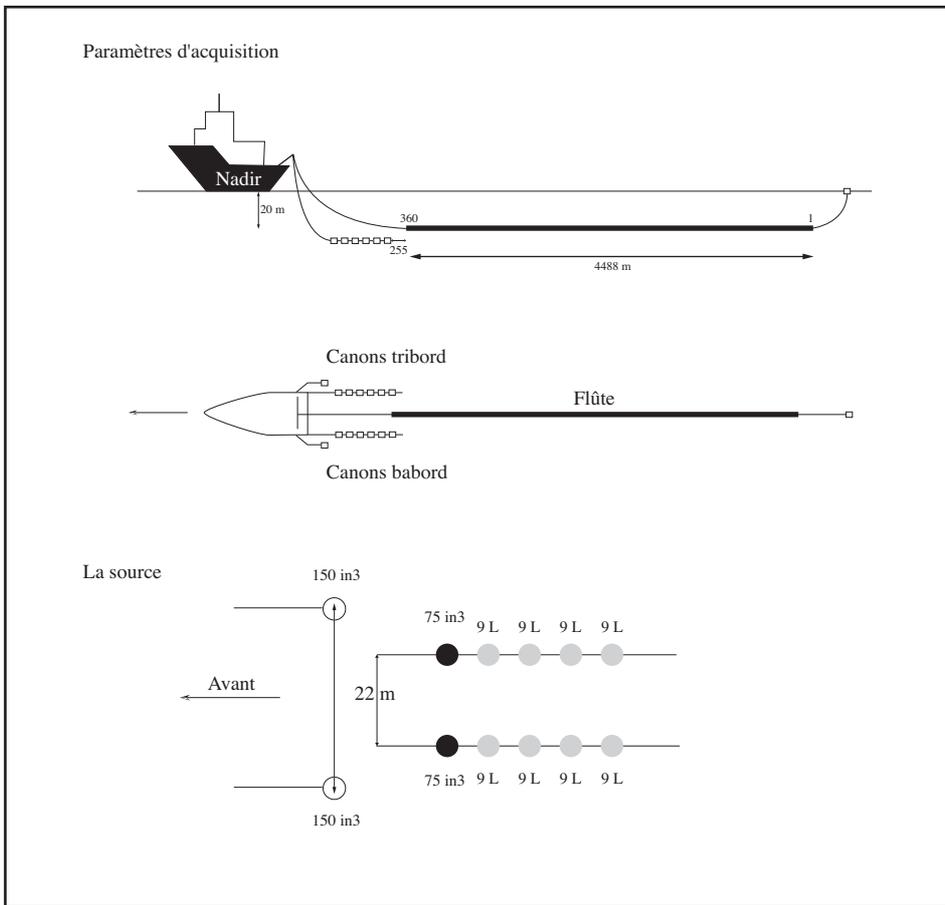


Fig. II-4 : Paramètres et géométrie de la flûte et de la source utilisées lors de la campagne Zaiango SMT (mars-avril 2000)

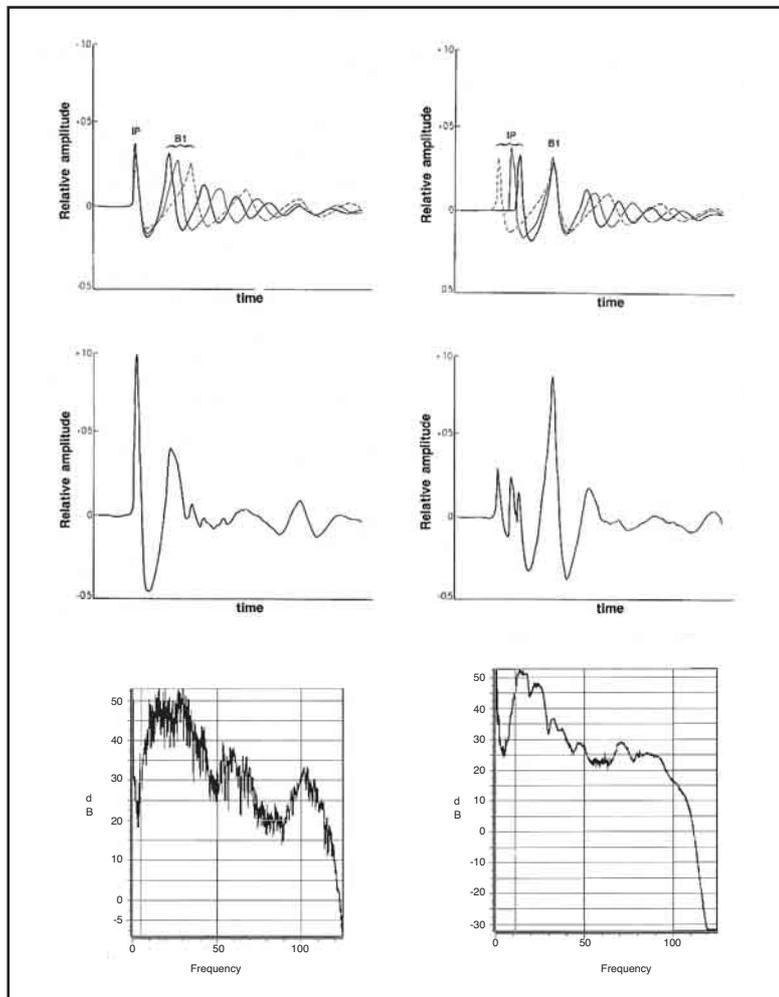


Fig. II-5 : Comparaison entre un système synchronisé sur le premier pic (à gauche) et un système synchronisé sur la première oscillation « monobulle » (à droite) (Avedik *et al.*, 1993). En bas, on montre la comparaison entre les deux spectres d'amplitude des deux systèmes. Elle montre que le spectre de la source réflexion est plus large (10-40 Hz) que celui du système monobulle (10-25 Hz) et surtout plus haute fréquence (Nouzé *et al.*, 2000, rapport interne IFREMER)

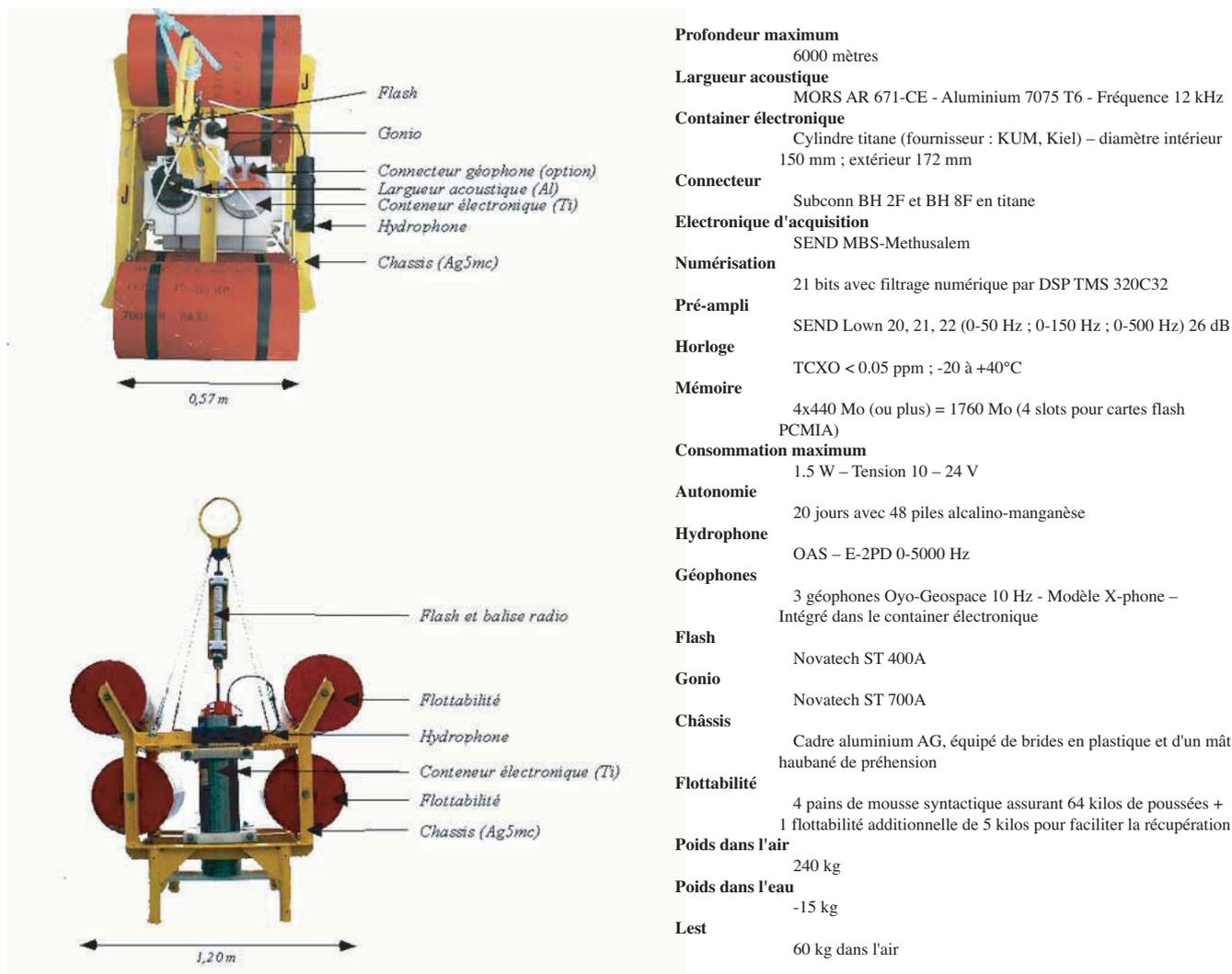
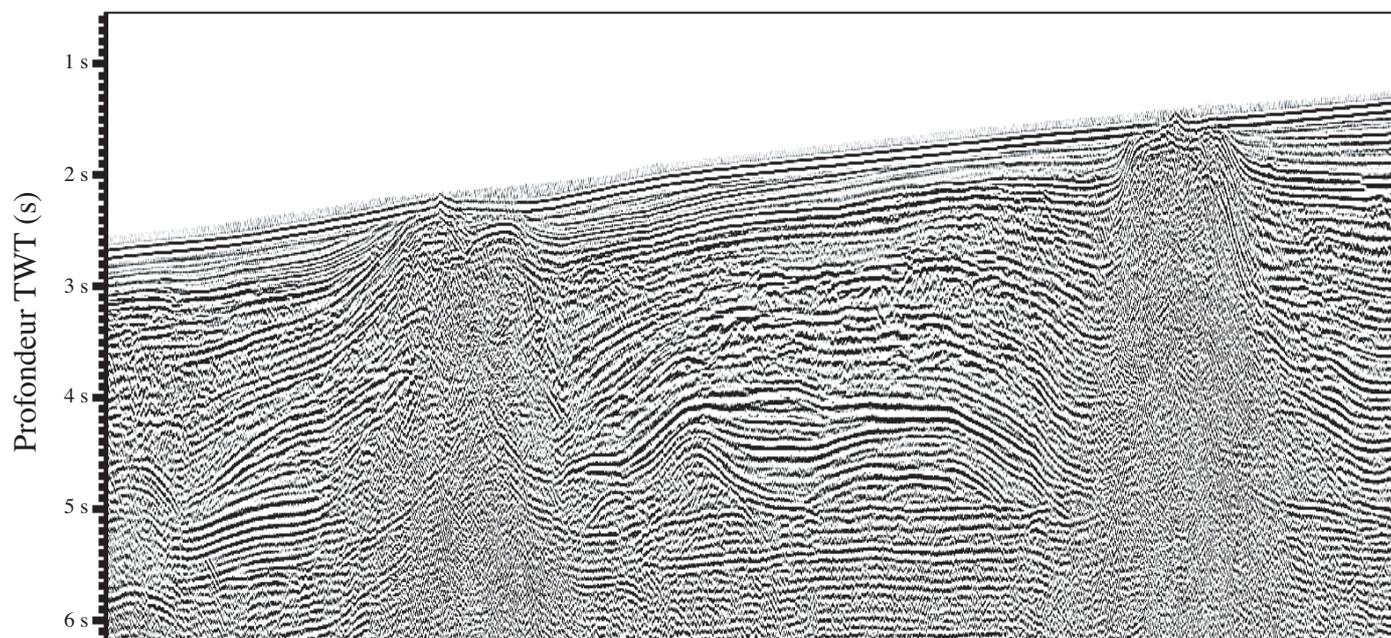
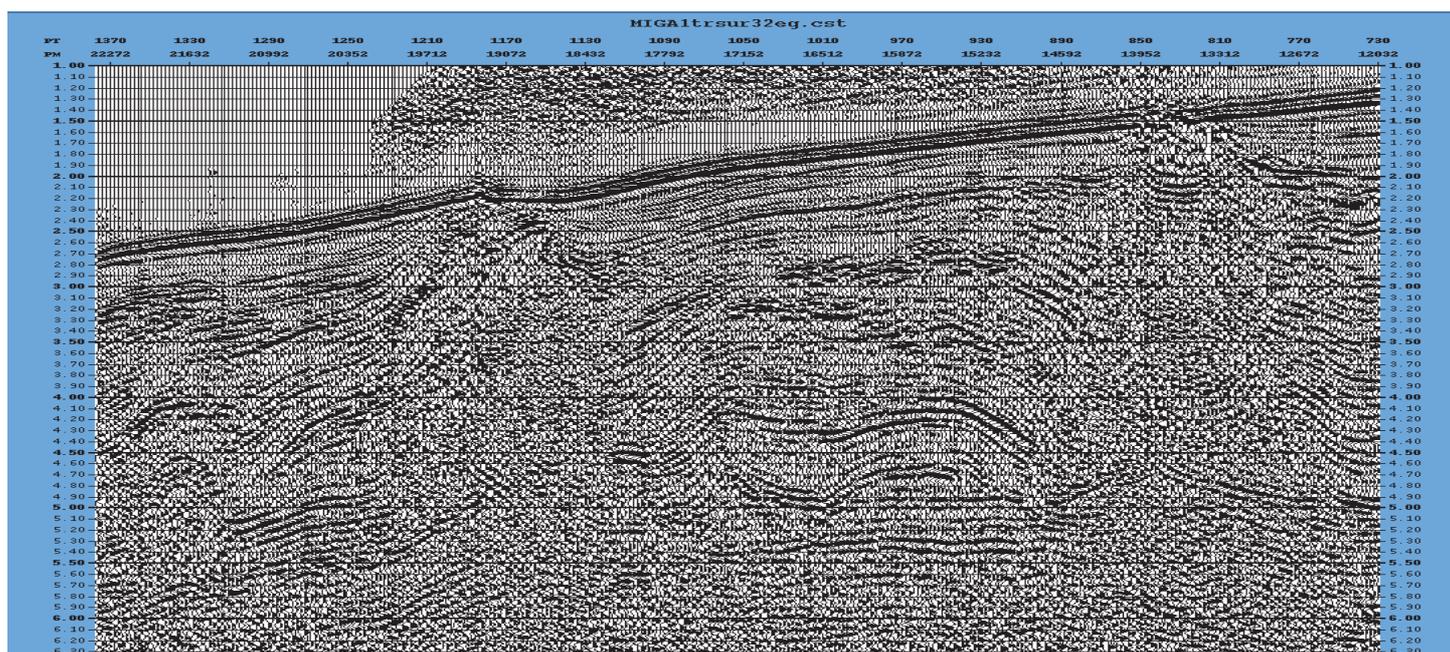


Fig. II-6 : Caractéristique des OBS Ifremer utilisés pendant la campagne Zaiango OBS.

Profil Zaiango 3 retraité au centre IFREMER de Brest



Profil Zaiango 3 retraité au centre TotalFinaElf à Pau



0 20 km

Fig. II-7 : Zoom d'une partie du profil 3 (en haut), les 360 traces ont été utilisées jusqu'au stade du *stack*, puis les CDP ont été sommés 4 à 4 pour obtenir la même longueur de profil que celui traité à bord où l'on utilisait seulement 180 traces (les traces étaient sommées 2 à 2 dès le début du traitement et ensuite les CDP étaient sommés 2 à 2 pour une question de gestion de l'espace disque). Même zoom du profil 3 retraité par TFE à Pau (en bas), avec l'aide de logiciels spécialisés tel que PSCAN ; une déconvolution a aussi été réalisée. Ces deux profils sont à comparer pour diagnostiquer la meilleure qualité d'image. Les deux retraitements n'ont pas apporté les améliorations escomptées.

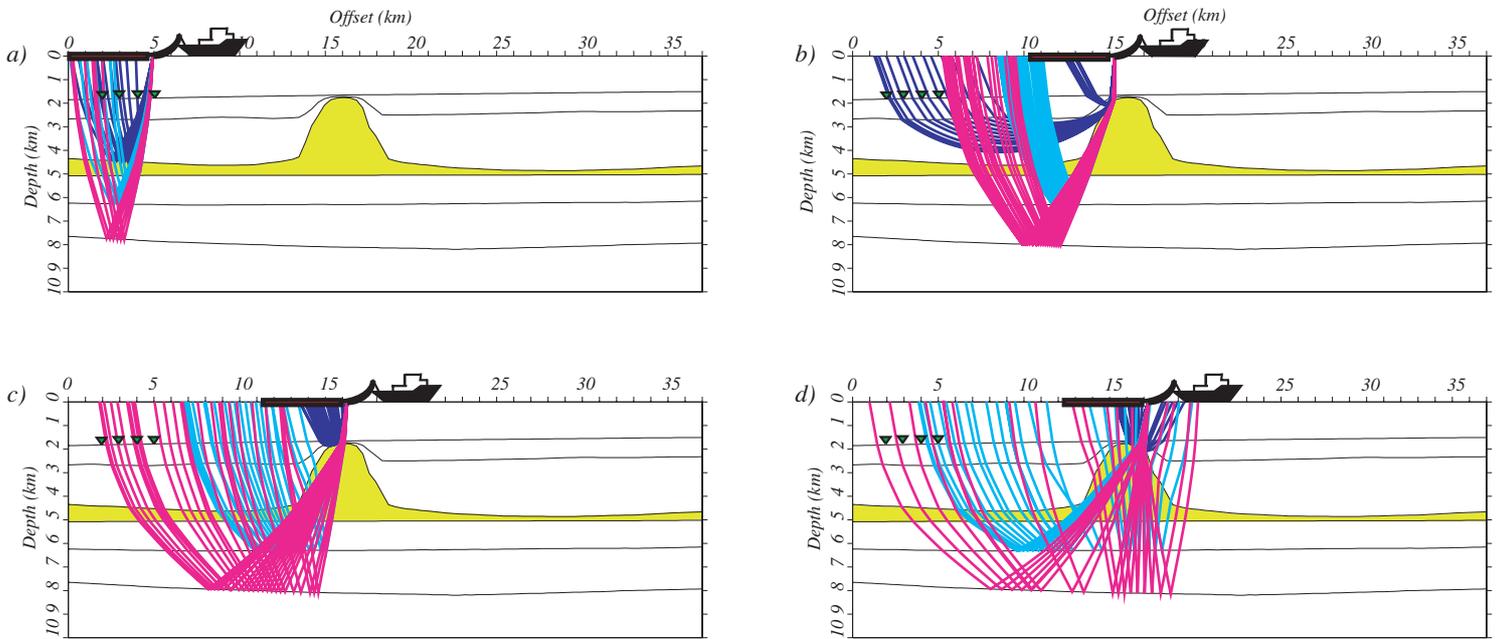
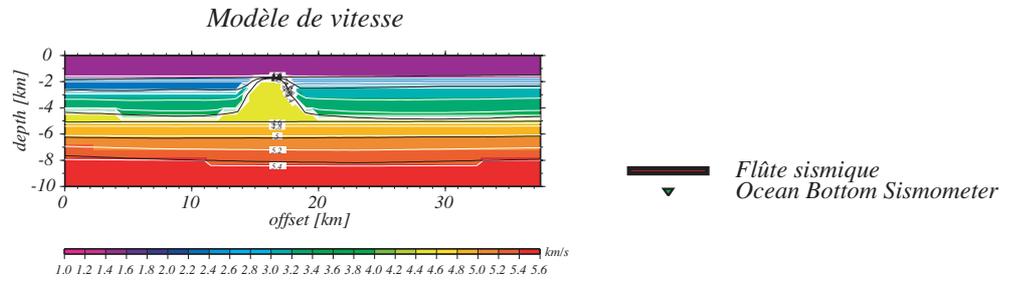


Fig. II-8 : Modélisation schématique du trajet des rais au niveau d'un dôme de sel (figure modifiée d'après Contrucci *et al.*, 2002) Les dômes de sel engendrent une grande variation latérale des vitesses de sismique réfraction, une distorsion des rais, un long parcours des rais, ainsi qu'une faible transmission d'énergie dans les couches les plus profondes. Néanmoins, la sismique réfraction est le seul outil qui permet d'échantillonner les couches en dessous de la couverture salifère, en particulier dans le domaine transitionnel. En effet, la grande distance source-récepteur de la sismique réfraction permet d'échantillonner les rais lointains déviés par le diapir.

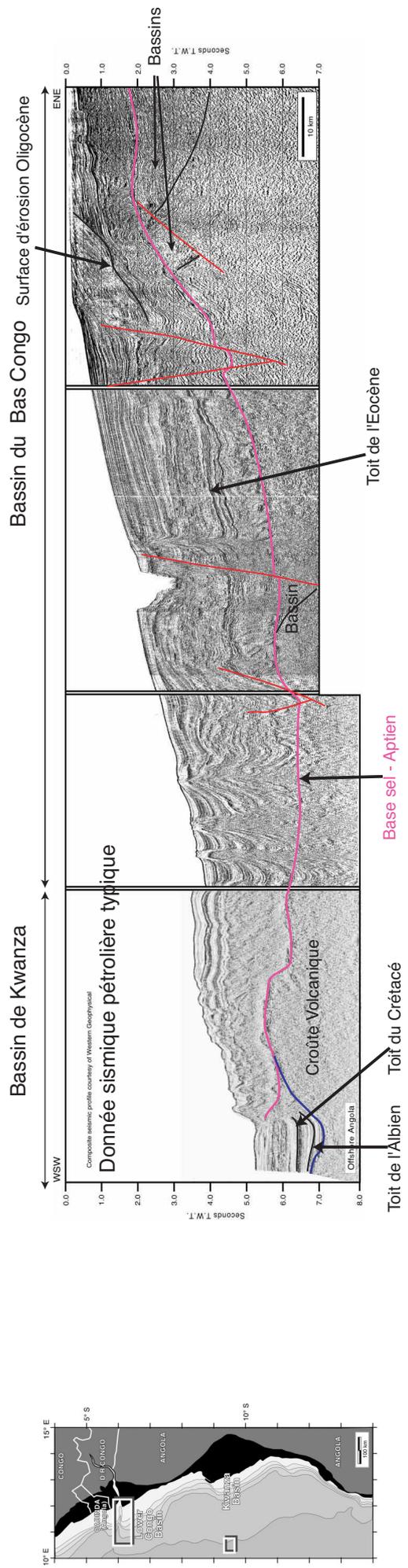
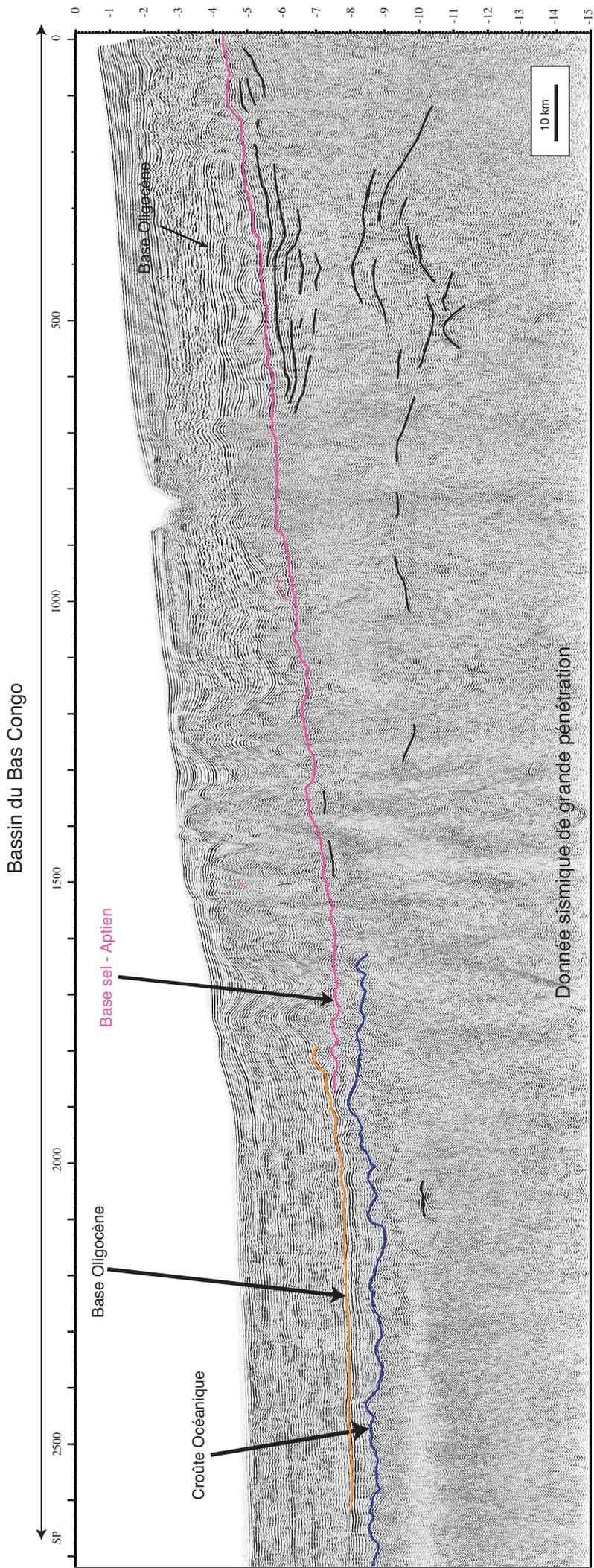


Fig. II-9 : Comparaison entre un profil sismique grande pénétration (Zaiango 14) (en haut) et un profil pétrolier conventionnel (en bas). Le profil Zaiango est stacké et migré à la vitesse de l'eau (1500 m/s). Le profil pétrolier est un profil composite (cf. carte de localisation). Le segment le plus à l'Ouest provient du bassin de Kwanza, les autres proviennent du bassin du Bas Congo, 300 km plus au Nord. Les profils conventionnels proviennent des données de la compagnie *Western Geophysical*. La figure a été modifiée d'après Cramez & Jackson, 2000. Notez la différence de résolution dans la partie sédimentaire et l'apport en profondeur d'information sur le signal sismique sur le profil Zaiango. L'échelle est de 1/1110000.

Chapitre III :
Description des structures et Résultats

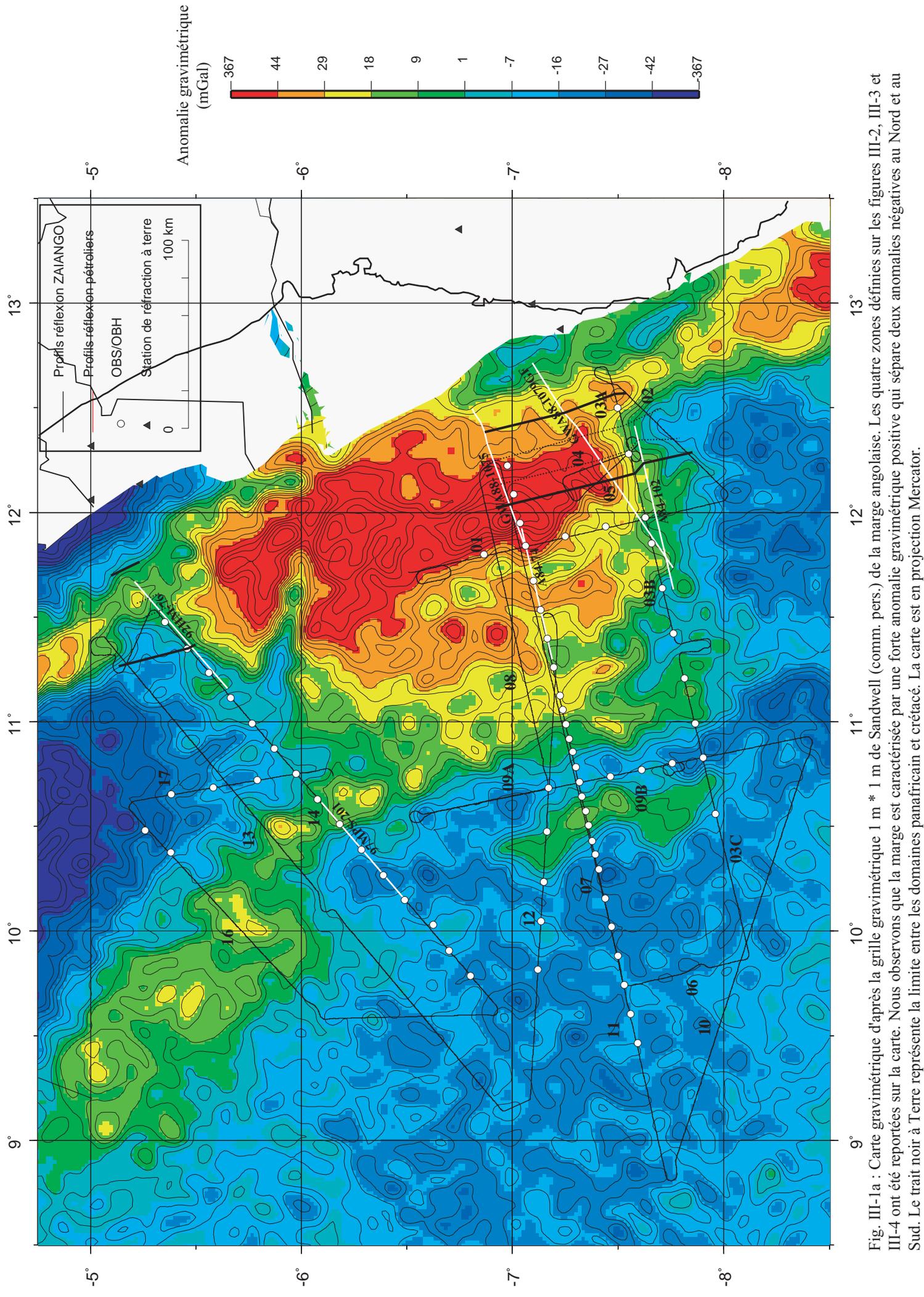


Fig. III-1a : Carte gravimétrique d'après la grille gravimétrique 1 m * 1 m de Sandwell (comm. pers.) de la marge angolaise. Les quatre zones définies sur les figures III-2, III-3 et III-4 ont été reportées sur la carte. Nous observons que la marge est caractérisée par une forte anomalie gravimétrique positive qui sépare deux anomalies négatives au Nord et au Sud. Le trait noir à Terre représente la limite entre les domaines panafricain et crétaïc. La carte est en projection Mercator.

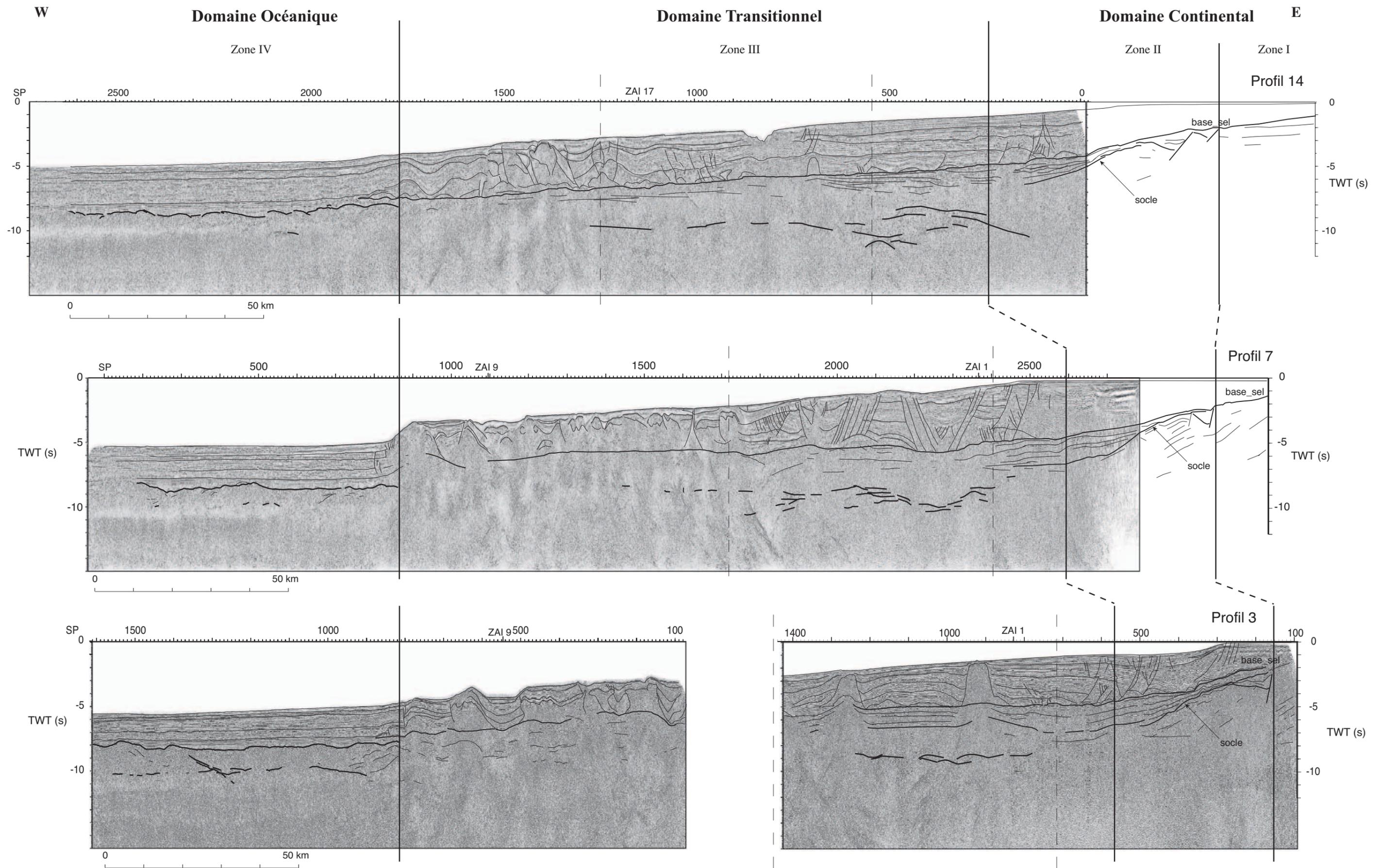


Fig. III-2 : Les trois principaux profils de sismique réflexion perpendiculaires à la marge implantés du Nord (en haut) au Sud (en bas) présentent les trois domaines définis sur la marge angolaise. La marge est découpée en 4 zones (I à IV) définies selon des critères géométriques. Les traits pointillés marquent la zone de renflement du socle vue sur la sismique réfraction. Les traits noirs correspondent aux *lines drawing* des profils ZAIANGO et pétroliers. La base du sel et le socle ont été indiqués. Entre ces deux réflecteurs, on observe une série litée correspondant à un épisode syn-rift.

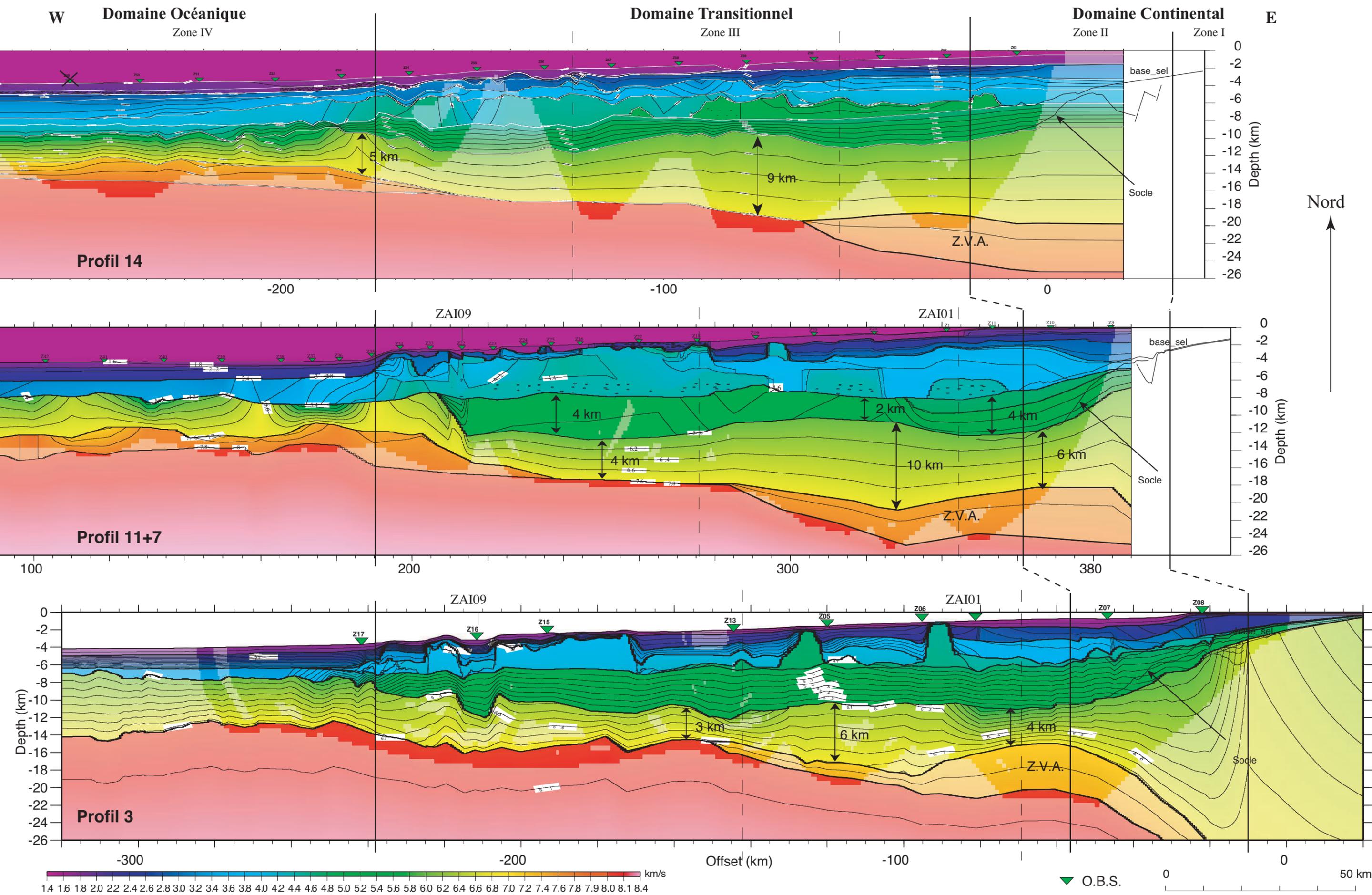


Fig. III-3 : Modèles de vitesse des trois principaux profils perpendiculaires à la marge angolaise depuis le Nord (en haut) vers le Sud (en bas). Les trois grands domaines de la marge (traits noirs) ont été représentés, ainsi que le renflement du socle vu en sismique réfraction (traits pointillés fins). Les profils ont été traités par I. Contrucci (profil 7-11, 3 et 14) et L. Matias (profil 7-11). Les vitesses sont indiquées en km/s, et les couleurs vives sont les aires réellement échantillonnées par les rais sismiques. L'exagération verticale est de 2,3.

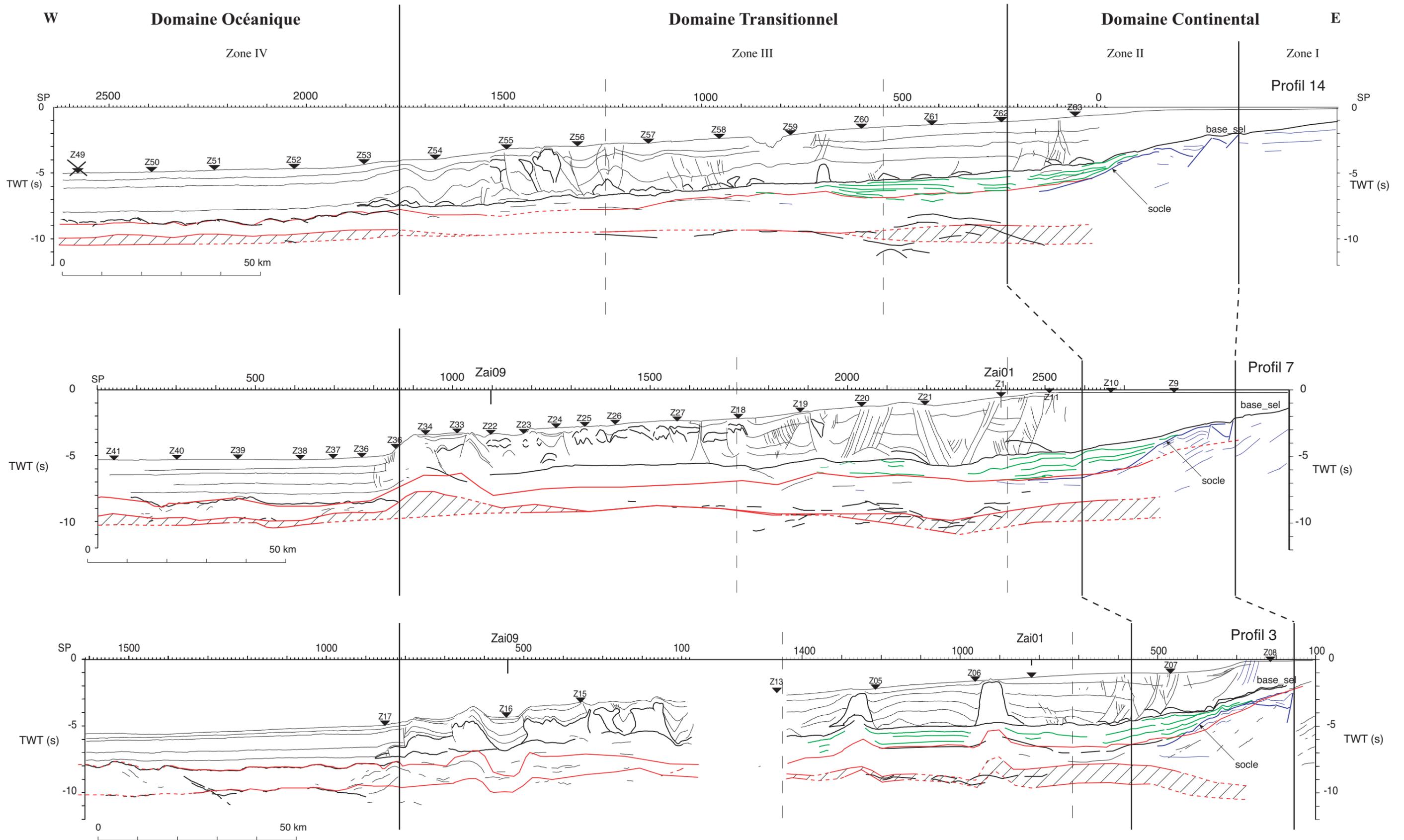


Fig. III-4 : Les *lines drawing* des trois principaux profils de sismique réflexion perpendiculaires à la marge implantés du Nord (en haut) au Sud (en bas). Les traits noirs correspondent aux *lines drawing* des profils ZAIANGO, les traits bleus correspondent aux *lines drawing* des profils pétroliers et les rouges aux limites du modèle de vitesse issues de la réfraction (pour le toit du socle, le toit de la Z.V.A. et le Moho). Les pointillés rouges représentent les zones non échantillonnées par les rais sismiques. Nous montrons avec cette figure que les réflecteurs plans de la série litée (en vert) peuvent être suivis sur plus de 100 km sans décalage majeur. On constate que le Moho est situé plus (profil 3) ou moins (profil 7) à l'intérieur de la série fortement énergétique. Les trois grands domaines de la marge (traits noirs) ont été représentés, ainsi que le renflement du socle vu en sismique réfraction (traits pointillés fins).

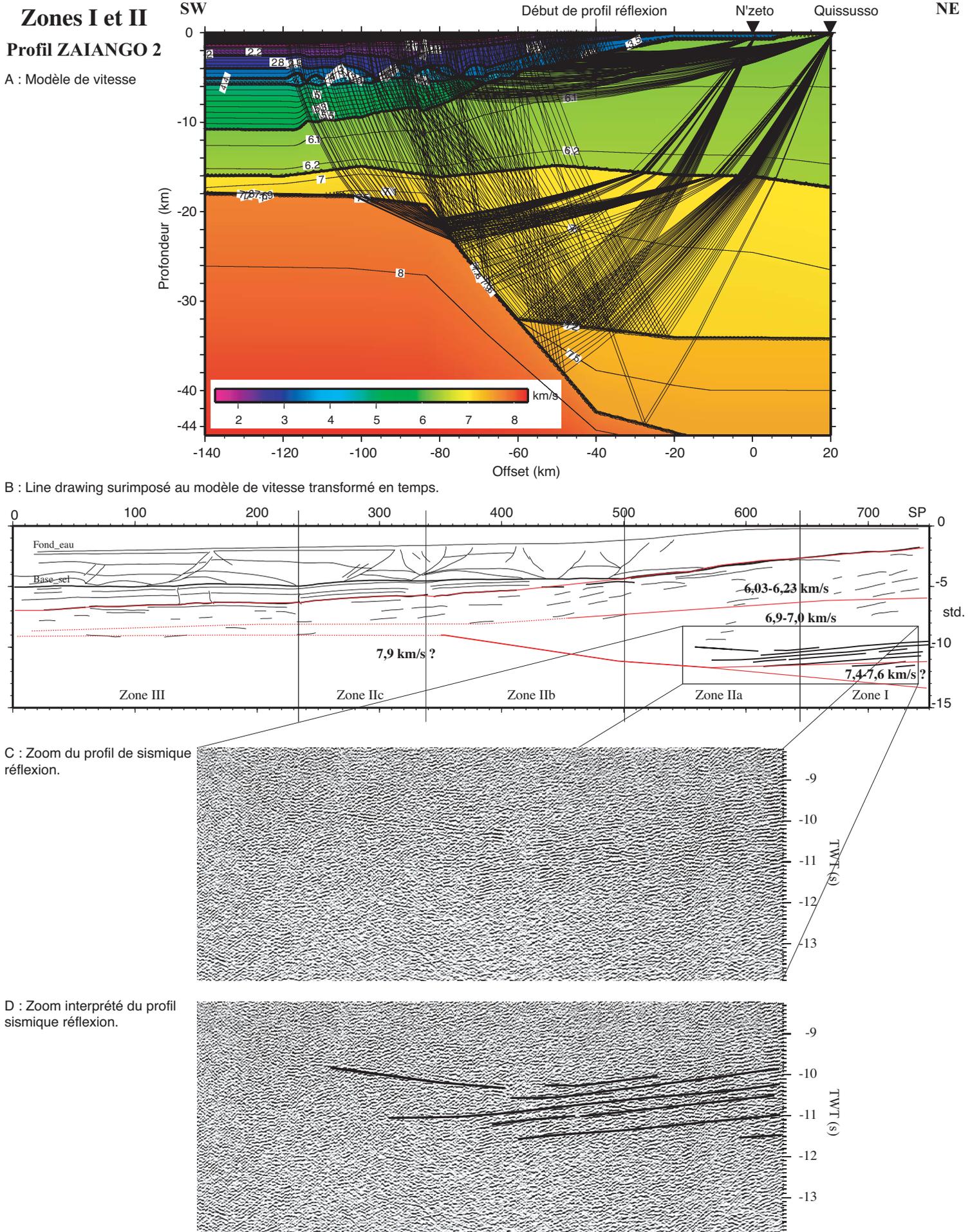


Fig. III-5 : En A, le modèle de vitesse réfraction obtenu avec les stations à Terre. En B, le *line drawing* du profil ZAIANGO 2 montre sous la plate-forme continentale une bande de réflecteurs plus énergétiques. En rouge, le modèle de vitesse réfraction issu des données terrestres a été superposé au *line drawing* (les pointillés rouges signalent les zones non contraintes). L'échelle est de 1/400000, et l'exagération est de 1 (d'après les résultats de la réfraction avec une base du sel au SP 0 à 5 km). En C, le zoom vierge et interprété (en D) de la partie cadrée du profil 2 sur la bande de réflecteurs lités située entre 9 et 12 std. L'échelle est de 1/160000.

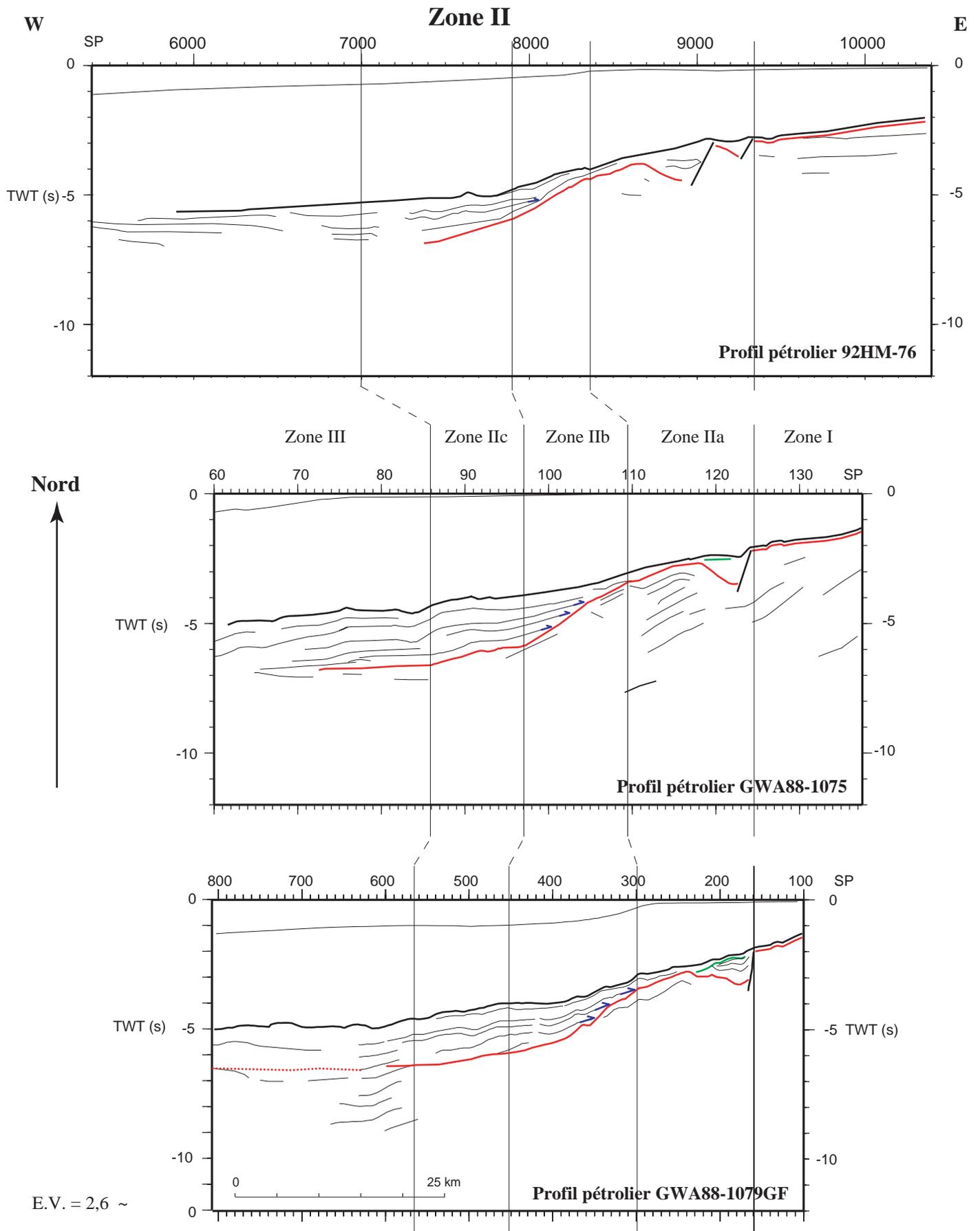


Fig. III-6 : Zooms sur la zone II, avec détermination des trois sous-zones (IIa, IIb et IIc). Le découpage provient des gradients de pente distincts d'une zone à l'autre. Les exemples sont issus des *lines drawing en temps* de profils pétroliers GWA88-1079GF, GWA88-1075, et 92HM-76 (terminaison des profils Zaïango vers l'Ouest) du Nord au Sud) (cf. fig. III-1). Les sous-zones sont décrites dans le texte. L'exagération verticale de 2,6 environ avec une profondeur de la base de sel à 5-6 km (selon les résultats issus de la réfraction). Le profil GWA88-1079GF est montré plus en détail sur la figure III-8, le profil GWA88-1075 sur la figure III-9 et le profil 92HM-76 sur la figure III-10. La légende est la même pour toutes les figures, le rouge correspond au socle, le noir à la base du sel aptien et le vert à une discordance intra-barrémienne. Le trait pointillé rouge représente le socle obtenu avec la sismique réfraction.

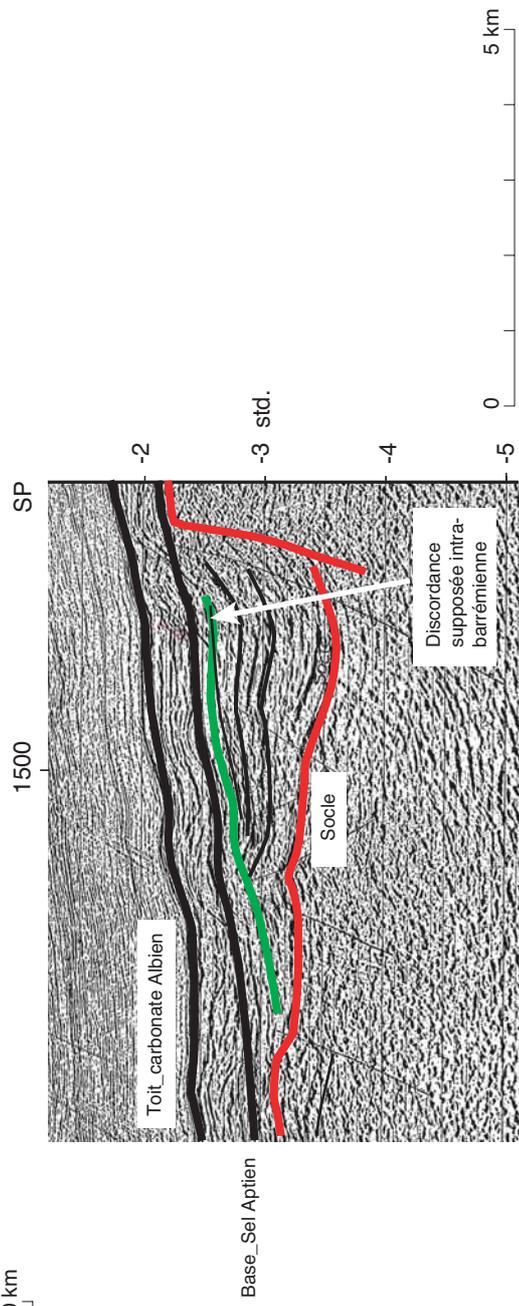
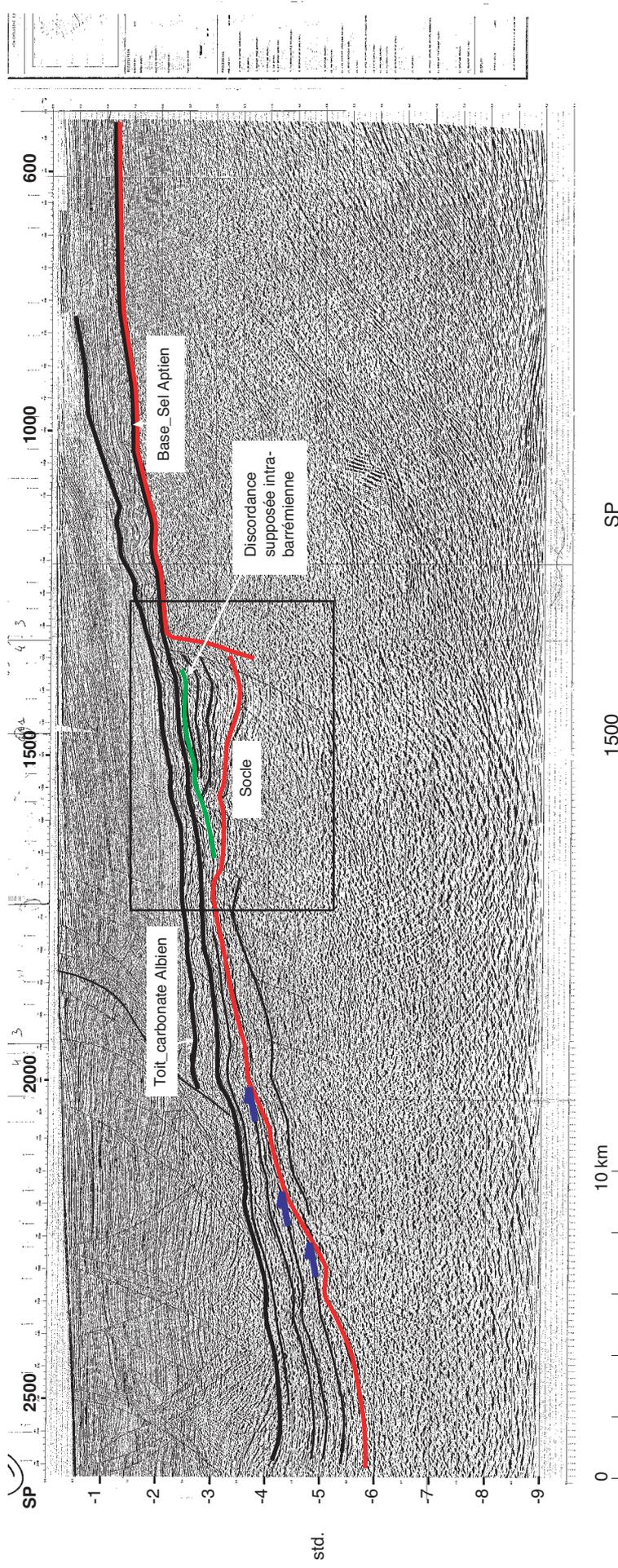


Fig. III-8 : Exemple de profil pétrolier : ici le profil GWA88-1079GF situé dans le prolongement du profil ZAIANGO 3, sous la plate-forme (dans la zone II). Les traits fins correspondent à l'interprétation préliminaire de TotalFinalElf, les traits épais à notre ré-interprétation. Nous observons un seul bloc basculé en haut de pente (zoom du bas), dont l'activité est scellée par la discordance (en vert). Vers l'Ouest, la série sédimentaire anté-salifère (supposée *syn-rift*) est caractérisée par des réflecteurs parallèles à la base du sel qui se terminent en *onlap* (flèche bleue sur la figure du haut) sur le socle (en rouge). Les observations dans la zone de pente sont identiques sur les profils GWA88-1075 et 92HM-76 (cf. *line drawing* des figures III-6 et III-7). L'exagération verticale de 2 (avec une base du sel à 3 km sous la plate-forme d'après les résultats de réflexion) .

Zone II - Profil 7-11

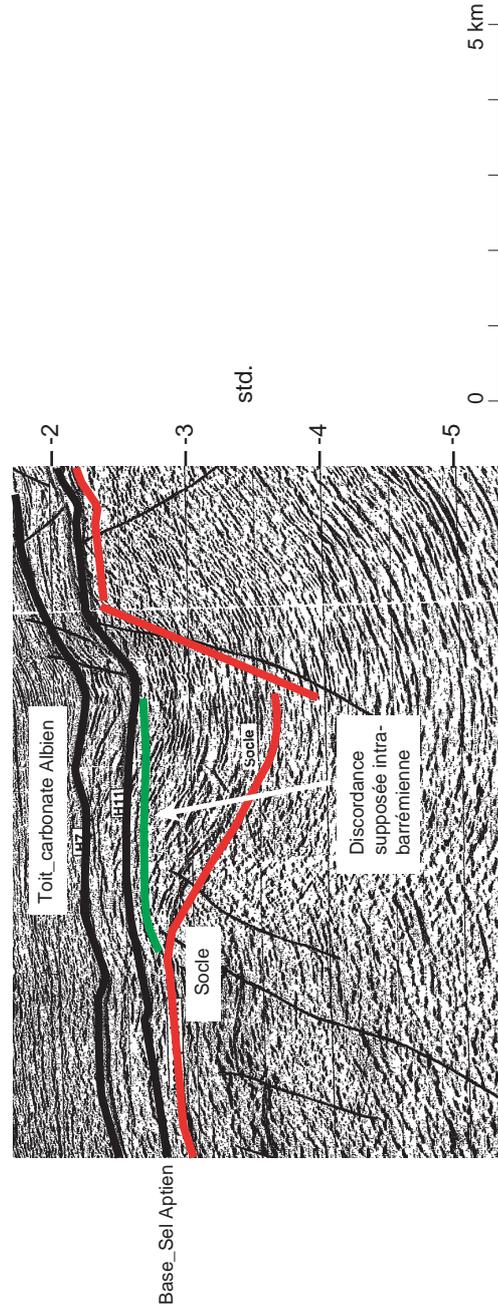
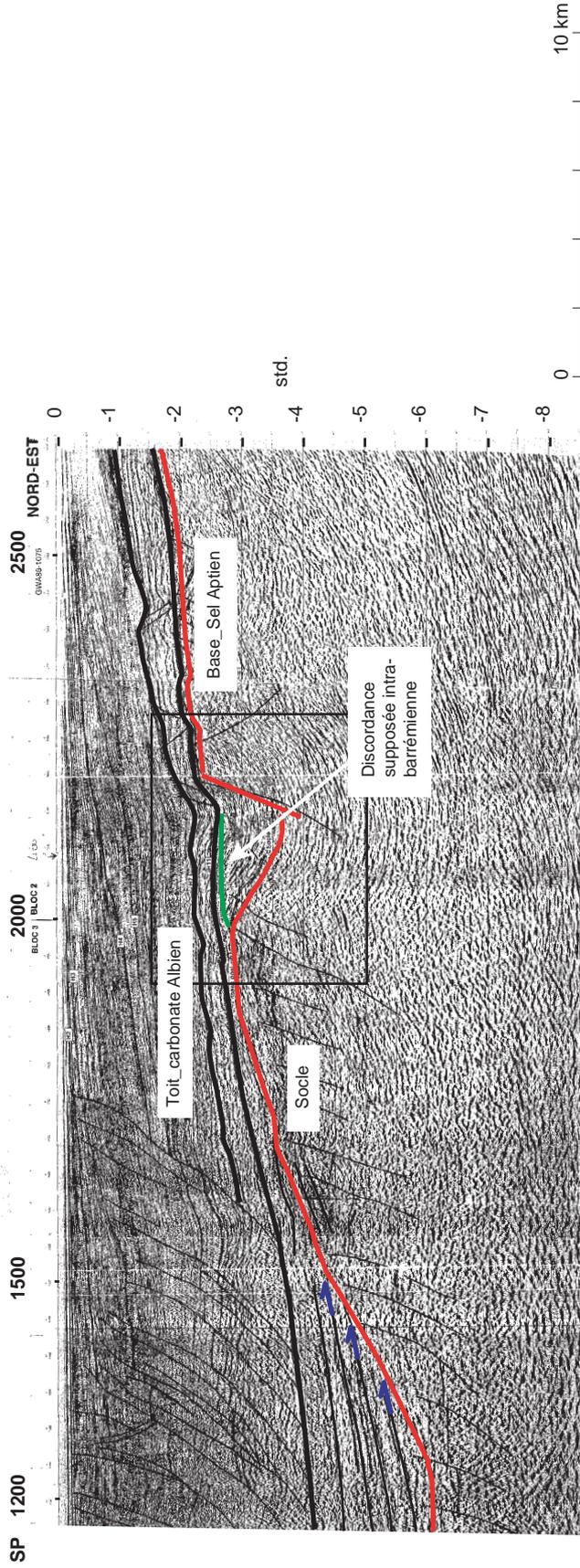


Fig. III-9 : Exemple de profil pétrolier : ici le profil GWA88-1075 situé dans le prolongement du profil ZAIANGO 7-11, sous la plate-forme (dans la zone II). Les traits fins correspondent à l'interprétation préliminaire de TotalFinaElf, les traits épais à notre ré-interprétation. Nous observons un seul bloc basculé en haut de pente (zoom du bas), dont l'activité est scellée par la discordance (en vert). Vers l'Ouest, la série sédimentaire anté-salifère (supposée *syn-rift*) est caractérisée par des réflecteurs parallèles à la base du sel qui se terminent en *onlap* (flèche bleue sur la figure du haut) sur le socle (en rouge). Les observations dans la zone de pente sont identiques sur les profils GWA88-1079GF et 92HM-76 (cf. *line drawing* des figures III-6 et III-7). L'exagération verticale de 2 (avec une base du sel à 3 km sous la plate-forme d'après les résultats de réflexion) .

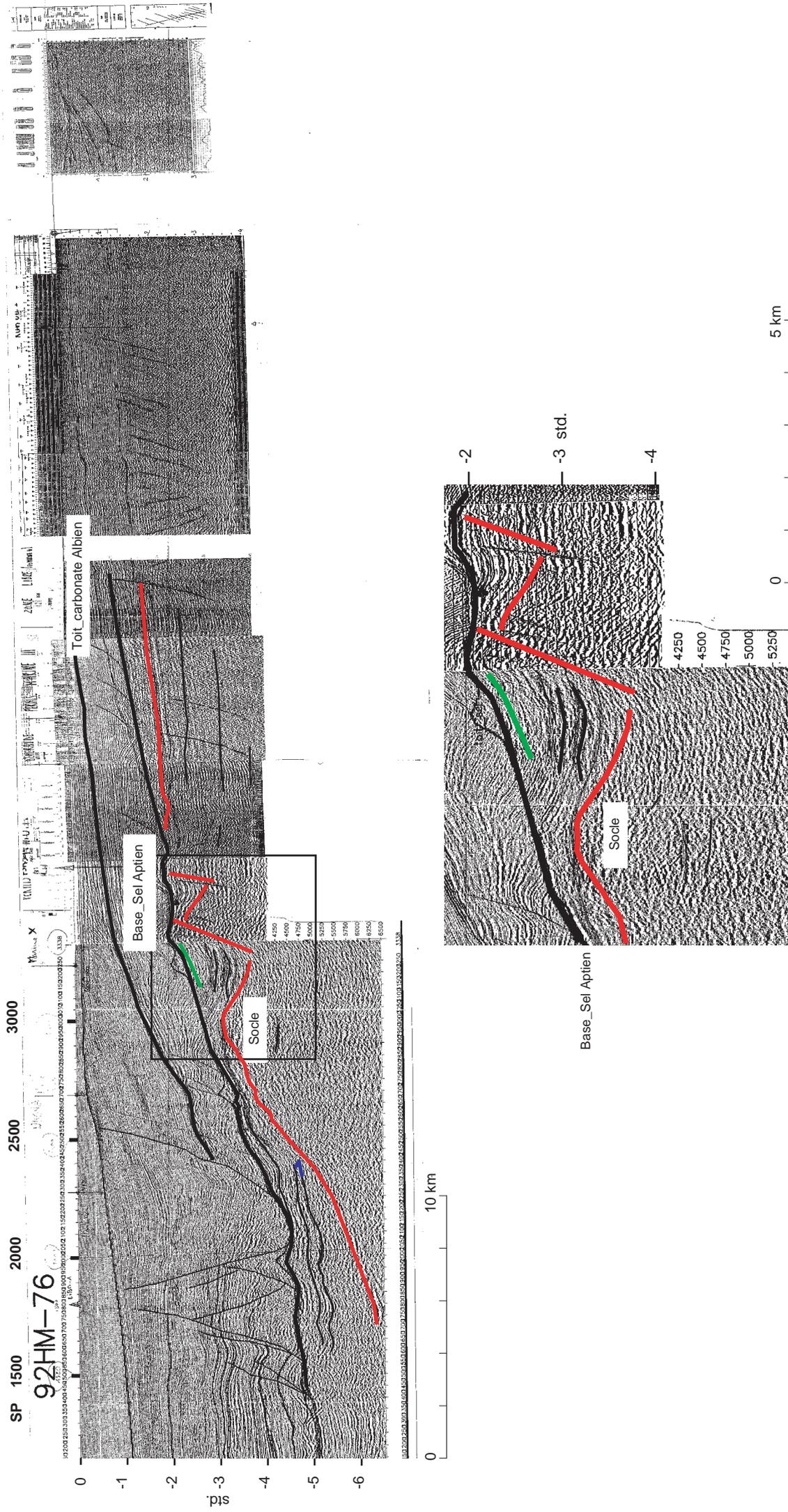


Fig. III-10 : Exemple de profil pétrolier : ici le profil 92HM-76 situé dans le prolongement du profil ZAIANGO 14, sous la plate-forme (dans la zone II). Les traits fins correspondent à l'interprétation préliminaire de TotalFinaElf, les traits épais à notre ré-interprétation. Nous observons deux blocs basculés en haut de pente (zoom du bas), mais n'observons pas de discordance qui scelle l'activité des blocs comme sur les profils précédents. Vers l'Ouest, la série sédimentaire anté-salifère (supposée *syn-rift*) est caractérisée par des réflecteurs parallèles à la base du sel qui se terminent en *onlap* (flèche bleue sur la figure du haut) sur le socle (en rouge). Les observations dans la zone de pente sont identiques sur les profils GWA88-1079GF et GWA88-1075 (cf. *line drawing* des figures III-6 et III-7). L'exagération verticale est de 2 (avec une base du sel à 3 km sous la plate-forme d'après les résultats de réfraction).

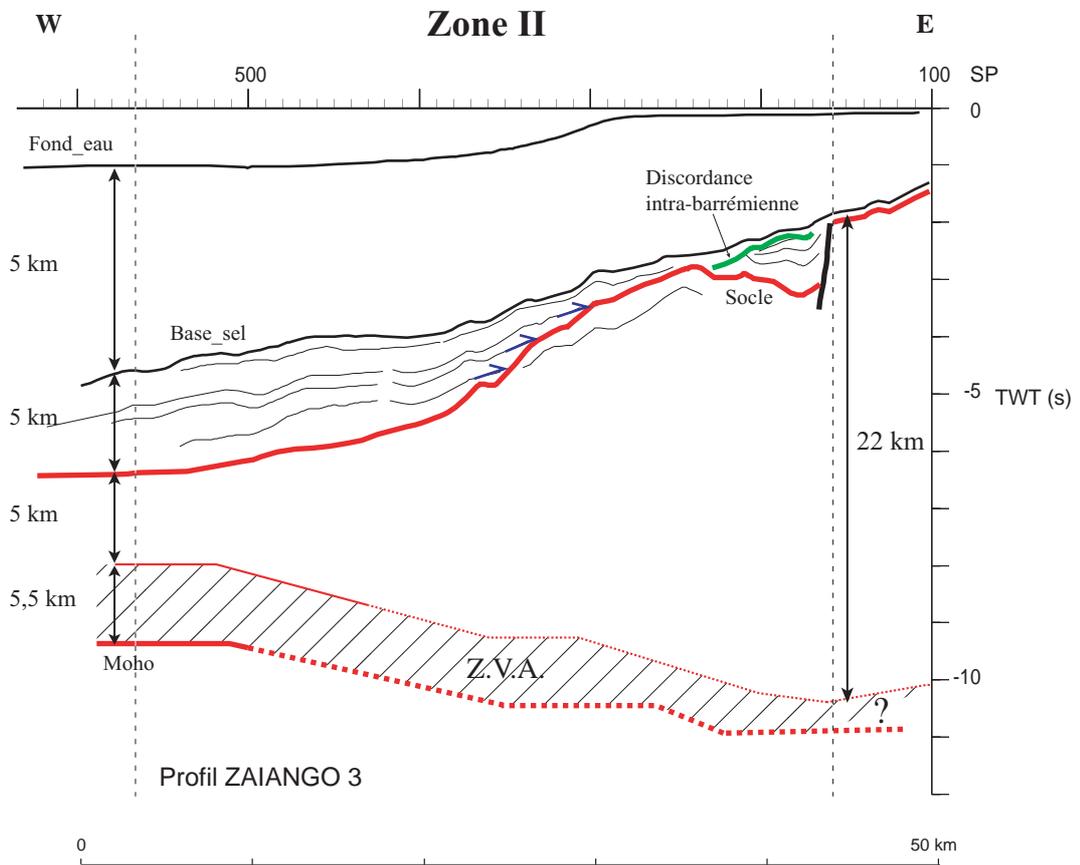


Fig. III-11 : Schéma de la zone II à partir des *lines drawing* des profils ZAIANGO 3 et GWA88-1079GF, surimposé au modèle de vitesse réfraction transformé en temps (en rouge) (les pointillés rouges sont les aires non échantillonnées par les rais sismiques) . Cette figure montre que l'approfondissement du socle observé sur la figure III-6 (en rouge) ; visible sur la sismique réflexion et réfraction est associé à une importante remontée du Moho (visible seulement grâce à la sismique réfraction). L'observation de cette remontée est encore plus marquante sur une coupe en profondeur (*cf.* fig. III-3). Les limites de la zone II sont en tireté. Sur la gauche, l'épaisseur en kilomètres des couches provient des données réfraction reportées. $E.V. = 1,6$ (calculé avec le Moho à 20 km de profondeur à la limite entre les zones II et III).

Zone III - Profil 3

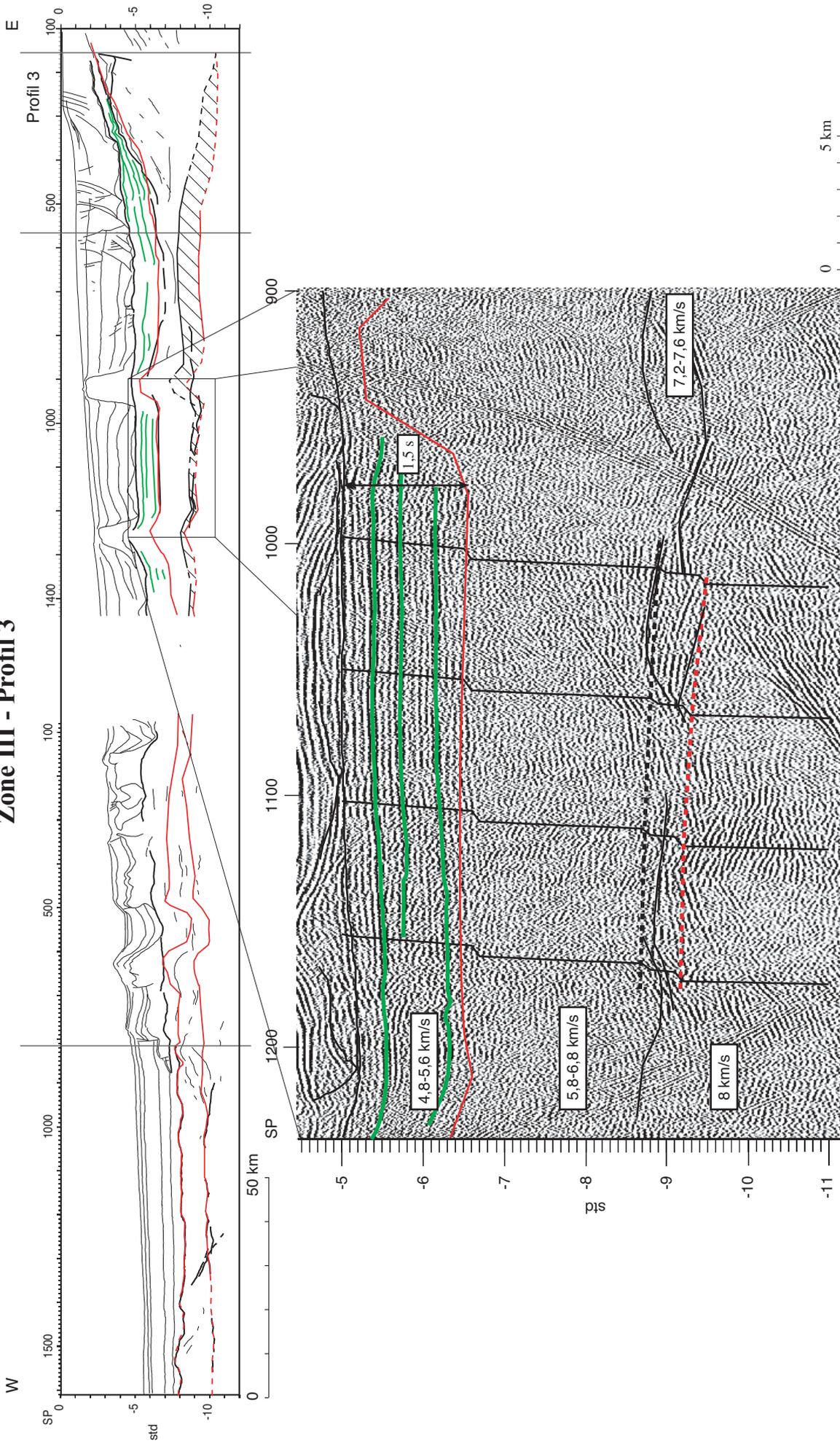


Fig. III-12 : *Line drawing* du profil ZAIANGO 3, surimposé au modèle de vitesse issu des données réfraction. Le cadre noir correspond au zoom ci-dessus. Ce zoom montre les faciès caractéristiques du domaine transitionnel : le faciès lité (en vert) formé de réflecteurs parallèles à la base du sel (en noir) sur 1,5 std. d'épaisseur repose sur un faciès transparent qui est terminé par une série de réflecteurs fortement énergétique situé entre 9 et 10 std. Surimposés au profil de sismique verticale, des profils de vitesse issus de la réfraction montrent que la limite socle sédiment (en rouge) est définie par un faible gradient de vitesse. Le Moho (pointillé rouge) correspond à une limite plus ou moins nette sur le profil sismique (ici il est situé à la base de la série énergétique, mais il peut aussi se situer à l'intérieur ou à l'extérieur de la série (cf. fig. III-4)). Le faciès lité est associé à du remplissage sédimentaire, la géométrie du remplissage observée exclut tous mouvements du socle (aucune signature de blocs basculés). L'exagération verticale est de 0,8 (pour une épaisseur de la série litée de 4 km d'après les résultats de la réfraction).

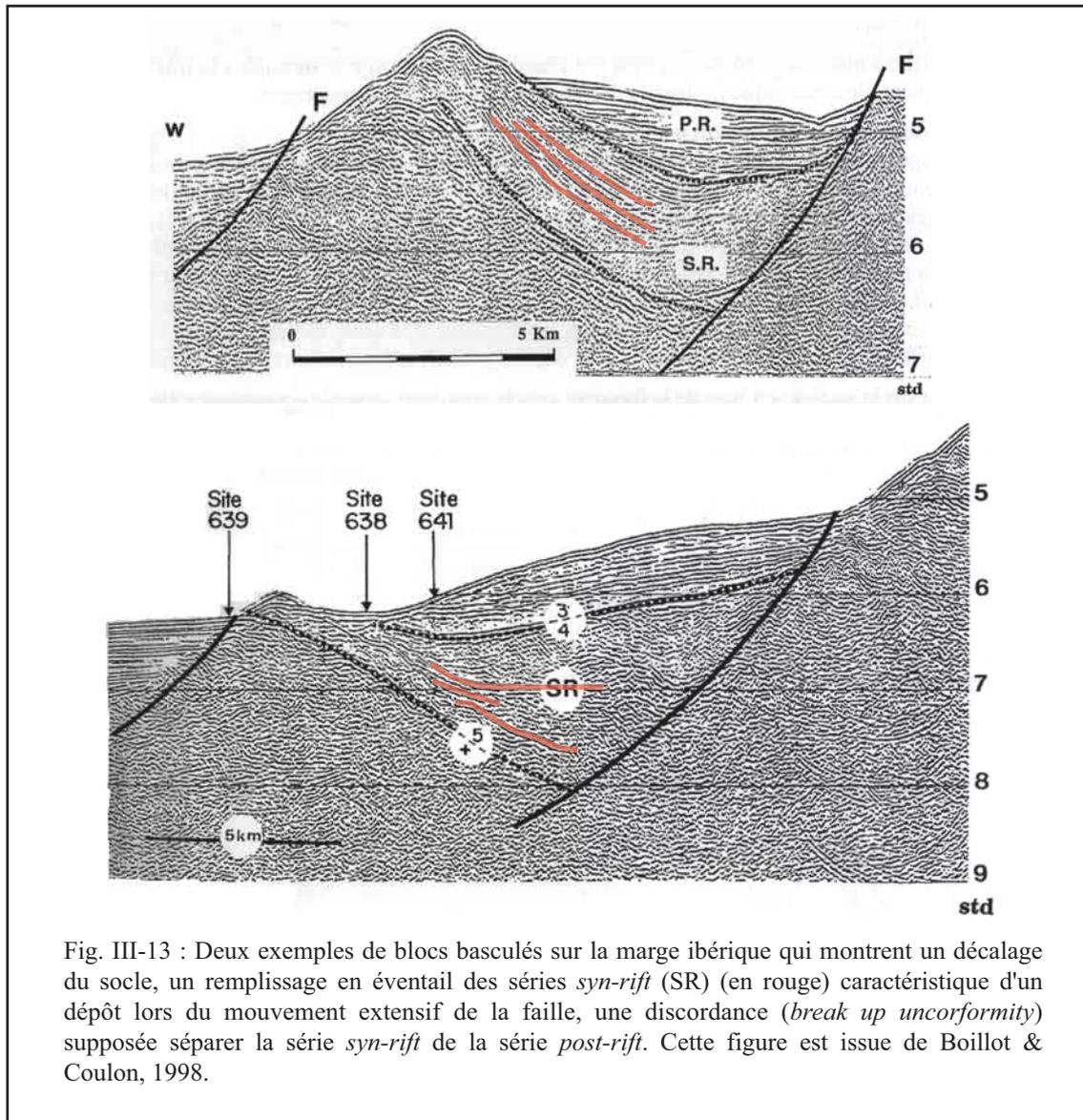


Fig. III-13 : Deux exemples de blocs basculés sur la marge ibérique qui montrent un décalage du socle, un remplissage en éventail des séries *syn-rift* (SR) (en rouge) caractéristique d'un dépôt lors du mouvement extensif de la faille, une discordance (*break up unconformity*) supposée séparer la série *syn-rift* de la série *post-rift*. Cette figure est issue de Boillot & Coulon, 1998.

Zone III - Profil 14

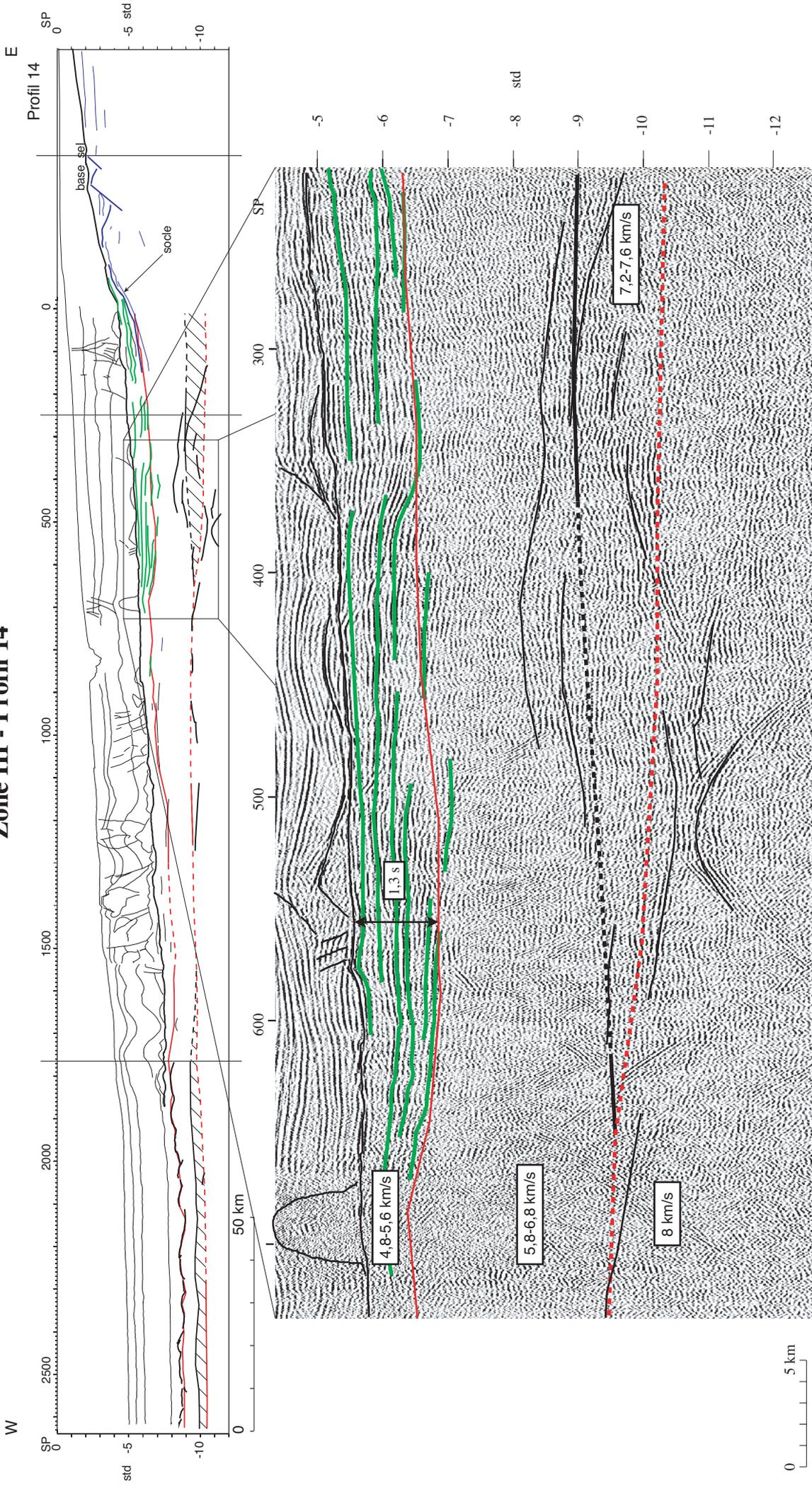


Fig. III-14 : *Line drawing* du profil ZAIANGO 14, surimposé au modèle de vitesse issu des données de réfraction. Le cadre noir correspond au zoom ci-dessus. On retrouve les trois mêmes faciès que la figure III-12. Le modèle de vitesse issu de la réfraction montre que la limite socle / sédiment (en rouge) est définie par un faible gradient de vitesse. Le toit de la Z. V.A. est représenté en traits noirs (les pointillés indiquent les zones non échantillonnées par les rais sismiques. Le Moho (pointillé rouge) correspond à une limite plus ou moins nette sur le profil sismique (ici il est situé à l'intérieur de la série énergétique (cf. fig. III-4)). Le faciès lité est associé à du remplissage sédimentaire, La géométrie du remplissage n'est pas aussi plane que sur le profil 3 (fig. III-12). Au niveau du SP 400, il existe une perturbation des réflecteurs. L'exagération verticale est de 1,17 (pour une épaisseur de la série litée de 3,4 km au maximum d'après les résultats de la réfraction).

Zone III

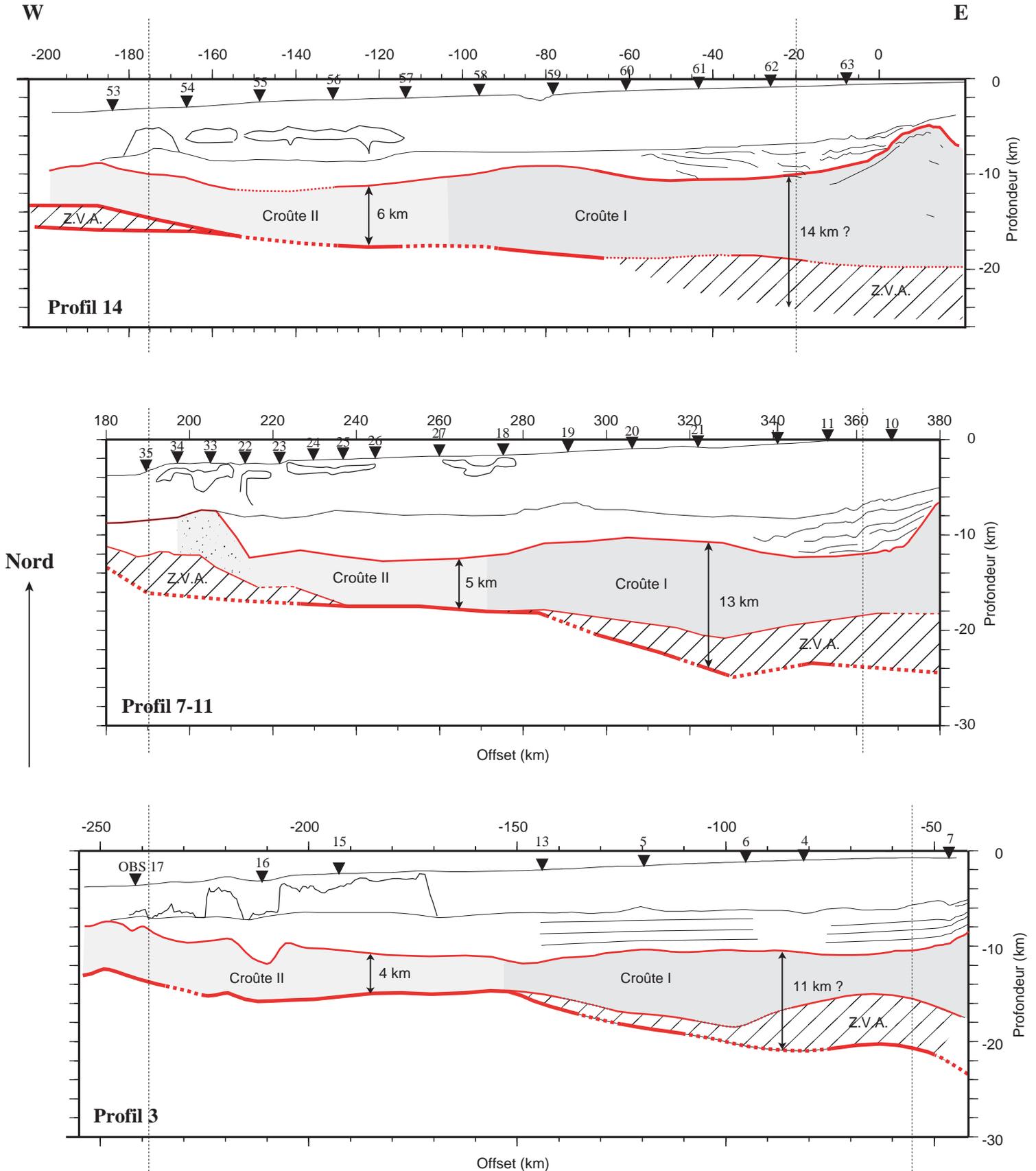


Fig. III-15 : Schéma de la zone III à partir du modèle de vitesse réfraction (en rouge) et des *lines drawing* des profils industriels et Zaïango (géométrie des sédiments *syn-rift* transformés en profondeur avec le logiciel Zelt (Zelt & Smith, 1992), par L. Matias). La sismique réfraction nous montre que dans le domaine transitionnel, on peut individualiser deux types de croûte. La croûte I est la plus épaisse (épaisseur moyenne = 5,5 km (profil 3) ; 7,85 km (profil 7-11) ; 8,5 km (profil 14)) et présente à sa base une zone à vitesse anormale (vitesses comprises entre 7,4 et 7,8 km/s). La croûte II a une épaisseur fortement diminuée, et n'a pas de Z.V.A. à sa base. La croûte II se termine par un horst (gris avec des points noirs) sur le profil 7 seulement, sur lequel vient finir le remplissage sédimentaire. On retrouve une Z.V.A. à la base du horst. Cette terminaison n'est observée que sur la sismique réfraction. La croûte II se superpose plus ou moins avec le « front compressif salifère » marqué par la présence de nombreux diapirs indiqués dans la *line drawing*. Les limites de la zone III sont en tireté. L'exagération verticale est de 2,3.

Zone IV

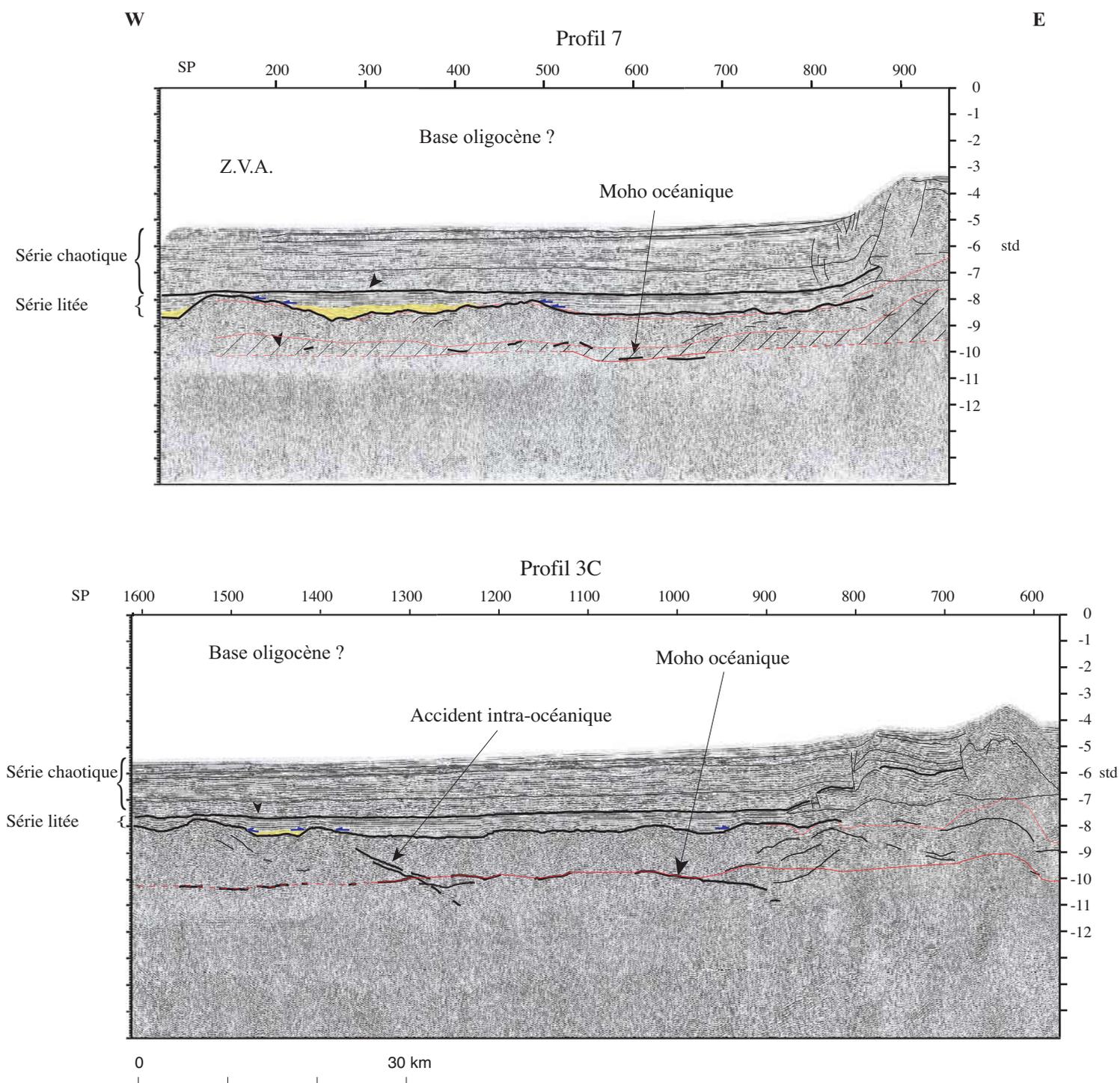
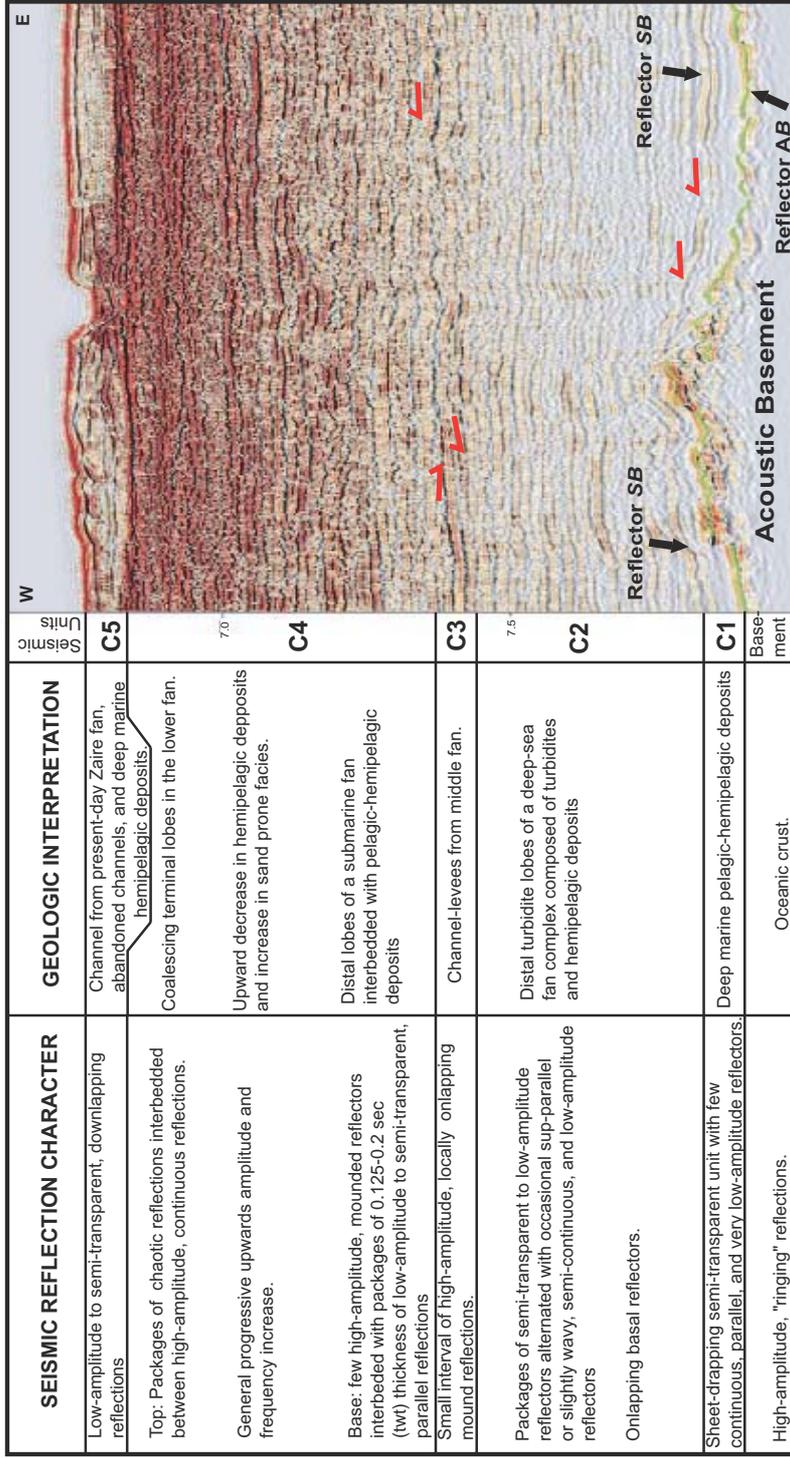


Fig. III-16 : Zooms des profils sismiques ZAIANGO 3 et 7 sur la croûte océanique. Le toit de la croûte océanique est caractérisé par un réflecteur chaotique et de forte amplitude. A l'inverse, le moho n'est pas identifiable sur tous les profils, par exemple sur le profil 7. Nous avons surimposé en rouge les modèles de vitesse réfraction (les traits en pointillés représentent les zones non contraintes par les rais sismiques). Sur le profil 7, nous observons une couche à vitesse anormale (entre 7,4 et 7,8 km/s) en base de croûte océanique qui n'apparaît pas sur le profil 3. Nous observons un accident (sur le profil 3) qui traverse toute la croûte océanique, cet accident ressemble à ceux observés sur la marge ibérique par Pickup (Pickup *et al.*, 1996). Nous différencions aussi deux séries sédimentaires reposant sur le socle océanique : une série litée qui se termine en *onlap* sur le socle, avec parfois une série transparente à sa base (en jaune) et une série plus chaotique jusqu'à l'actuel. L'âge du changement de faciès n'est pas connu, les données pétrolières le dateraient à la base de l'Oligocène. L'exagération verticale est de 3,7 environ.

ZAIANGO 1 et 2



ZAIANGO SMT

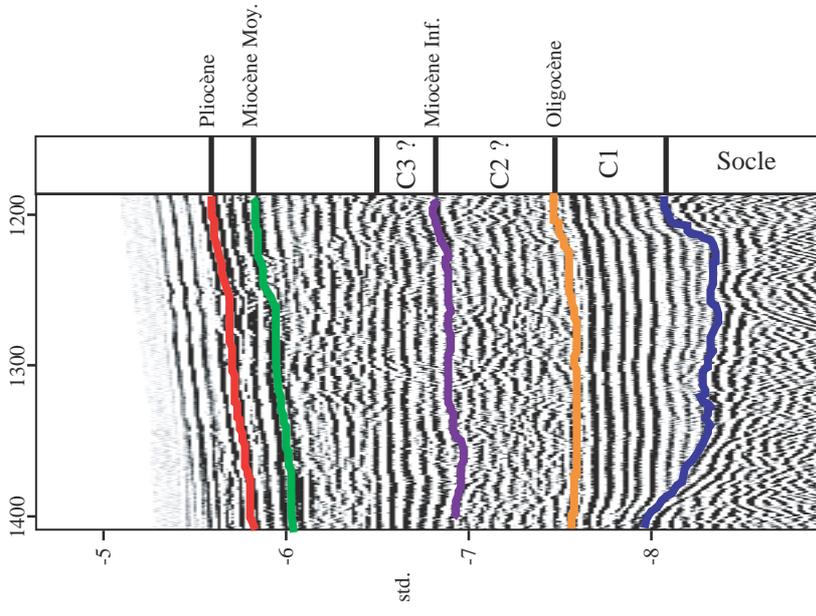


Fig. III-17 : Charte sismo-stratigraphique du *deep sea fan* angolais, établie par Anka & Séranne (soumis). Ils différencient 5 faciès (C1 à C5) au dessus du socle acoustique qu'ils corrélient à un contexte géologique (cf. chapitre III.2.3.1). Ce travail a été réalisé à partir des données Zaiango 1 (sismique 6 traces) et 2 (sismique 96 traces). La position exacte de cet exemple n'est pas signalée, l'épaisseur sédimentaire (1,15 std) semble nous indiquer une position assez éloignée de la côte. La corrélation avec les données Zaiango SMT est difficile du fait de la variation longitudinale d'épaisseur et de la mauvaise résolution des données SMT. Néanmoins, trois faciès semblent identifiables. L'unité C1 est déterminée par la limite Oligocène identifiée à partir des profils pétroliers sur les données SMT. C2 et C3 sont déterminées par le faciès sismique mais sans véritable contrôle. C4 et C5 ne sont pas différenciables, la résolution des données SMT ne permet pas d'observer à cette échelle. Cependant, pour les données Zaiango 1, 2 et SMT, il n'existe aucun contrôle de forage dans la partie profonde pour valider les datations et les interprétations géologiques des faciès. Notons la différence d'échelle verticale entre les deux types de données.

MARGE ANGOLAISE

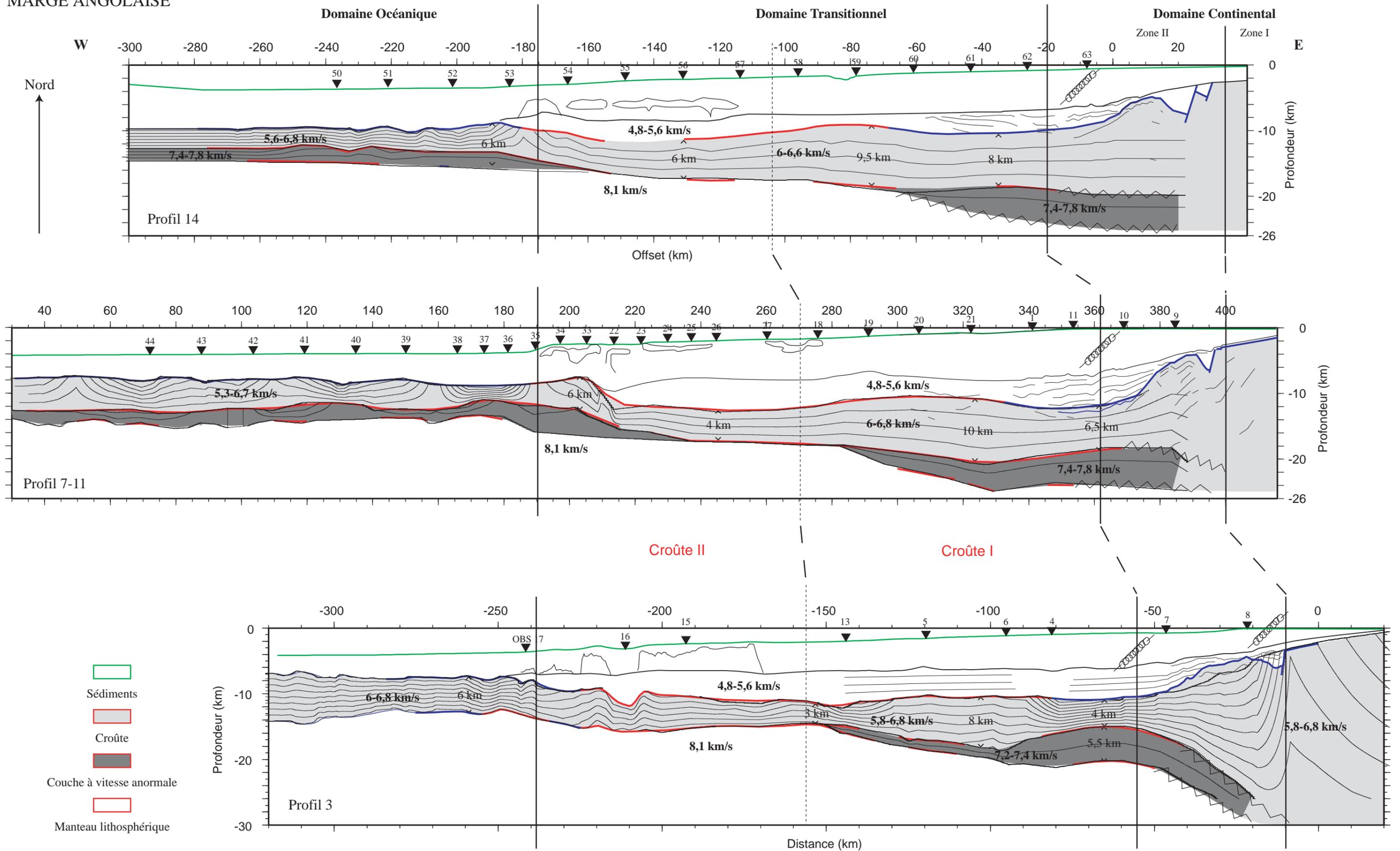


Fig. III-18 : Synthèse sur les trois coupes principales de toutes les différentes données utilisées. Les traits en bleus indiquent que l'information provient de la sismique réflexion, les traits en rouge de la combinaison réflexion réfraction, et les traits en zig-zag de la gravimétrie. Les trois grands domaines sont reportés sur les coupes, ainsi que la géométrie des réflecteurs dans le bassin anté-salifère (transformée en profondeur avec le logiciel Zelt (Zelt & Smith, 1992), par L. Matias, d'après les vitesses des modèles de réfraction), les épaisseurs, les croûtes I et II du domaine transitionnel, les ordres de grandeur des vitesses sismiques pour chaque entité et les **angles charnières de pente**. Les traits fins dans la croûte continentale ou océanique et dans la zone à vitesse anormale sont des courbes d'isovitesse issues du modèle réfraction. L'exagération verticale est de 2.

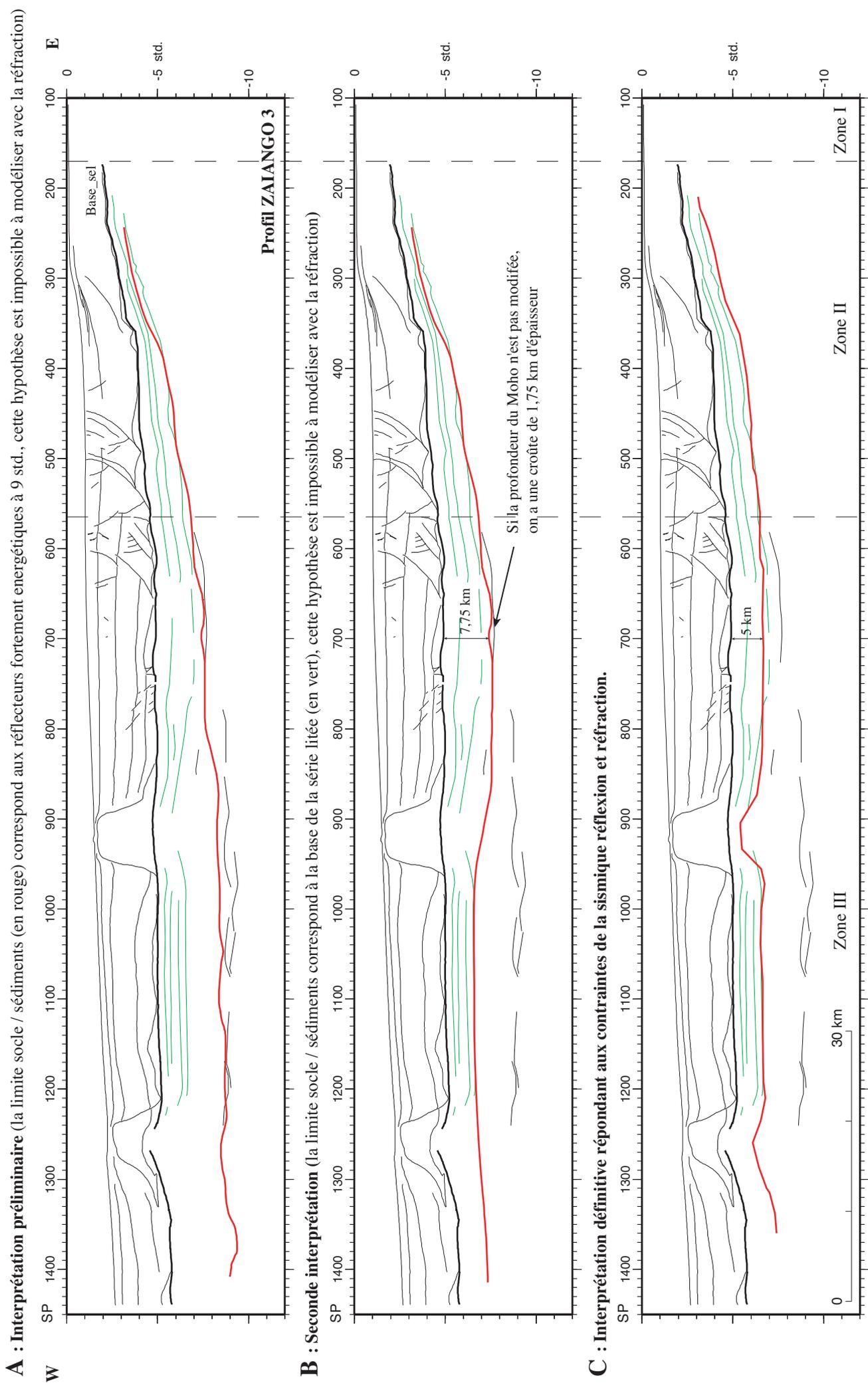
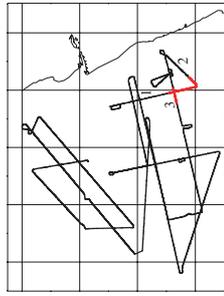


Fig. III-19 : Différentes étapes d'amélioration de l'interprétation de la limite socle / sédiments (en rouge) sur le *line drawing* du profil ZAIANGO 3 dues à la combinaison réflexion/réflexion. Depuis l'interprétation préliminaire (A) qui supposait un bassin anté-salifère très profond (entre la base du sel (en noir) et le socle (en rouge)), et l'interprétation déduite de la réflexion (B), nous obtenons un compromis entre la sismique réflexion et réfraction (C) sur l'épaisseur du bassin anté-salifère. Les réflecteurs en vert correspondent à la géométrie des couches dans le bassin. L'exagération verticale est de 2,75 (avec une vitesse dans l'eau de 1500 m/s).



- Limite Socle / Sédiment contrainte par les données réflexion
- Réflecteurs sismiques appartenant à la série litée définissant une série sédimentaire

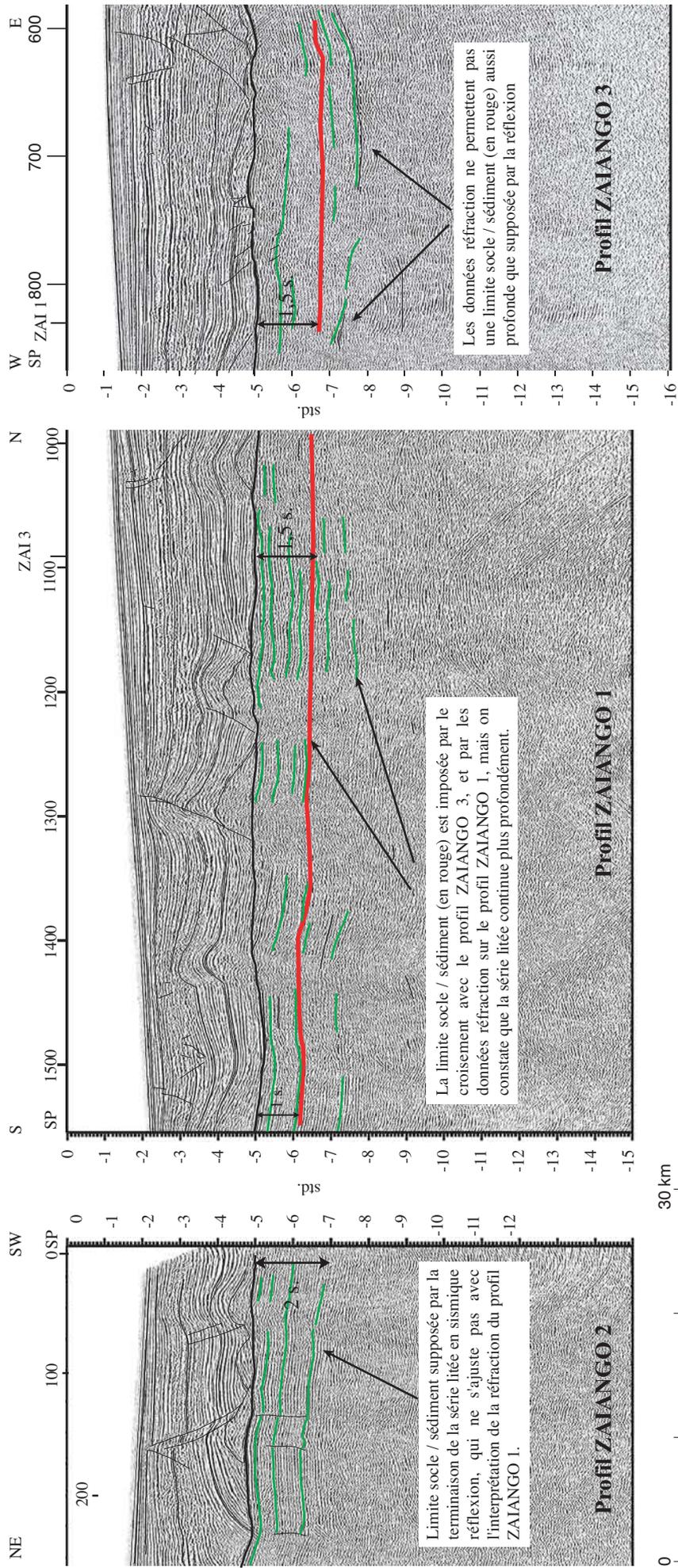


Fig. III-20 : Trois profils sismiques ZAIANGO 1, 2 et 3 (les extraits des profils sont figurés en rouge sur le plan de position) montrant une épaisseur différente de l'unité sismique litée. Le trait rouge correspond à la limite socle/sédiment contrainte par la réflexion ; les traits verts sont des réflecteurs sismiques caractérisant la série litée (qui définit une couche sédimentaire) d'après la sismique réflexion. On montre que la limite du socle en réflexion ne correspond pas à un changement de facies sismique. La limite socle / sédiment imposée par les données réflexion est moins profonde que celle définie par la sismique réflexion (passage entre la série litée et transparente). Dans le texte, nous essayerons d'expliquer la différence entre les limites réflexion et réflexion (cf. chapitre III.4.1.1). L'exagération verticale est de 4.

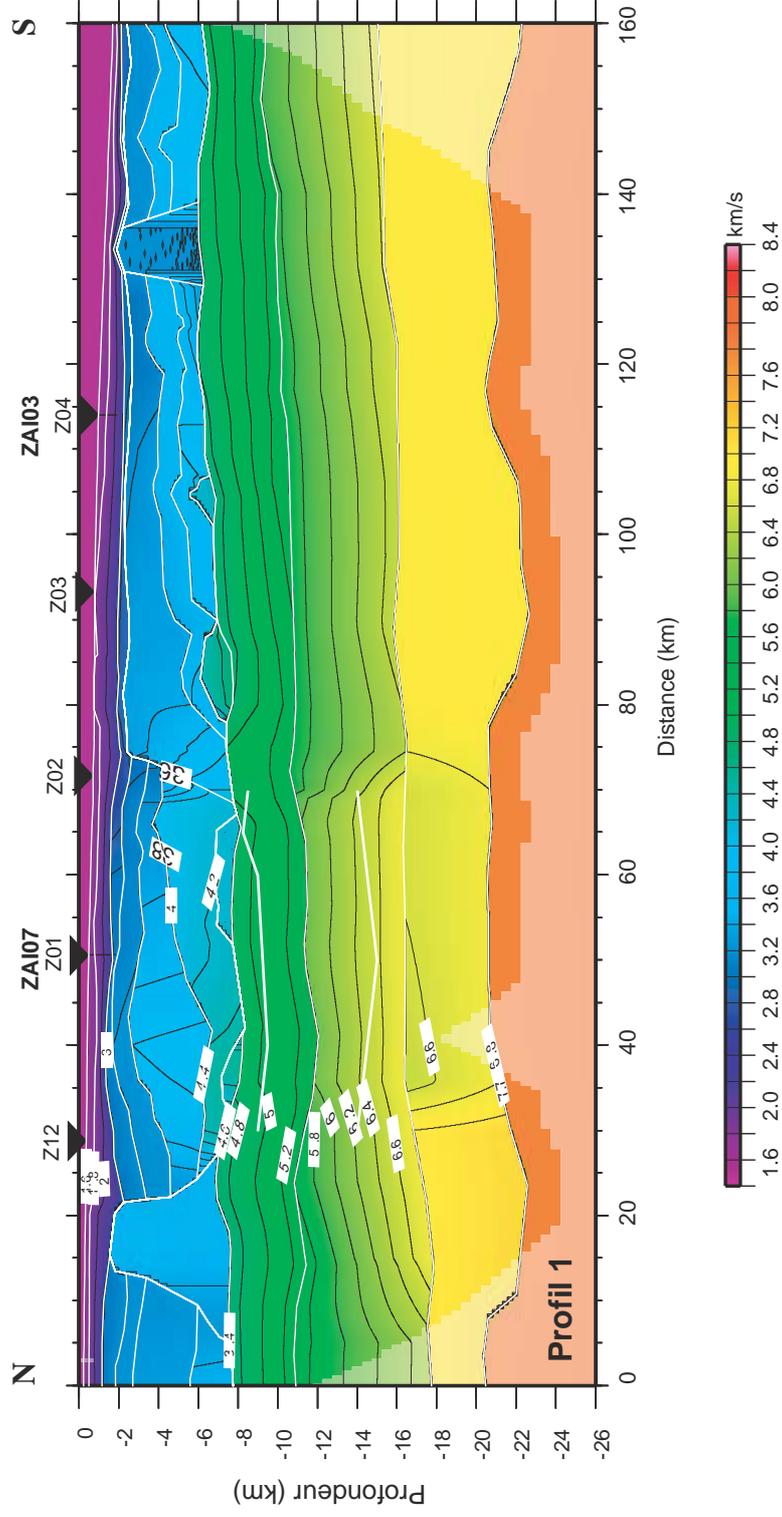


Fig. III-21 : Modèle de vitesse du profil 1 issu des données de réfraction. Il a été traité par L. Gréfi & F. Klingelhofer. Les vitesses sont indiquées en km/s, les couleurs vives éclairent les zones réellement échantillonnées par les rais sismiques. Ce profil montre au niveau du croisement avec le profil 7, deux anomalies de vitesses, dans les sédiments anti-salifères et dans la croûte, qui ont nécessité l'emploi d'un « *floating reflector* » (cf. chapitre III.4.1.1). Au croisement avec le profil 3, qui pose problème en sismique réflexion, le modèle semble bien contraindre la limite socle/sédiment. L'échelle est la même que celle de la figure III-3, E.V. = 2,3.

Situation à l'Aptien au Gabon

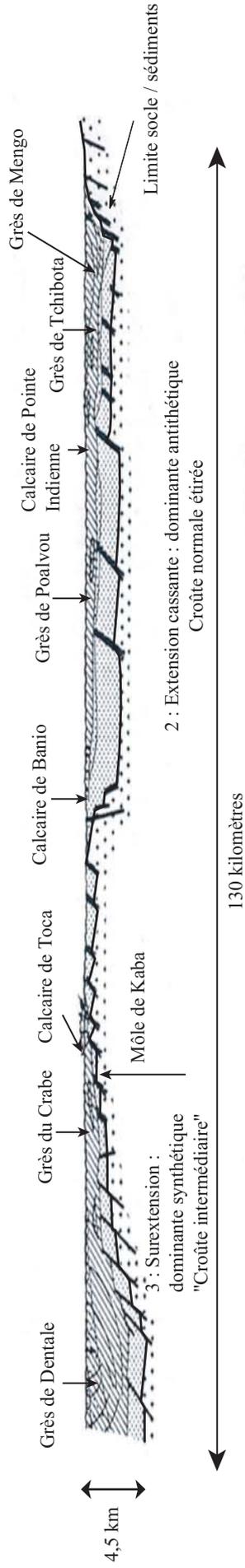
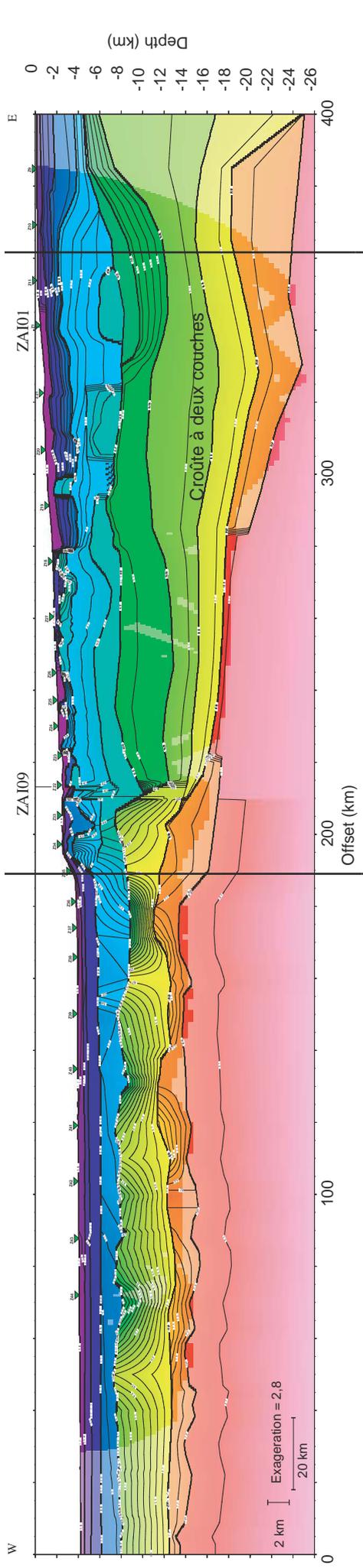


Fig. III-22 : Exemple de coupe synthétique sur la marge gabonaise qui montre l'ouverture d'un bassin sédimentaire anté-salifère vers l'Ouest du domaine continental (modifiée depuis Reyre, (1984)). Reyre (1984) supposait déjà l'existence d'un bassin de 4,5 km d'épaisseur sous la couche de sel aptienne. L'épaisseur était déduite de données de sismique réflexion pétrolière. L'extension géométrique du bassin était supposée par le magnétisme et la gravimétrie. Les données ZAIANGO confirment l'existence de ce bassin, entre 150 et 200 km de long. L'échelle du dessin est identique à celle de la figure III-30 et E.V.=2,6 environ.

Profil 11+7, Modèle de vitesse n°1



Profil 11+7, Modèle de vitesse n°2

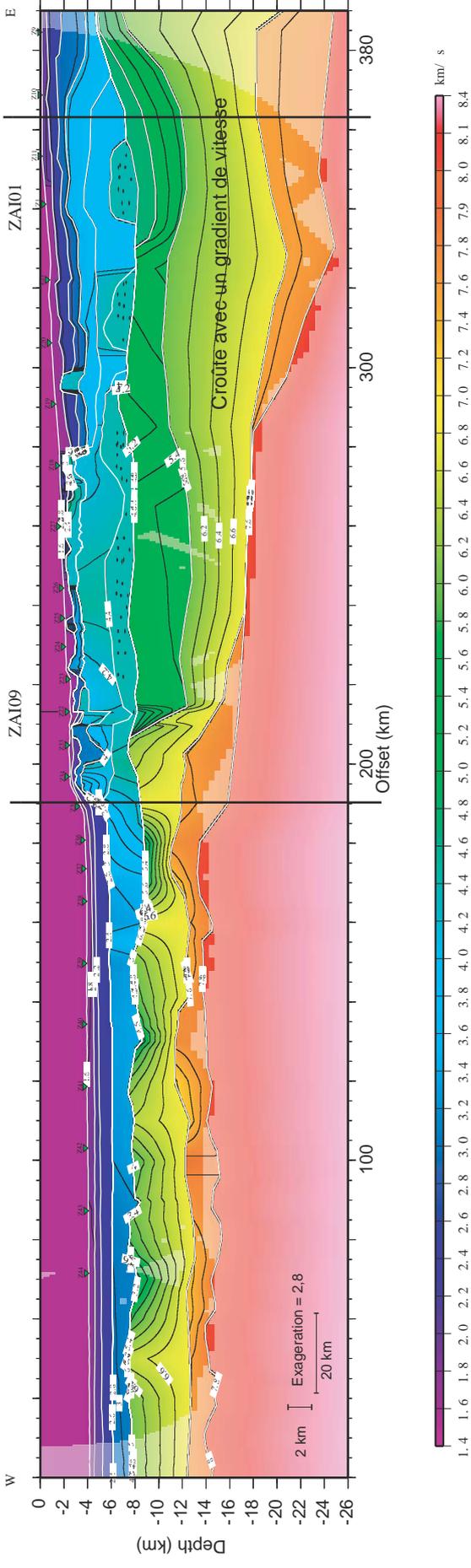


Fig. III-23 : Présentation des deux modèles de réfraction obtenus pour le profil 7-11, où les données réelles de sismique réflexion s'ajustent correctement avec les modèles de vitesse. Le premier modèle a été traité par L. Matias, qui interprétait des arrivées secondaires de rais comme une interface dans la croûte, d'où la distinction de deux couches. Le second modèle a été traité par I. Contrucci et elle montre qu'avec les mêmes données, il est aussi possible d'obtenir une croûte avec un gradient de vitesse. Il n'y a pas de différence d'épaisseur entre les deux modèles. Le choix a été fait de privilégier le modèle 2 pour homogénéiser les coupes (cf. chapitre III.4.1.2).

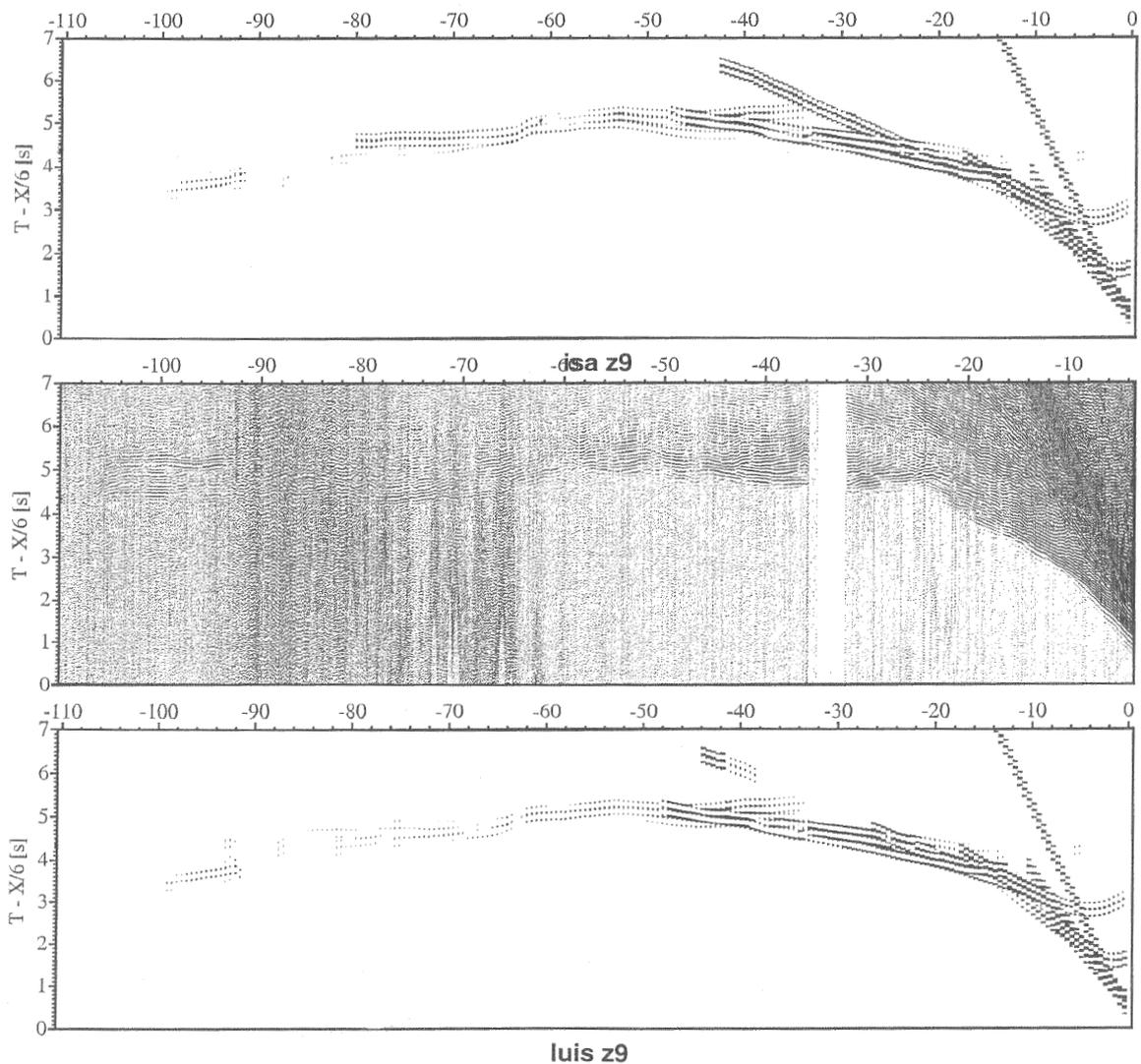


Fig. III-24 : Comparaison entre les données réelles réduites à la vitesse de 6 km/s (au milieu) et deux sismogrammes synthétiques de l'OBS Z9 (sur le profil 7-11). Le sismogramme du haut est obtenu à partir du modèle avec un gradient de vitesse dans la croûte continentale (modèle de vitesse n°2), alors que celui du bas est fabriqué à partir du modèle à deux couches crustales de vitesse distincte (modèle de vitesse n°1) (*cf.* fig. III-23) (travail effectué par I. Contrucci). Aucun des deux sismogrammes ne reproduit la forte amplitude des arrivées lointaines (entre -90 et -110 km). L'analyse des sismogrammes de l'un des deux OBS montrant deux couches n'apporte pas les contraintes nécessaires pour trancher entre les deux hypothèses (*cf.* chapitre III.4.1.2, pour l'hypothèse de travail finalement retenue).

Profil ZAIANGO 3

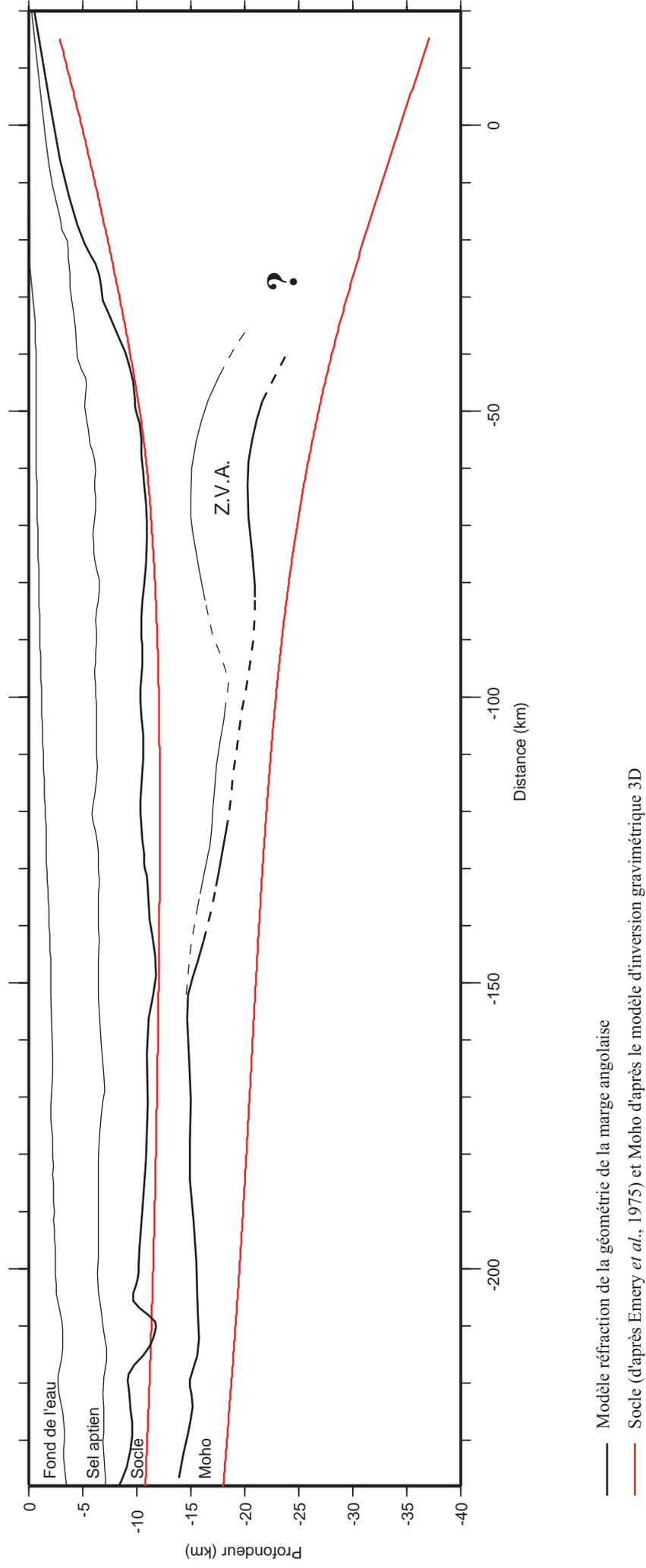


Fig. III-25 : Comparaison entre le modèle d'inversion gravimétrique en 3 dimensions (en rouge) et le modèle de réfraction issu des OBS (en noir) (Contrucci *et al.*, accepté) du profil ZAIANGO 3. Seule la profondeur du Moho est obtenue par inversion, la profondeur du socle est issue des données d'Emery *et al.*, (1975). Les parties en tireté ne sont pas échantillonnées par les rais sismiques des OBS, la terminaison sous la plate-forme de la Z.V.A. n'est pas du tout contrainte.

Dépôt salifère type Atlantique Sud : Niveau 0

sel présent sur la plate-forme et dans le bassin

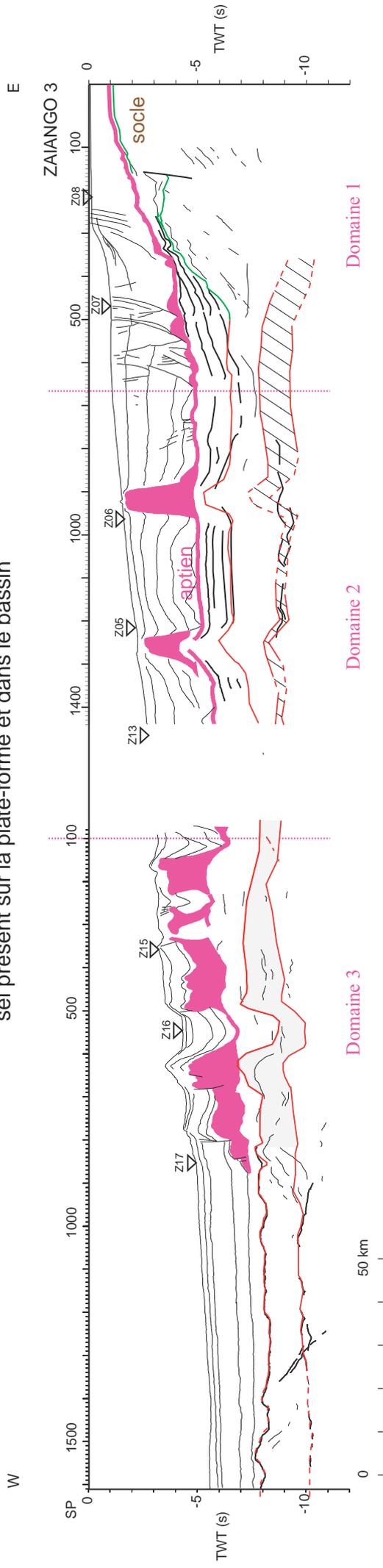


Fig. III-26 : *Line drawing* du profil ZAIANGO 3. Le modèle de vitesse réfraction est représenté sur le profil, le socle est en rouge (les traits pointillés sont les zones non contraintes), la Z.V.A. est hachurée. Les réflecteurs verts indiquent le socle vu avec la sismique réflexion. Nous pouvons différencier trois domaines sur la marge à partir des structures salifères. Le Domaine 1 correspond à une zone à carapaces provoquée par déplacement du sel, sans diapirs, c'est le domaine en extension du sel ; le domaine 2 correspond à une zone de diapirs isolés, et enfin le domaine 3, à un « front compressif salifère » qui affecte le fond de l'eau dans la partie la plus distale. Le domaine 3 salifère correspond assez bien avec la croûte II du domaine transitionnel définie au niveau crustale (cf. chapitre III.2.2.1). Enfin, nous observons que **le sel est présent depuis la plate-forme jusqu'à la limite entre les domaines transitionnel et océanique.**

Reconstruction à la fin du dépôt du sel
pôle Unternehr *et al.* (1988) in Campan (1995) (52,30 N, 33,78 W, +51,3°)

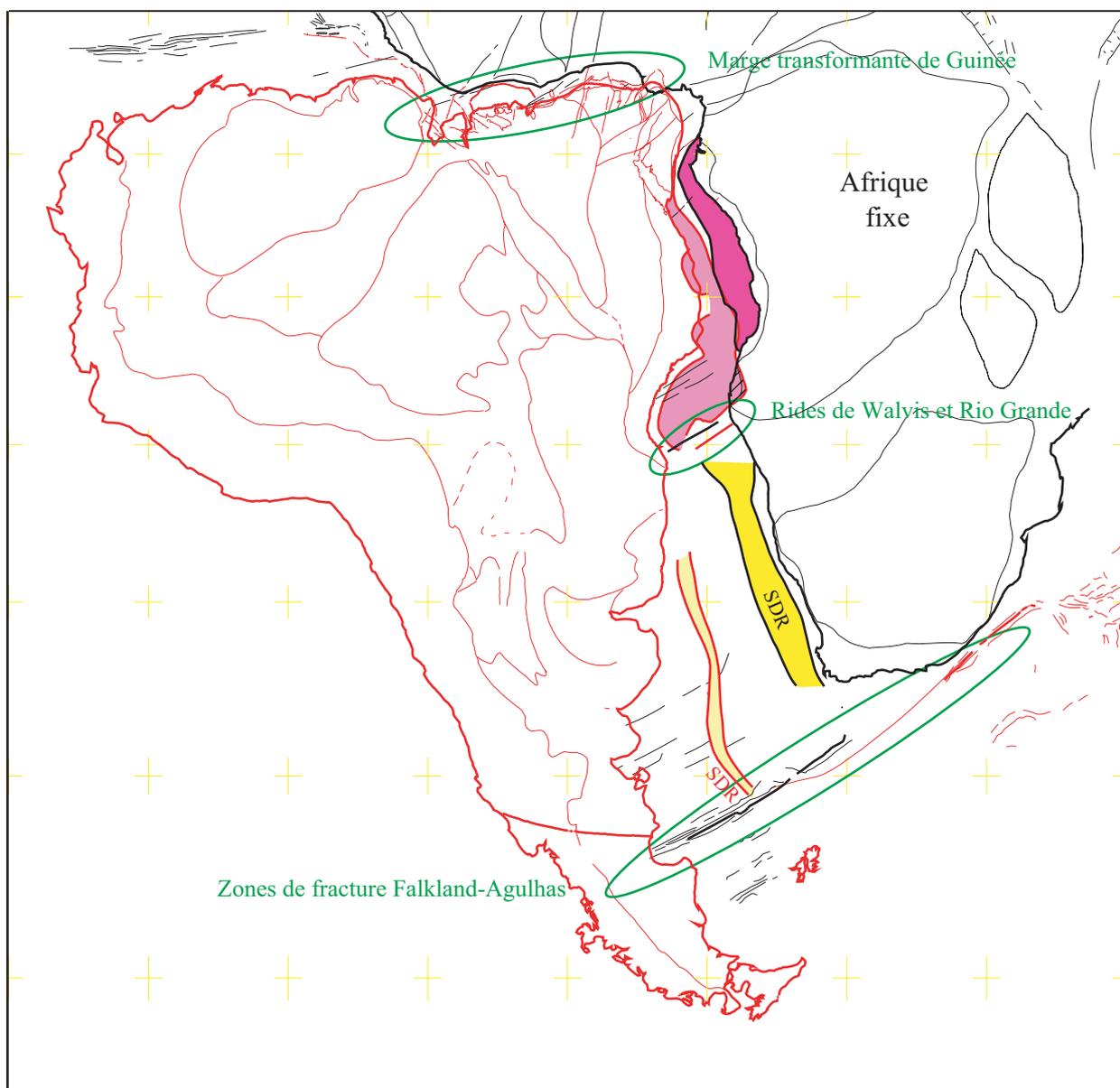


Fig. III-27 : Reconstruction à la limite albo-aptienne (113 Ma suivant l'échelle de Kent & Gradstein, 1986), à la fin du dépôt du sel, considéré comme une isochrone par Pautot *et al.*, (1973), Leyden (1972), Leyden (1976) et Curie (1984), à partir du pôle de Unternehr *et al.*, (1988) in Campan (1995). L'Afrique est fixe. Les bassins salifères ont été reportés en rose, l'enveloppe des SDR au Sud de Walvis en jaune. Les zones de fracture sont issues de la carte gravimétrique 1 m * 1 m de Sandwell (comm. pers.). Cette reconstruction montre les limites potentielles de confinements. Les rides de Walvis et de Rio Grande au Sud semblent de bon candidat, la marge transformante de Guinée agit de même au Nord. La figure montre bien la différence de sédimentation, avec le sel restreint à la partie Nord de l'Atlantique Sud, alors que les SDR sont limités au Sud. La figure a été créée avec le logiciel PLACA (Matias *et al.*, *in press*)

Dépôt salifère type Méditerranée : milieu confiné

sel présent dans le bassin profond et surface d'érosion sur la pente et le plateau continental

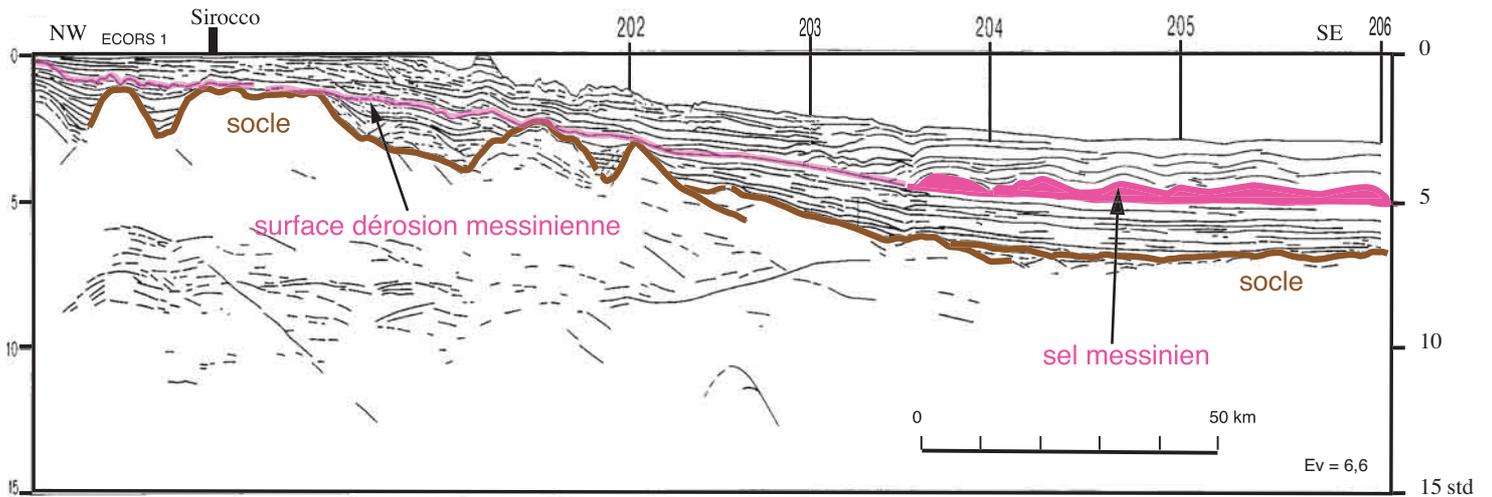
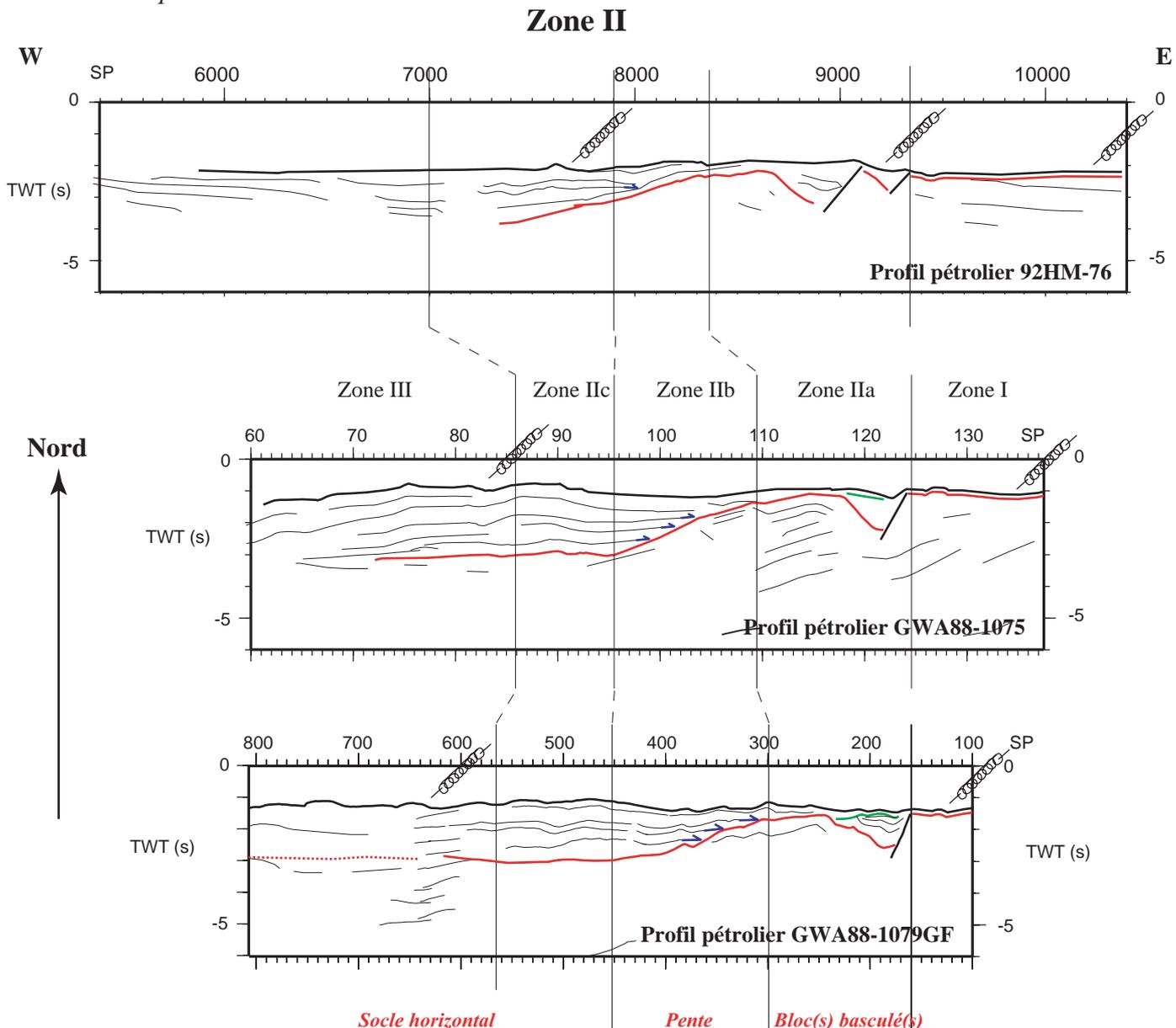


Fig. III-28 : *Line drawing* du profil ECORS 1, localisé sur la marge continentale passive du Golfe du Lion, en Méditerranée. L'histoire de cette marge présente aussi un épisode salifère : le sel messinien. En Méditerranée, le sel (en rose) est limité au fond du bassin. Sur la pente continentale et sur la plate-forme, nous observons une grande surface d'érosion (en rose pâle). Le dépôt s'est réalisé ici en milieu confiné. Le confinement du bassin engendre une évaporation des eaux du bassin : la plate-forme et la pente sont mises à l'air libre, provoquant l'érosion des sols, et au fond du bassin, la concentration en sel permet la formation d'évaporites. En marron, le socle défini à partir de la sismique réflexion.



E.V. = 2,6 ~

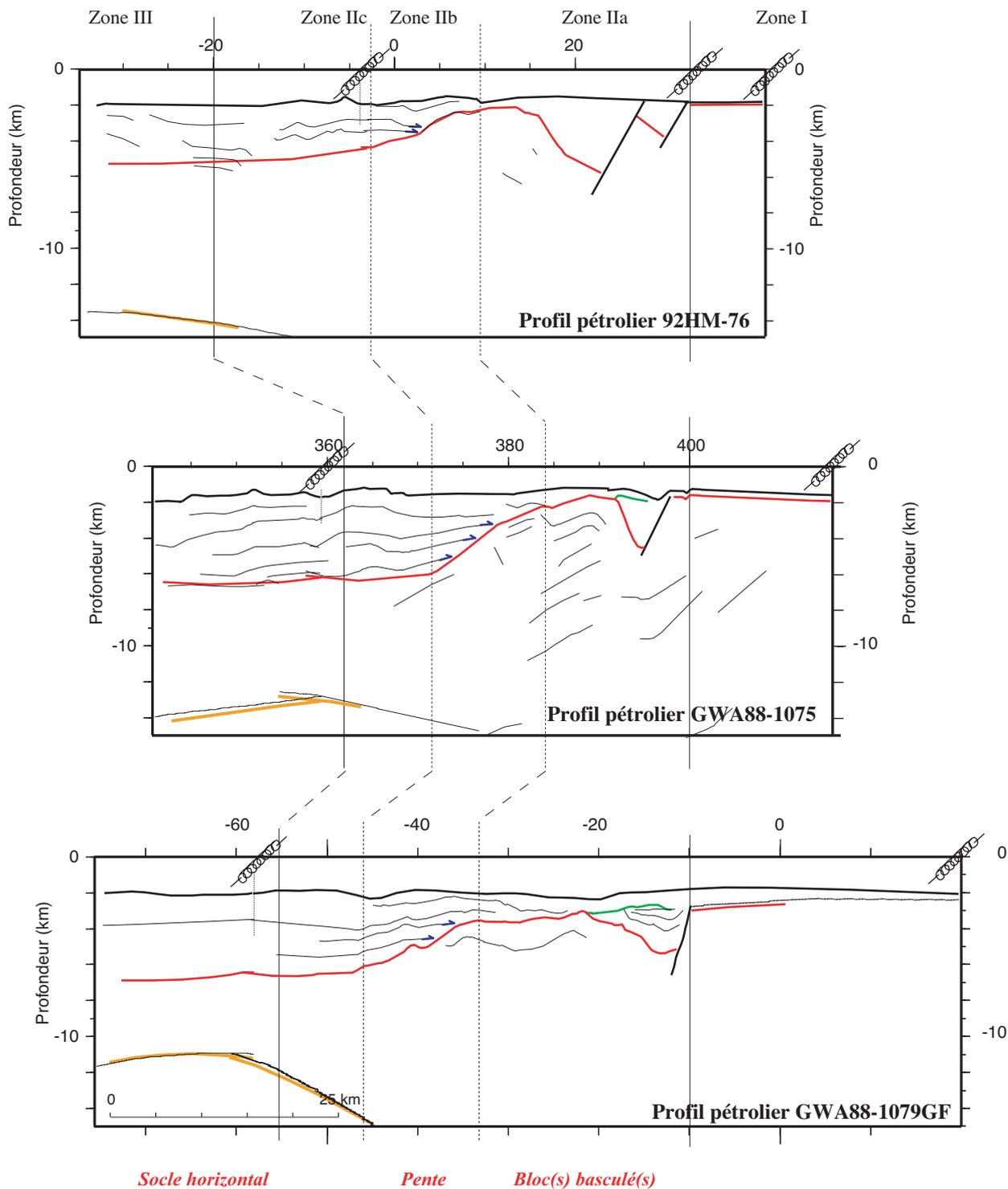
0 25 km

Fig. III-29 : Zooms sur la zone II, avec la détermination de trois sous-zones (IIa, IIb et IIc). Les exemples sont issus de *lines drawing* (**en temps**) de profils pétroliers GWA88-1079GF, GWA88-1075 et 92HM-76 du Nord au Sud (cf. fig. III-1). Les profils sont les mêmes que sur la figure III-6 mais sont restitués suivant la paléo-géométrie de la fin de l'Aptien (à la fin du dépôt du sel). Les représentent les charnières entre deux rotations pour restituer le toit du sel à l'horizontale. Sur le profil GWA88-1079GF par exemple, la partie la plus à l'Ouest de la charnière est quasi-horizontale à l'actuel : on ne doit donc pas lui appliquer la même rotation que celle nécessaire pour rétablir la partie Est à l'horizontale. Sur le profil 92HM-76, la partie Est est divisée en deux, la zone I ayant une pente trop différente de celle de la zone IIb. Le choix de positionnement des charnières est discutable, nous pourrions subdiviser la partie Est pour obtenir un résultat amélioré, mais nous avons choisi de moyenner pour obtenir une vision d'ensemble et non un résultat définitif. La légende est la même que sur les figures III-6, III-7, III-8, III-9 et III-10.

Zone II

W *Domaine Transitionnel*

Domaine Continental E



E.V. = 2

Fig. III-30 : ZOOMS sur la zone II, avec la détermination de trois sous-zones (IIa, IIb et IIc). Il s'agit de la même figure que la figure III-29 sauf que les *lines drawing* des profils GWA88-1079Gf, GWA88-1075 et 92HM-76 ont été **transformés en profondeur** à partir des modèles de vitesse réfraction par L. Matias. Les profils sont les mêmes que sur la figure III-7, mais sont restaurés suivant la paléo-géométrie de la fin de l'Aptien. La démarche pour la restitution de la base du sel à l'horizontale est définie dans la légende de la figure III-29, la légende est identique. La transformation en profondeur a pu engendrer des erreurs supplémentaires, qui provoquent des décalages (par exemple entre les réflecteurs profonds et le socle) entre les figures III-29 et III-30.

Modèle d'évolution de la subsidence : exemple du profil 7-11

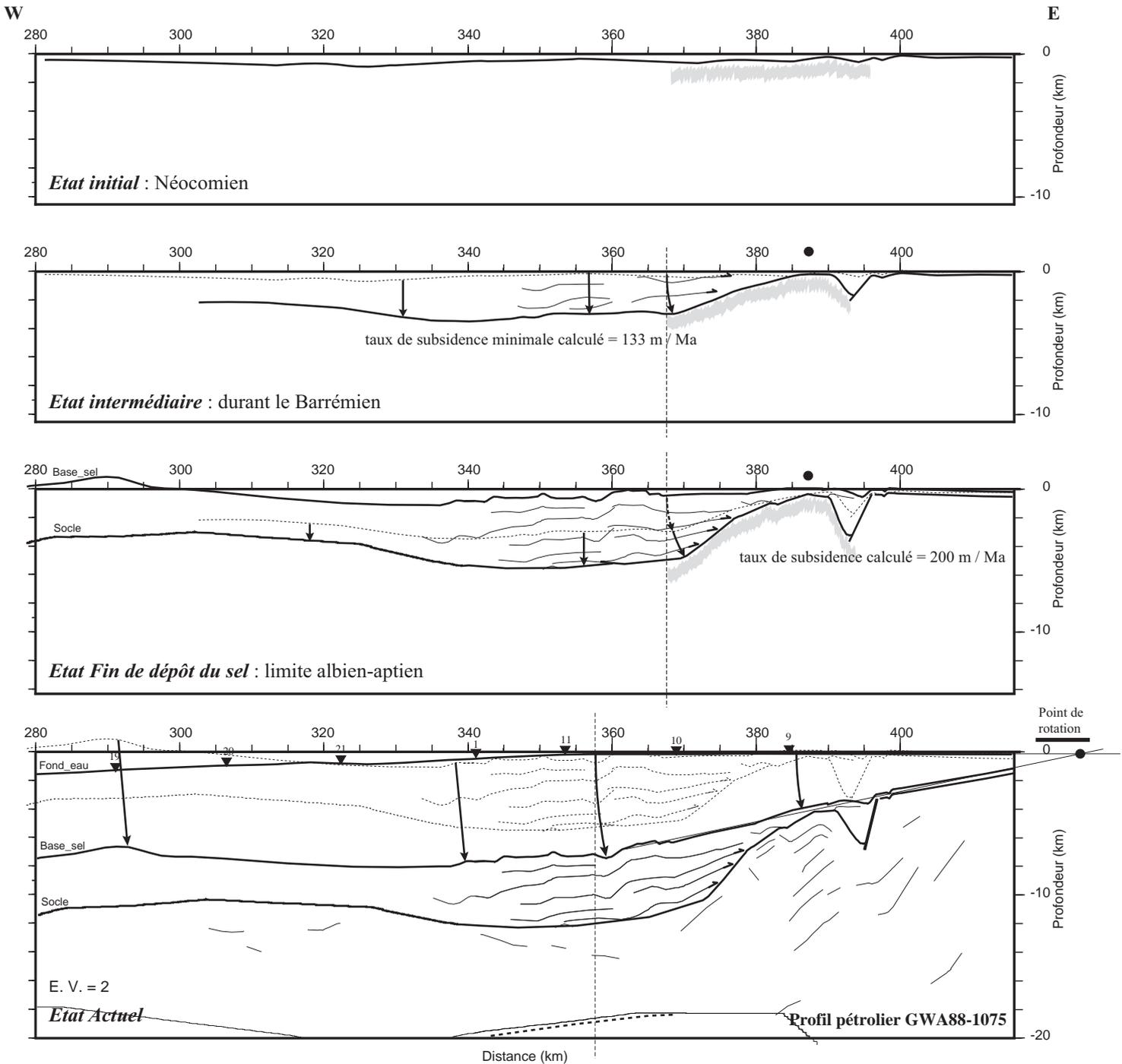


Fig. III-31 : Line drawing du profil GWA88-1075, **transformé en profondeur** (par L. Matias) surimposé au modèle de vitesse de réfraction du profil 7-11, montrant un schéma d'évolution de la subsidence d'une partie de la marge depuis l'état initial jusqu'à l'actuel. Cette figure montre la différence de comportement entre les domaines continental et transitionnel. Le mouvement dans le domaine continental peut être assimilé à une rotation (dont le point de rotation n'est pas parfaitement défini), alors que dans le domaine transitionnel, le mouvement indique à un effondrement quasi verticale (il existe en effet un léger basculement de la marge vers l'Ouest). Cette figure montre aussi que la pente continentale (Zone II) correspond une zone de faiblesse qui joue à deux époques différentes (durant le *rifting* et à la fin du dépôt du sel).

Chapitre IV :

Cinématique de l'Atlantique Sud

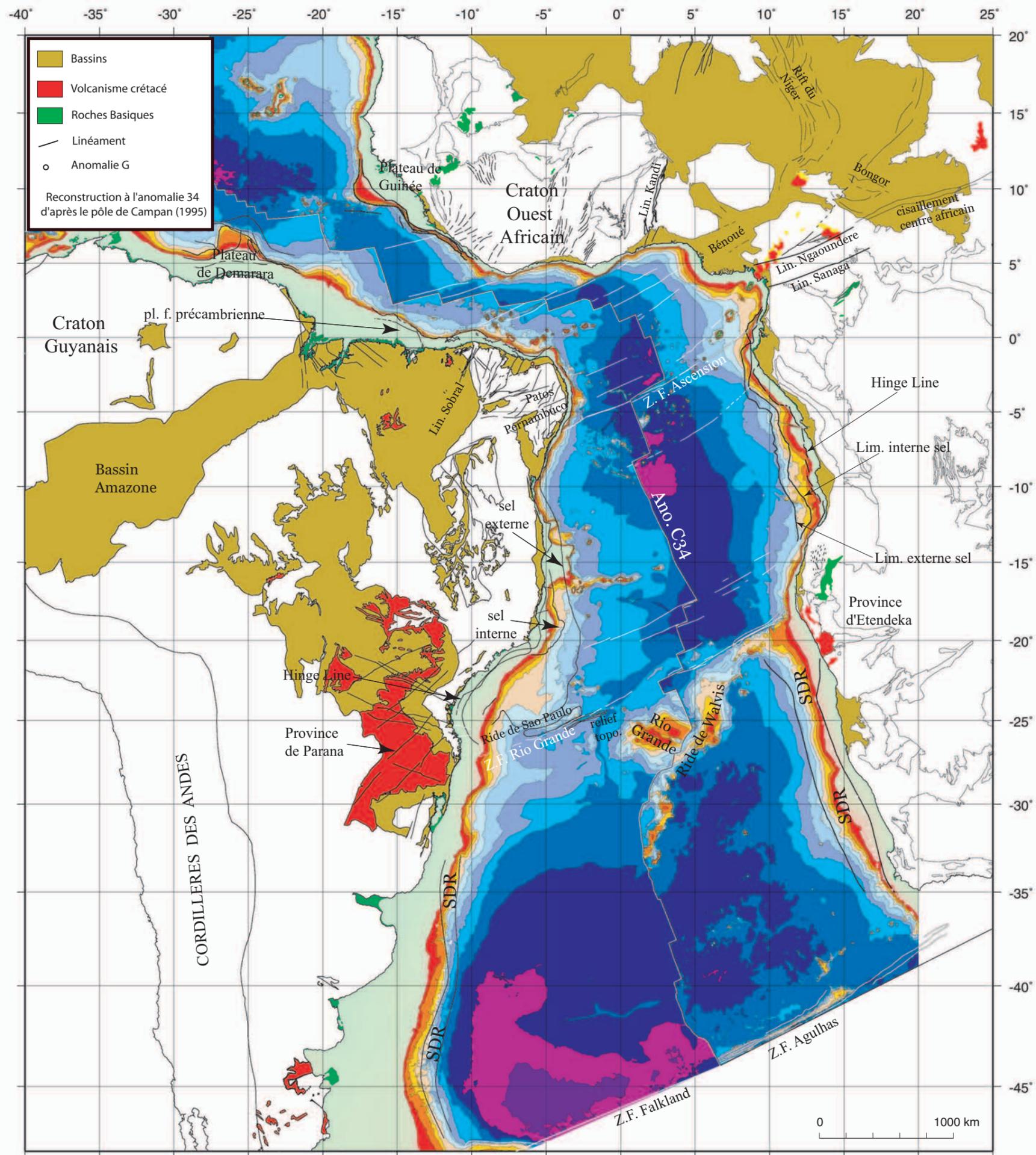


Fig. IV-1 : Reconstruction à l'anomalie C34 de l'océan Atlantique Sud et Equatorial d'après le pôle de Campan (1995) situé à 61,66°N, 34,37°W, avec une rotation de 33,55°. La grille de compilation de données bathymétrique (GEBCO, 2003) a été découpée selon les plaques envisagées. Les structures océaniques et continentales principales, contraignant l'étude cinématique ont également été reportées sur la carte. L'identification exacte de chaque trait structural est donné dans le chapitre IV.2. Cette figure a été réalisée en collaboration avec D. Aslanian. La carte est en projection Mercator.

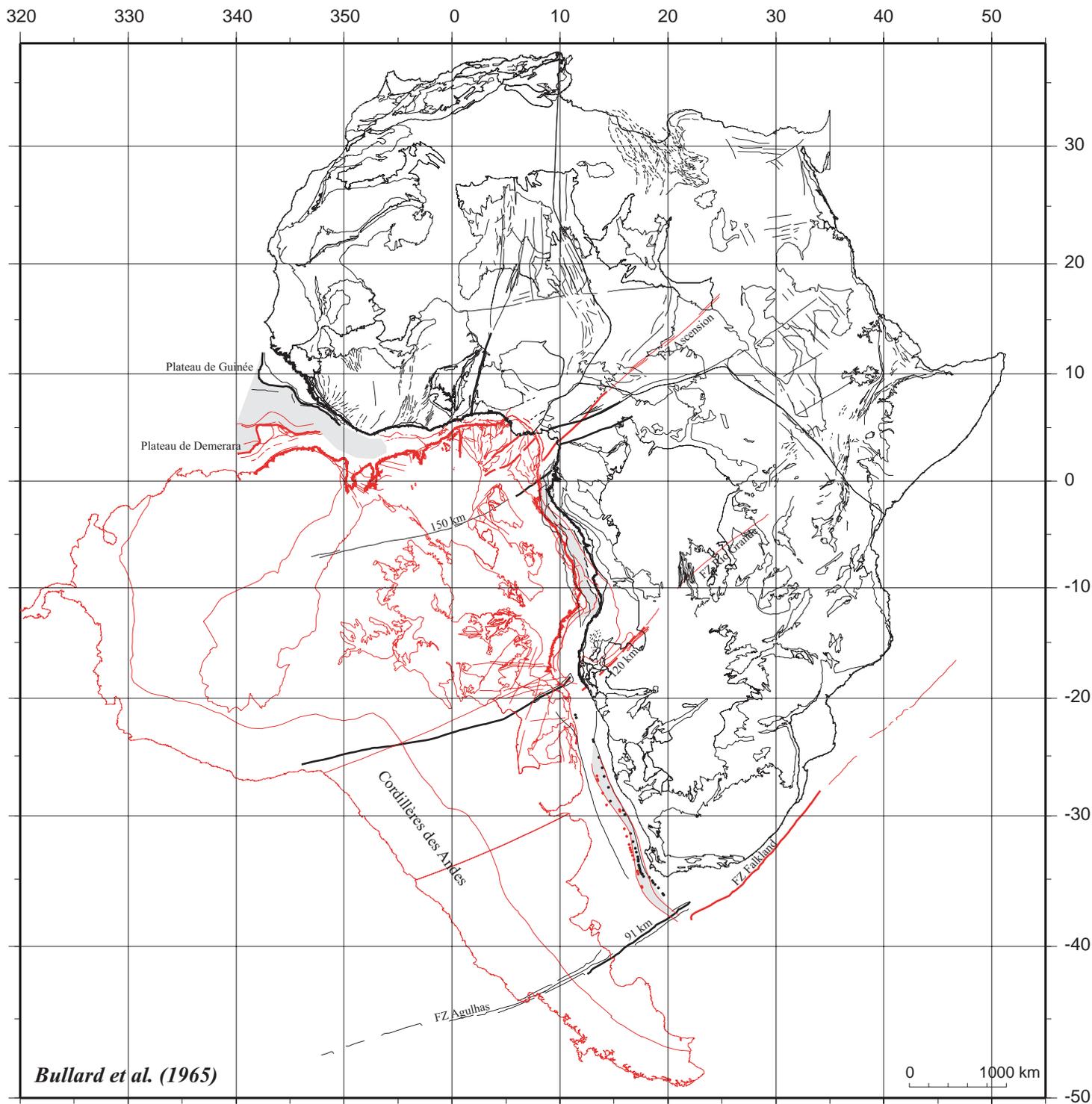


Fig. IV-2 : Reconstruction initiale (datée à l'anomalie M11) de l'océan Atlantique Sud d'après le pôle de Bullard *et al.* (1965) situé à 44°N, 30,6°W, avec une rotation de 57° de l'Amérique du Sud (en rouge) par rapport à l'Afrique (en noir) qui reste fixe. Ce fut la première reconstruction proposée qui montra dès le départ la difficulté de fermeture de l'océan Atlantique Sud. Elle montre, dès 1965, les limites des modèles à plaques rigides. Il est impossible de refermer le Nord de l'Atlantique Equatorial (lacune de 400 km entre les plateaux de Demerara et de Guinée, et décalage de 150 km des linéaments de Sobral et Kandi) si la fermeture au Sud est minimale. Les structures créacées proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992), celles des cratons de Choubert *et al.* (1968). Les zones grisées représentent les lacunes entre les limites internes des SDR au Sud, des *hinge lines* dans le segment central et celles entre les plateaux de Demerara et Guinée dans l'Océan Atlantique Equatorial.

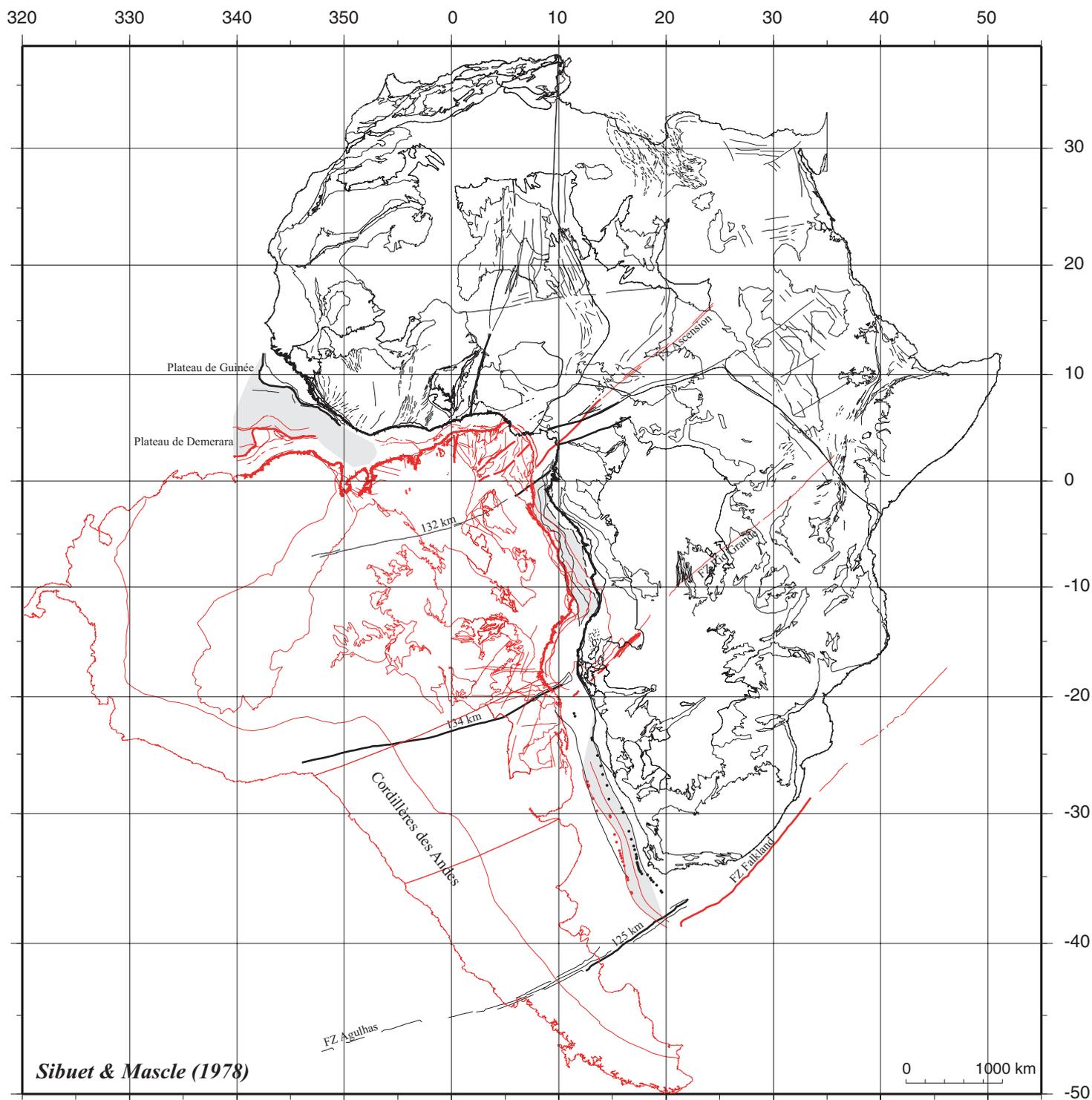


Fig. IV-3 : Reconstruction initiale (datée à l'anomalie M10) de l'océan Atlantique Sud d'après le pôle de Sibuet & Mascle (1978) situé à 44,1°N, 30,3°W, avec une rotation de 56,1° de l'Amérique du Sud (en rouge) par rapport à l'Afrique (en noir) qui reste fixe. Les structures crétaées proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992), celles des cratons de Choubert *et al.* (1968). Les zones grisées claires représentent les lacunes entre les limites internes des SDR au Sud, entre les *hinge lines* dans le segment central et entre les plateaux de Demerara et Guinée dans l'océan Equatorial. Cette reconstruction montre le même problème que la reconstruction de Bullard *et al.* (1965), il est impossible de refermer simultanément l'océan Equatorial et l'océan Atlantique Sud, si les plaques sont considérées rigides.

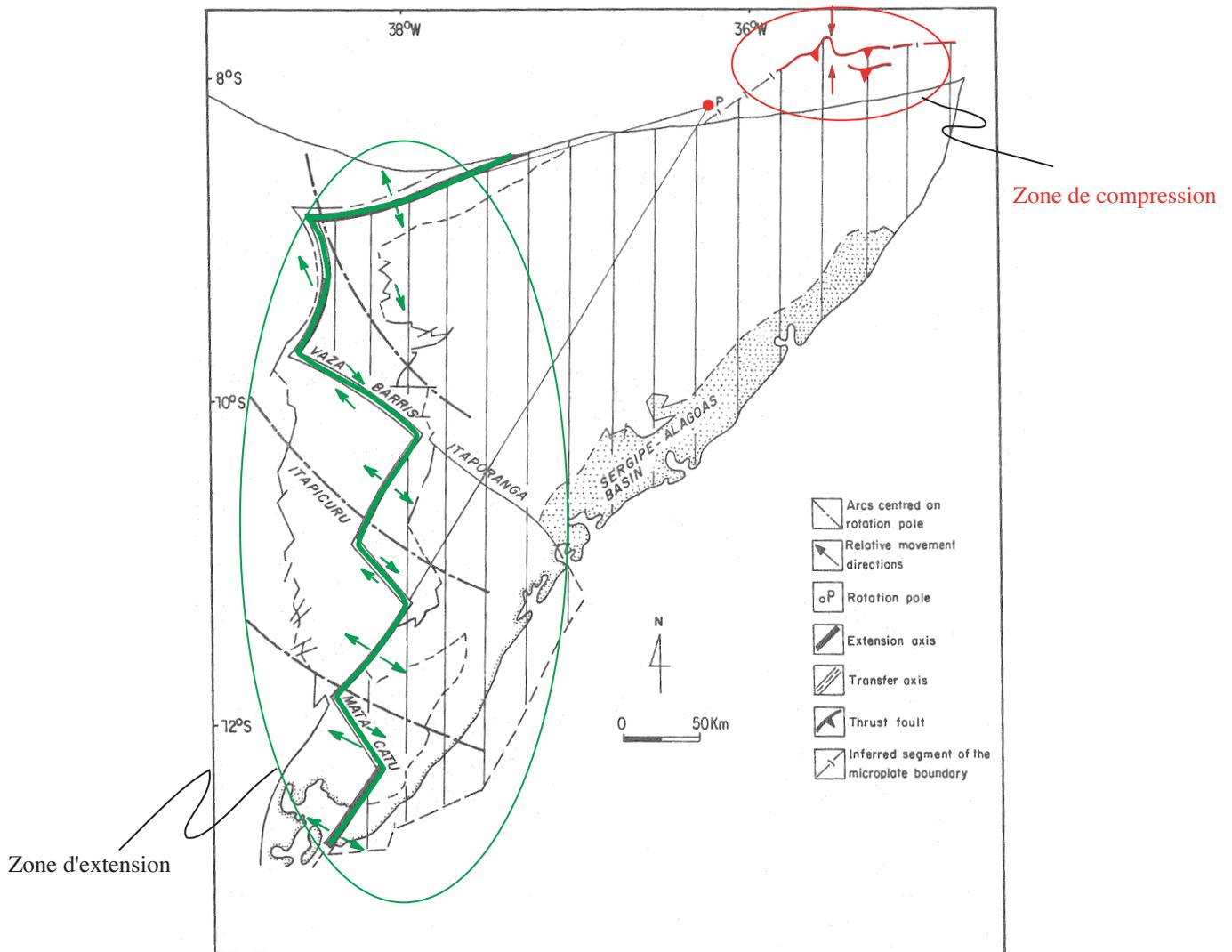


Fig. IV-4 : Exemple d'utilisation d'un modèle cinématique comportant une micro-plaque dans la province Nord-Est Brésilienne, pour expliquer la formation des bassins marginaux et ceux du système Reconcavo, Tucano et Jatoba. Dans ce modèle de Milani & Davison (1988), le pôle de rotation du mouvement de la micro-plaque est situé au niveau du linéament de Pernambuco (point rouge). La position du pôle entraîne un domaine en extension dans toute la zone des bassins intra-continentaux (zone verte), et un domaine en compression à l'Est du pôle (zone rouge).

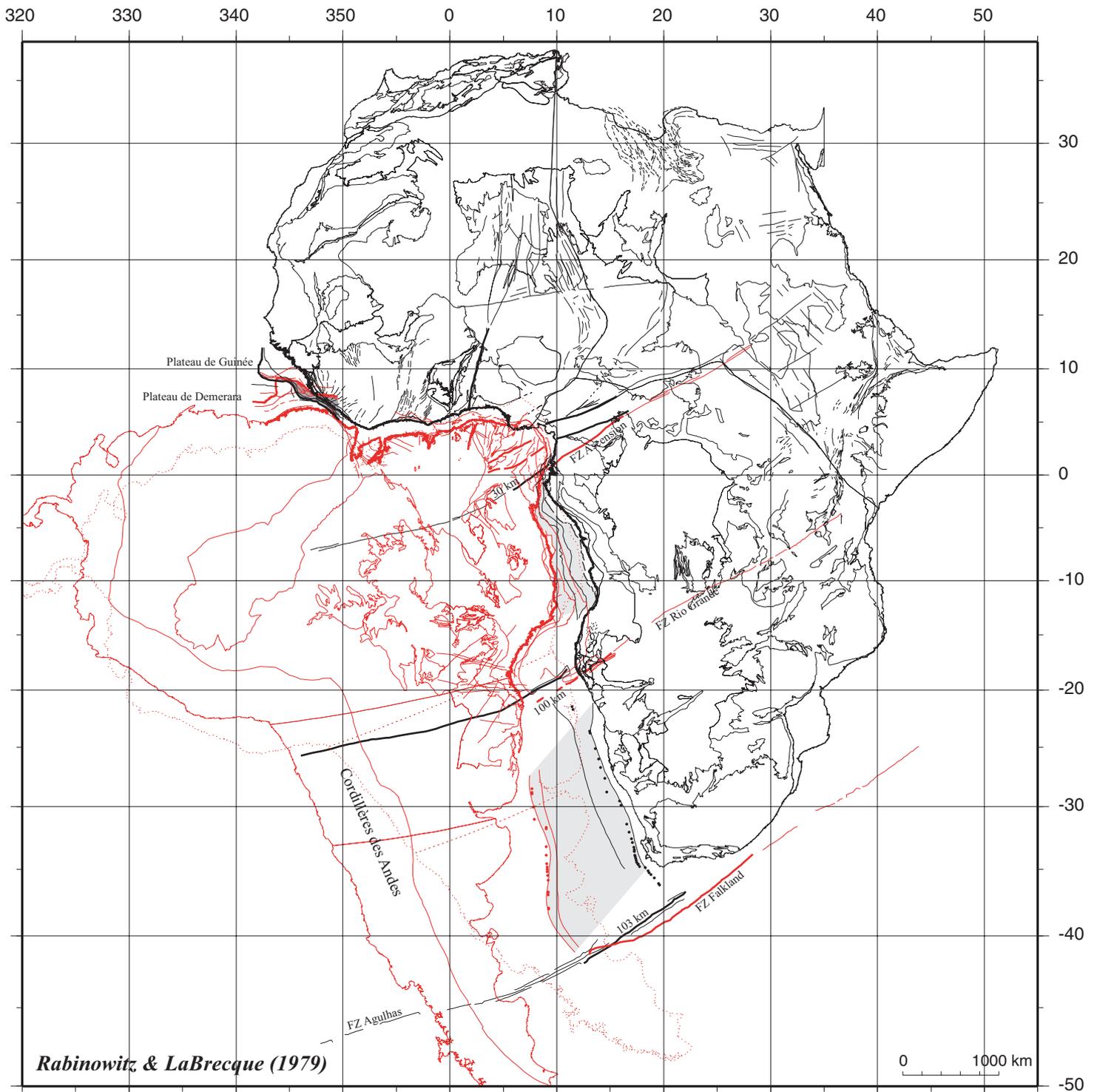


Fig. IV-5 : Stade précoce d'évolution (daté à l'Aptien) de l'océan Atlantique Sud d'après le pôle de Rabinowitz & LaBrecque (1979) situé à $55,1^{\circ}\text{N}$, 35°W , avec une rotation de $50,9^{\circ}$ de l'Amérique du Sud (en rouge) par rapport à l'Afrique (en noir) qui reste fixe. La position de l'Amérique du Sud, lors de la reconstruction initiale (datée à l'anomalie G) a aussi été reportée (pointillé rouge) pour montrer l'évolution du mouvement de l'Amérique entre les deux phases initiales. Le pôle de la reconstruction initiale est $45,5^{\circ}\text{N}$, $32,2^{\circ}\text{W}$, $57,5^{\circ}$. Les structures créacées proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992), celles des cratons de Choubert *et al.* (1968). Les zones grisées claires représentent les lacunes entre les limites internes des SDR au Sud et entre les *hinge lines* dans le segment central. Celle grisée foncée représente le recouvrement entre les plateaux de Demerara et Guinée.

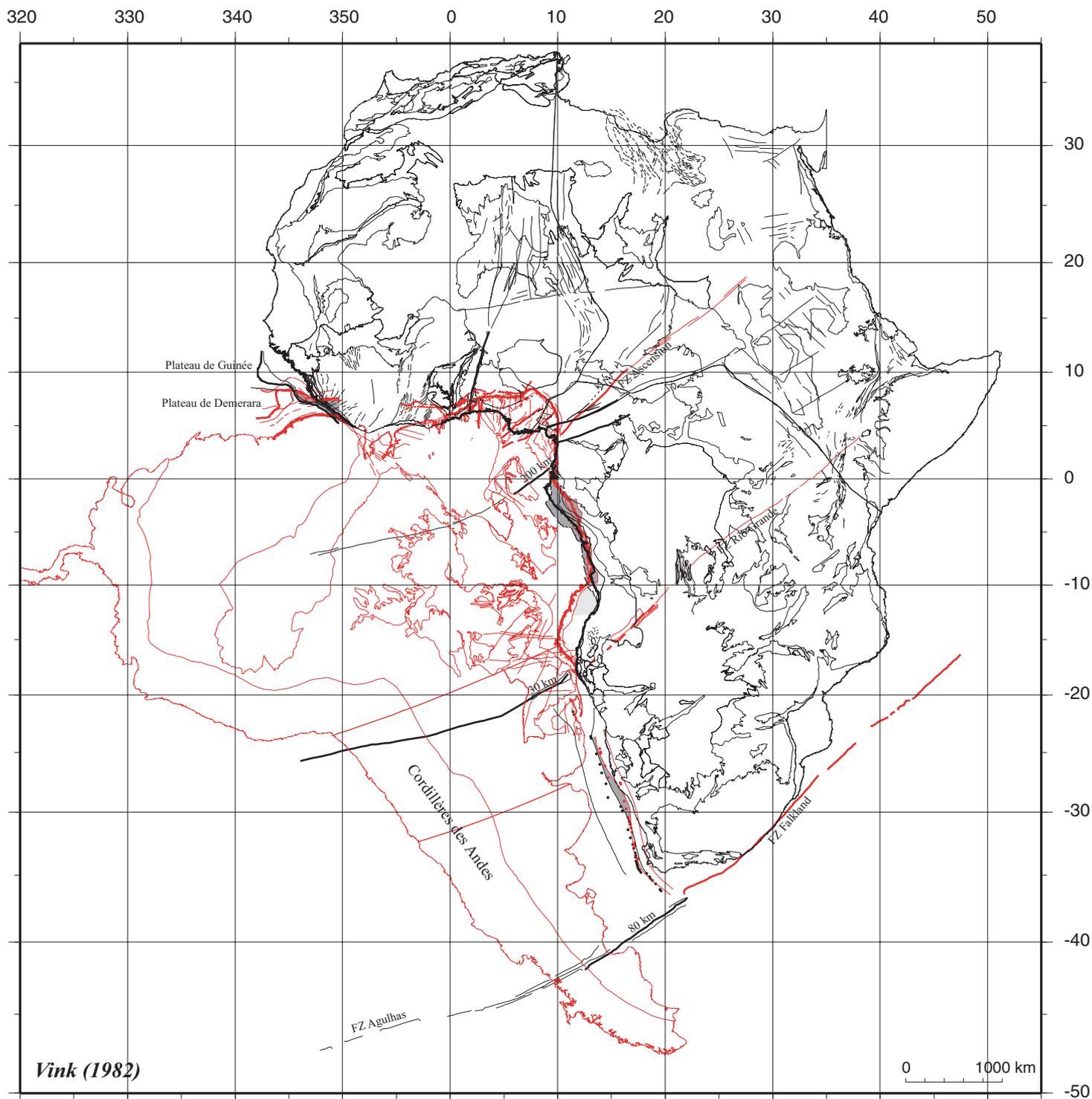
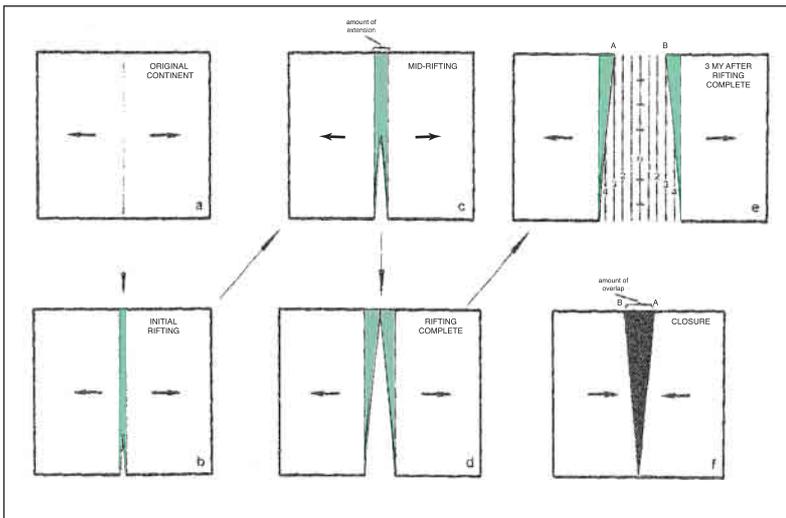


Fig. IV-6 : Reconstruction initiale (datée à l'anomalie M0) de l'océan Atlantique Sud d'après le pôle de Vink (1982) situé à 47°N, 33,8°W, avec une rotation de 58° de l'Amérique du Sud (en rouge) par rapport à l'Afrique (en noir) qui reste fixe. Les structures crétaées proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992), celles des cratons de Choubert *et al.* (1968). Les zones grisées claires représentent les lacunes entre les limites internes des SDR au Sud et entre les *hinge lines* dans le segment central. Celles grisées foncées représentent le recouvrement entre les plateaux de Demerara et Guinée, des limites internes des SDR et des *hinges lines*. Cette reconstruction est sensée montrer le phénomène de propagation liée à l'ouverture de l'océan Atlantique Sud. Au vu de cette figure et sans tenir compte des données magnétiques (*cf.* fig. IV-8), nous nous apercevons que Vink ne tient nullement compte des contraintes géologiques lors de ces reconstructions (décalage des linéaments homologues de Sobral et Kandi, ainsi que ceux du système Patos/Ngaoundéré et Pernambuco/Sanaga, recouvrement entre les plateaux de Demerara et Guinée et recouvrement des continents africain et américain du Ghana jusqu'à l'Angola).

Modèles de Propagation du rift

A. Vink (1982)



B. Martin (1984)

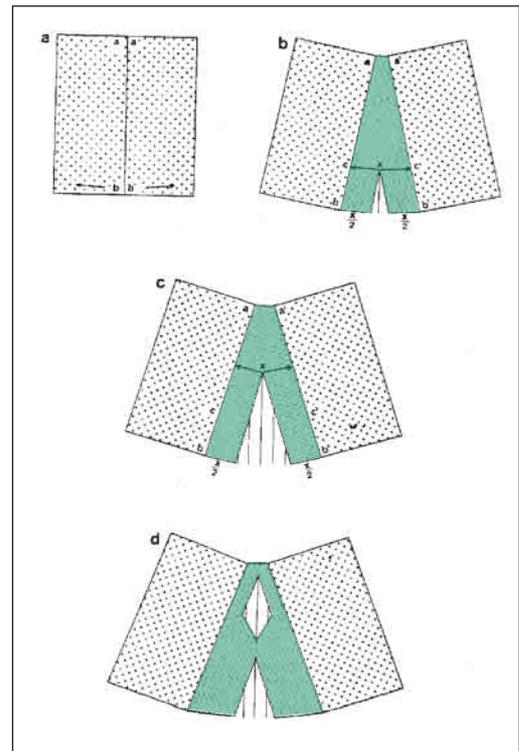


Fig. IV-7 : Deux types de modèles de propagation de rift. Le premier, celui de Vink (1982) utilise une « *flat Earth* », la propagation est engendrée par un mouvement d'étirement. Les conséquences de ce modèle sont la position des anomalies magnétiques obliques à la limite océan - continent, et une augmentation de l'étirement de la croûte (en vert) dans la direction de propagation. Lors des reconstructions cinématiques, les chevauchements (en noir) sont inévitables. (La figure est modifiée d'après Vink, 1982).

Dans le modèle de Martin (1984), la propagation est une conséquence naturelle des mouvements relatifs à partir d'un pôle de rotation. La propagation est engendrée par un mouvement de rotation. De ce fait, l'extension des marges est équivalente sur toute la zone de propagation. Il n'exclut pas des fenêtres d'ouverture où il peut y avoir propagation du rift à plus petite échelle, reprenant l'idée émise par Courtillot (1982). (La figure est modifiée d'après Martin, 1984).

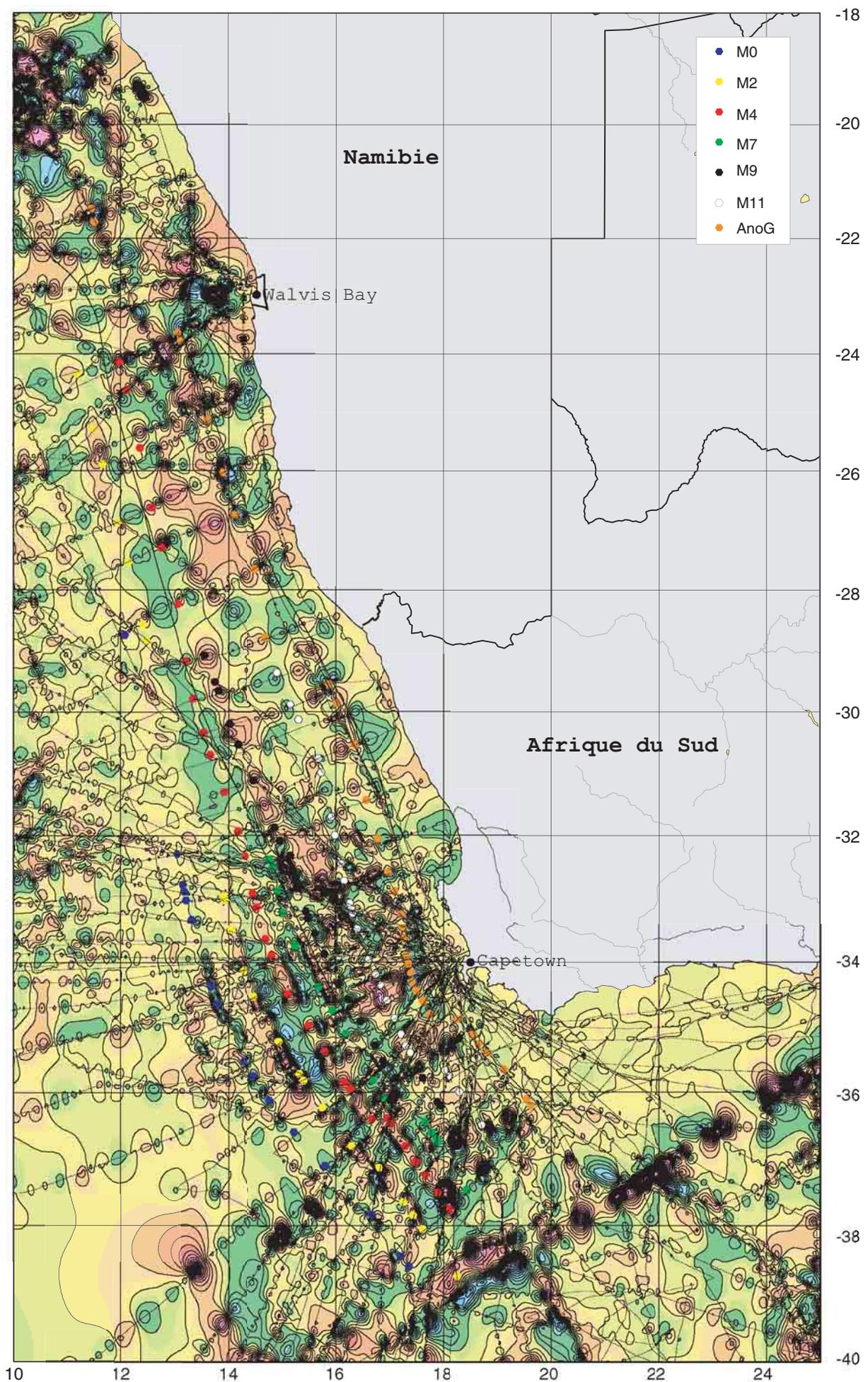


Fig. IV-8 : Carte des anomalies magnétiques sur la côte africaine (entre la Namibie et l'Afrique du Sud). La grille magnétique a été créée en collaboration avec M. Evain & D. Aslanian, à partir de données mondiales de la base de données Géodas. Cette carte confirme bien la série d'anomalies magnétiques mésozoïques pointée par Rabinowitz & LaBrecque (1979) (points de couleur). On constate que les pointés ne suivent pas toujours les alignements visibles sur la grille, mais surtout que les séries d'anomalies sont parallèles à la côte et non obliques comme prévu dans les modèles de propagation (Vink, 1982 ; Martin, 1984).

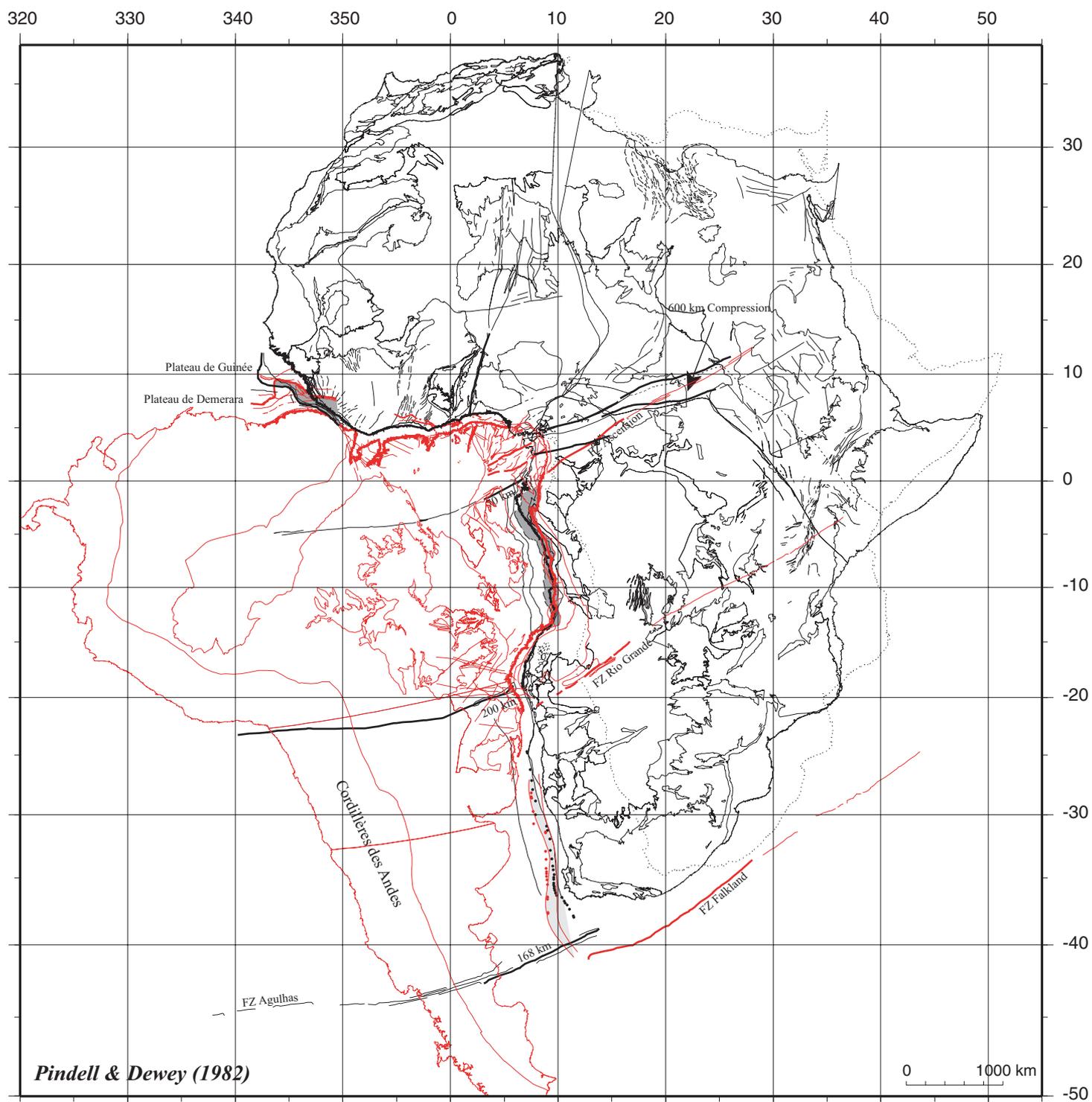


Fig. IV-10 : Reconstruction initiale (datée à l'anomalie M0) de l'océan Atlantique Sud d'après le pôle de Pindell & Dewey (1982) situé à $55,1^{\circ}\text{N}$, $35,7^{\circ}\text{W}$, avec une rotation de $50,9^{\circ}$ de l'Amérique du Sud (en rouge) par rapport à l'Afrique de l'Ouest (en noir), suivie d'une rotation de l'Afrique Nubie et Australe de 8° autour d'un pôle situé à 19°N , 2°E . Le pôle utilisé pour le mouvement de l'Amérique du Sud est repris de Rabinowitz & LaBrecque (1979) pour la reconstruction à l'Aptien. La position de l'Afrique actuelle a été dessinée en pointillé. Ce sont les premiers à calculer un pôle représentant la déformation intraplaque en Afrique. Cependant, sur la figure, nous apercevons que ce mouvement engendre un recouvrement important des deux continents dans le segment central (zone grisée foncée), une compression de 600 km (d'après Unternehr *et al.* 1988) en terminaison du rift centre africain incompatible aux données géologiques, un recouvrement des plateaux de Demerara et de Guinée (zone grisée foncée), et enfin une fermeture insuffisante dans le segment Sud (zone grisée claire). Les structures crétacées proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992), celles des cratons de Choubert *et al.* (1968).

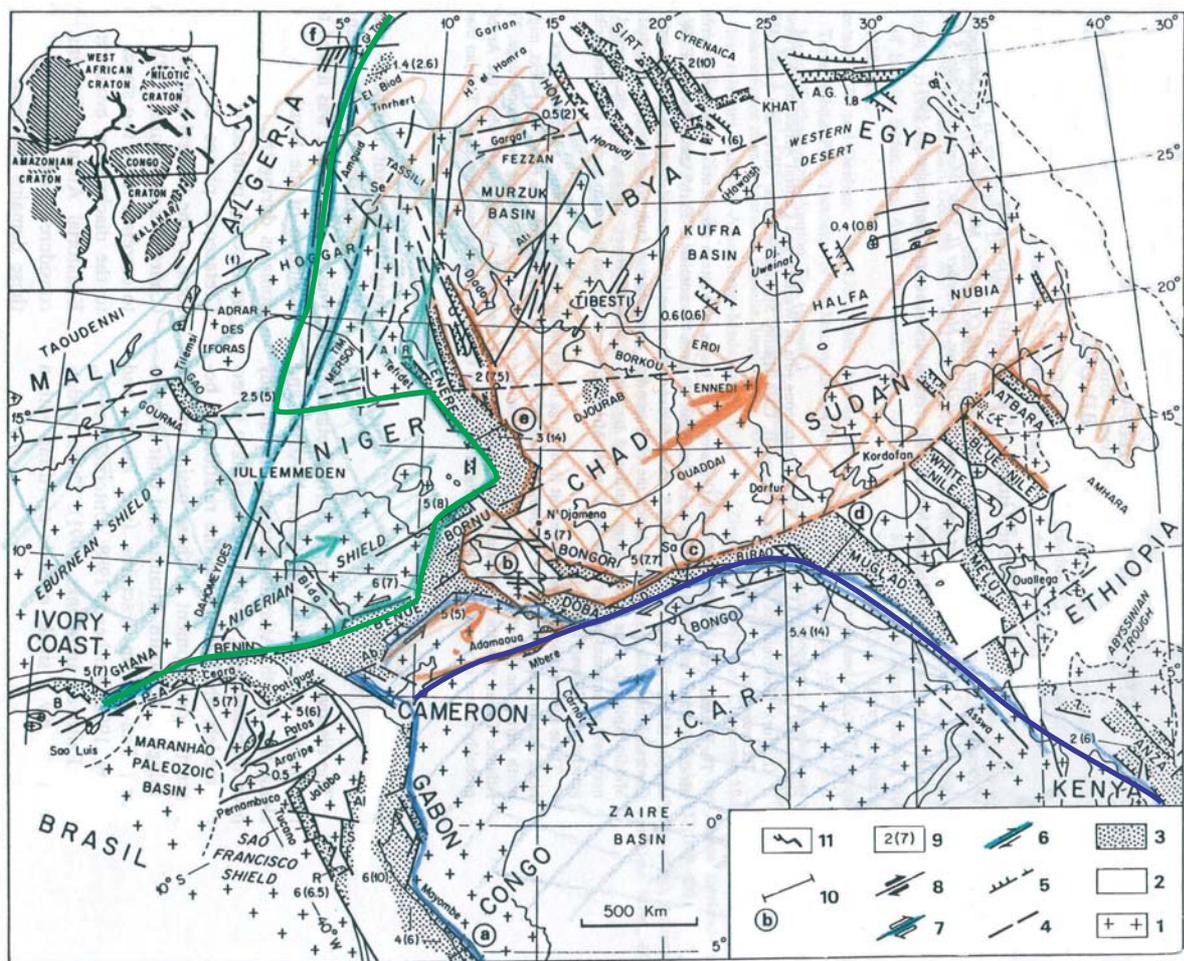


Fig. IV-11 : Carte structurale schématique des bassins datés au Crétacé Inférieur et des failles, dans le Centre de l'Afrique, le Nord - Est de l'Afrique et dans le Nord - Est du Brésil. Cette carte montre la répartition des trois sous-plaques définies par Guiraud & Maurin, 1992. La sous-plaque de l'Afrique de l'Ouest est coloriée en vert, celle de l'Afrique Australe est coloriée en bleu et celle du bloc Arabie-Nubie en orange. Les traits épais marquent les limites de blocs définies par Guiraud & Maurin, 1991. La figure est modifiée d'après Guiraud & Maurin, 1992.

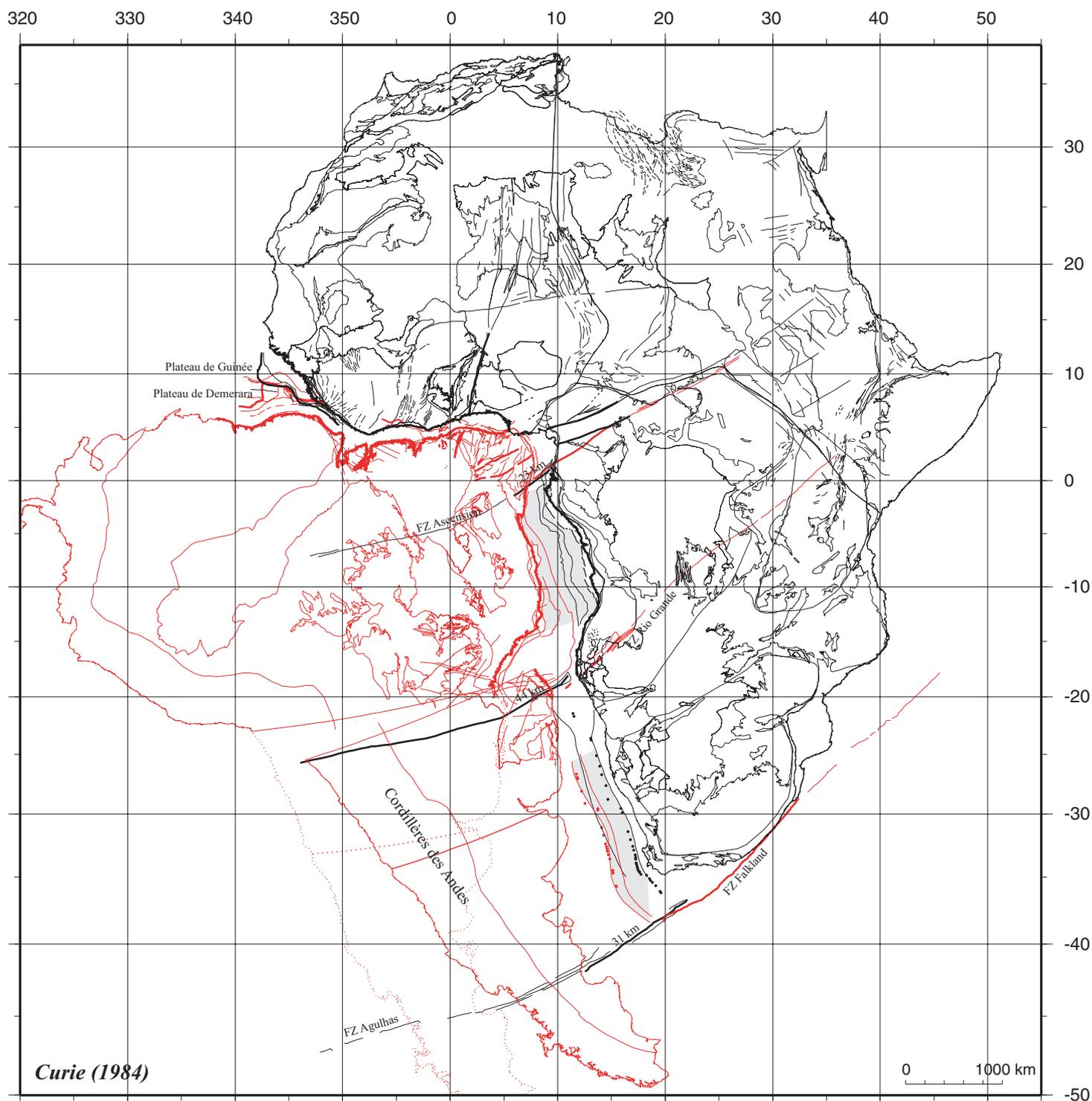


Fig. IV-12 : Reconstruction initiale (datée à l'Aptien) de l'océan Atlantique Sud d'après le pôle de Curie (1984) situé à $55,1^{\circ}\text{N}$, $35,7^{\circ}\text{W}$, avec une rotation de $49,4^{\circ}$ de l'Amérique du Sud Nord (en rouge, le pointillé rouge représente la position de l'Amérique du Sud Sud suivant ce mouvement) par rapport à l'Afrique (en noir) qui reste fixe. Curie applique une déformation intraplaque en Amérique du Sud (traits rouges continus) à partir d'un pôle situé à $45,5^{\circ}\text{N}$, $32,2^{\circ}\text{W}$ et d'une rotation de $55,5^{\circ}$. Les structures crétaées proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992), celles des cratons de Choubert *et al.* (1968). Les zones grisées claires représentent les lacunes entre les limites internes des SDR au Sud et entre les *hinge lines* dans le segment central. Les plateaux de Demerara et de Guinée sont accolés au dépend d'un recouvrement de la plate-forme précambrienne brésilienne sur le continent africain au niveau du Ghana (traits gras). Dans cette reconstruction, les bassins salifères du segment central ne sont pas refermés (zone grisée claire).

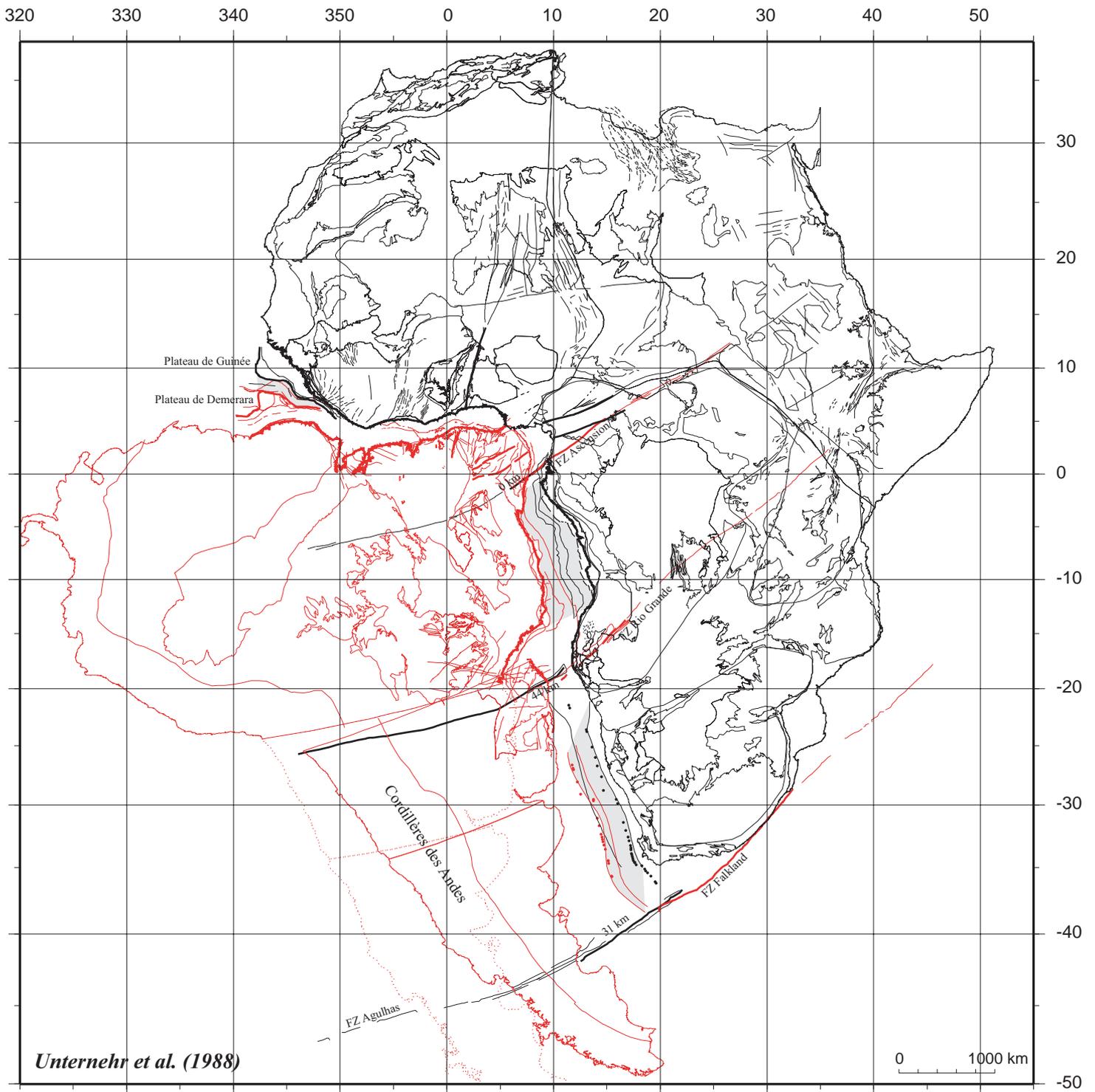


Fig. IV-13 : Reconstruction initiale de l'océan Atlantique Sud d'après le pôle d'Unternehr *et al.* (1988) situé à 52,6°N, 33,2°W, avec une rotation de 50,6° de l'Amérique du Sud Nord (en rouge, le pointillé rouge correspond à la position de l'Amérique du Sud par rapport à ce mouvement) par rapport à l'Afrique (en noir) qui reste fixe. Les auteurs appliquent une déformation intraplaque (identique à Curie, 1984), en Amérique du Sud à partir d'un pôle situé à 45,5°N, 32,2°W et d'une rotation de 55,5°. Les structures crétaées proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992), celles des cratons de Choubert *et al.* (1968). Les zones grisées claires représentent les lacunes entre les limites internes des SDR au Sud et entre les *hinge lines* dans le segment central.

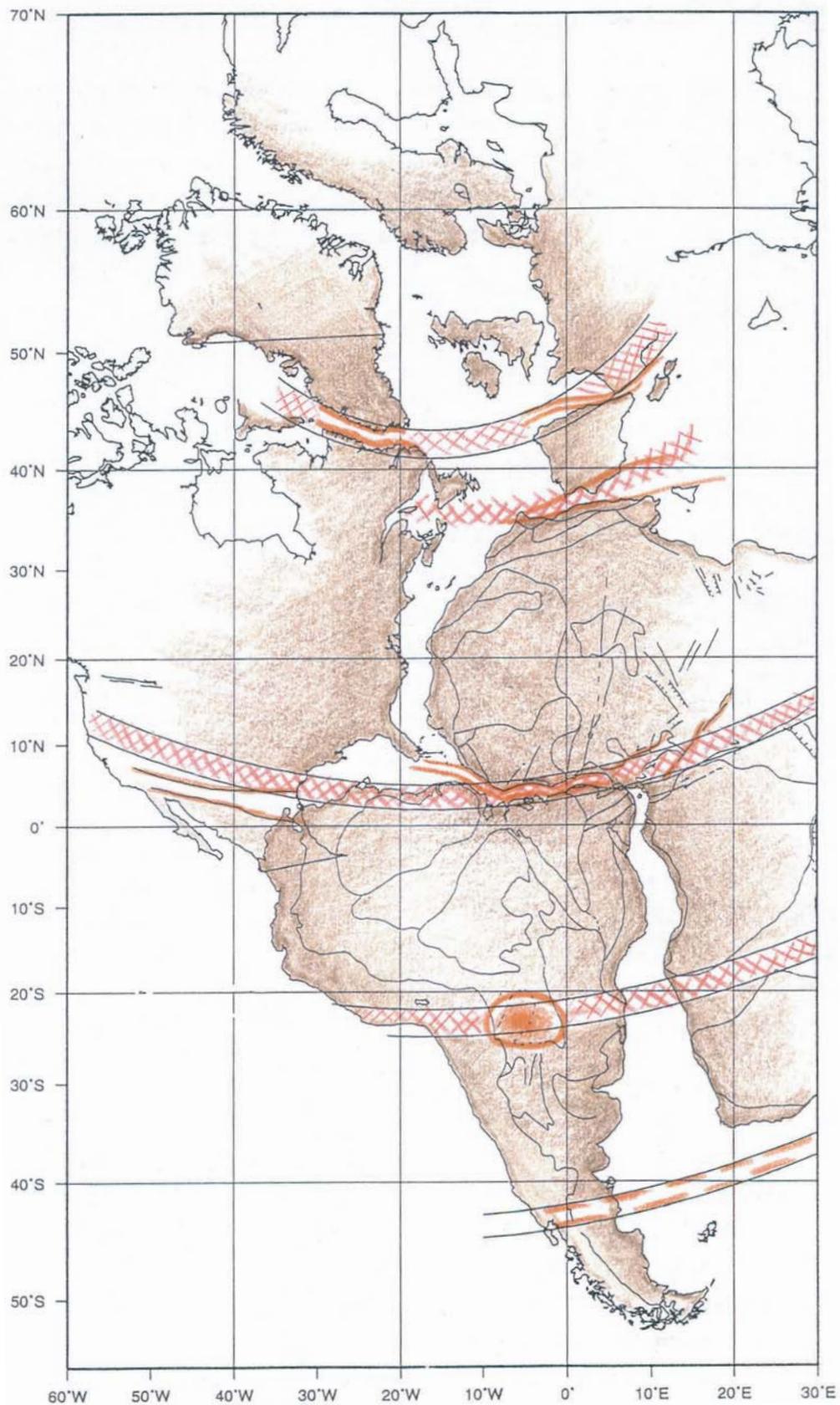


Fig. IV-14 : Reconstruction initiale de l'Atlantique Sud (d'après le pôle d'Unternehr *et al.*, 1988), montrant la relation entre le mouvement et les structures. Les cercles rouges indiquent des zones de déformations intra-plaques et sont copolaires. La figure est issue de la thèse de Gueguen (1995), mais a été réalisée par Olivet (inédit).

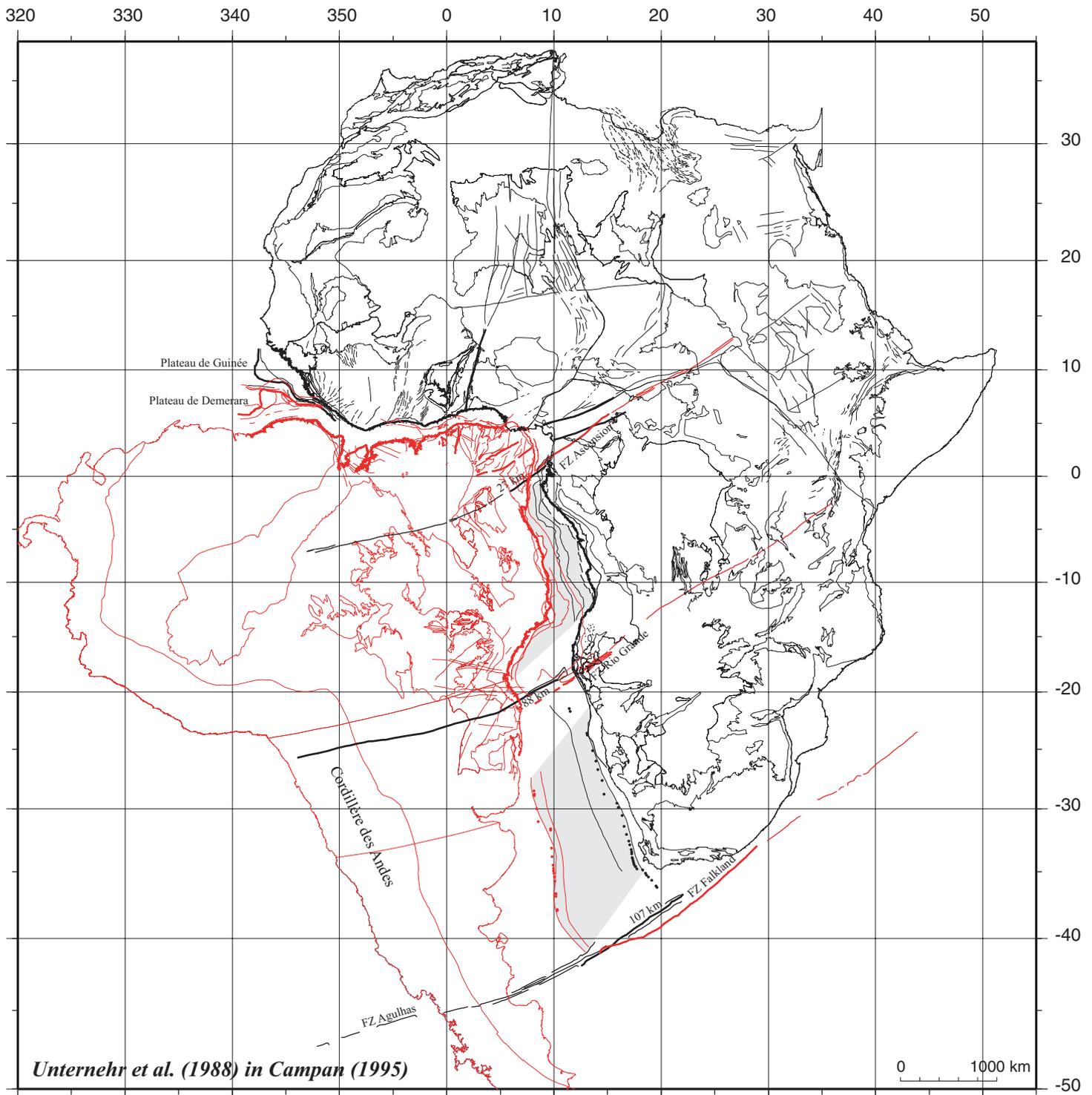


Fig. IV-15 : Reconstruction initiale de l'océan Atlantique Sud d'après le pôle d'Unternehr *et al.* (1988) in Campan (1995) à partir du pôle 52,30°N, 33,78°W, avec une rotation de 51,3° de l'Amérique du Sud (en rouge) par rapport à l'Afrique (en noir) qui reste fixe. Cette reconstruction malgré un très bon ajustement dans l'océan Equatorial, montre un décalage des zones de fracture (traits gras) et surtout une fermeture insuffisante des bassins des segments central et sud (zones grisées). Sur cette figure, nous n'avons pas tenu compte de la déformation intraplaque introduite par les auteurs en Amérique du Sud. Les structures créacées proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992), celles des cratons de Choubert *et al.* (1968). Les zones grisées représentent les lacunes entre les limites des *hinge lines* au Nord, et celles des limites internes des SDR au Sud. Cette figure nous servira de point de départ pour les tests de déformation intraplaque du fait de la très bonne reconstruction dans l'océan Equatorial (*cf.* figure IV-18).

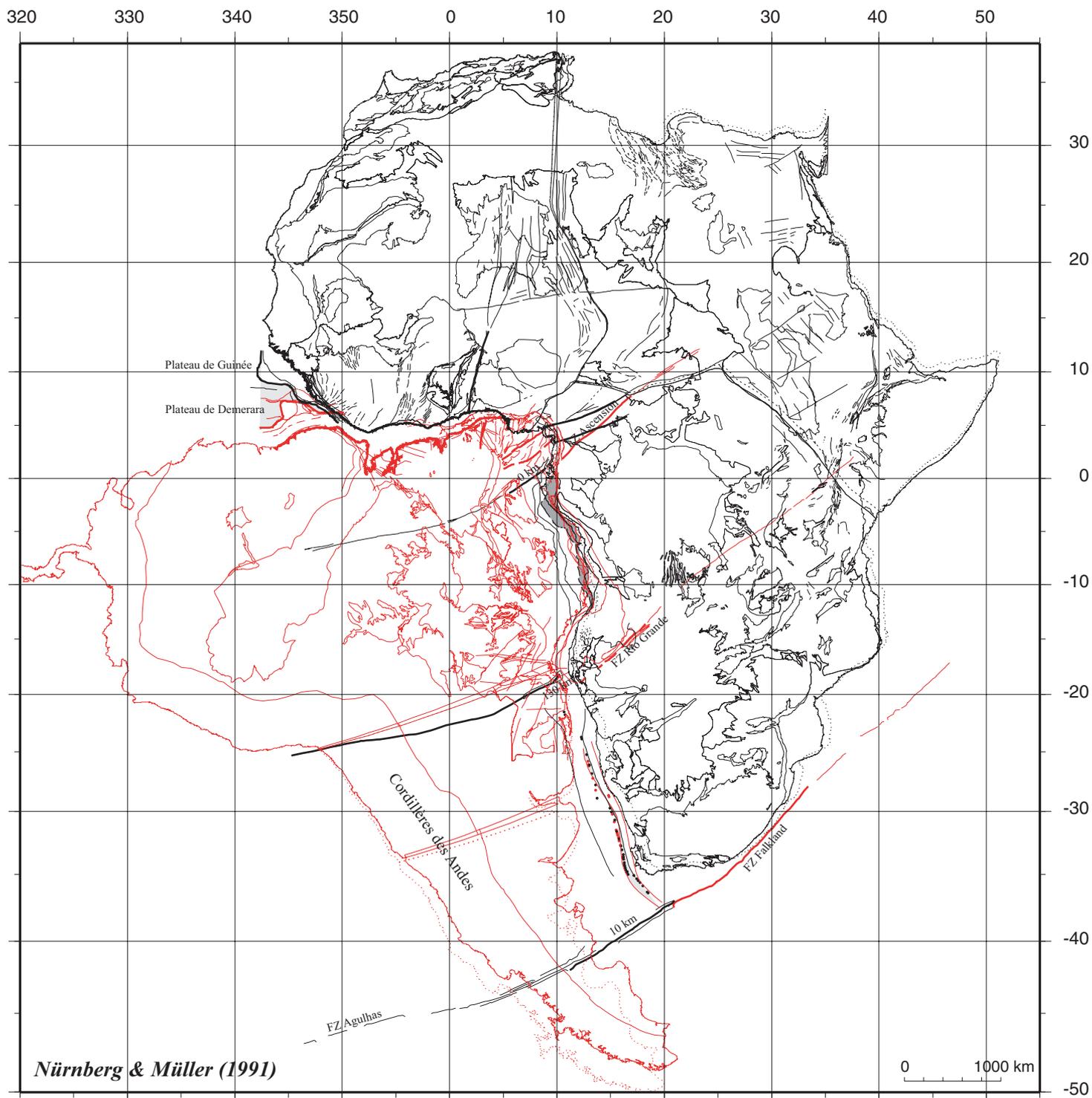


Fig. IV-16 : Reconstruction initiale (datée à 150 Ma) de l'océan Atlantique Sud d'après Nürnberg & Müller (1991) à partir du pôle $49,23^{\circ}\text{N}$, $31,83^{\circ}\text{W}$, avec une rotation de $55,89^{\circ}$ de l'Amérique du Sud (en rouge, le pointillé rouge représente l'Amérique du Sud Sud suivant ce mouvement) par rapport à l'Afrique (en noir) qui reste fixe. Il s'agit de la dernière reconstruction publiée tenant compte des déformations intraplaques en Afrique et en Amérique du Sud. Les pôles utilisés sont, pour le mouvement Afr Nubie-Australe/AfrW ($16,5^{\circ}\text{N}$, $6,7^{\circ}\text{E}$, $-1,15^{\circ}$), pour le mouvement AmsS/AfrW ($47,676^{\circ}\text{N}$, $32,354^{\circ}\text{W}$, $56,307^{\circ}$) et pour le mouvement AmsSS/AfrW ($46,272^{\circ}\text{N}$, $32,809^{\circ}\text{W}$, $56,706^{\circ}$). Les structures créacées proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992), celles des cratons de Choubert *et al.* (1968). Les zones grisées claires représentent les lacunes entre les limites internes des SDR au Sud et entre les plateaux de Demerara et Guinée. Celle grisée foncée représente le recouvrement entre les *hinge lines* du segment central.

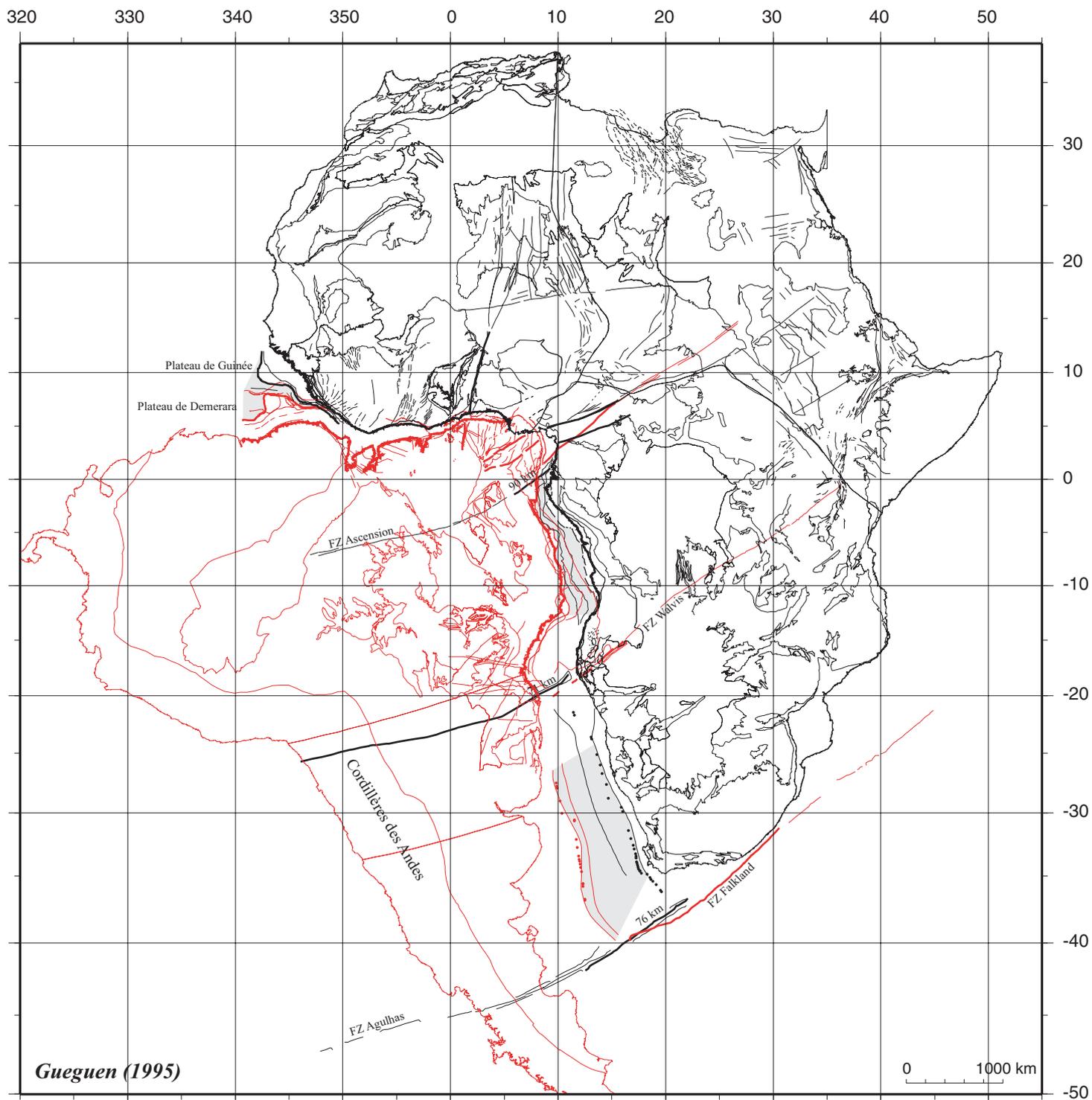
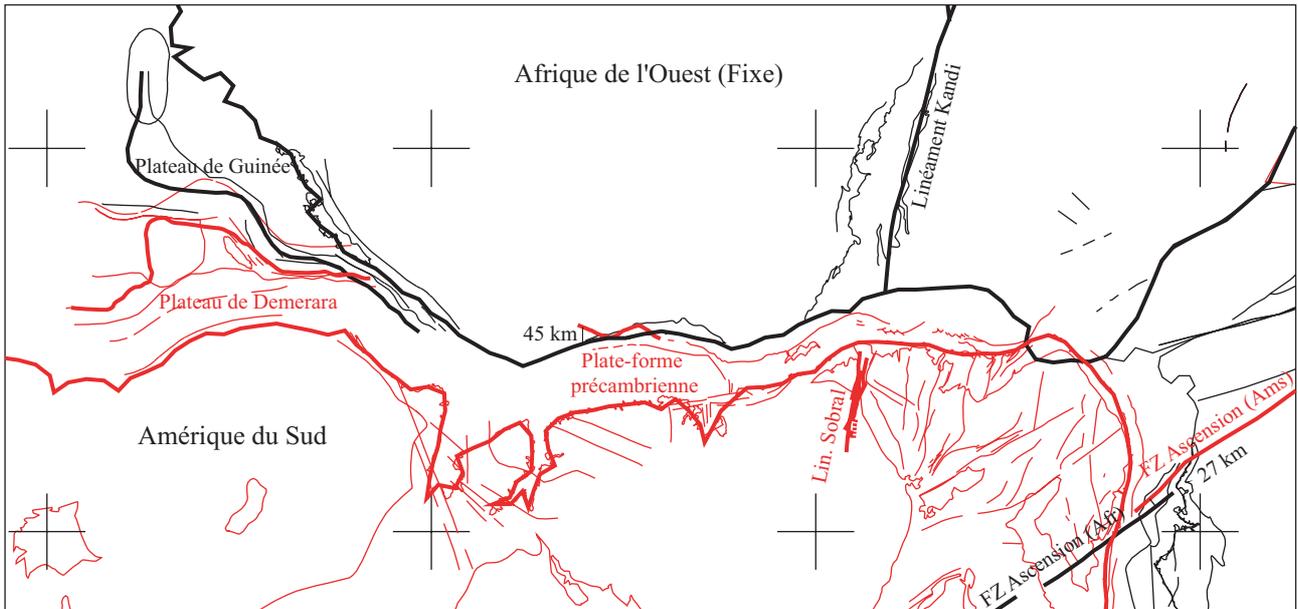


Fig. IV-17 : Reconstruction initiale (datée à 121 Ma : stade intermédiaire entre M2 et M0) de l'océan Atlantique Sud d'après le pôle de Gueguen (1995) situé à 50,17°N, 33,59°W, avec une rotation de 53,14° de l'Amérique du Sud (en rouge) par rapport à l'Afrique (en noir) qui reste fixe. Cette reconstruction est issue d'une collaboration entre Gueguen (1995) et Campan (1995) qui a travaillé sur les stades postérieurs d'ouverture de l'Atlantique Sud. Les structures créacées proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992), celles des cratons de Choubert *et al.* (1968). Les zones grisées claires représentent les lacunes entre les limites internes des SDR au Sud, entre les *hinge lines* dans le segment central et entre les plateaux de Demerara et Guinée.

Unternehner *et al.*, (1988) in Campan (1995)



Gueguen (1995)

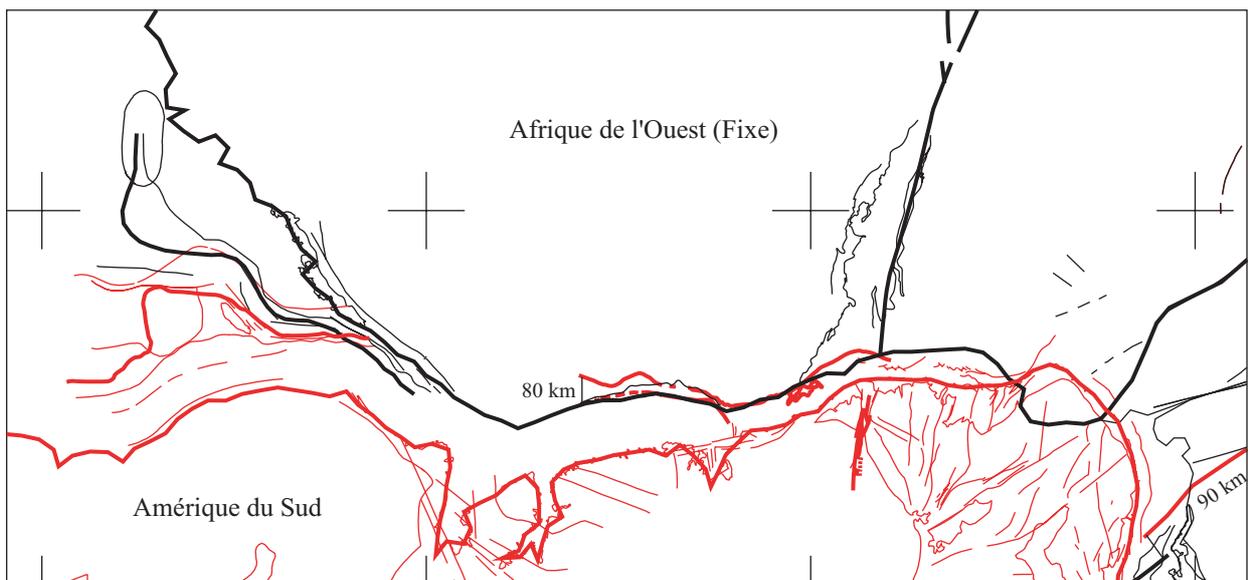


Fig. IV-18 : Comparaisons (traits gras) entre deux zooms de deux reconstructions initiales dans l'océan Atlantique Equatorial. La première est issue d'Unternehner *et al.*, (1988) in Campan (1995). Elle montre une belle similitude des lignes de côtes espacées régulièrement, ainsi qu'un bon alignement des linéaments de Kandi et de Sobral et une lacune minimale entre les plateaux de Demerara et de Guinée. Cependant, la zone de fracture Ascension est décalée de 27 km, et il existe un recouvrement de 45 km de la plate-forme précambrienne brésilienne au niveau du Ghana. La seconde, celle de Gueguen (1995) montre un décalage plus important de la zone de fracture Ascension, une lacune plus grande au niveau des plateaux de Demerara et de Guinée, un recouvrement supérieur de la plate-forme précambrienne brésilienne et enfin une forme en biseaux des lignes de côtes beaucoup plus prononcée que sur la première reconstruction. Néanmoins les linéaments brésiliens et africains sont toujours bien alignés. Devant les arguments géométriques et géologiques, la reconstruction d'Unternehner *et al.*, (1988) in Campan (1995) est choisie comme reconstruction de référence sur laquelle nous allons tester les limites des déformations intraplaques africaines. La figure est réalisée avec le logiciel PLACA (Matias *et al.*, in press).

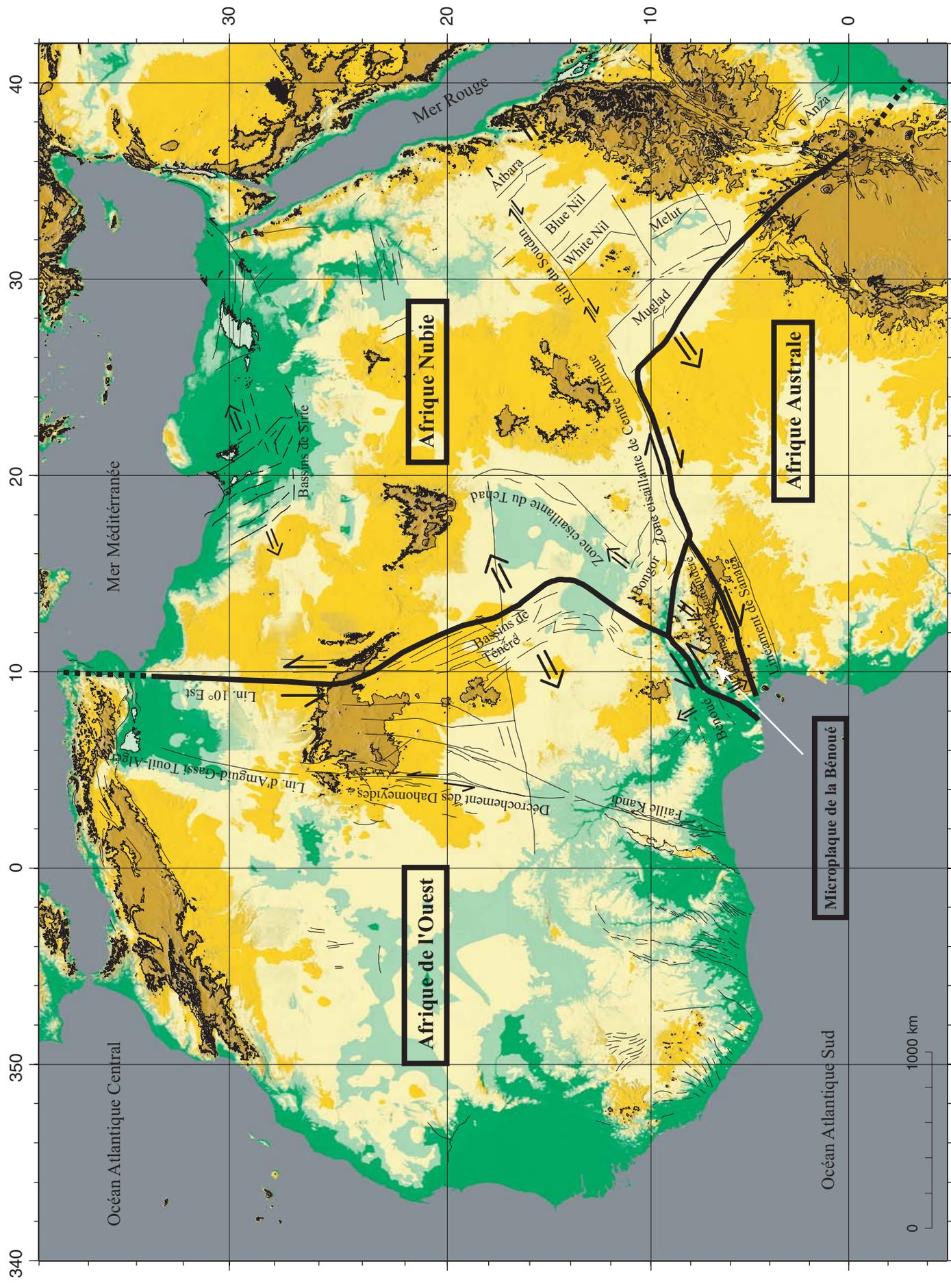


Fig. IV-19 : Carte topographique de l'Afrique (données GTOPO30, US Geological Survey's Eros Data Center) sur laquelle ont été surimposées les structures d'âge Crétacé. Les structures proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992). Le nom des bassins a été reporté, ainsi que le sens du mouvement le long des structures et la délimitation de l'Afrique en 4 sous-plates (traits noirs gras). Ce découpage est proche de celui proposé par Guiraud & Maurin (1992), nous avons différencié en plus la microplaque Bénoué. La carte est en projection mercator.

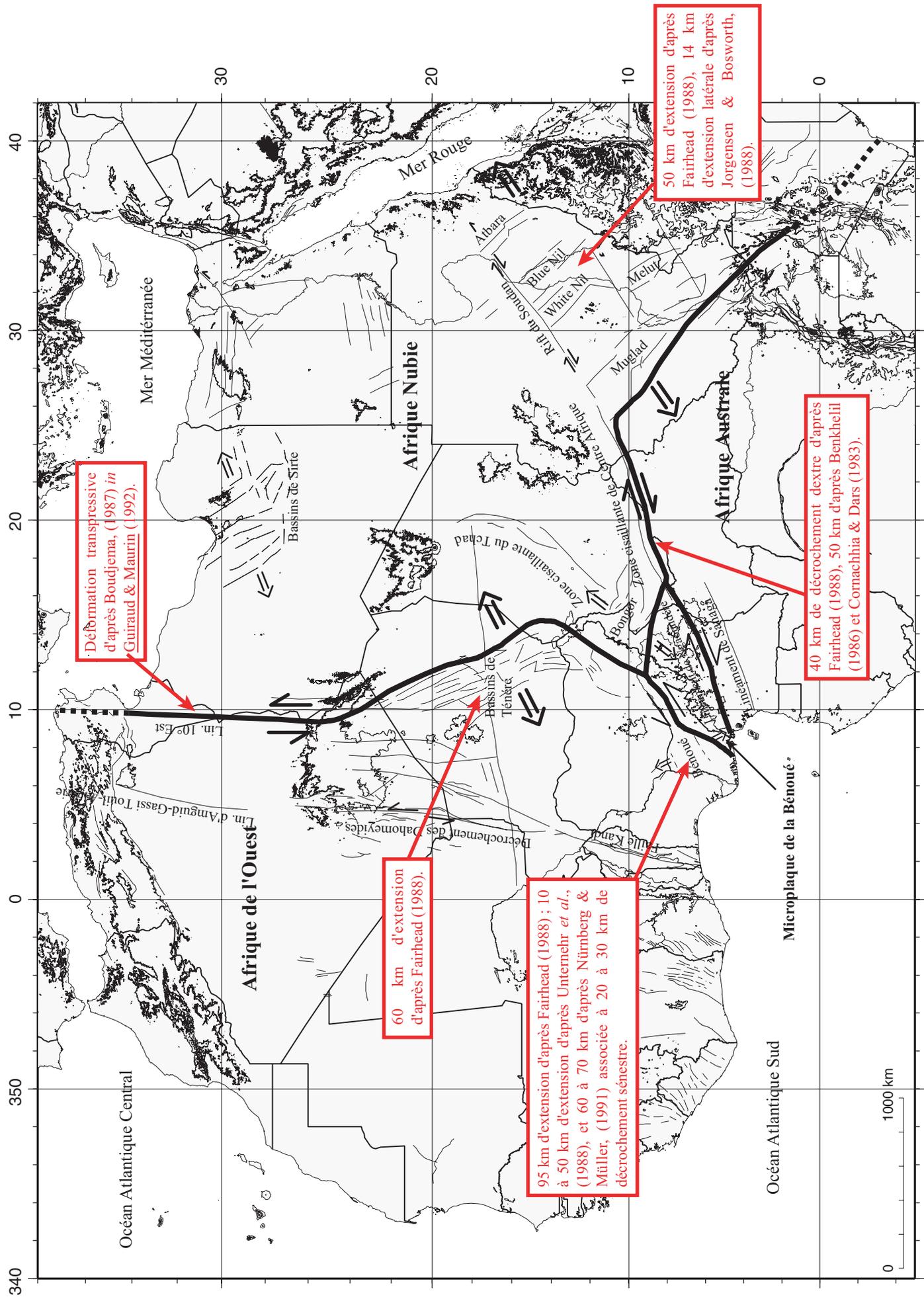


Fig. IV-20 : Carte structurale de l'Afrique. Les structures proviennent des cartes de Fairhead (1988) et de Guiraud & Maurin (1992). Le nom des bassins a été reporté, ainsi que le sens du mouvement le long des structures et surtout la quantité de mouvement admise le long des structures selon les auteurs (en rouge). Le découpage de l'Afrique a aussi été reporté (traits épais noirs). Le mouvement nécessaire pour reconstruire sera celui inverse à ce qui est indiqué sur la carte. L'échelle est la même que la figure précédente (fig. IV-19).

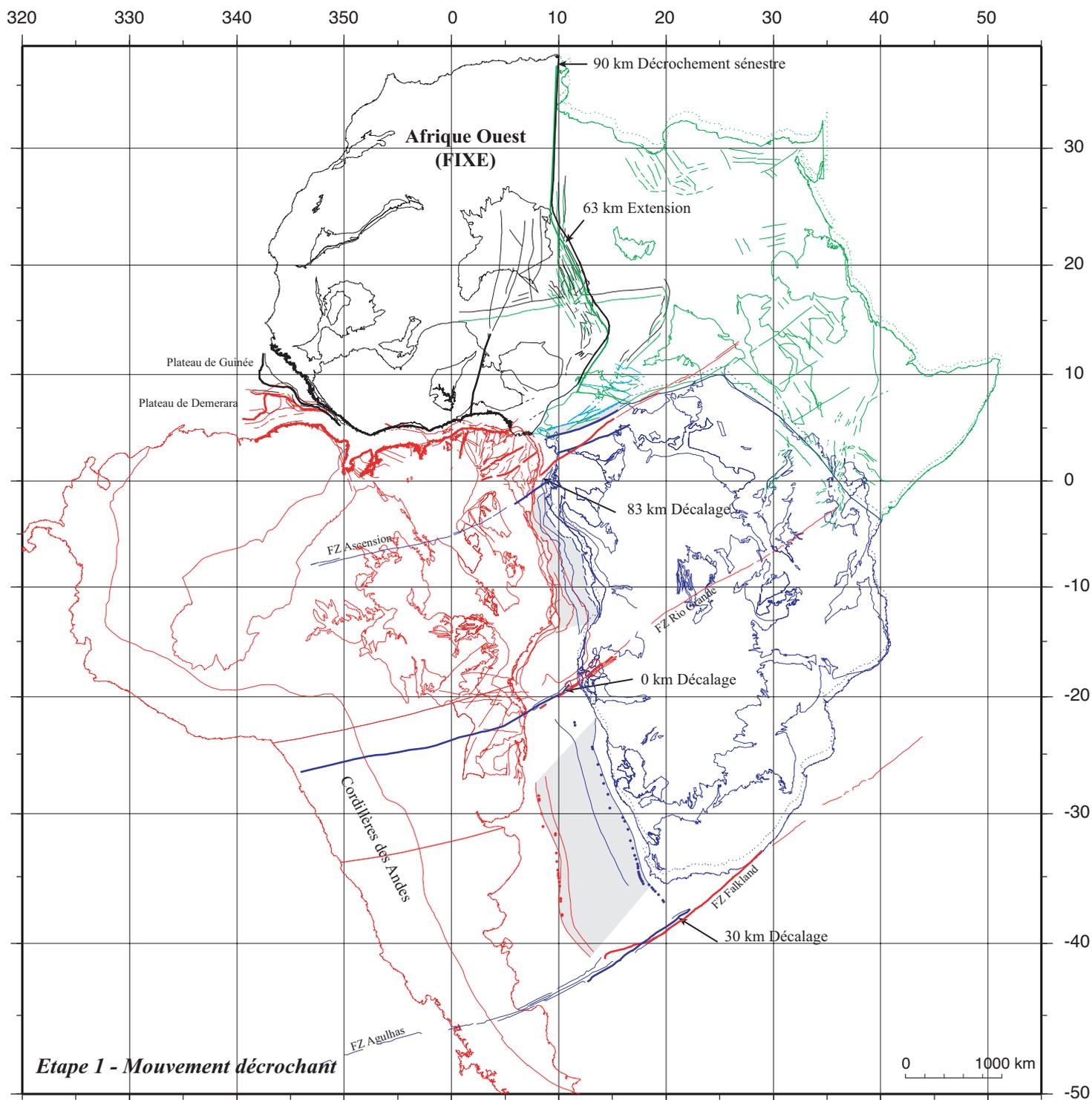


Fig. IV-21 : Reconstruction initiale de l'océan Atlantique Sud d'après Unternehr *et al.* (1988) (*in* Campan, 1995) à partir du pôle (52,3°N, 33,78°W, 51,3°). L'Afrique Australe (en bleu) et Nubie (en vert) sont déformées par rapport à l'Afrique de l'Ouest (en noir) qui reste fixe à partir du pôle (4,19°N, 94°W, -0,8°). La microplaque Bénoué (en bleu clair) est considérée attenante à l'Afrique de l'Ouest. Dans cette première étape de déformation, les structures du rift du Niger et le linéament 10°Est sont les guides principaux pour le mouvement. Lors de ce test, le mouvement appliqué le long de la limite Nubie - Afrique de l'Ouest est purement décrochant. 90 km de décrochement sont admis le long du linéament engendrant 63 km d'extension dans le rift du Niger. Le décalage de la zone de fracture Ascension est conséquent (83 km), celui de Rio Grande et de Falkland-Agulhas est négligable (0 et 30 km respectivement). Les parties grisées claires correspondent aux lacunes existantes lors de ce mouvement, celles grisées foncées représentent les zones montrant des recouvrements.

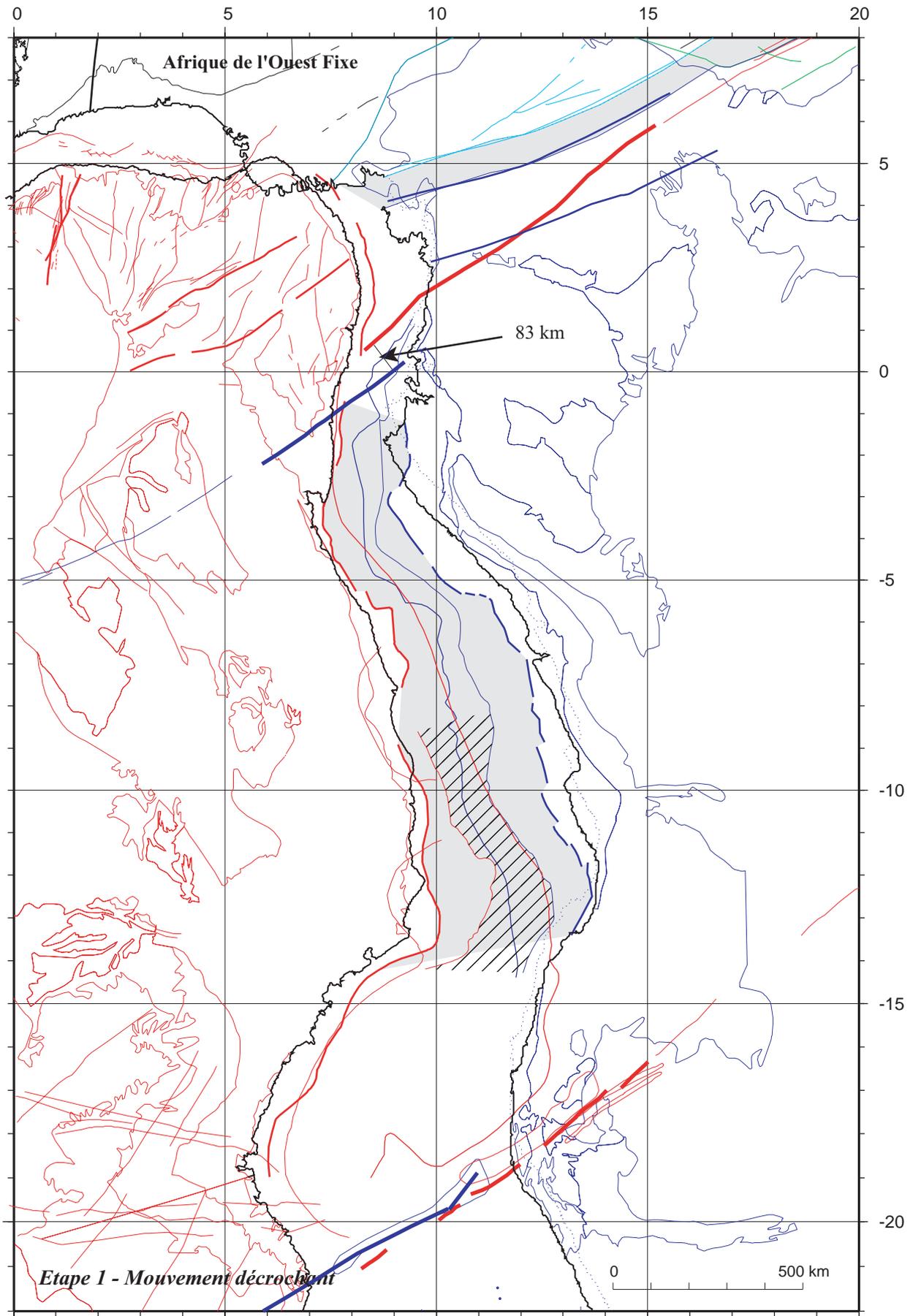


Fig. IV-22 : Zoom du segment central de la reconstruction précédente (cf. fig. IV-21) après la première étape de déformation africaine. Le pôle utilisé est rappelé dans la figure IV-21. Le zoom nous montre un décalage important des deux zones de fractures homologues Ascension (83 km) mais un bon alignement des zones de fracture Rio Grande. Il souligne la lacune entre les deux *hinge lines* à refermer (zone grisée), et la lacune existante entre les deux limites internes du « front compressif salifère » (zone hachurée) (en repère). Cette solution ne permet pas de refermer davantage les bassins du segment central, puisque le mouvement produit est purement décrochant. Nous avons également reporté en grisé la lacune existante au Sud de la microplaque de la Bénoué qui sera compensée par des mouvements ultérieurs de la microplaque.

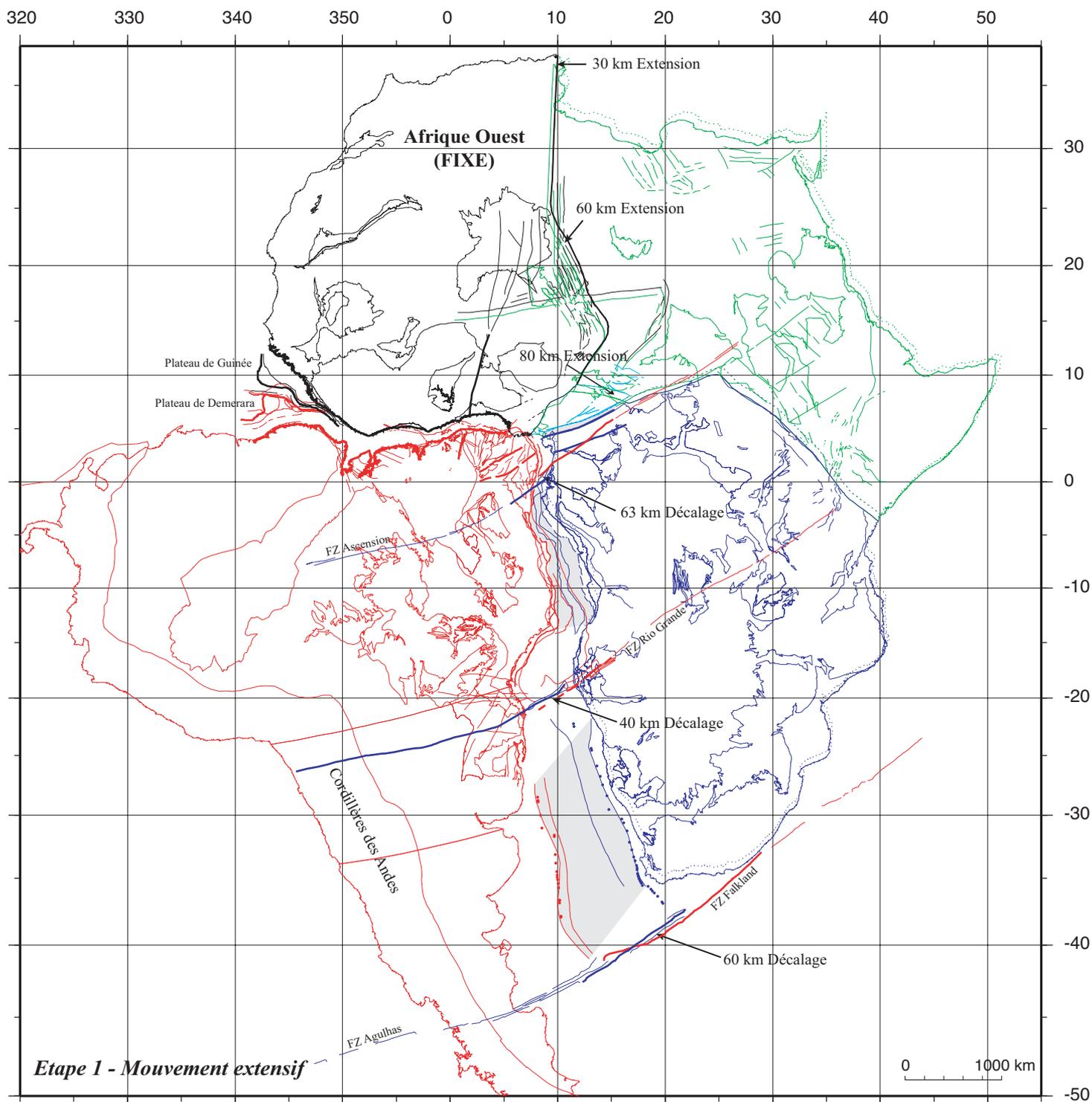


Fig. IV-23 : Reconstruction montrant la position de l'Afrique après la première étape de déformation. Le premier mouvement était un mouvement extensif le long du cisaillement de 10°Est, de la plaque Nubie (en vert) par rapport à l'Afrique de l'Ouest (en noir) autour du pôle (26,06°N, 88,24°W, -0,74°). Nous appliquons la même déformation à la plaque Australe (en bleu). Le mouvement Amérique du Sud / AfrW ne change pas, seule l'Afrique est déformée, le mouvement est issu du pôle d'Unterwehr *et al.*, (1988) in Campan (1995) (52,3°N, 33,78°W, 51,3°). Ce premier stade de reconstruction permet de bien aligner les zones de fractures Rio Grande et Falkland-Aghulas et de créer une zone de déformation sur la limite Sud de la microplaque Bénoué dont nous avons besoin pour la faire bouger ultérieurement. Cependant, elle cale très mal les zones de fractures homologues d'Ascension, et ne referme pas assez, dans un premier temps, les bassins des segments central et sud.

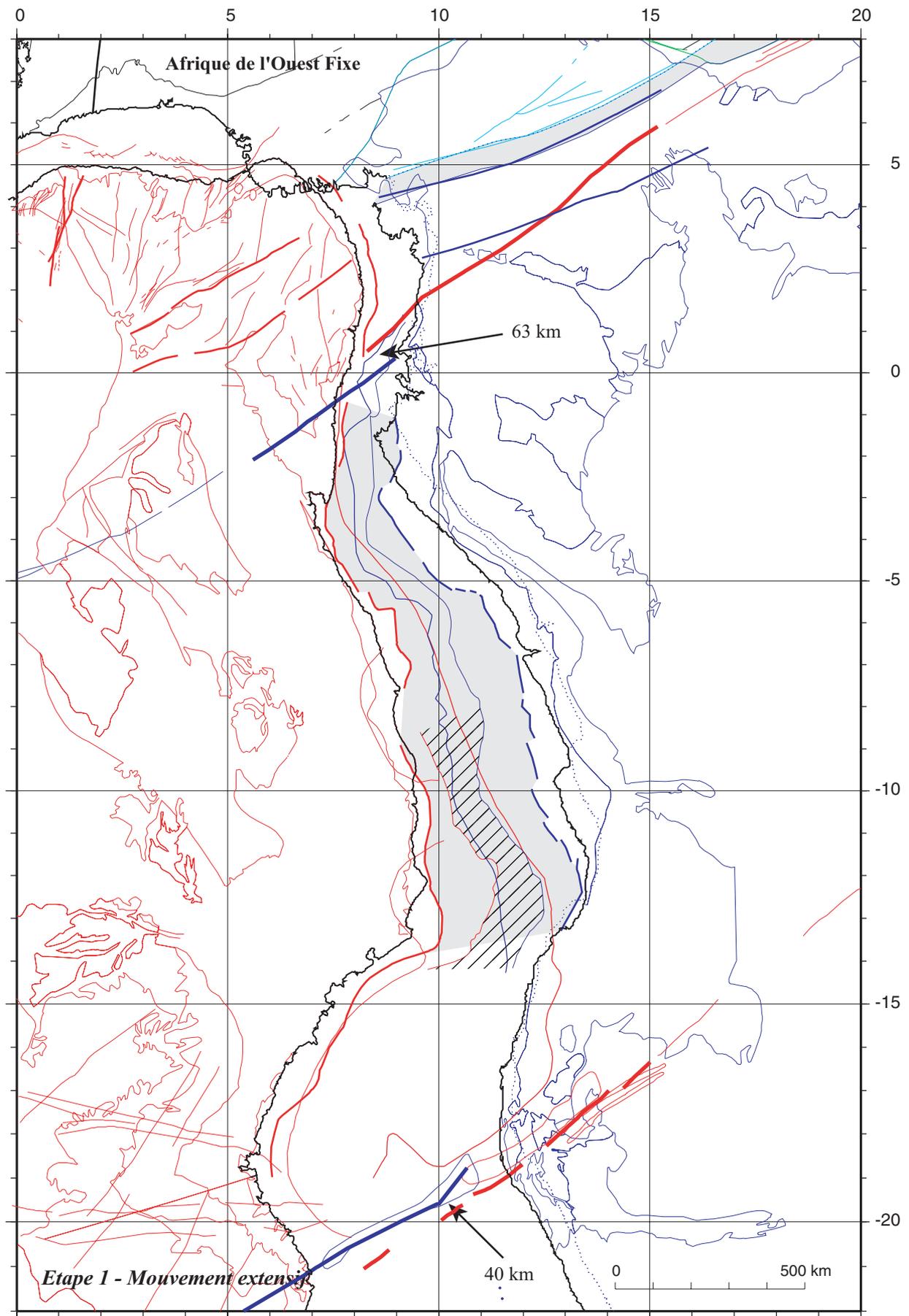


Fig. IV-24 : Zoom du segment central de la reconstruction précédente (cf. fig. IV-23) qui montre les implications d'un mouvement extensif lors de l'étape 1. Le pôle utilisé lors de première étape est (26,06°N, 88,24°W, -0,74°). Ce mouvement ne permet pas d'aligner correctement les zones de fractures Ascension et Rio Grande. Il permet cependant de créer une zone de déformation (zone grisée) au niveau de la limite Sud de la microplaque de la Bénoué, qui sera compensée par des mouvements postérieurs. A la fin de cette première étape, les bassins salifères sont légèrement plus refermés que sur la reconstruction d'Unternehr *et al.* (1988) in Campan (1995). La zone hachurée représente la lacune entre les deux limites internes du « front compressif salifère », celle grisée claire représente la lacune entre les deux *hinge lines*.

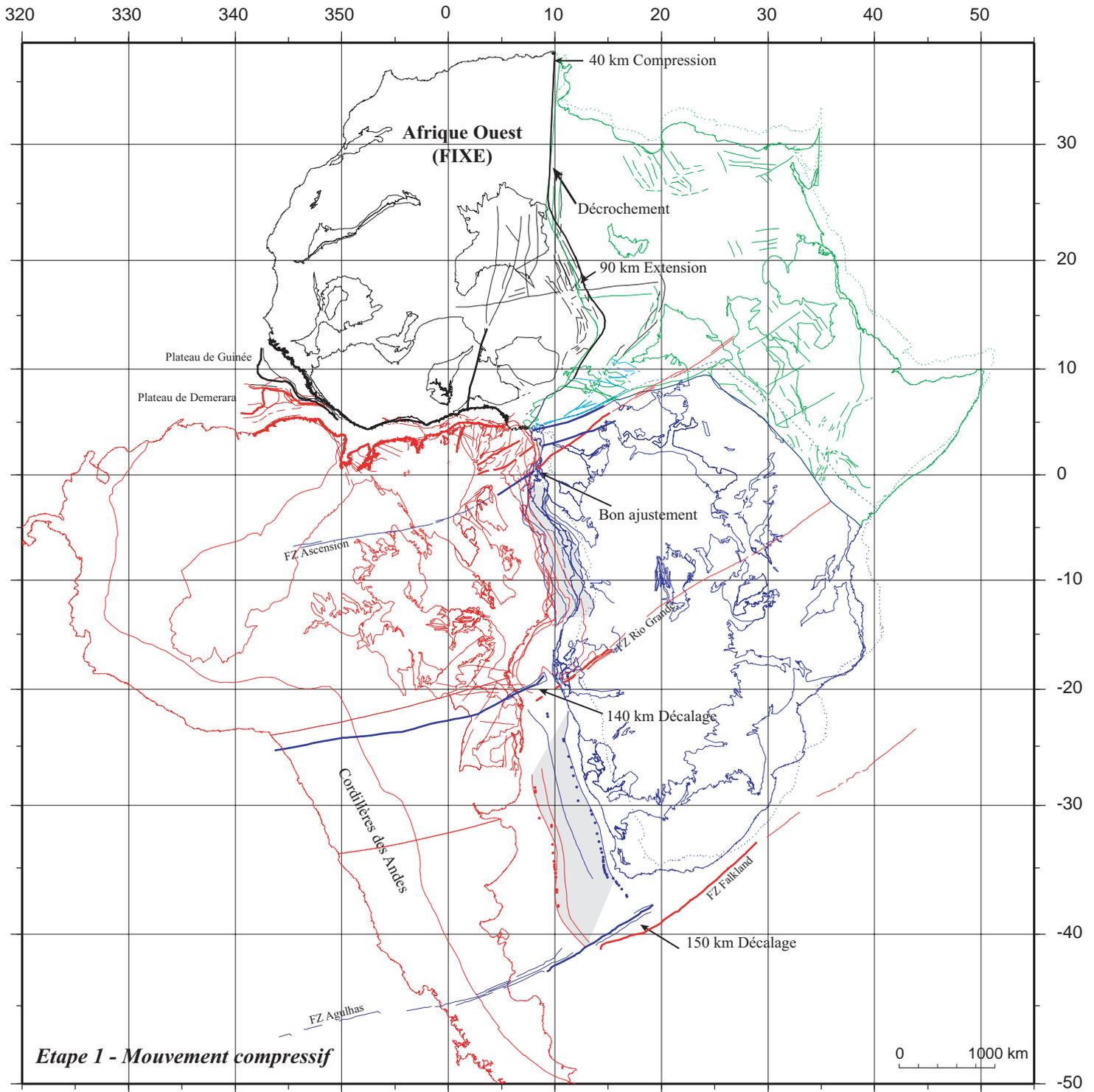


Fig. IV-25 : La reconstruction montre la position de l'Afrique après la première étape de déformation. Le premier mouvement est un mouvement compressif le long du linéament de 10°Est, de la plaque Nubie (en vert) par rapport à l'Afrique de l'Ouest (en noir) autour du pôle (27,72°N, 6,54°W, -2,68°). Nous appliquons la même déformation à la plaque Australe (en bleu). Le mouvement Amérique du Sud (en rouge) / AfrW ne change pas, seule l'Afrique est déformée, le mouvement est issu du pôle d'Unternehr *et al.*, (1988) in Campan (1995) (52,3°N, 33,78°W, 51,3°). Ce premier stade de reconstruction permet de bien aligner les zones de fractures Ascension, de resserrer davantage les bassins du segment central et de créer une zone de déformation sur la limite Sud de la microplaque qui autorisera des mouvements plus tardifs. Cependant, elle cale mal les zones de fractures Rio Grande et Falkland-Agulhas, ne referme pas assez la lacune du segment sud et surtout l'alignement de la zone de fracture Ascension va contraindre la direction de mouvement de la seconde étape et empêcher de resserrer davantage.

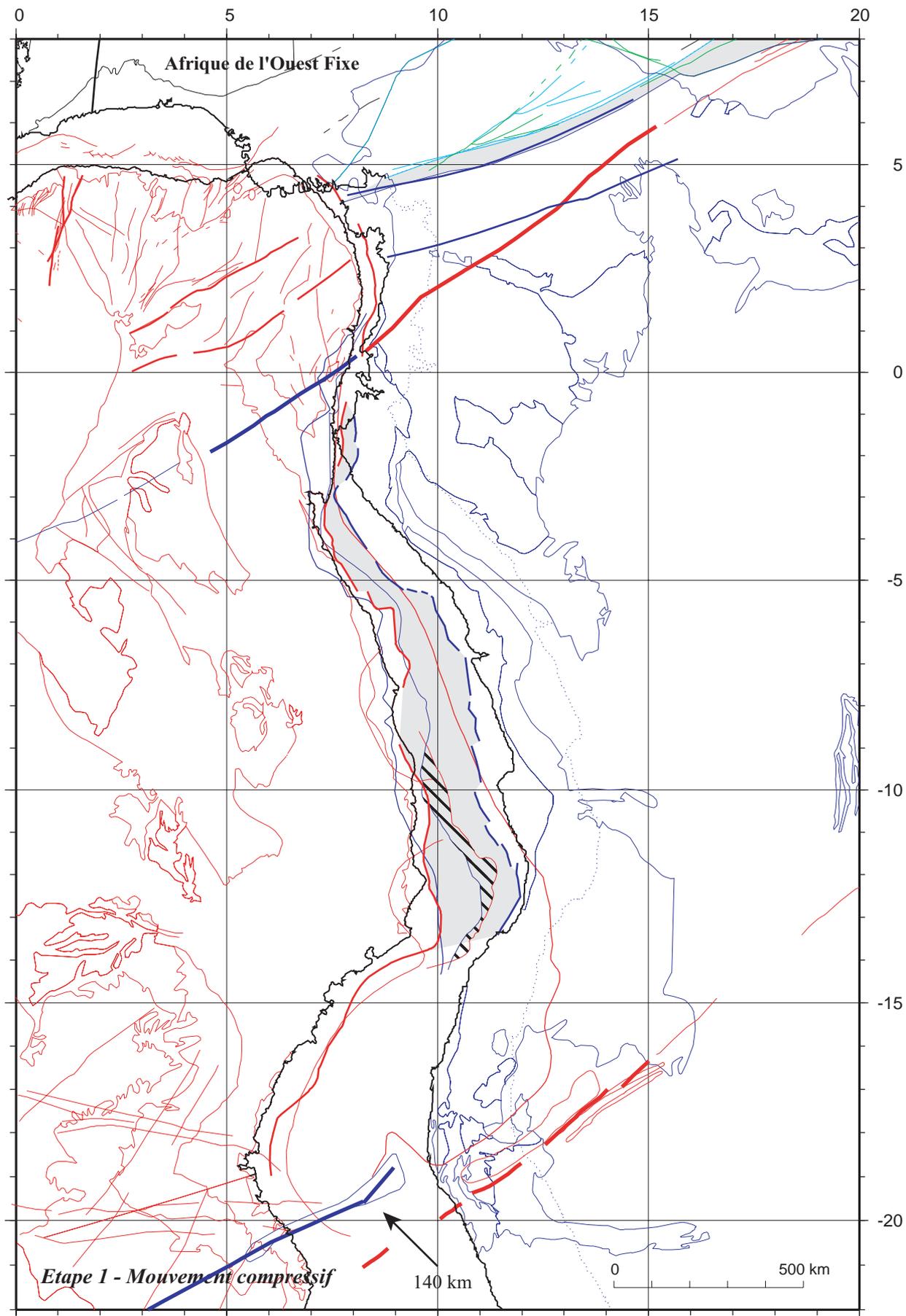


Fig. IV-26 : Zoom du segment central de la reconstruction précédente (cf. fig. IV-25) qui montre les implications d'un mouvement compressif lors de l'étape 1. Le pôle utilisé lors de l'étape 1 est (27,72°N, 6,54°W, -2,68°). Ce mouvement aligne correctement les zones de fractures Ascension, mais décale fortement celles de Rio Grande (140 km de décalage). Il permet cependant de créer une zone de déformation (zone grisée) au niveau de la limite Sud de la microplaque de la Bénoué, qui sera compensée par des mouvements postérieurs. A la fin de cette première étape, les bassins salifères sont très refermés par rapport à la reconstruction d'Unternehr *et al.* (1988) *in* Campan (1995). La zone hachurée noire représente le recouvrement entre les deux limites internes du « front compressif salifère », celle grisée claire représente la lacune entre les deux *hinge lines*. Il s'agit de la fermeture maximale obtenue lors de l'étape 1.

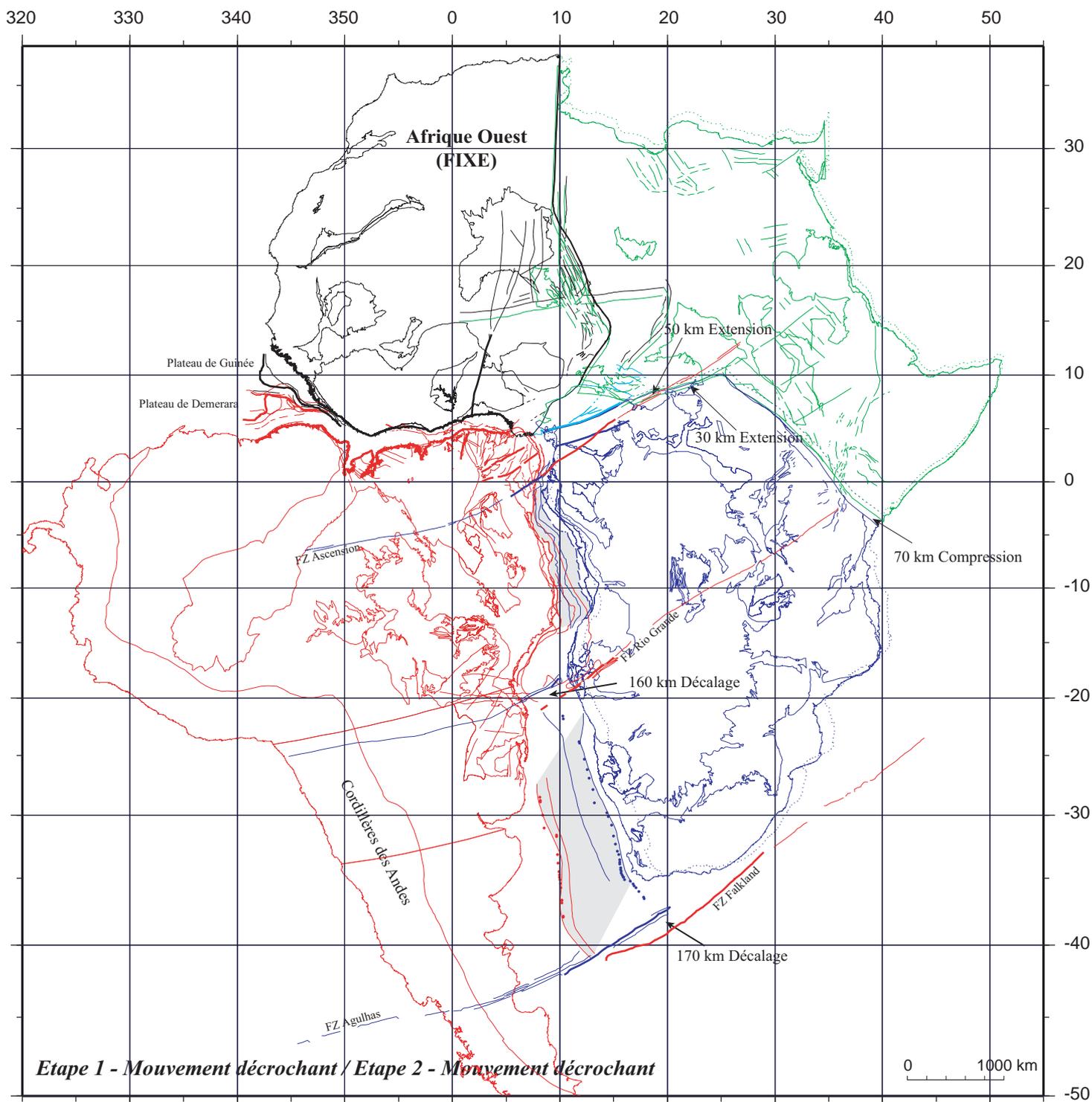


Fig. IV-27 : La reconstruction montre la position de l'Afrique après la seconde étape de déformation. Le premier mouvement était un mouvement décrochant de la plaque Nubie (en vert) par rapport à l'Afrique de l'Ouest (en noir) autour du pôle (4,19°N, 94°W, -0,8°), le second est aussi un mouvement décrochant de l'Afrique Australe (en bleu) par rapport à l'Afrique de l'Ouest autour du pôle (15°N, 6,87°E, -1,87°). Le mouvement Amérique du Sud (en rouge) / AfrW ne change pas, seule l'Afrique est déformée, le mouvement est issu du pôle d'Unternehr *et al.* (1988) (*in* Campan, 1995) (52,3°N, 33,78°W, 51,3°). Cette reconstruction montre qu'en tenant compte de toutes les déformations intraplaques en Afrique, nous arrivons à un bon alignement des zones de fractures Ascension et à refermer le segment central jusqu'à la moitié du « front compressif salifère ». Cependant, ces deux mouvements décalent fortement les zones de fracture homologues Rio Grande et Falkland-Aghulas, ils ne permettent pas de refermer assez les bassins des segments sud et central (zones grisées) et limitent le mouvement possible dans la microplaque Bénoué en éliminant la zone de déformation sur sa bordure Sud.

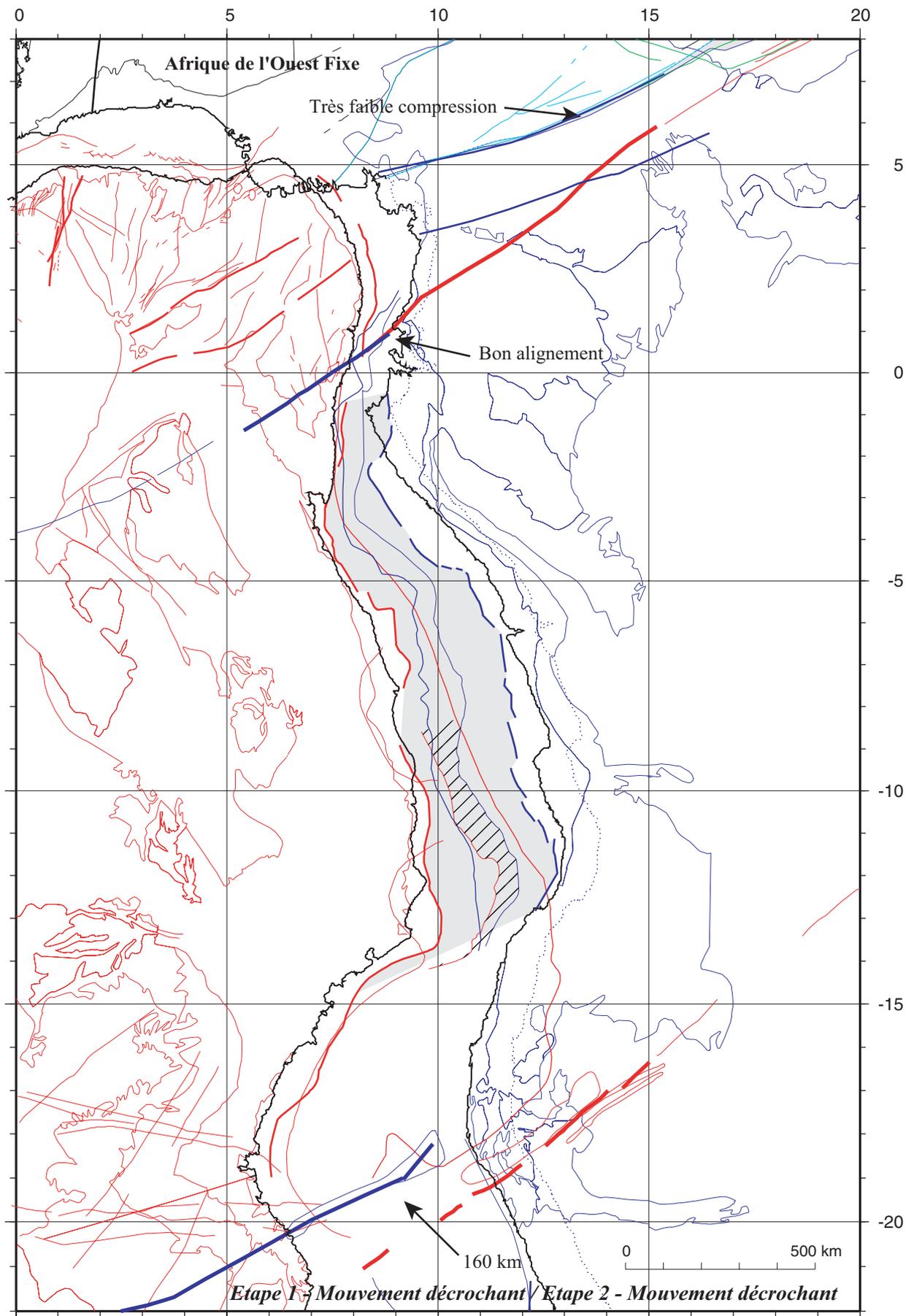


Fig. IV-28 : Zoom du segment central de la reconstruction précédente (cf. fig. IV-27) après les deux étapes de déformation africaine. Les pôles utilisés sont rappelés dans la figure IV-27. Le zoom nous montre le bel alignement des zones de fracture Ascension, mais un décalage important au niveau de celles de Rio Grande. Le zoom souligne la lacune entre les deux *hinge lines* à refermer (zone grisée), et l'espace existant entre les deux limites internes du « front compressif salifère » (zone hachurée) (en repère). Nous avons reporté en grisé la lacune existante au Sud de la microplaque de la Bénoué. Dans cette reconstruction, elle est très faible, limitant ainsi les mouvements ultérieurs possibles de la microplaque.

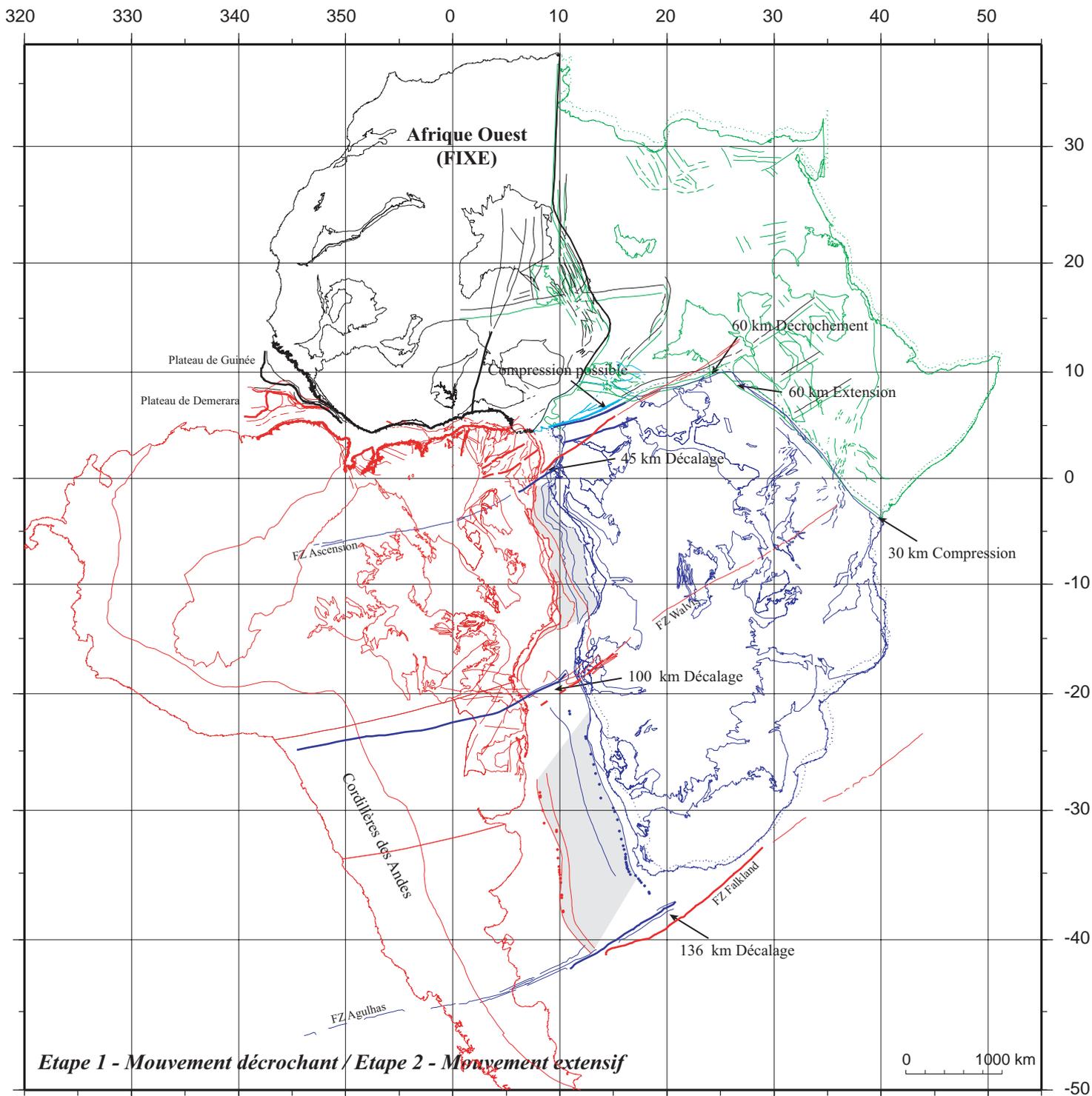


Fig. IV-29 : Reconstruction montrant la position de l'Afrique après la seconde étape de déformation. Le premier mouvement était un mouvement décrochant de la plaque Nubie (en vert) par rapport à l'Afrique de l'Ouest (en noir) autour du pôle (4,19°N, 94°W, -0,8°), le second est aussi un mouvement extensif de l'Afrique Australe (en bleu) par rapport à l'Afrique de l'Ouest autour du pôle (7,16°N, 171,13°W, 2,09°). Le mouvement Amérique du Sud (en rouge) / AfrW ne change pas, seule l'Afrique est déformée, le mouvement est issu du pôle d'Unternehr *et al.* (1988) (*in* Campan, 1995) (52,3°N, 33,78°W, 51,3°). Cette reconstruction montre qu'en tenant compte de toutes les déformations intraplaques en Afrique, nous arrivons à une similitude des lignes de côtes dans le segment central et nous gardons de l'espace disponible entre la microplaque et la plaque Australe pour des mouvements ultérieurs. Cependant, ces deux mouvements décalent de manière importante les zones de fracture homologues Rio Grande et Falkland-Aghulas (> à 100 km), les zones de fracture Ascension sont décalées ici de 45 km et nous ne fermons toujours pas suffisamment les bassins des segments sud et central (zones grisées).

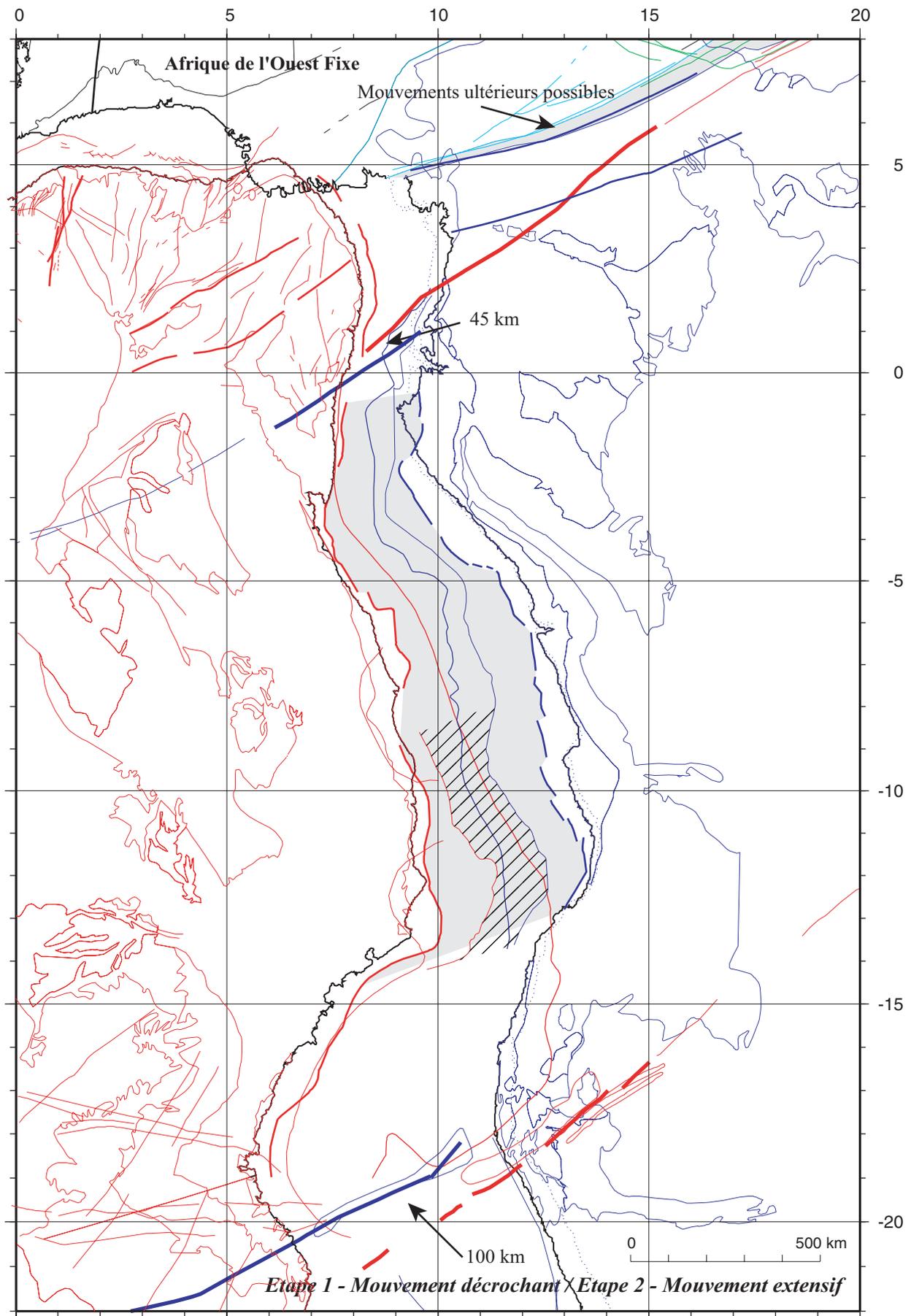


Fig. IV-30 : Zoom du segment central de la reconstruction précédente (cf. fig. IV-29) après les deux étapes de déformation africaine. Les pôles utilisés sont rappelés dans la figure IV-29. Le zoom nous montre un décalage important des deux zones de fracture homologues Ascension (45 km) et Rio Grande (100 km). Il souligne la lacune entre les deux *hinge lines* à refermer (zone grisée) et l'espace existant entre les deux limites internes du « front compressif salifère » (zone hachurée) (en repère). Cette solution semble être celle qui referme le moins le segment central. Nous avons reporté aussi en grisé la lacune existante au Sud de la microplaque de la Bénoué.

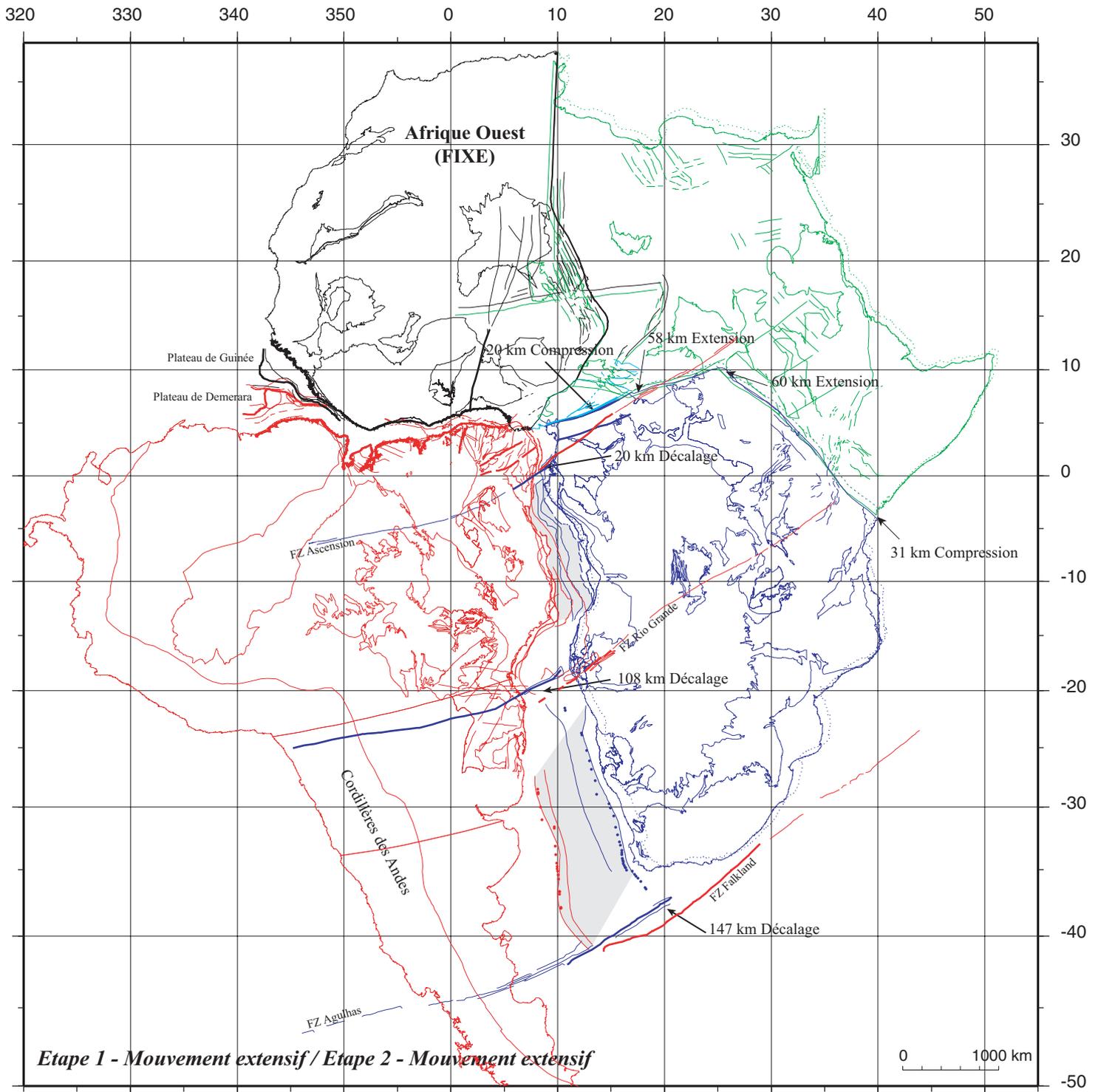


Fig. IV-31 : Reconstruction montrant la position de l'Afrique après la seconde étape de déformation. Le premier mouvement était un mouvement extensif de la plaque Nubie (en vert) par rapport à l'Afrique de l'Ouest (en noir) autour du pôle (26,06°N, 88,24°W, -0,74°), le second est aussi un mouvement extensif de l'Afrique Australe (en bleu) par rapport à l'Afrique de l'Ouest autour du pôle (2,51°N, 9,29°E, -1,76°). Le mouvement Amérique du Sud (en rouge) / AfrW ne change pas, seule l'Afrique est déformée, le mouvement est issu du pôle d'Unterwehr *et al.* (1988) (*in* Campan, 1995) (52,3°N, 33,78°W, 51,3°). Cette reconstruction montre qu'en tenant compte de toutes les déformations intraplaques en Afrique, nous arrivons à un bon alignement des zones de fracture Ascension, à refermer plus de la moitié du « front compressif salifère » et à garder une zone de déformation sur la bordure Sud de la microplaque Bénoué pour la faire bouger ultérieurement. Mais, ces deux mouvements décalent de façon importante les zones de fracture homologues Rio Grande et Falkland-Agulhas (> à 100 km) et ne permettent pas de refermer suffisamment les bassins des segments sud et central (zones grisées).

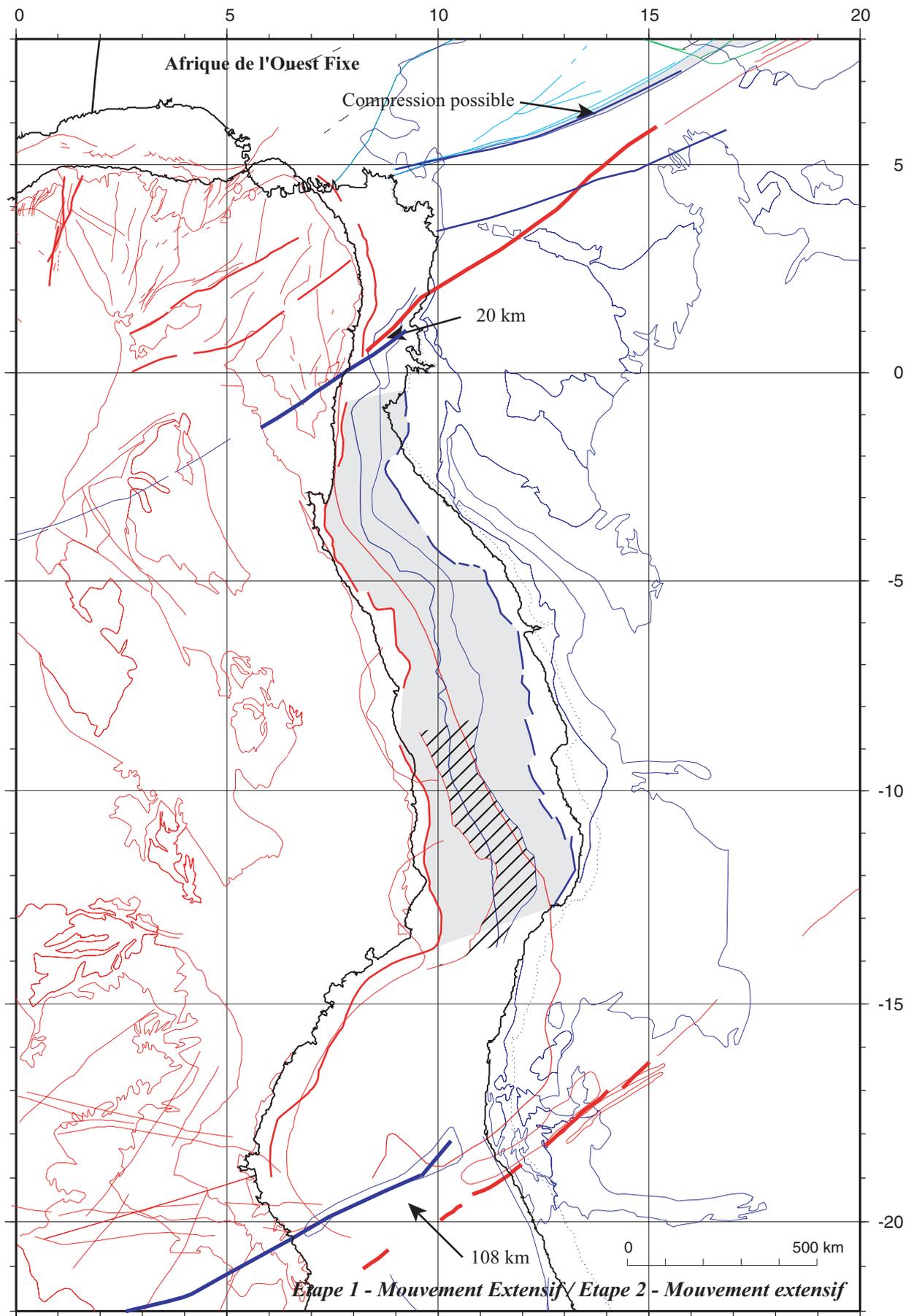


Fig. IV-32 : Zoom du segment central de la reconstruction précédente (cf. fig. IV-31) après les deux étapes de déformation africaine. Les pôles utilisés sont rappelés dans la figure IV-31. Le zoom nous montre un alignement correct des zones de fracture Ascension (20 km de décalage), mais un décalage de 108 km au niveau de celle de Rio Grande. Il souligne la lacune entre les deux *hinge lines* à refermer (zone grisée), et l'espace existant entre les deux limites internes du « front compressif salifère » (zone hachurée) (en repère). Nous avons reporté en grisé la lacune existante au Sud de la microplaque de la Bénoué qui sera compensée par des mouvements postérieurs obligatoires pour diminuer l'extension dans le rift du Bongor.

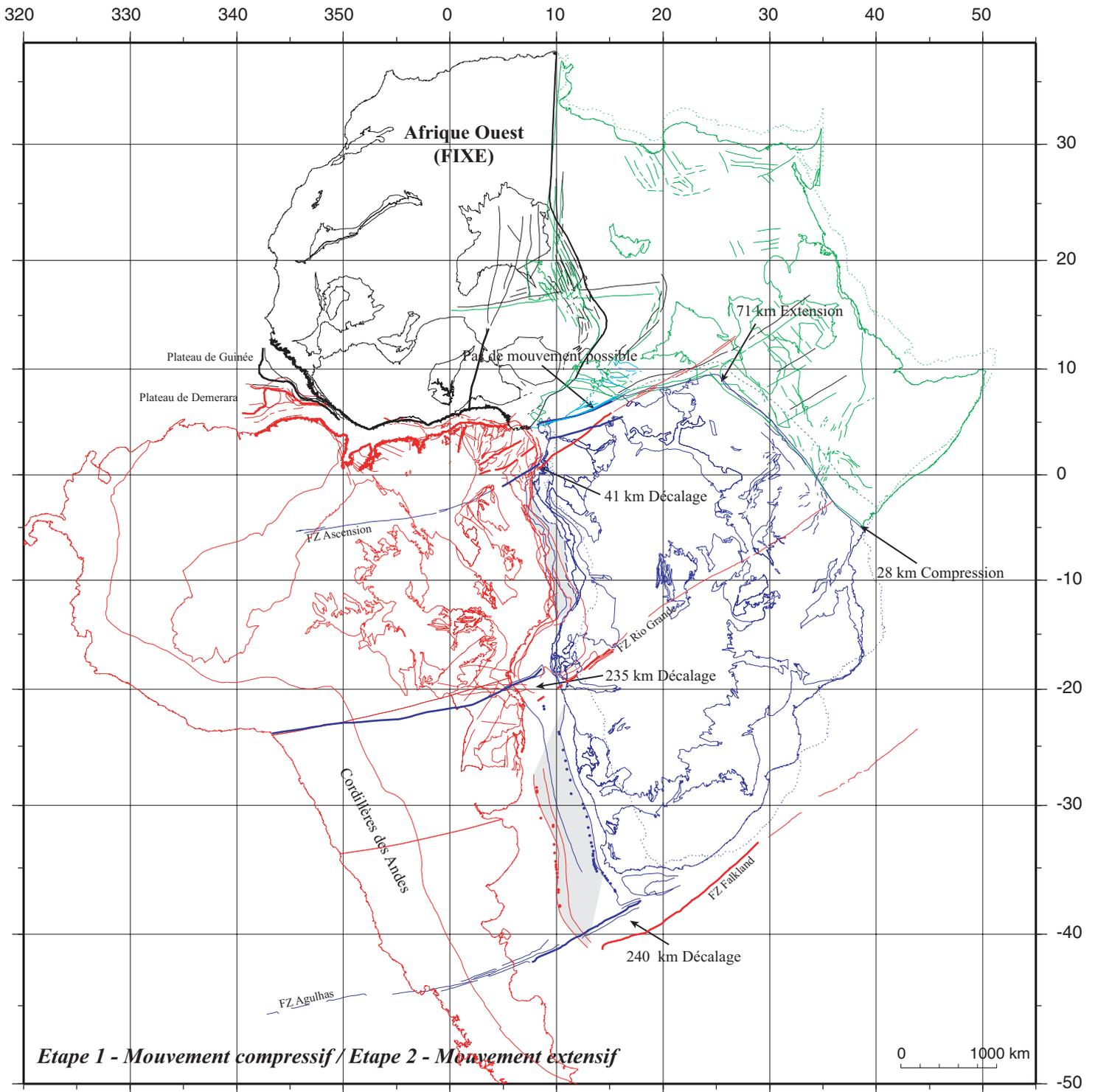


Fig. IV-33 : Reconstruction montrant la position de l'Afrique après la seconde étape de déformation. Le premier mouvement était un mouvement compressif de la plaque Nubie (en vert) par rapport à l'Afrique de l'Ouest (en noir) autour du pôle (27,72°N, 6,54°W, -2,68°), le second est un mouvement extensif de l'Afrique Australe (en bleu) par rapport à l'Afrique de l'Ouest autour du pôle (12,25°N, 9,58°E, -4,43°). Le mouvement Amérique du Sud (en rouge) / AfrW ne change pas, seule l'Afrique est déformée, le mouvement est issu du pôle d'Unternehr *et al.* (1988) (*in* Campan, 1995) (52,3°N, 33,78°W, 51,3°). Cette reconstruction montre qu'en tenant compte de toutes les déformations intraplaques en Afrique, nous arrivons à une fermeture serrée dans les segments central et sud (zones grisées). Cependant, cette fermeture est obtenue à l'aide d'une rotation qui décale les zones de fracture de façon trop importante (les zones de fracture Agulhas-Falkland et Rio Grande présentent un décalage supérieur à 200 km). Cette rotation annule aussi la zone de déformation sur la limite Sud de la microplaque Bénoué, interdisant tous mouvements postérieurs. Dans cette situation, le recouvrement du sel américain sur le continent africain (au niveau de Mocamedes) est maximum.

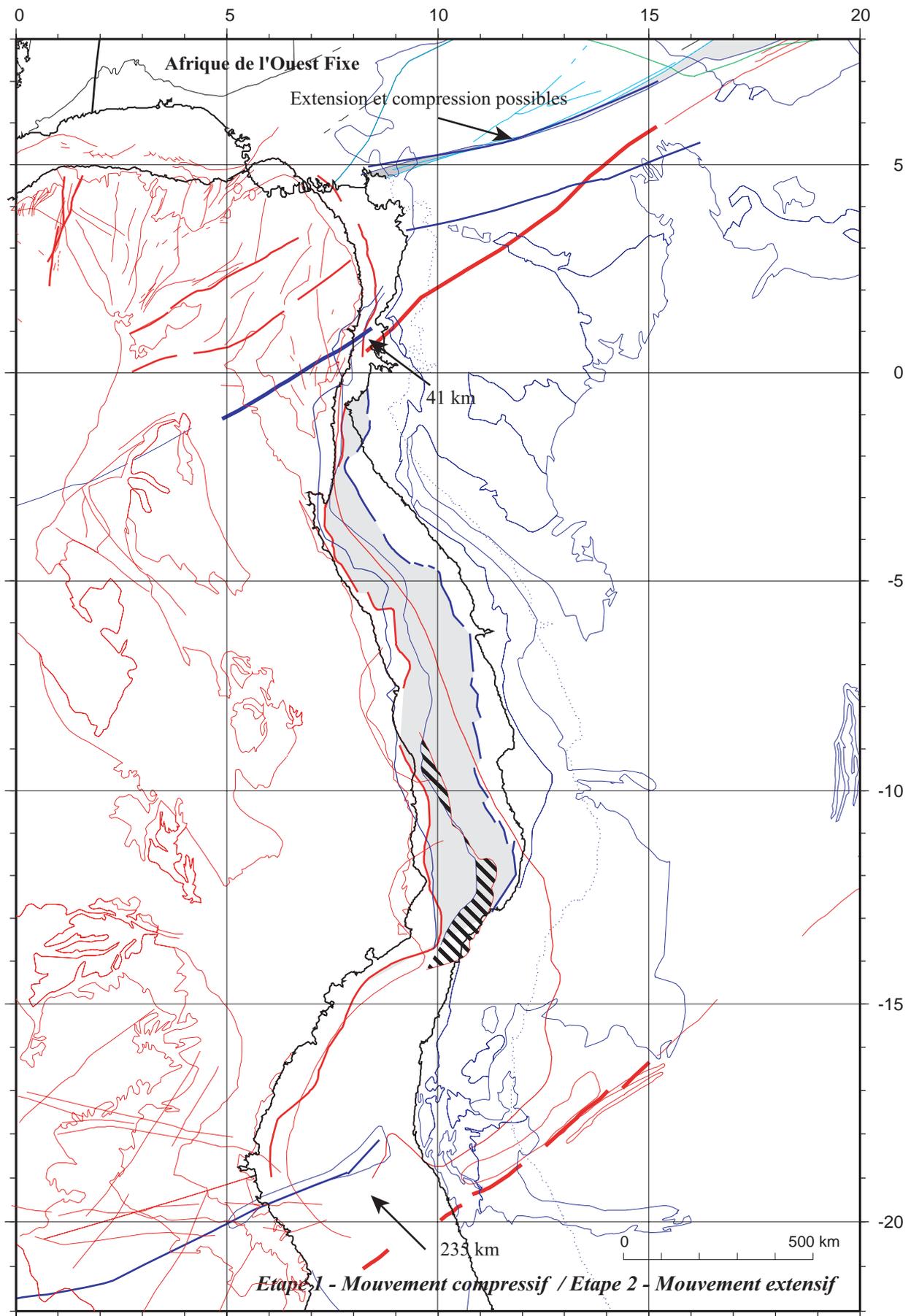


Fig. IV-34 : Zoom du segment central de la reconstruction précédente (cf. fig. IV-33) après les deux phases de déformation africaine. Les pôles utilisés sont rappelés dans la figure IV-33. Le zoom nous montre un décalage important des deux zones de fracture homologues Ascension (45 km) et Rio Grande (100 km). Il souligne la lacune entre les deux *hinge lines* à refermer (zone grisée) et le recouvrement existant entre les deux limites internes du « front compressif salifère » (zone hachurée gras) (en repère). Cette solution semble être celle qui referme le plus le segment central. Nous avons reporté aussi en grisé la lacune existante au Sud de la microplaque de la Bénoué qui autorisera des mouvements ultérieurs de la microplaque.

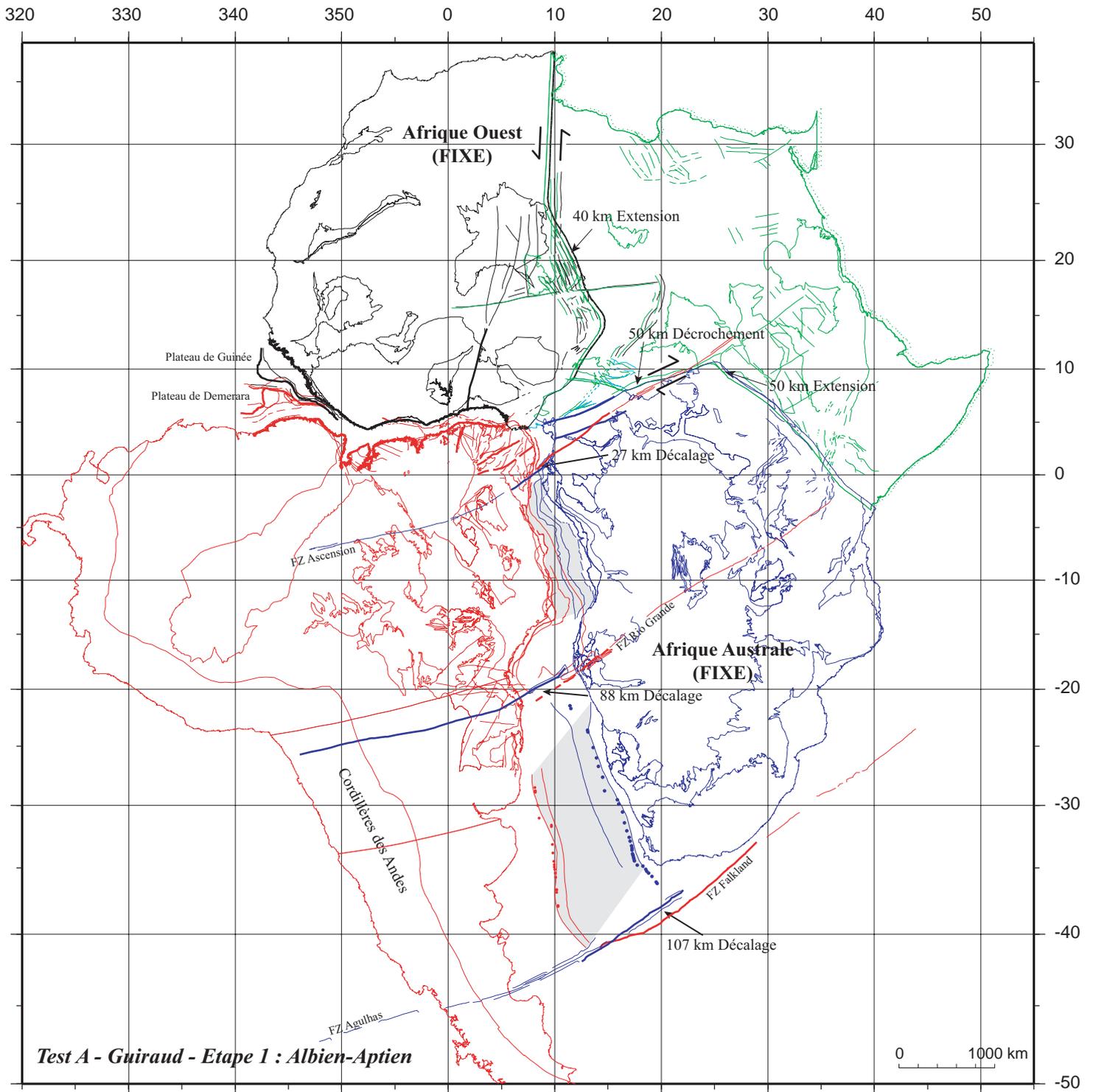


Fig. IV-35 : Reconstruction selon le modèle de Guiraud & Maurin (1992) avant la première étape (Aptien-Albien) de déformation de l'Afrique. Le premier mouvement est donné par le pôle de Klitgord & Schouten (1986) (66°N , 19°W , $-0,5^{\circ}$), seule la plaque Nubie (en vert) bouge lors de cette première étape. Le mouvement Amérique du Sud (en rouge) / AfrW n'étant pas donné par les auteurs, nous avons choisi de garder le même mouvement que les figures précédentes, celui issu du pôle d'Untermeier *et al.* (1988) (*in* Campan, 1995) ($52,3^{\circ}\text{N}$, $33,78^{\circ}\text{W}$, $51,3^{\circ}$). Cette reconstruction montre qu'à partir de ce pôle, il est possible de réaliser simultanément de l'extension dans le rift du Niger, du décrochement le long du cisaillement centre africain et de l'extension dans le rift du Soudan ; le tout dans un ordre de grandeur de quantité de mouvement tout à fait raisonnable.

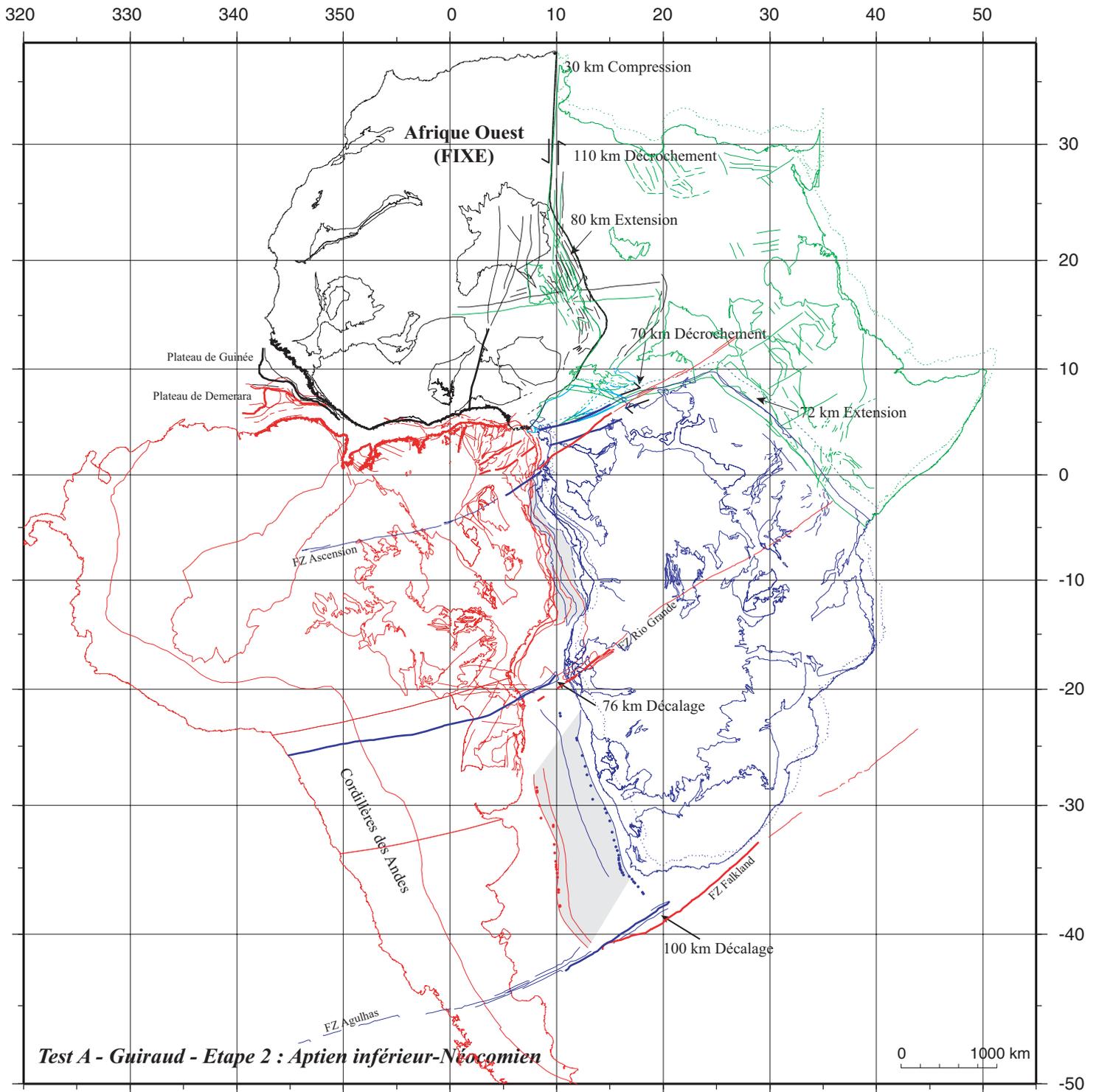


Fig. IV-36 : Reconstruction selon le modèle de Guiraud & Maurin (1992) avant les deux phases de déformation de l'Afrique au Néocomien. Le premier mouvement est donné par le pôle de Klitgord & Schouten (1986) (66°N , 19°W , $-0,5^{\circ}$), où seule la plaque Nubie (en vert) bouge (cf. fig. précédente). La plaque Nubie subit lors de la seconde phase une rotation de -2° , autour du pôle (17°N , 18°W), la plaque Australe (en bleu) rote de $-1,5^{\circ}$ autour du pôle de Fairhead (1988) (27°N , 18°W). Le mouvement Amérique du Sud (en rouge) / AfrW n'étant pas donné par les auteurs, nous avons choisi de garder le même mouvement que les figures précédentes, celui issu du pôle d'Unternehr *et al.* (1988) *in* Campan, 1995 ($52,3^{\circ}\text{N}$, $33,78^{\circ}\text{W}$, $51,3^{\circ}$). Cette reconstruction montre que l'application de deux phases de déformation intraplaque en Afrique, avec des quantités de mouvements raisonnables, ne permet pas de refermer les bassins des segments central et sud. Cette reconstruction est proche de celle obtenue avec une étape 1 extensive / étape 2 extensive, avec néanmoins des bassins salifères un tout petit peu plus refermés dans cette reconstruction.

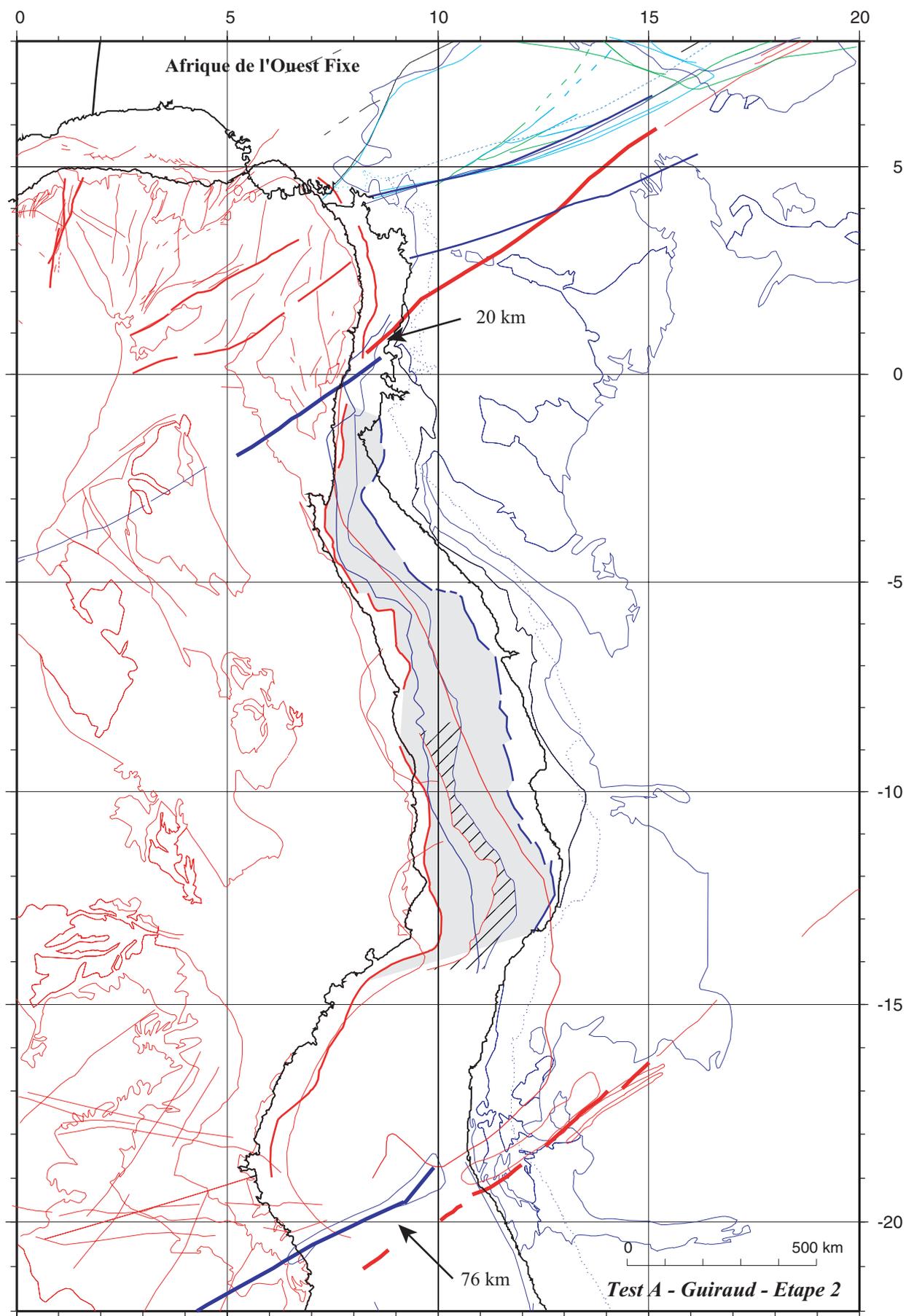


Fig. IV-37 : Zoom du segment central de la reconstruction précédente (cf. fig. IV-36) avant les deux phases de déformation africaine, au Néocomien, suivant le modèle proposé par Guiraud & Maurin (1992). Les pôles utilisés sont rappelés dans la figure IV-36. Le zoom nous montre un alignement correct des zones de fracture Ascension (25 km de décalage), mais un décalage de 76 km au niveau de celle de Rio Grande. Il souligne la lacune entre les deux *hinge lines* à refermer (zone grisée), et l'espace existant entre les deux limites internes du « front compressif salifère » (zone hachurée) (en repère). Un mouvement est possible ultérieurement pour la microplaque Bénoué. Cette reconstruction est proche de celle de la figure IV-32.

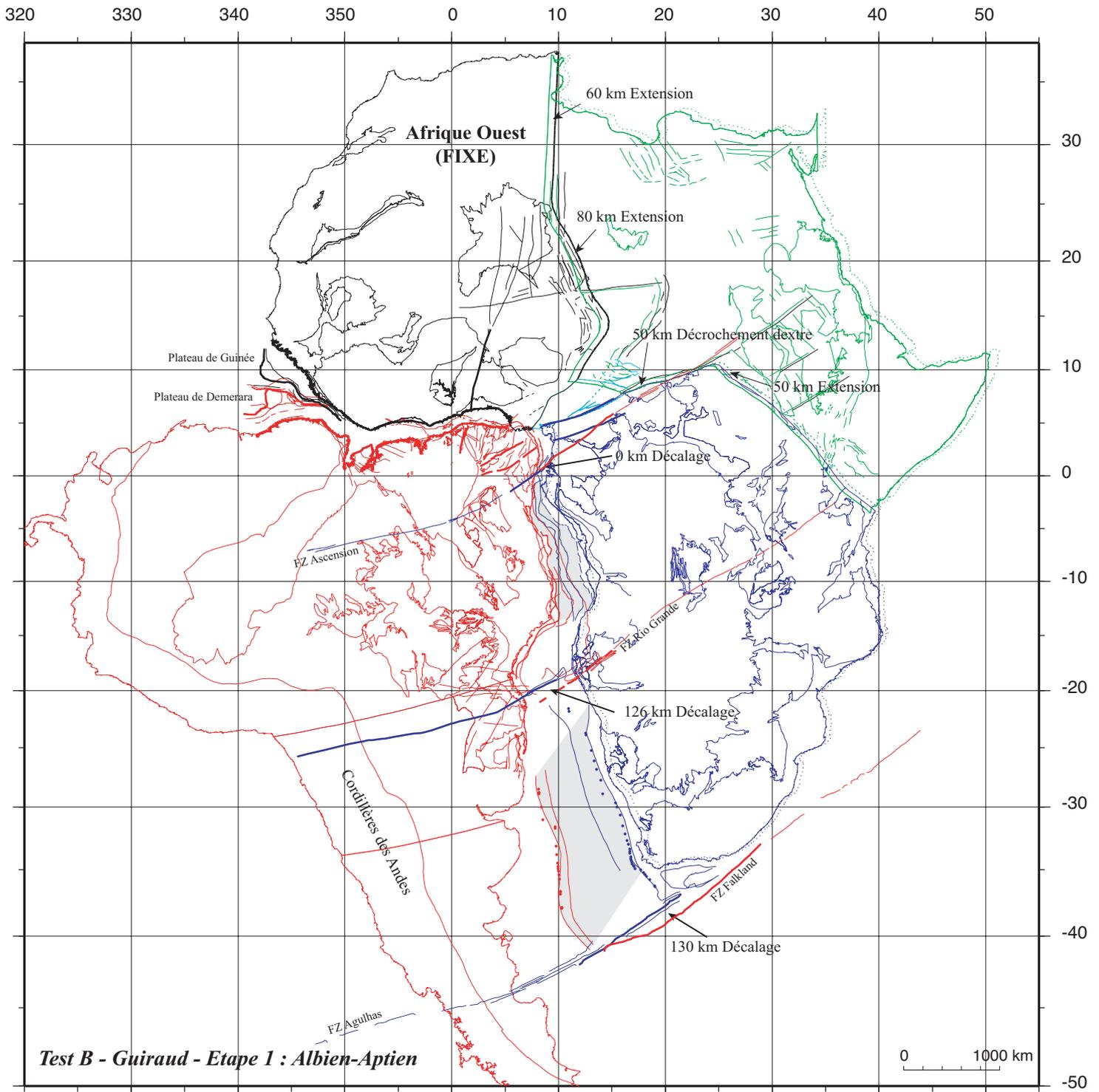


Fig. IV-38 : Reconstruction selon le modèle de Guiraud & Maurin (1992) avant la première étape de déformation (Aptien - Albien) de l'Afrique dans le cas d'une déformation extrême (à la limite du raisonnable). Le premier mouvement est donné par le pôle (66°N , 19°W , -1°) pour la plaque Nubie (en vert) et (66°N , 19°W , $-0,5^{\circ}$) pour la plaque Australe (en bleu). Le mouvement Amérique du Sud (en rouge) / AfrW (en noir) n'étant pas donné par les auteurs, nous avons choisi de garder le même mouvement que les figures précédentes, celui issu du pôle d'Unternehr *et al.* (1988) *in* Campan, 1995 ($52,3^{\circ}\text{N}$, $33,78^{\circ}\text{W}$, $51,3^{\circ}$). Cette reconstruction montre qu'avec ce pôle, il est possible de réaliser simultanément 80 km d'extension dans le rift du Niger, 60 km d'extension dans la terminaison Nord du linéament de 10°Est , 50 km de décrochement le long du cisaillement centre africain et 50 km d'extension dans le rift du Soudan. Ces quantités de mouvements sont légèrement plus fortes que celles du test A. Les zones grisées représentent les lacunes existantes, encore importantes, entre les *hinge lines* dans le segment central, et les limites internes des SDR dans le segment sud.

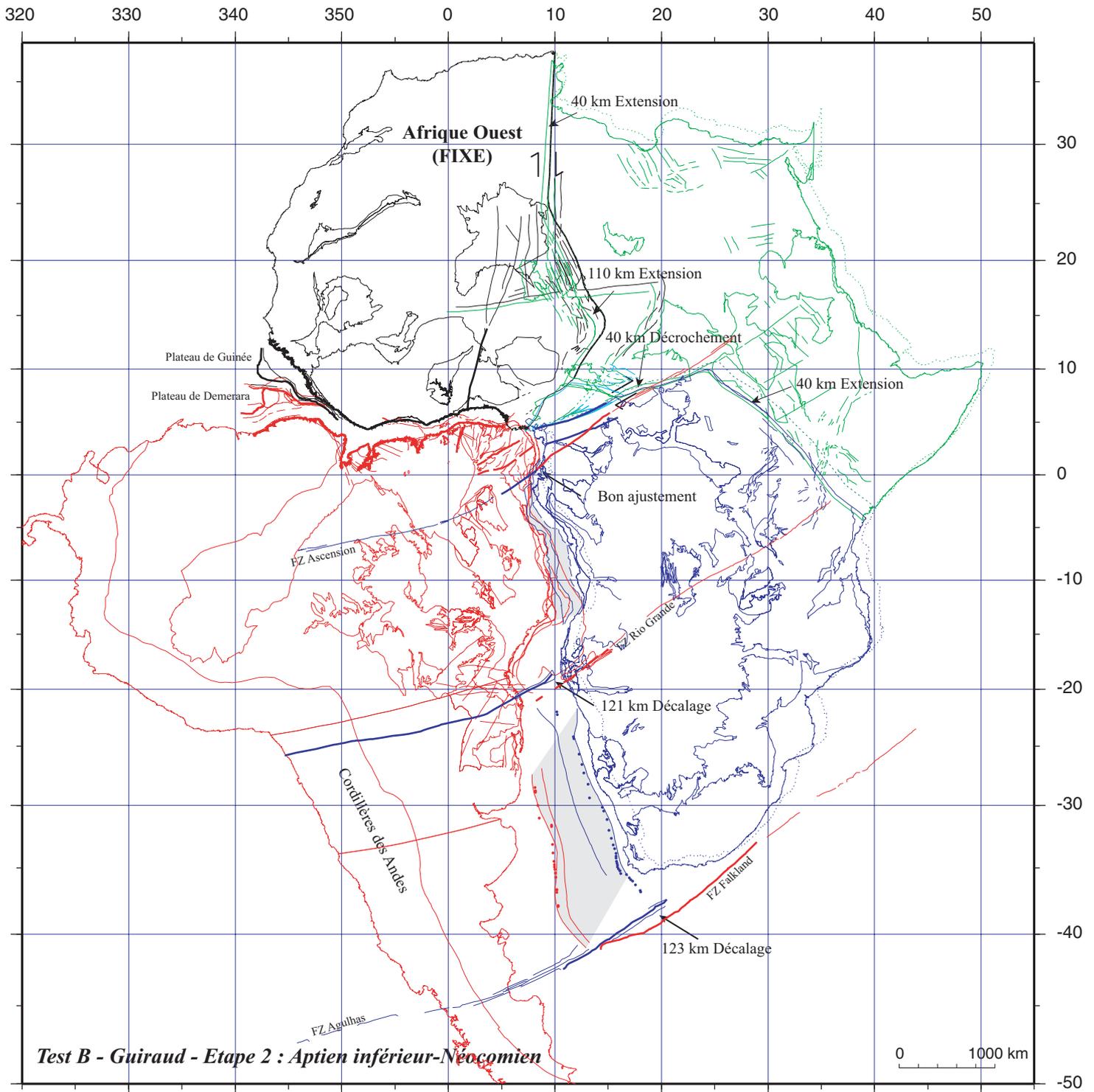


Fig. IV-39 : Reconstruction selon le modèle de Guiraud & Maurin (1992) avant les deux phases de déformation de l'Afrique, au Néocomien, dans le cas d'une déformation extrême. Le premier mouvement est donné par le pôle de Klitgord & Schouten (1986) (66°N , 19°W , $-0,5^{\circ}$ de rotation pour la plaque Australe (en bleu), -1° pour la plaque Nubie (en vert)). Durant le second mouvement, la plaque Australe subit une rotation selon le pôle de Fairhead (1988) (27°N , 18°W), avec un angle de -1° , la plaque Nubie bouge selon le pôle donné par Guiraud & Maurin (1992) (17°N , 18°W) avec une rotation de -2° . Le mouvement Amérique du Sud (en rouge) / AfrW (en noir) n'étant pas donné par les auteurs, nous avons choisi de garder le même mouvement que les figures précédentes, celui issu du pôle d'Unternehr *et al.* (1988) (*in* Campan, 1995) ($52,3^{\circ}\text{N}$, $33,78^{\circ}\text{W}$, $51,3^{\circ}$). La microplaque Bénoué bouge autour d'un pôle situé à $13,22^{\circ}\text{N}$, $1,85^{\circ}\text{E}$, avec une rotation de $-2,31^{\circ}$. Cette reconstruction montre qu'en déformant l'Afrique selon le modèle de Guiraud & Maurin (1992) et en utilisant les cas extrêmes des déformations, nous n'arrivons pas à serrer au-delà des limites internes du « front compressif salifère » les bassins du segment central.

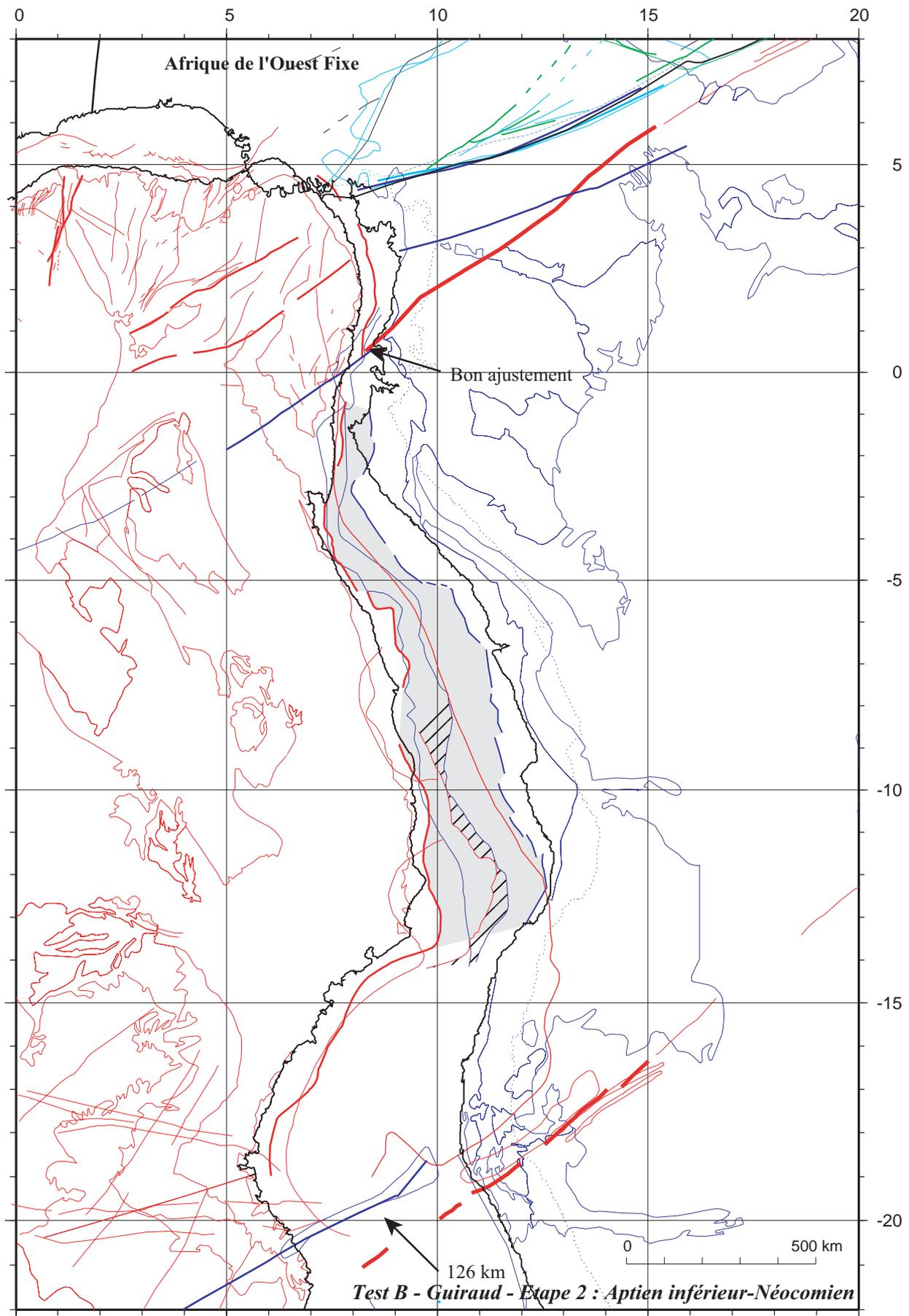


Fig. IV-40 : Zoom du segment central de la reconstruction précédente (cf. fig. IV-39) avant les deux phases de déformation africaine, au Néocomien. Les pôles utilisés sont rappelés dans la figure IV-39. Le zoom nous montre un bel alignement des zones de fracture Ascension (0 km de décalage), mais un décalage de 126 km niveau de celle de Rio Grande qui oblige à introduire une déformation en Amérique du Sud. Il souligne la lacune entre les deux *hinge lines* à refermer (zone grisée), et l'espace existant entre les deux limites internes du « front compressif salifère » (zone hachurée) (en repère). Cette reconstruction montre qu'en utilisant les cas extrêmes des quantités de mouvement et le modèle de Guiraud & Maurin (1992), nous n'arrivons pas à refermer les bassins du segment central au-delà de la limite interne du « front compressif salifère ». Cette reconstruction peut être rapprochée de celle de la figure IV-34, la fermeture étant un peu moins serrée dans cette reconstruction.

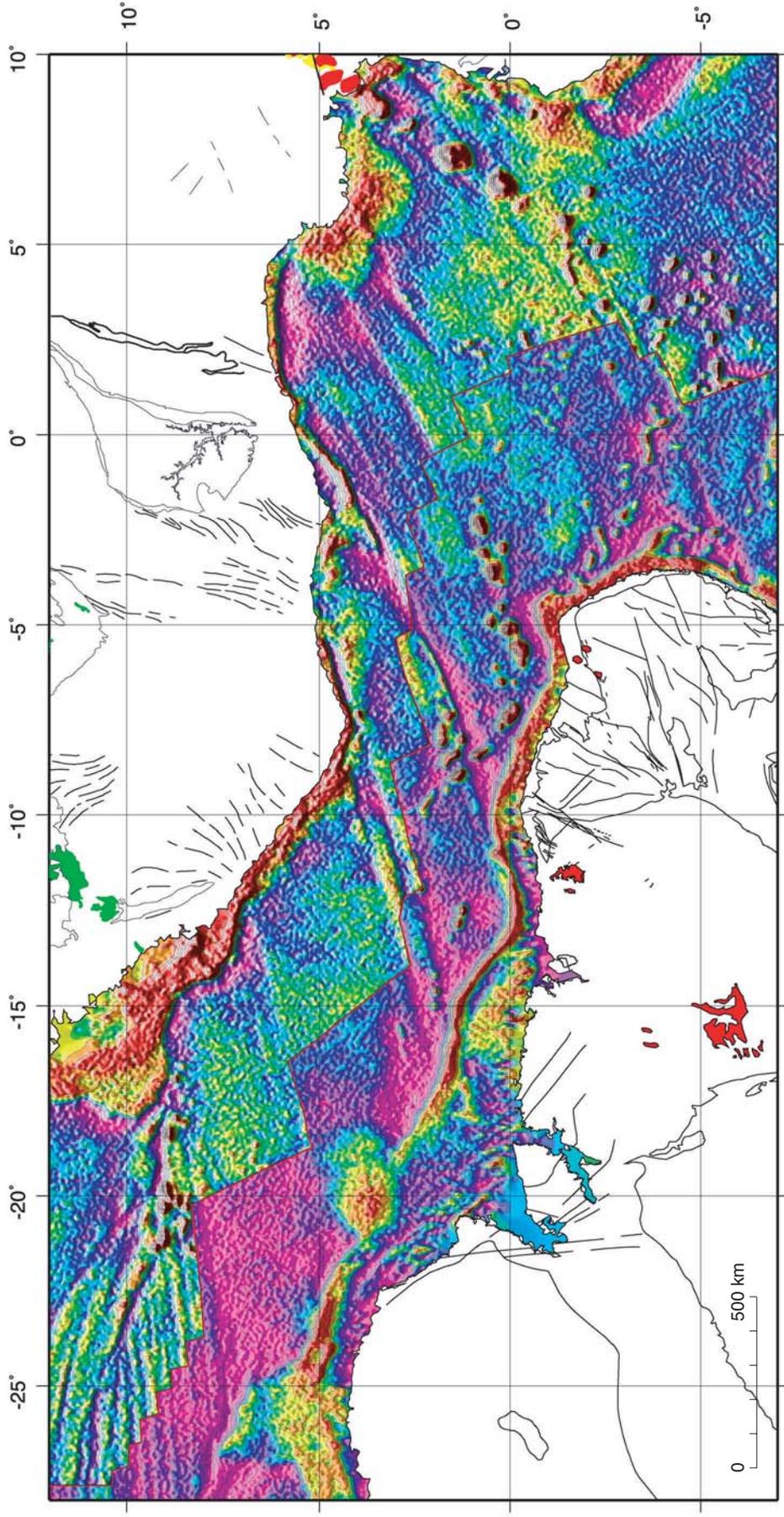
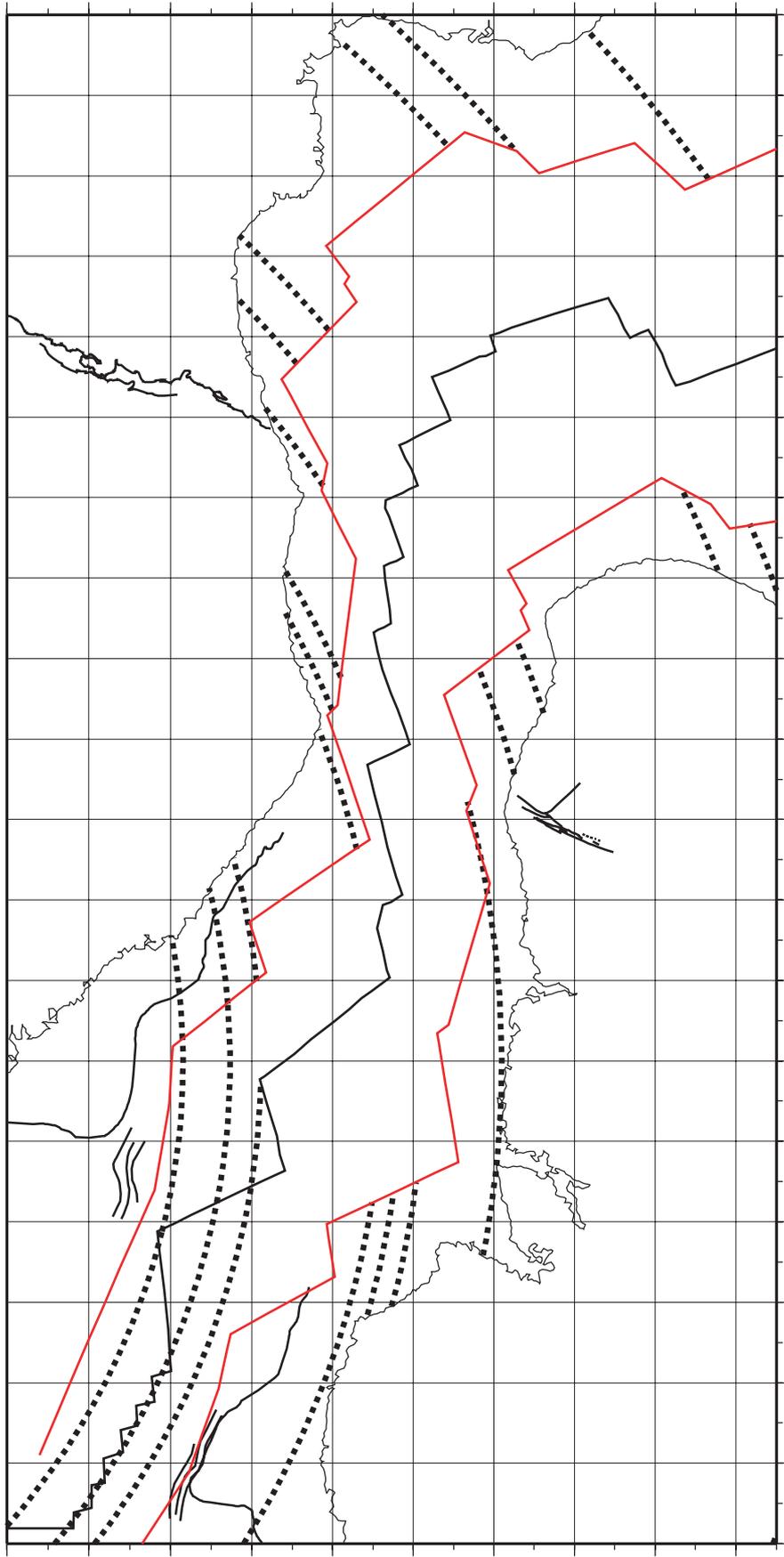
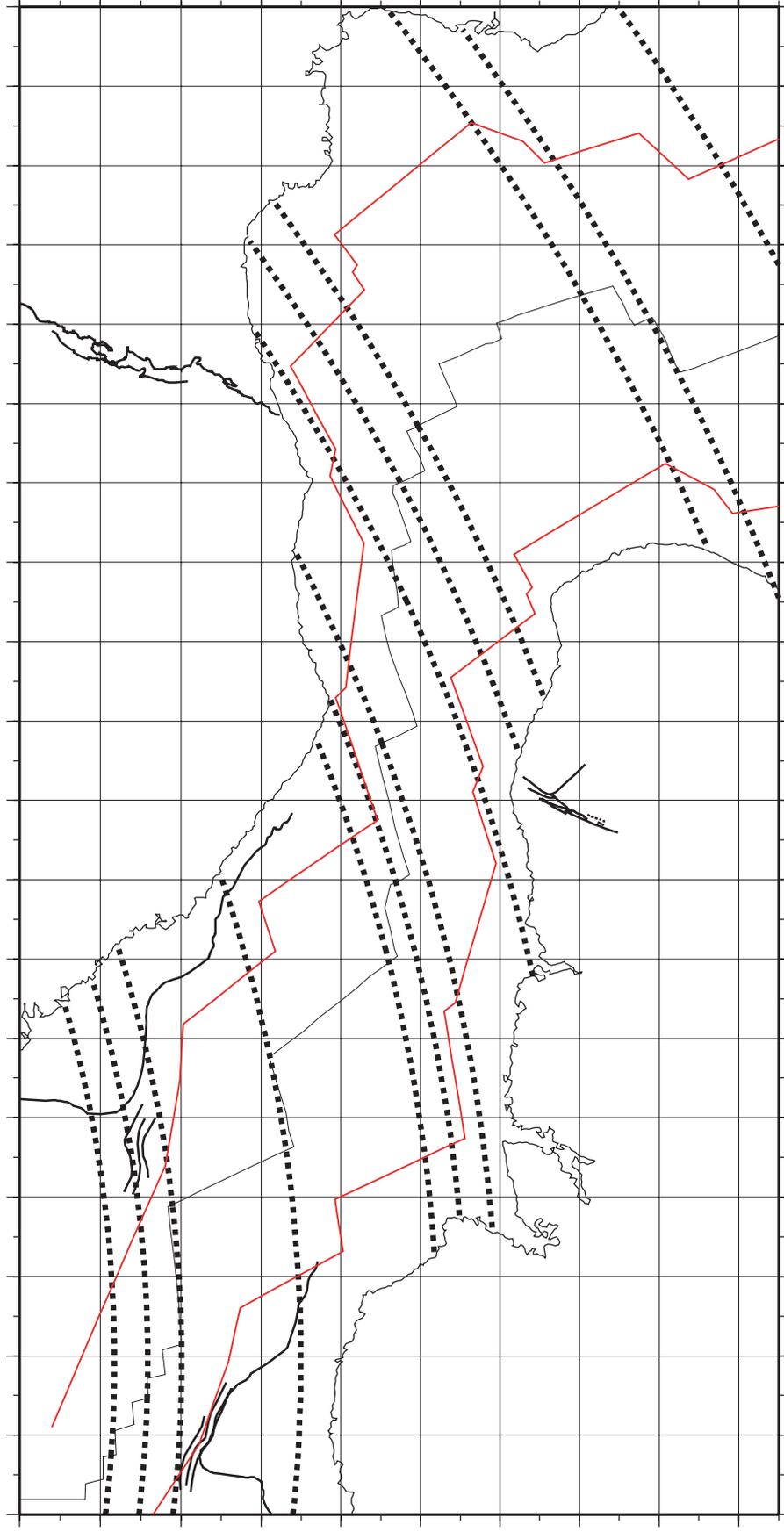


Fig. IV-41 : Reconstruction à l'anomalie C34 suivant le pôle 61,66°N ; 34,37°W ; 33,55° (Campan, 1995). La grille gravimétrique de Sandwell (comm. pers.) a été découpée selon l'anomalie C34 sur chacune des plaques envisagées. La sous-grille attachée à la plaque africaine est en place ; celle attachée à la plaque sud-américaine a été rotée pour montrer le parfait alignement des zones de fracture dans l'océan Atlantique Equatorial et leur co-polarité (D. Aslanian, inédit). La carte est en projection mercator. Les trois transparents montrent les petits cercles qui décrivent le mouvement A : d'après Gueguen (1995) entre 105 Ma et le fit ; B : d'après Unternehr *et al.* (1988), in Campan (1995), entre l'anomalie C34 (Campan, 1995) et le fit ; C : d'après Campan (1995) l'anomalie C34 et 105Ma. Sur les transparents sont représentées les structures qui guident la reconstruction : les linéaments homologues de Khandi et Sobral, les plateaux de Guinée et de Demerara et leurs structures en S associées. Les isochrones à 105Ma sont en rouge. Ces figures montrent que le mouvement proposé par Gueguen (1995) est oblique aux directions des zones de fracture entre 105Ma et les marges, que celui d'Unternehr *et al.* (1988), in Campan (1995), ne rend pas bien compte des directions des zones de fracture proches de Demerara. Enfin nous n'observons pas de changement notable de direction des zones de fracture à 105 Ma comme supposé par Campan (1995) : son pôle donné pour décrire les directions de zones de fracture entre l'anomalie C34 et 105Ma produit des petits cercles qui ajustent parfaitement ces zones de fracture jusqu'au fit.

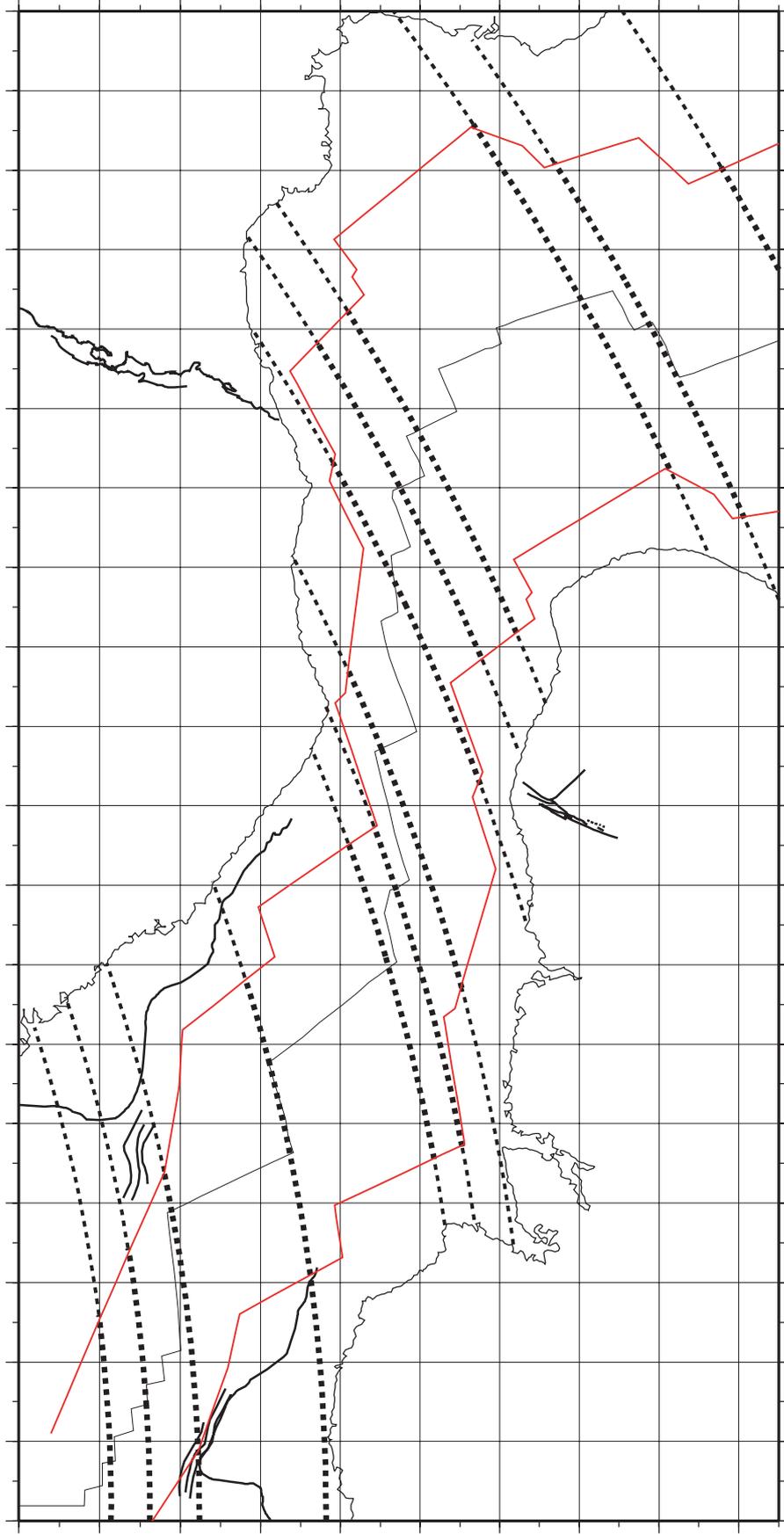
A- Petits cercles calculés à partir du pôle de Gueguen (1995), entre 105Ma (Campan, 1995) et le fit.



B - Petits cercles calculés à partir du pôle d'Unternehnr *et al.* (1988) *in* Campan (1995), entre l'anomalie C34 de Campan (1995) et le fit.



C - Petits cercles calculés à partir du pôle de Campan (1995) entre l'anomalie C34 et 105 Ma



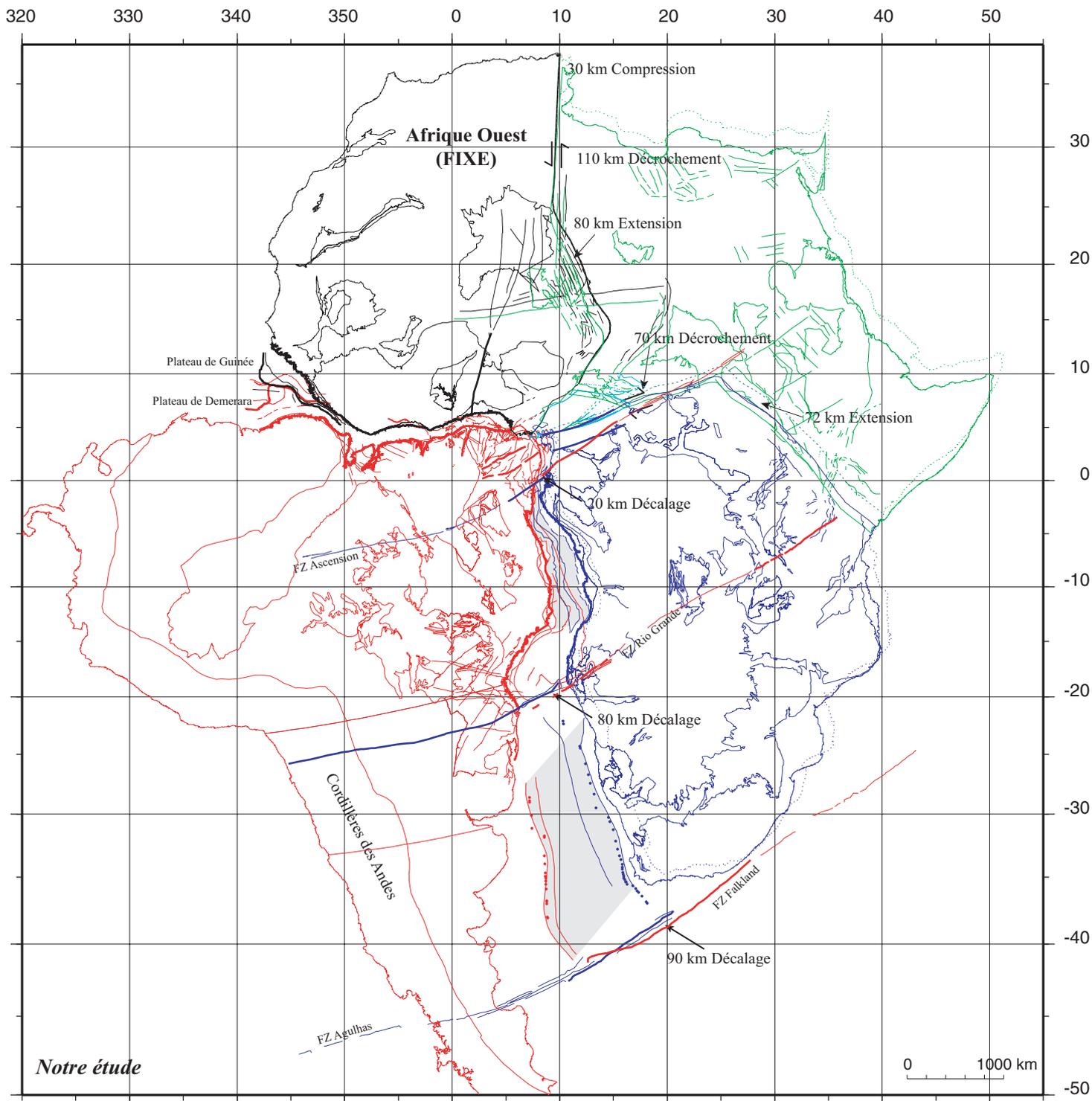


Fig. IV-42 : Reconstruction initiale des océans Atlantique Sud et Equatorial selon notre étude. La position de l'Amérique du Sud est donnée par le pôle (54,27°N, -34,98°W, 50,43°). Il s'agit du pôle de Campan (1995) entre l'anomalie C34 et 105 Ma que nous avons étendu jusqu'au fit. L'Afrique suit le modèle de Guiraud & Maurin (1992) dans le cas d'une déformation raisonnable (test A) (cf. légende de la figure IV-36). Cette reconstruction est la meilleure dans l'océan Equatorial (cf. fig. IV-43), permettant un ajustement parfait des plateaux de Demerara et de Guinée, un bel alignement des linéaments homologues de Sobral et Kandi, et un léger recouvrement de la plate-forme précambrienne brésilienne sur le continent africain. Dans les segments central (cf. fig. IV-43) et sud, la reconstruction montre des lacunes encore importantes à refermer.

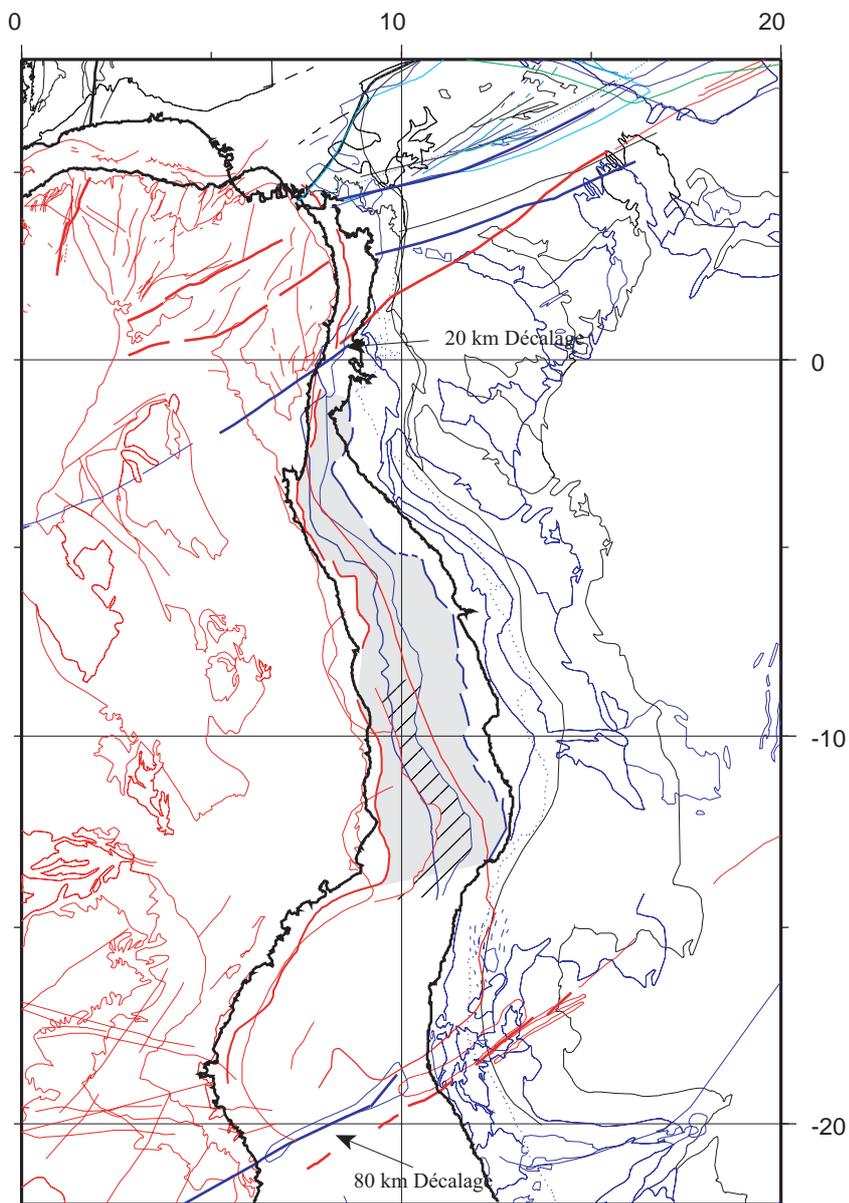
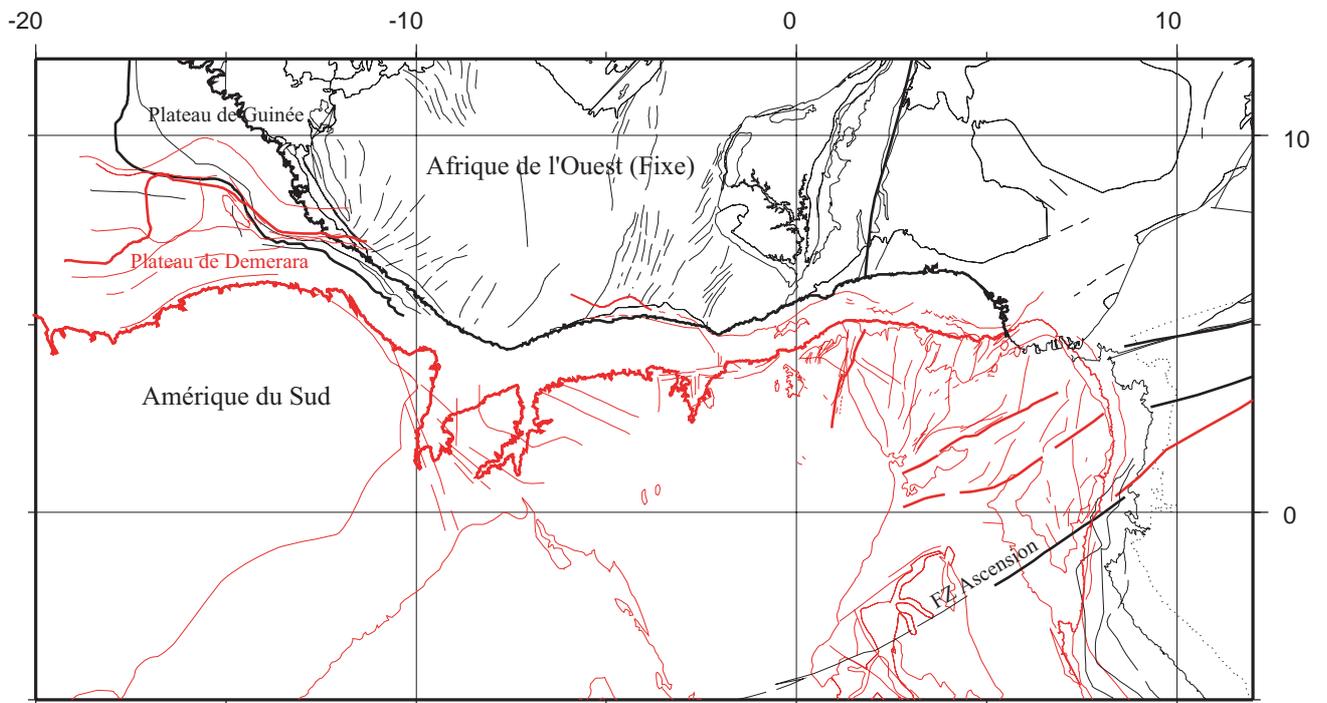


Fig. IV-43 : Zooms sur la reconstruction précédente (cf. fig. IV-42).

Dans l'océan Atlantique Equatorial (en haut), elle montre un bel ajustement des plateaux de Demerara et de Guinée, un bel alignement des linéaments homologues de Sobral et Kandi et un léger recouvrement de la plateforme précambrienne brésilienne. Cette reconstruction est celle qui tient le plus compte des contraintes données par les zones de fracture.

Dans le segment central, la reconstruction montre un ajustement correct des zones de fracture Ascension (20 km) et de Rio Grande (80 km), mais les lacunes entre les *hinge lines* (zone grisée) et entre les limites internes du « front compressif salifère » restent importantes.

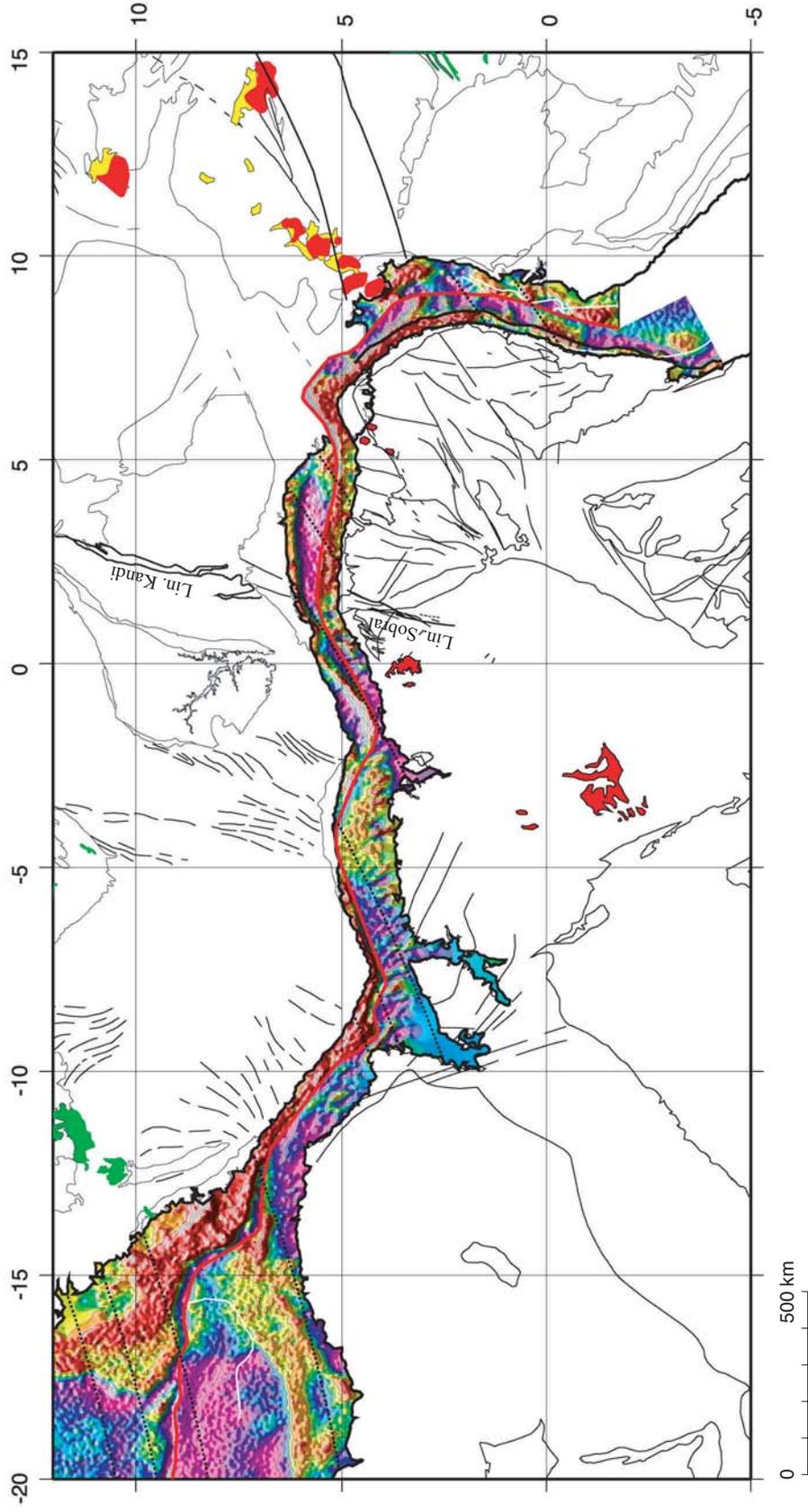


Fig. IV-44 : Reconstruction initiale selon le pôle 54,27°N, 34,98°W, 50,43° pour le mouvement Amérique du Sud / Afrique défini par notre étude (cf. fig. IV-42). Dans cette reconstruction, l'Afrique n'est pas déformée par de la déformation intraplaque. La grille gravimétrique de Sandwell (comm. pers.) a été découpée selon l'ajustement initial (trait épais rouge) sur chacune des plaques envisagées. La sous-grille attachée à l'Afrique est en place, celle attachée à l'Amérique du Sud a été rotée pour montrer l'homologie des formes structurales, en particulier entre les plateaux de Demerara et de Guinée. Les petits cercles (pointillés noirs) correspondent au mouvement entre l'ajustement initial (notre étude) et l'anomalie C34 (84 Ma) (Campan, 1995). Cette reconstruction montre une belle similitude des limites structurales de part et d'autre du fit sur la carte gravimétrique, contraignant d'une autre façon (outre l'alignement des linéaments homologues, la direction des zones de fracture, la position des petits cercles et celles des plateaux de Demerara et de Guinée), la position de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique dans l'océan Atlantique Equatorial.

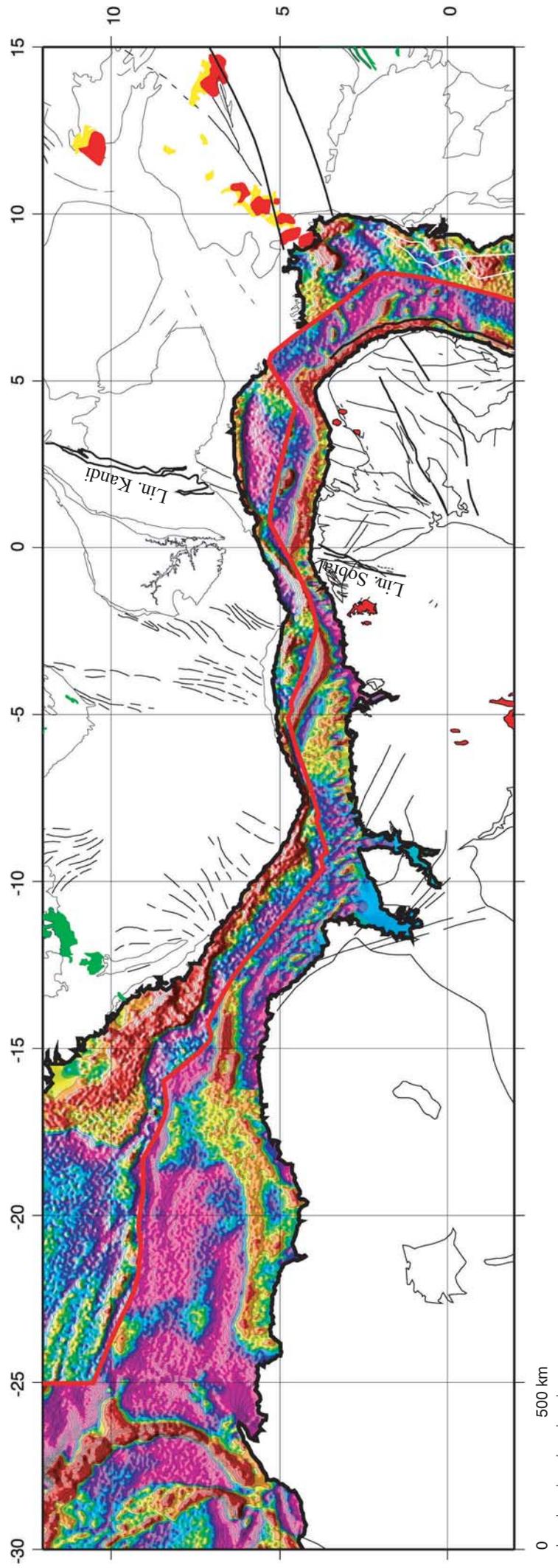
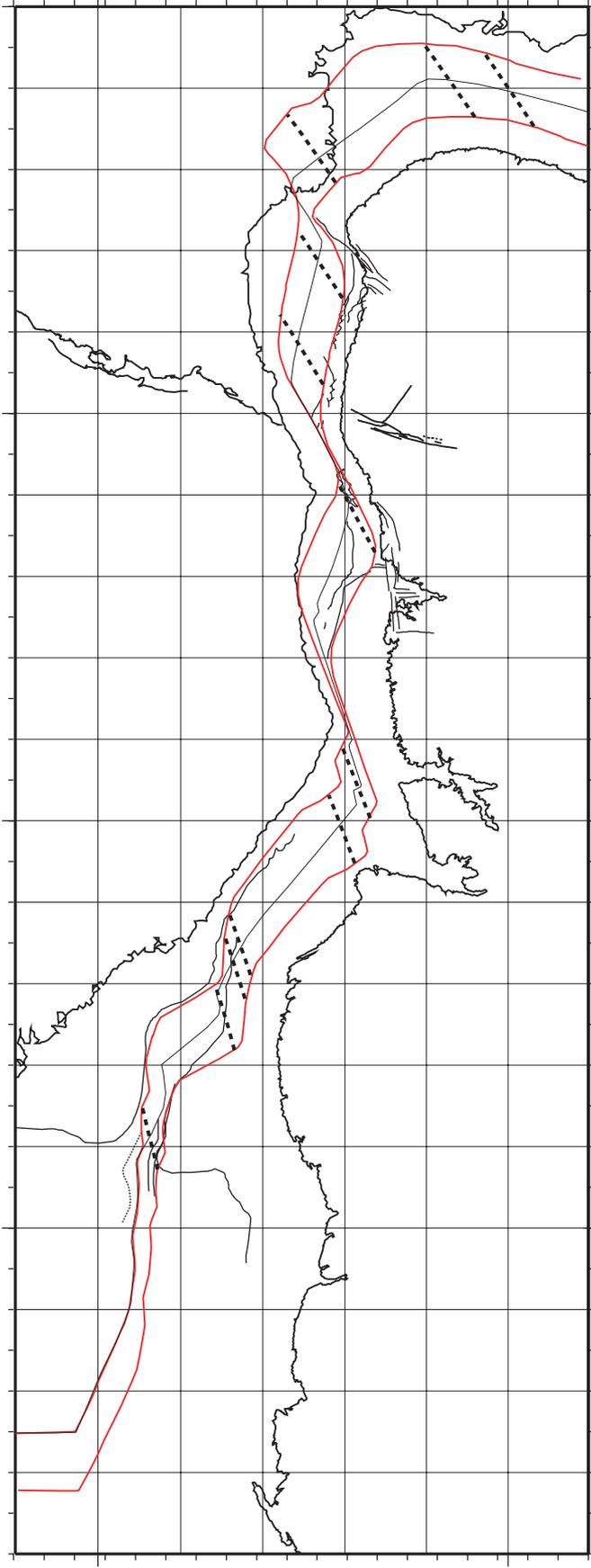


Fig. IV-45 : Reconstruction en position un peu plus ouverte que la reconstruction initiale (cf. fig. IV-44) d'après le pôle 55,107°N, 34,923°W, 47,718° pour le mouvement Amérique du Sud / Afrique défini par notre étude. Dans cette reconstruction, l'Afrique est revenue en position actuelle, elle a déjà subi les deux phases de déformations. La grille gravimétrique de Sandwell (comm. pers.) a été découpée selon la limite choisie pour la position plus ouverte (trait épais rouge) sur chacune des plaques envisagées. La sous-grille attachée à l'Afrique est en place, celle attachée à l'Amérique du Sud a été rotée pour montrer l'homologie des formes structurales, en particulier les plateaux de Demerara et de Guinée et les structures en S associées. Cette reconstruction permet aussi de montrer clairement les dissymétries entre les deux marges, au niveau du Ghana, toute la marge se trouve du côté sud-américain, et se superpose à la morphologie de la plate-forme précambrienne brésilienne, alors qu'au large du Nigéria, la marge se trouve principalement du côté africain, avec un bassin bien identifié dans le prolongement de la fosse de la Bénoué. Les petits cercles (traits pointillés noirs) (sur le calque) correspondent aux mouvements entre la position ouverte et le fit (notre étude), la limite de la reconstruction initiale (trait fin rouge) a aussi été reportée de part et d'autre de la limite en position ouverte.

Petits cercles calculés à partir du pôle défini dans cette étude entre la position ouverte et le fit (équivalent aux petits cercles calculés entre l'anomalie C34 et 105 Ma d'après Campan, 1995).



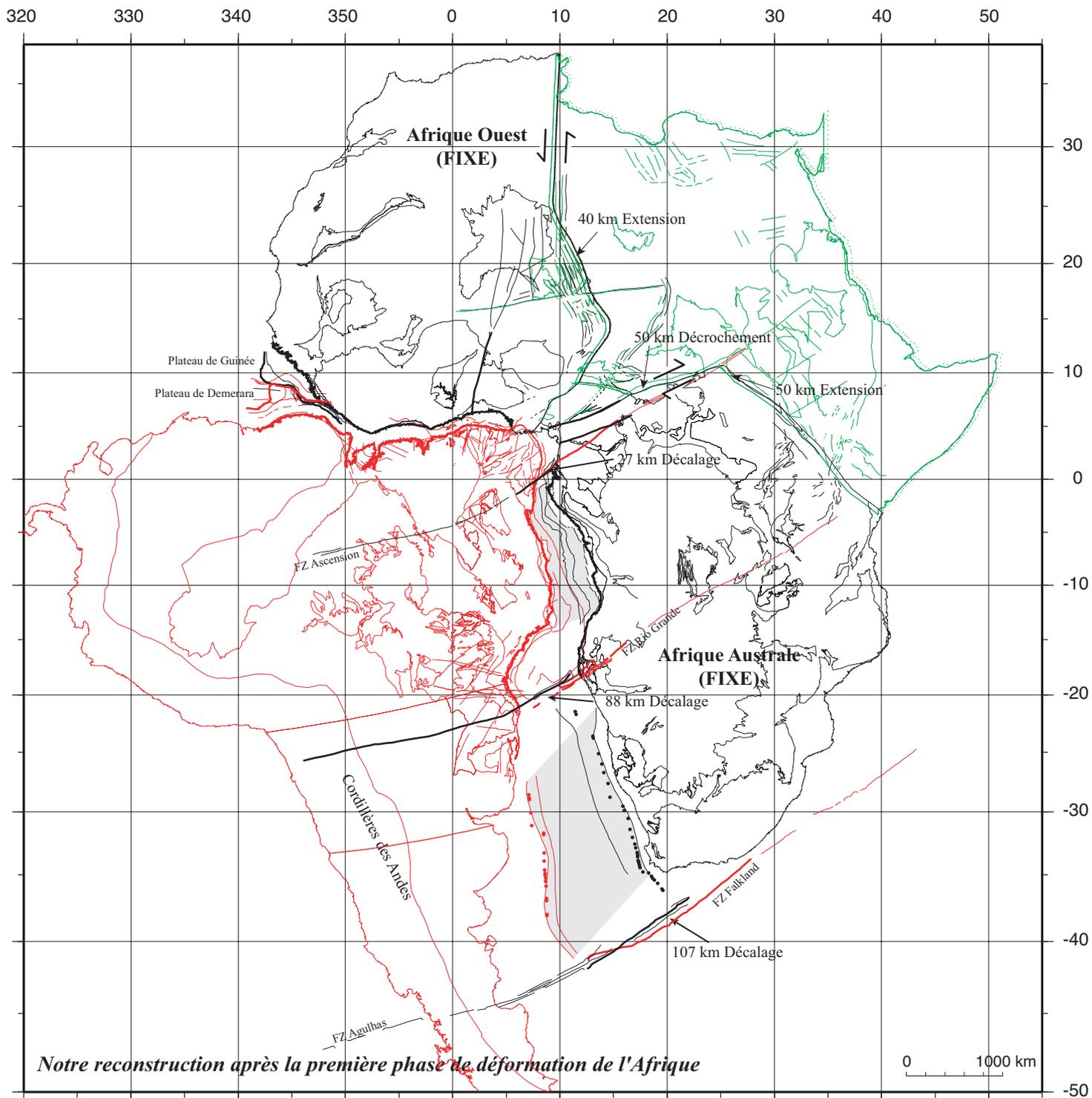


Fig. IV-46 : Reconstruction initiale des océans Atlantique Sud et Equatorial selon notre étude, après la première phase de déformation de l'Afrique. La position de l'Amérique du Sud est donnée par le pôle (54,27°N, 34,98°W, 50,43°). Il s'agit du pôle de Campan (1995) entre l'anomalie C34 et 105 Ma que nous avons étendu jusqu'au fit. Nous considérons que l'Afrique a subi la première phase de déformation intraplaque et que seule l'Afrique Australe a retrouvé sa position actuelle, la Nubie étant encore déformée par la seconde phase. Cette reconstruction montre après la première déformation de l'Afrique que les limites externes des bassins salifères se superposent. Nous pouvons donc dater cette reconstruction à la fin du dépôt du sel, soit la limite Aptien / Albien. Si l'océan équatorial s'ouvre avant l'Aptien, cela signifie qu'il faut introduire un espace entre les deux bordures des bassins salifères datées à l'Albo - Aptien, ce n'est donc pas possible puisque l'on se trouve justement dans une position de l'Afrique à l'Aptien. Nous en déduisons que l'ouverture de l'océan Equatorial se produit à l'Albien. Jusqu'à ce stade, seule l'Afrique bouge, la position Amérique du Sud / Afrique est fixe jusqu'à la limite Aptien / Albien. Cette observation confirme les thèses de de Blarez (1986) et de Gouyet (1988) qui datent l'ouverture à partir des données géologiques.

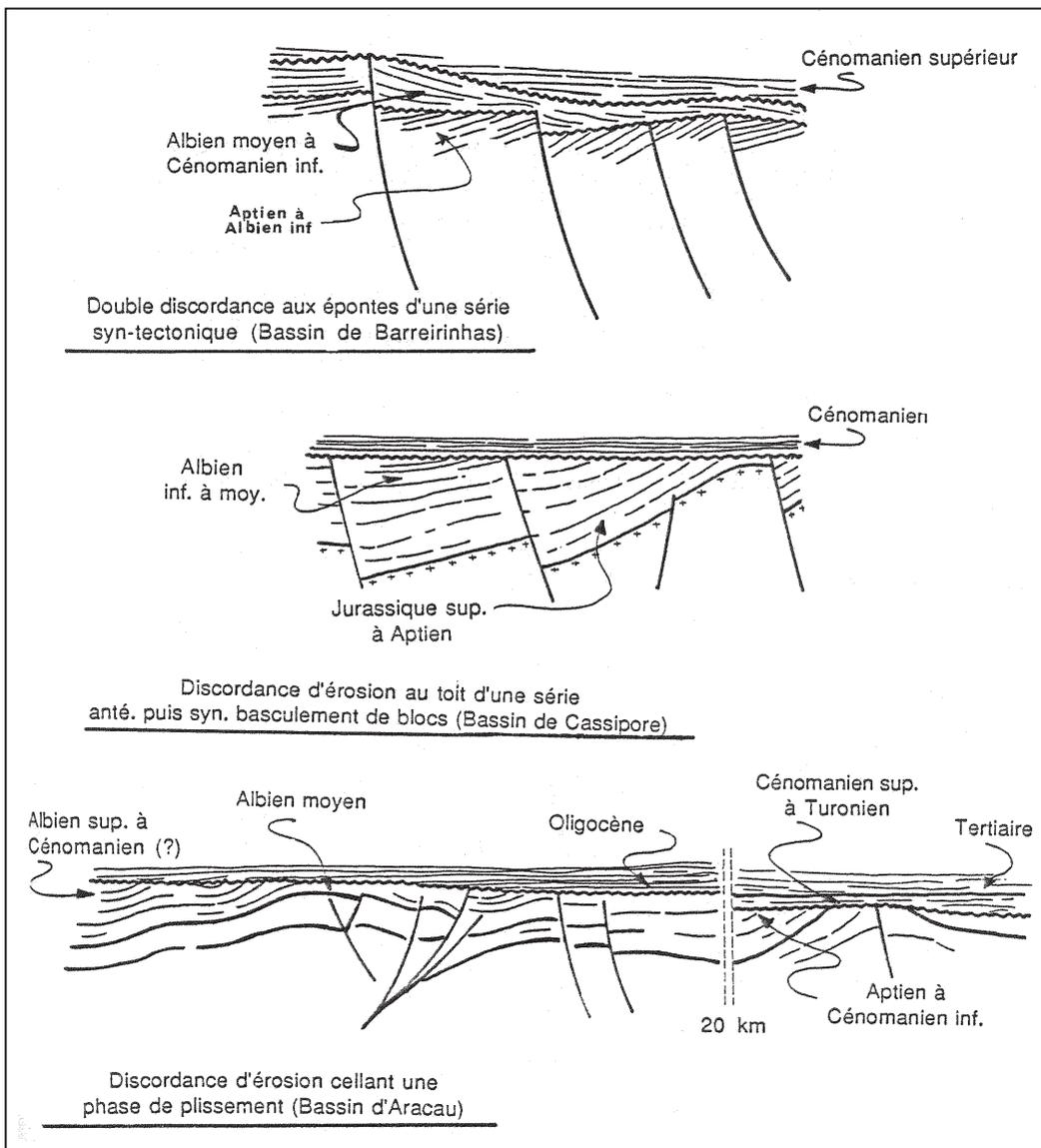
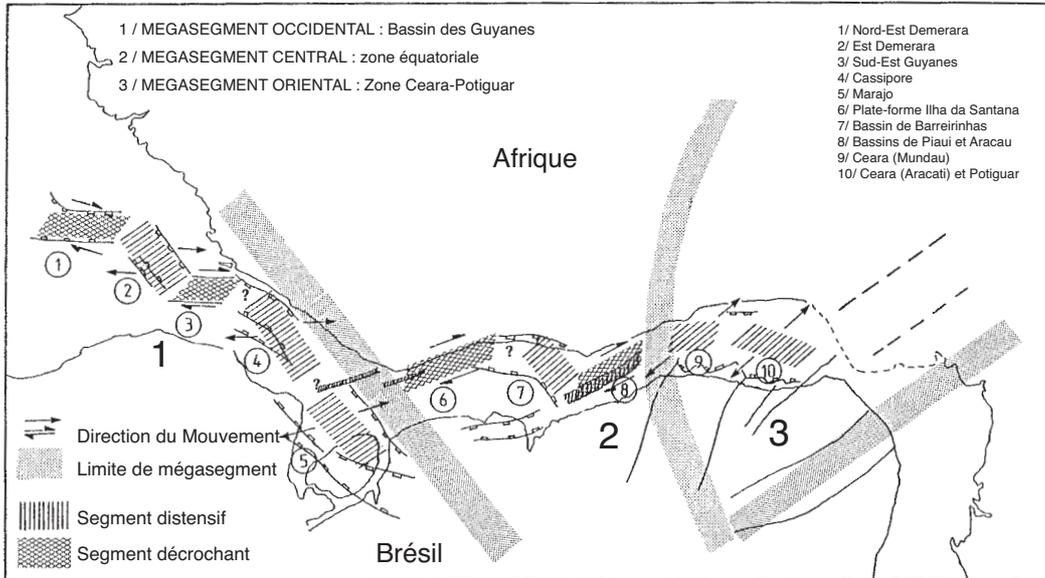
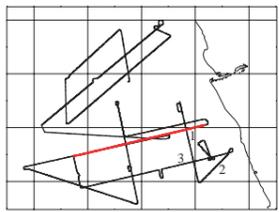


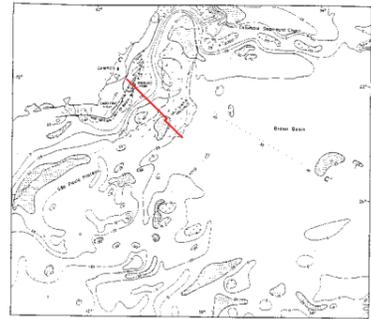
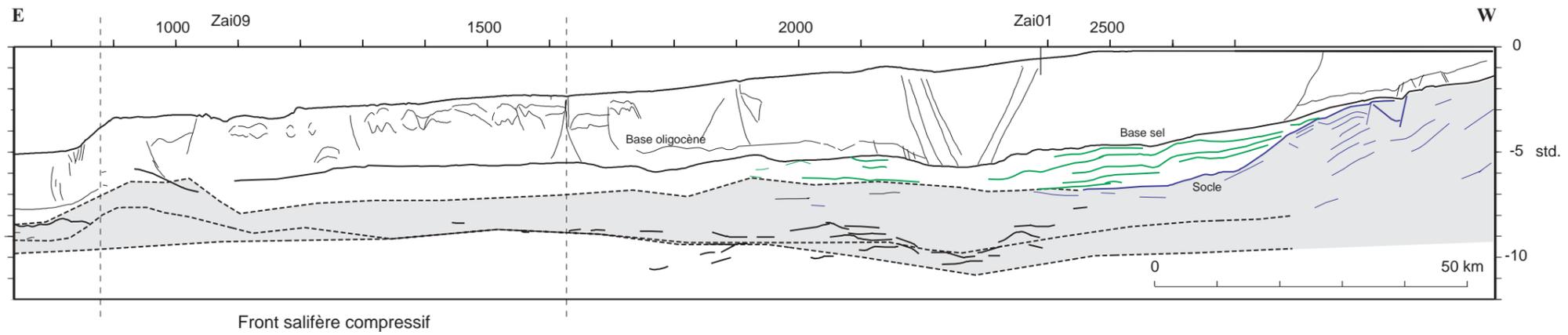
Fig. IV-47 : Reconstruction à l'Albien (d'après Unternehr, 1986) de l'océan Atlantique Equatorial. La répartition des principaux bassins y est reportée, ainsi que les mégasegments définis par Gouyet (1988). En bas, trois coupes des bassins de la zone équatoriale indiquant la phase tectonique distensive majeure entre l'Albien moyen et le Cénomanien. Nos résultats cinématiques confirment donc bien la thèse de Gouyet (1988). La figure est modifiée d'après Gouyet (1988).

Chapitre V :

Problèmes d'amincissement



A : Line Drawing d'une coupe « type » africaine : profil Zaiango 7



B : Line Drawing d'une coupe « type » brésilienne

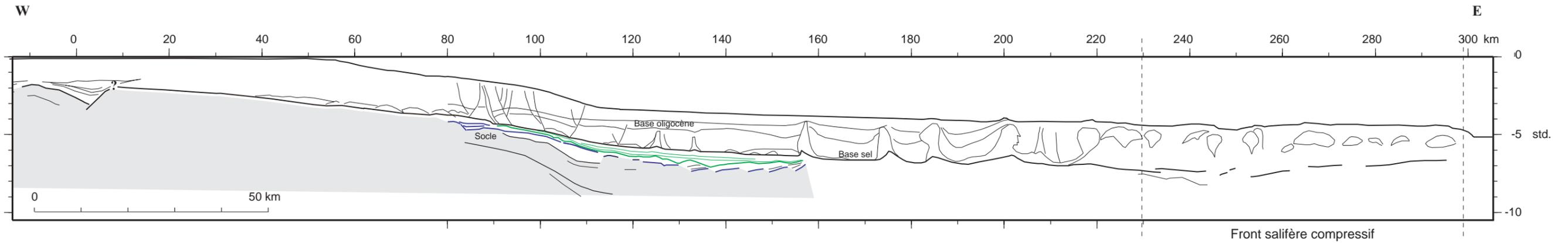


Fig. V-1 : En A : *Line drawing* simplifié du profil ZaiAngo 7, montrant la présence d'un seul bloc basculé en haut de pente (en bleu), la série sédimentaire anté-salifère de géométrie parallèle à la base du sel (en vert), le domaine du « front compressif salifère » caractérisé par la forte concentration de diapirs de sel et les domaines crustaux continental et transitionnel (en gris). Le domaine salifère compressif est étendu sur 80 km environ. En B : Extrait d'un *line drawing* d'un profil brésilien (Unternehm & De Clarens, comm. pers.), compilé avec un profil montré dans la publication de Mohriak, Hobbs & Dewey (1990), qui s'étend de la côte à la croûte océanique), situé dans le bassin de Campos de direction NW-SE. Sa position exacte n'est pas donnée pour des raisons de confidentialité (cf. localisation générale du profil de Mohriak *et al.* (1990) sur la figure I-4). Il montre des structures fortement comparables aux structures observées sur les profils ZaiAngo (cf. fig III-4 et V-1A). Notons la ressemblance des structures anté-salifères, nous retrouvons sur ce profil, les réflecteurs plans parallèles à la base du sel sur une épaisseur de 1 std., observables en dehors du domaine du « front compressif salifère ». Un bloc basculé est aussi observé en début de cassure de pente, ainsi qu'un autre sur la plate-forme. Notons cependant que le socle sous la série anté-salifère litée est assez chaotique, pouvant être interprété en terme de blocs basculés. Néanmoins, la série sus-jacente est bien parallèle, non déformée, indiquant que la déformation distensive est scellée avant le dépôt de cette série. Enfin, la répartition de la couche salifère est bien visible, le profil publié par Mohriak, Hobbs & Dewey (1990) complète l'information sur l'étendue du « front compressif salifère » : admise à 110 km environ (entre les traits en tiretés).

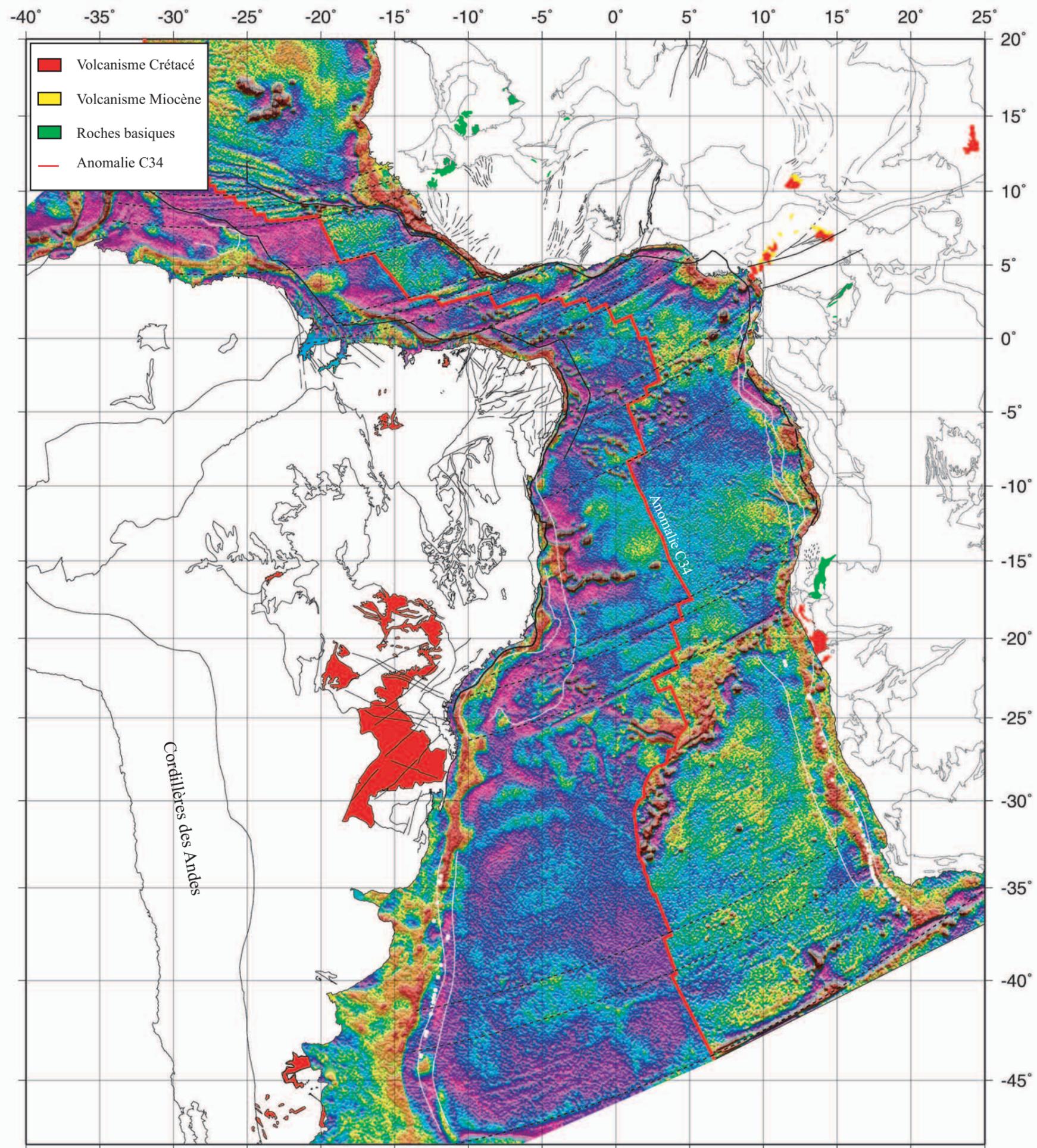


Fig. V-3 : Reconstruction à l'anomalie C34 (en rouge), suivant le pôle 61,66°N, 34,37°W, 33,55° (Campan, 1995) de tout l'Atlantique Sud (agrandissement de la figure précédente V-2). La grille gravimétrique de Sandwell (comm. pers.) a été découpée selon l'anomalie C34 sur chacune des plaques envisagées. La sous-grille attachée à la plaque africaine est en place ; celle attachée à la plaque sud-américaine a été rotée pour montrer le parfait alignement des zones de fractures (excepté dans la région du bassin de Campos, cf. Conclusions, incertitudes et perspectives) et la différence d'asymétrie entre le segment central et les segments équatorial et sud. Le premier présente une asymétrie forte de l'accrétion océanique (figure V-2), alors que les deux derniers montrent une parfaite symétrie de l'accrétion océanique depuis le *fit* jusqu'à l'anomalie C34. Cette carte montre encore la différence structurale entre le segment central (dépôts salifères) et le segment sud (dépôts volcaniques). Les petits cercles indiquent le mouvement calculés entre l'anomalie C34 et 105 Ma (d'après Campan, 1995). La carte est en projection mercator.

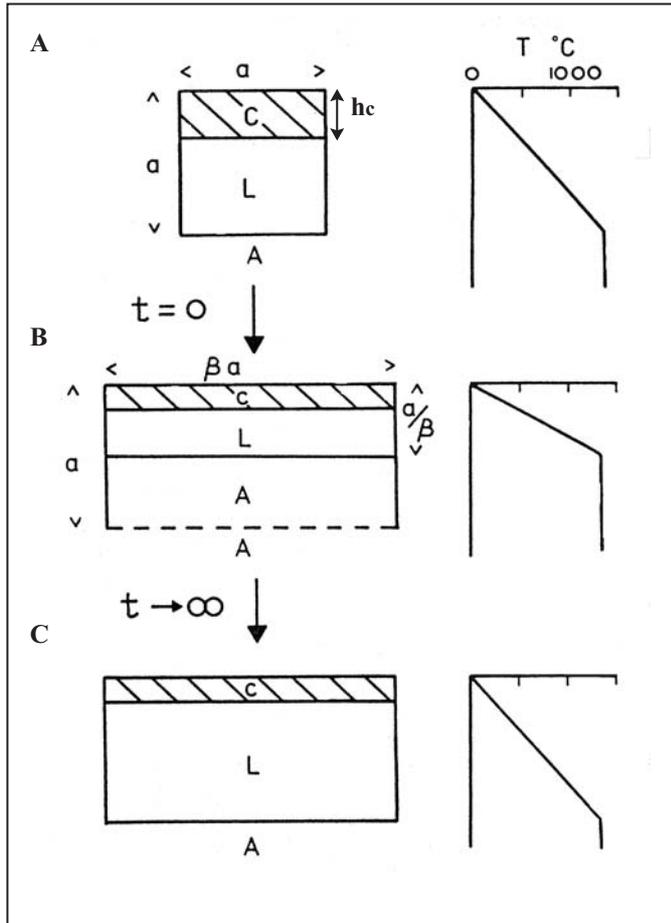


Fig. V-4 : Modèle d'étirement uniforme (d'après McKenzie, 1978). En A, coupe schématique de la lithosphère avant déformation, avec une épaisseur de longueur a , et une croûte d'épaisseur h_c . Le gradient de température distribué à l'intérieur de la lithosphère a aussi été représenté. En B, la figure montre les déformation introduite à $t=0$ par l'étirement instantané. En C, la figure montre l'état d'équilibre final.

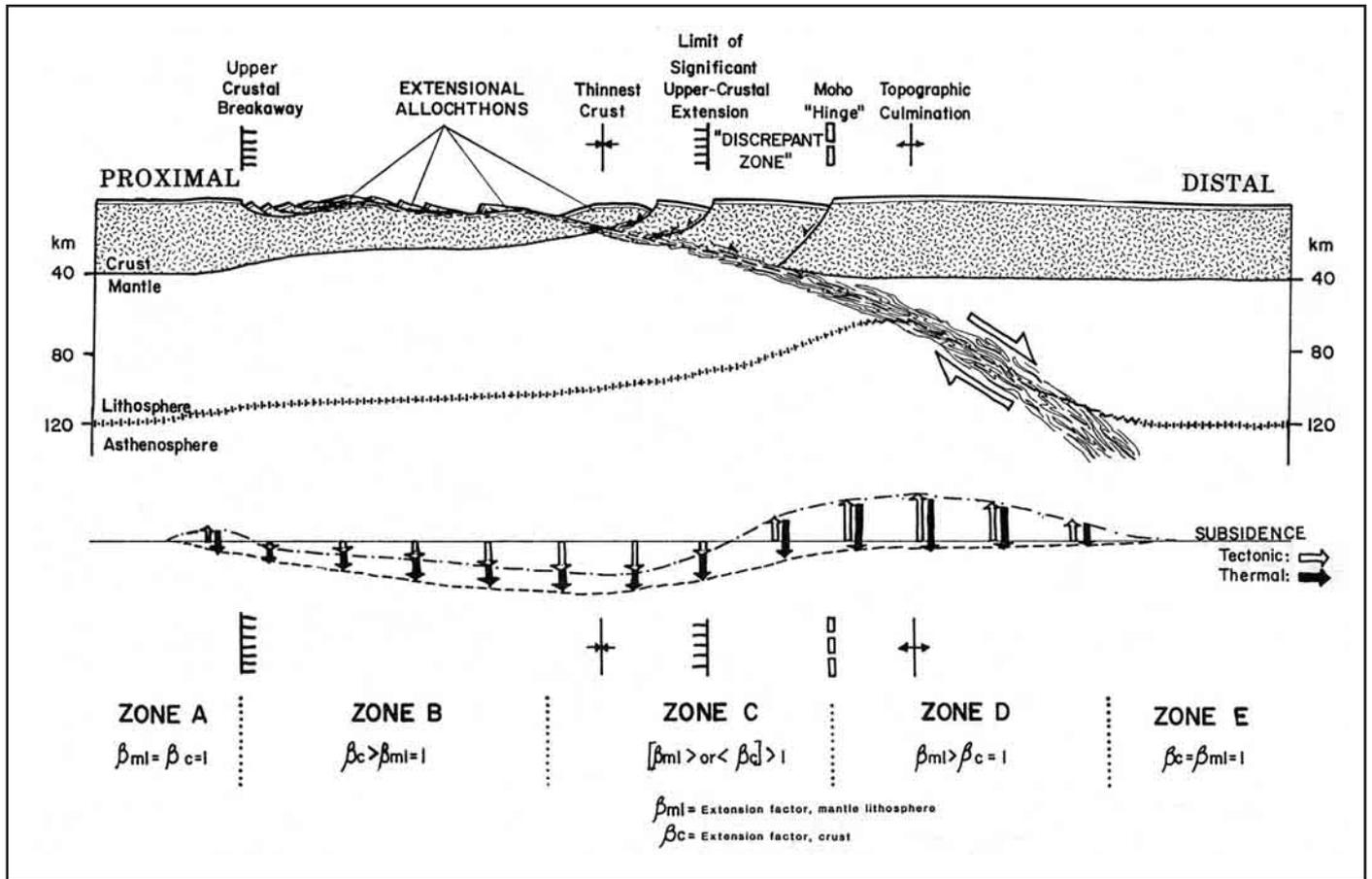


Fig. V-5 : Schéma montrant la réponse hypothétique de l'histoire de la subsidence lors d'un épisode de cisaillement pur de la lithosphère (d'après Wernicke, 1985). La partie proximale semble subsider tandis que les parties distales semblent soumises à un *uplift* durant l'extension. Les parties distales semblent rester au dessus du niveau marin après le *rifting* si le sous-placage magmatique a suffisamment aminci la croûte. Le cisaillement de la lithosphère dans son ensemble crée deux plaques asymétriques. La plaque distale contient de nombreux blocs basculés mais pas (ou peu) de croûte inférieure, alors que la plaque proximale est constituée de nombreux petits blocs basculés et l'observation de manteau affleurant est possible.

Hypothèses de formation basées sur le modèle de McKenzie (1978)

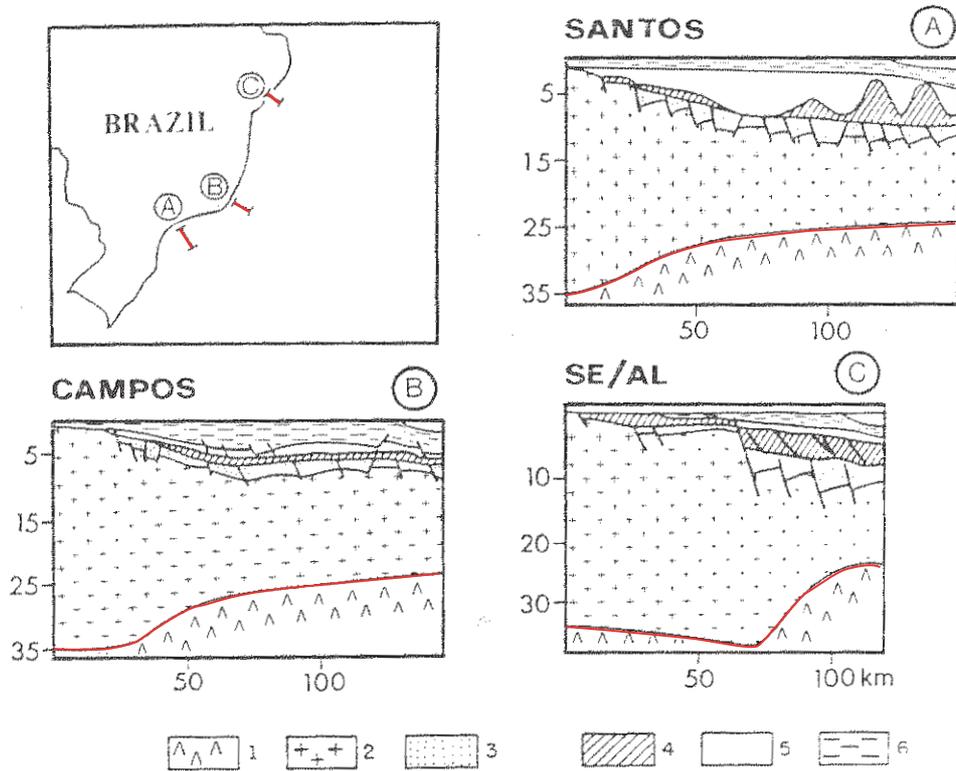
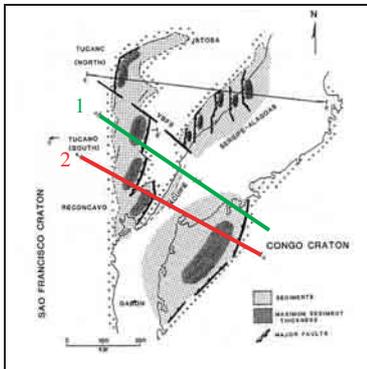
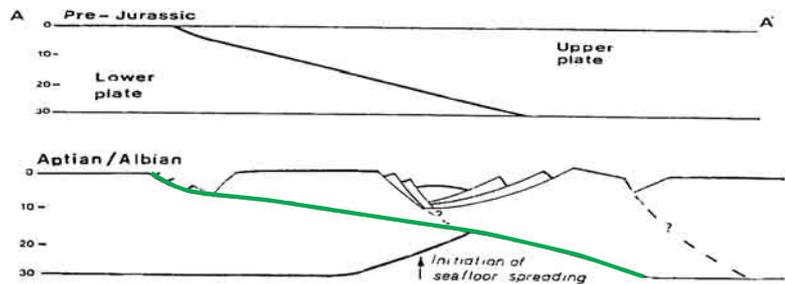


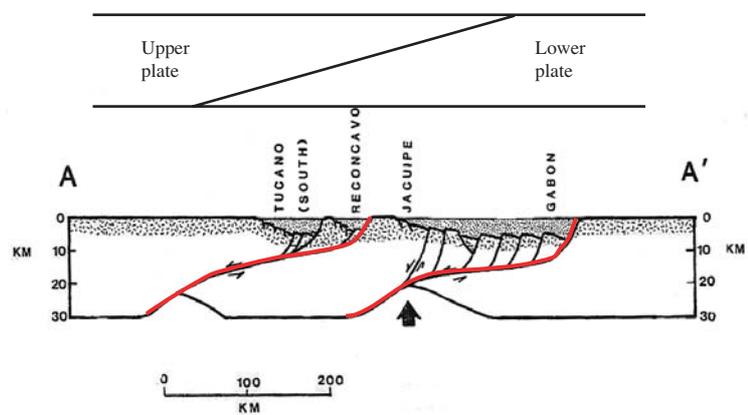
Fig. V-6 : Trois exemples schématiques de marges brésiliennes formées par un modèle d'étirement homogène (de type McKenzie, 1978). La géométrie des structures profondes provient de modélisations gravimétriques (Chang & Kowsmann, (1984, 1986) ; Mohriak & Dewey, (1987)). On retrouve sur les schémas A et B, une géométrie caractérisée par un Moho lisse et une succession de blocs basculés au toit du socle. Dans le bassin de Sergipe-Alagoas, on retrouve cette géométrie néanmoins la remontée du Moho est plus abrupte. La figure est modifiée à partir de celle de Chang *et al.*, (1992).

Hypothèses de formation basées sur le modèle de Wernicke (1985)

1. Hypothèse Ussami *et al.* (1986)



2. Hypothèse Castro (1987)



Coupe Nord-Est Brésil / Nord Gabon

Fig. V-7 : Schémas montrant la différence entre deux modèles de formations des marges à partir d'une grande faille de détachement. Les deux modèles sont basés sur une modélisation gravimétrique, l'un (Ussami *et al.*, 1986) montre une grande faille de détachement vers l'Est, alors que Castro (1987) propose un double système de détachement à pendage vers l'Est. Cet exemple montre les faibles contraintes obtenues avec une seule modélisation gravimétrique.

Système conjugué Angola - Brésil

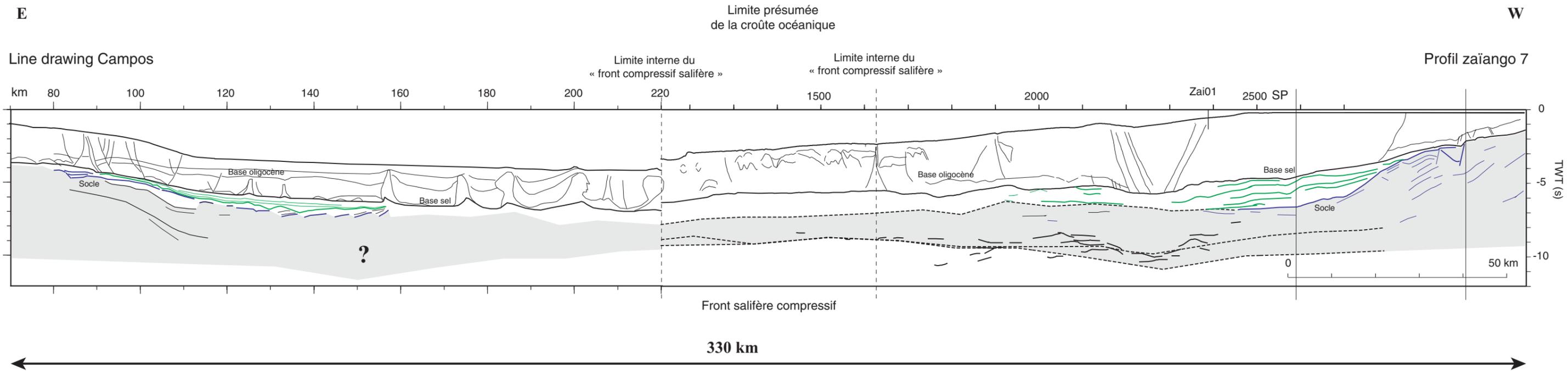


Fig. V-8 : Système conjugué Afrique - Amérique du Sud restitué dans la configuration donnée par notre étude cinématique (cf. fig. IV-42) en fermeture maximale tenant compte de toutes les contraintes environnantes en limite de plaques. La position de l'Amérique du Sud est fortement contrainte par la directions des zones de fractures équatoriales et la géologie à Terre. La déformation de l'Afrique suit le modèle de Guiraud & Maurin (1992) dans des conditions raisonnables (test A) (cf. fig. IV-36). La coupe restituée (en temps) du système conjugué est réalisée au niveau du profil zaïango 7 (côté africain), la coupe homologe est hypothétique. Les dimensions du système proviennent de l'étude cinématique, les structures jusqu'au socle d'une extrapolation des structures observées plus au Sud, dans le bassin de Campos. La structure crustale brésilienne a été choisie, dans un premier temps, symétrique à celle du profil 7 (c'est à dire que nous considérons les structures miroirs, calées par rapport au socle). A partir de cette coupe transformée en profondeur, il est possible de calculer avec le logiciel Matlab, le volume de la croûte à cet instant de formation de sa marge, et de le restaurer en une croûte de 30 km d'épaisseur. Pour reformer une croûte de 30 km d'épaisseur à partir de ce système conjugué, il est nécessaire d'introduire un mouvement horizontal de 210 km environ.

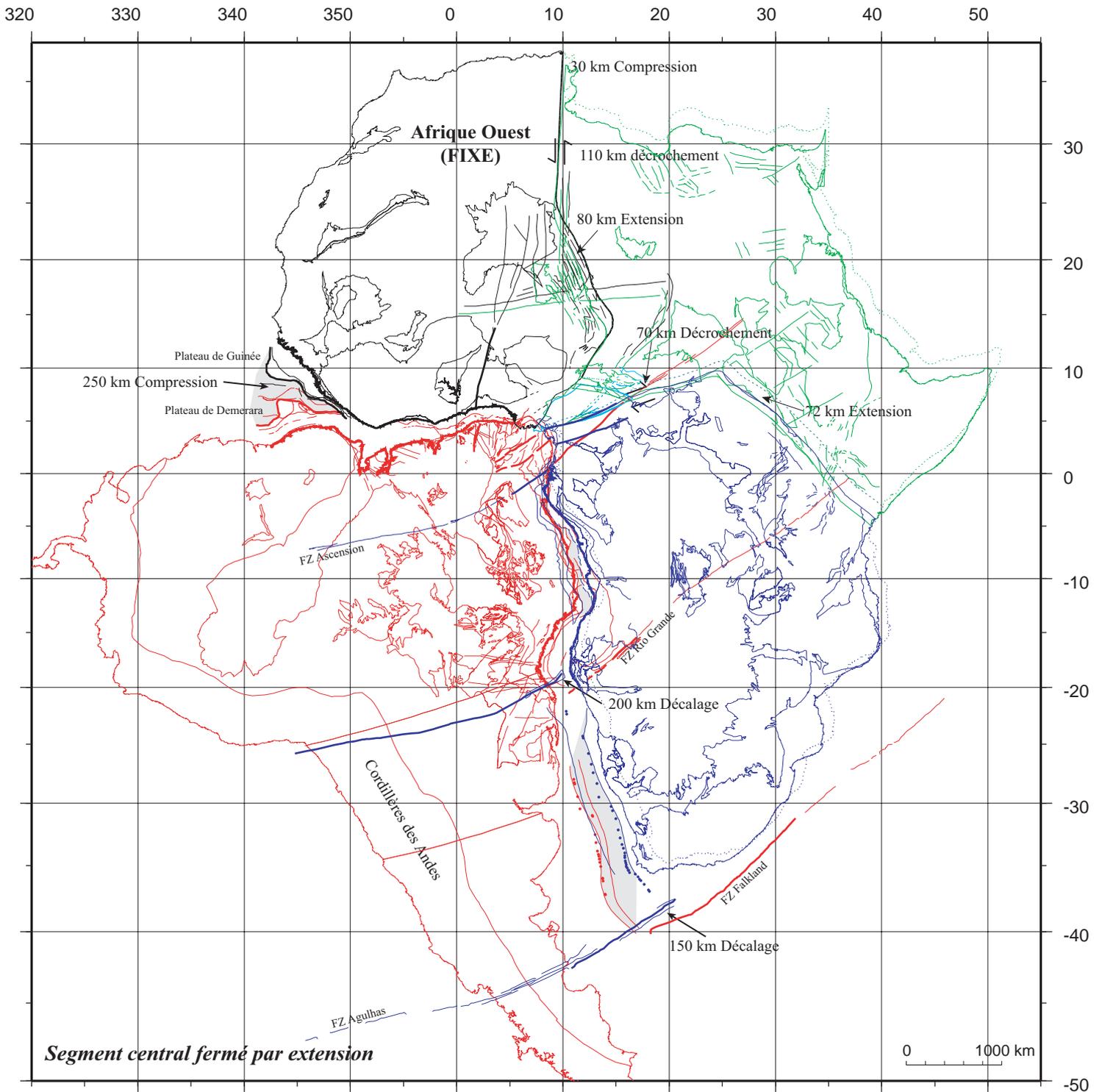


Fig. V-9 : Reconstruction initiale des océans Atlantique Sud et Equatorial, avant amincissement des marges continentales passives ; c'est à dire notre reconstruction à la fin du *rifting* (cf. fig. IV-42) resserrée de 200 km d'après le pôle 49,54°N, 31,88°W, 53,93° (notre étude). Le déplacement supplémentaire de 200 km correspond à la quantité de mouvement nécessaire selon les modèles de *pure stretching* pour expliquer l'amincissement. Nous voyons, qu'en tenant compte des contraintes géologiques (alignement des linéaments de Sobral et Kandi et des zones de fracture Ascension et déformation intraplaque raisonnable en Afrique), nous arrivons à refermer de 200 km le segment central, ainsi qu'une grande partie de la lacune du segment Sud. Cependant, le mouvement crée une lacune de plus de 250 km entre les plateaux de Demerara et de Guinée et une forme en biseau des lignes de côtes de l'océan Equatorial, qui ne sont pas acceptables géologiquement. Le problème des marges de l'océan Atlantique Sud ne peut pas être traité indépendamment de celui de l'océan Atlantique Equatorial.

Modèle d'évolution proposé

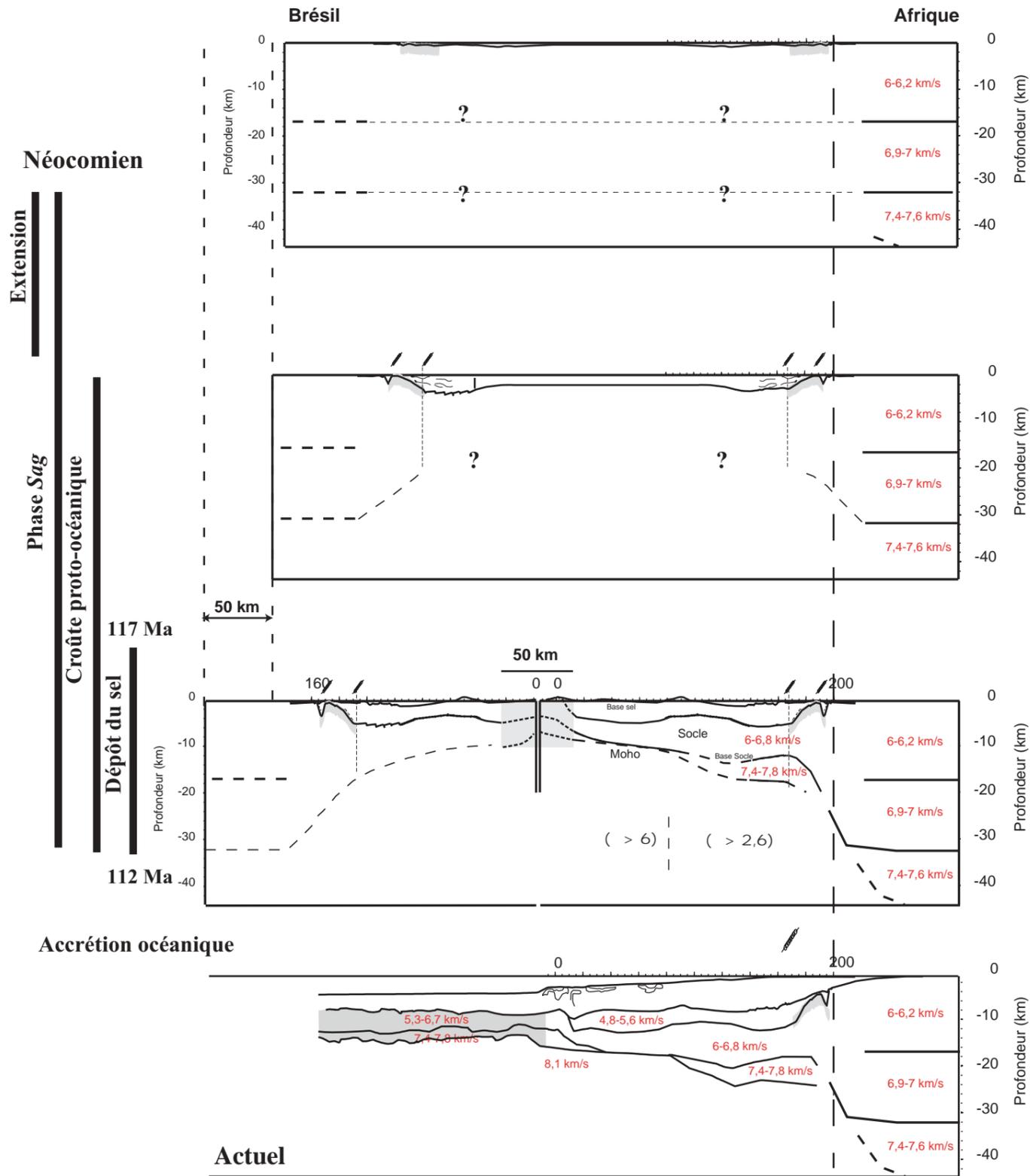


Fig. V-10 : Schéma d'évolution à partir des données réelles. La structure côté africain provient du *line drawing* combiné aux modèles de vitesse (terrestre et marin) des données Zaïango, celle du côté brésilien provient d'une image miroir de celle obtenue côté africain (les dimensions du système sont respectées). Les quatre phases peuvent se chevaucher dans le temps, la déformation n'étant isochrone ni latéralement, ni longitudinalement (Untermeier, *comm. pers.*). Les zones charnières sont représentées avec le figuré, les vitesses des différents corps ont été reportés en rouge et les points d'interrogation indiquent l'absence de connaissance sur le phénomène d'amincissement de la croûte inférieure. Les âges utilisés proviennent de la compilation de Fidalgo Gonzalez, 2001 (*cf. fig. 3*)

Modèle schématique

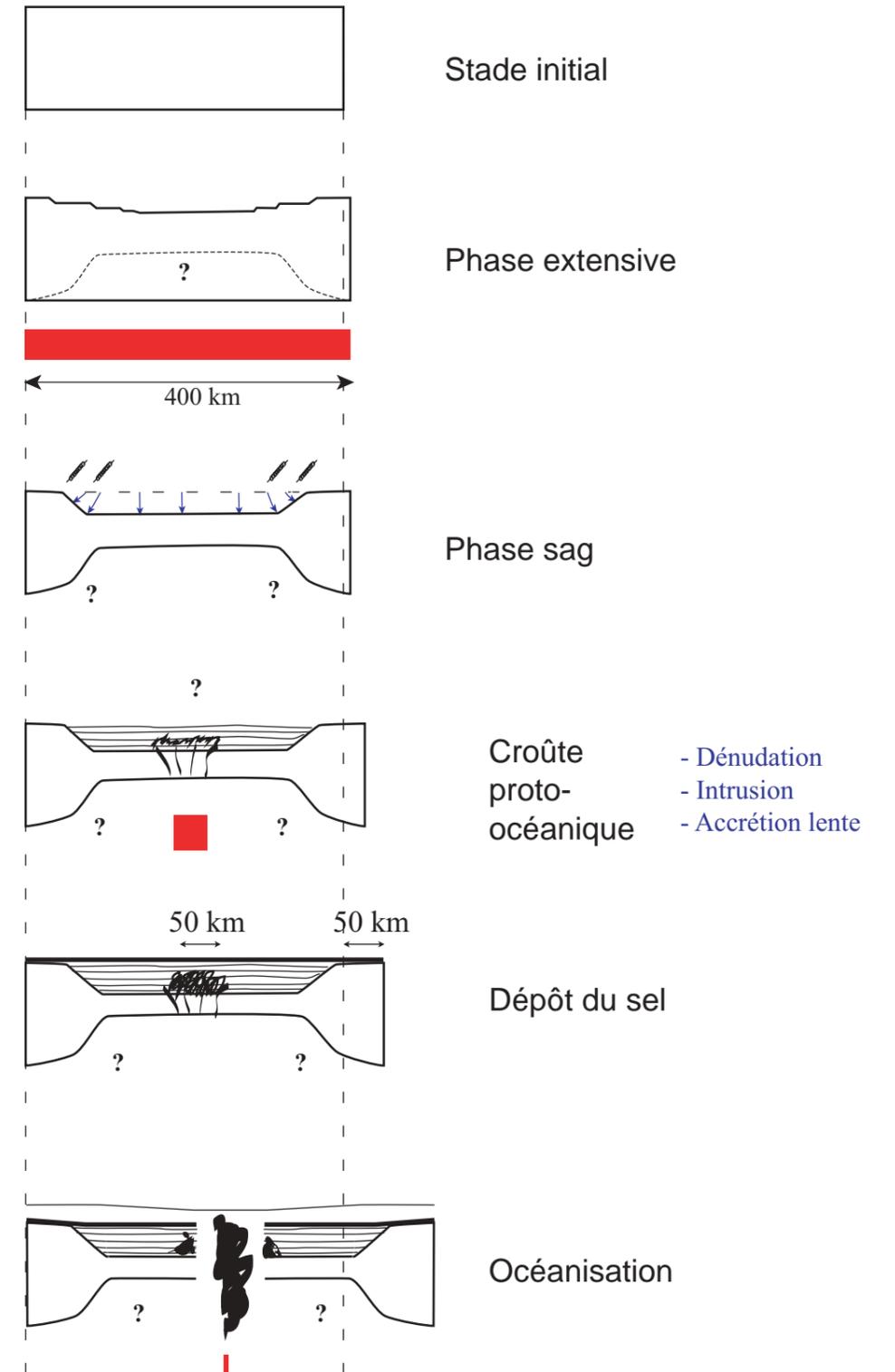
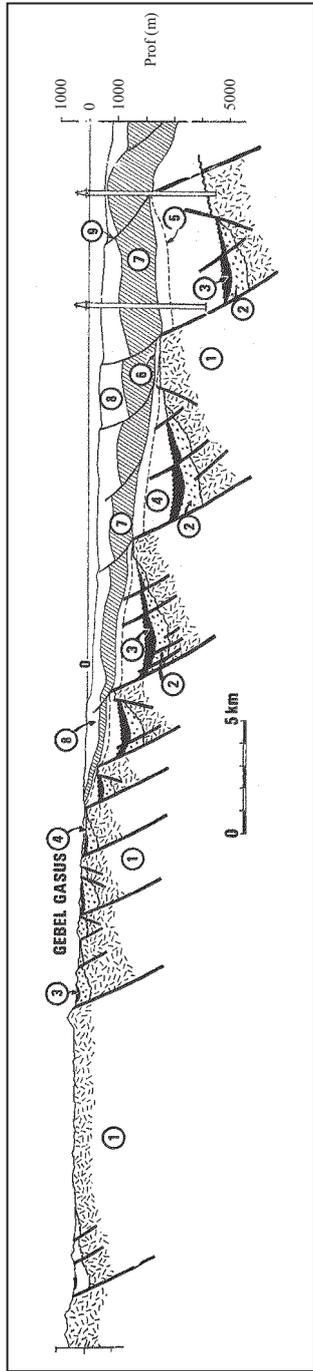


Fig. V-11 : Schéma d'évolution du système angola-brésilien déduit de notre étude structurale et cinématique. Ce schéma représente les grandes étapes de structuration qui sont décrites dans le texte. Le schéma proposé est obtenu à partir des interprétations des observations de surface, ce qui se passe en dessous de la croûte est encore inconnu et indiqué par des points d'interrogation. Les rectangles rouges indiquent les zones où se répartissent la déformation.



- 1/ Socle
- 2/ Couverture pré-Néogène
- 3/ Groupe A : dépôts Oligo ? - Miocène
- 4/ Discordance entre le groupe A et B
- 5/ Groupe B
- 6/ Base du dépôt du groupe C
- 7/ Evaporites du groupe C
- 8/ Base des évaporites qui scelle la déformation du groupe B
- 9/ Groupe D : dépôts Plio - Pléistocène
- 10/ Failles profondes atteignant le socle
- 11/ Failles superficielles à l'intérieur du Groupe C, liées à la tectonique salifère.
- 9/ Groupe D : dépôts Plio - Pléistocène
- 10/ Failles profondes atteignant le socle
- 11/ Failles superficielles à l'intérieur du Groupe C, liées à la tectonique salifère.

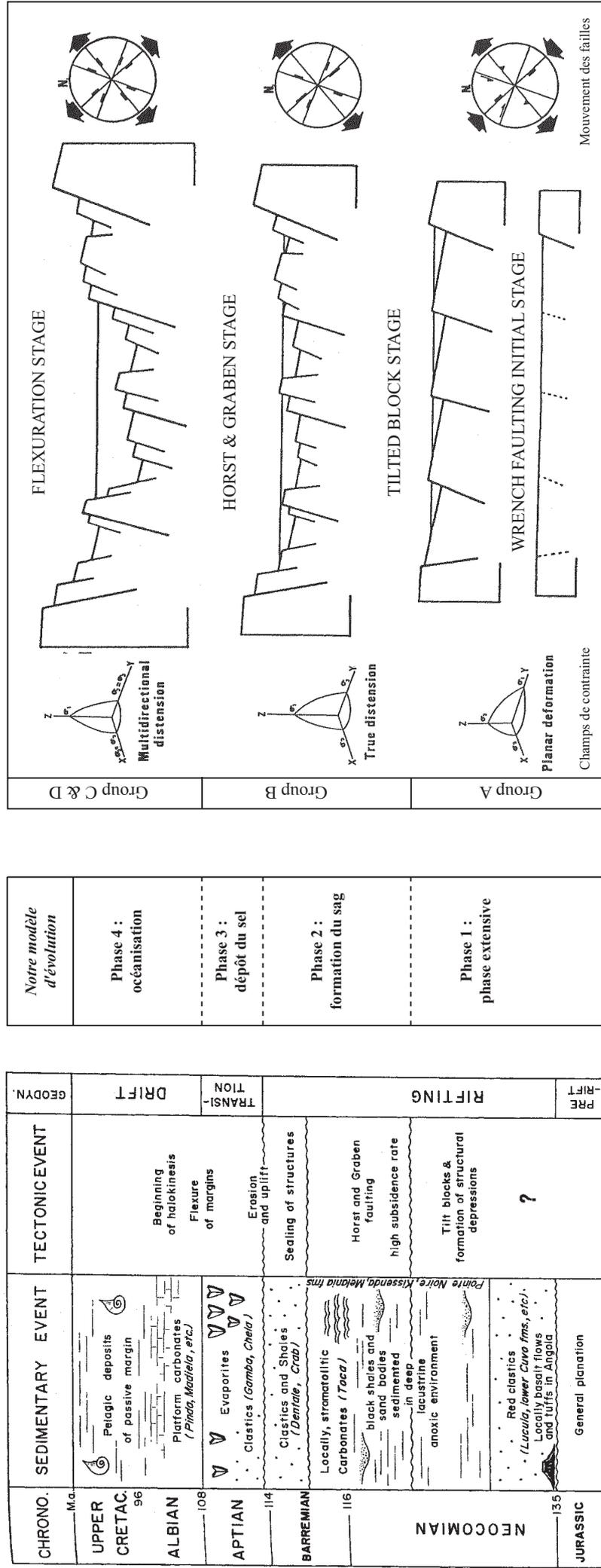


Fig. V-12 : Coupe structurale simplifiée de la marge Ouest de la Mer Rouge (en haut) d'après une interprétation de Montenat *et al.* (1988), accompagnée d'une comparaison effectuée par les auteurs sur l'évolution de l'océan Atlantique Sud (à gauche). Nous avons rajouté au centre de la figure, les phases que nous avons déterminé dans notre étude pour souligner les ressemblances entre les stades *Tilted Block* et *Horst & Graben* de la Mer Rouge aux phases extensive et *sag* de la marge angolaise (cf. fig. V-10). A droite, le schéma d'évolution à quatre stades défini à partir de leur étude structurale. La figure est modifiée d'après Montenat *et al.* (1988, 1998).

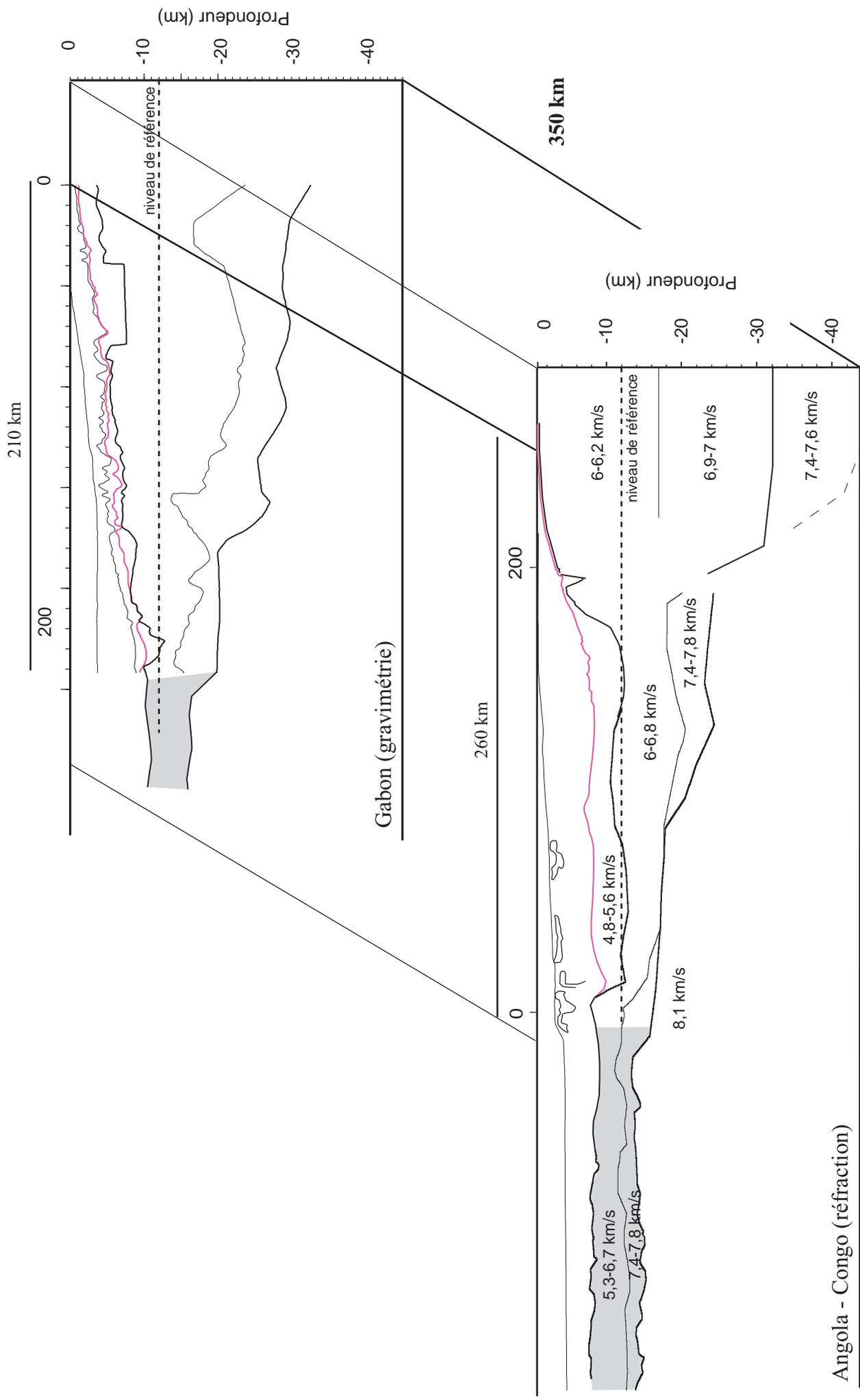


Fig. V-13 : Comparaison entre la géométrie crustale obtenue à partir des résultats de la sismique réflexion dans le bassin du Bas Congo (Contrucci *et al.*, accepté) et celle obtenue pour le bassin du Sud Gabon à partir d'une modélisation gravimétrique (Dupré, 2003). Notez la différence frappante de flexuration de la base du sel entre les deux marges et de géométrie. Au Gabon, la géométrie crustale montre un amincissement uniforme et régulier et une flexuration constante de la base du sel, alors qu'au Congo, l'amincissement est localisé au niveau de la pente continentale et seule la partie la plus proximale de la marge se flexure, la partie distale s'effondre verticalement sans basculer.

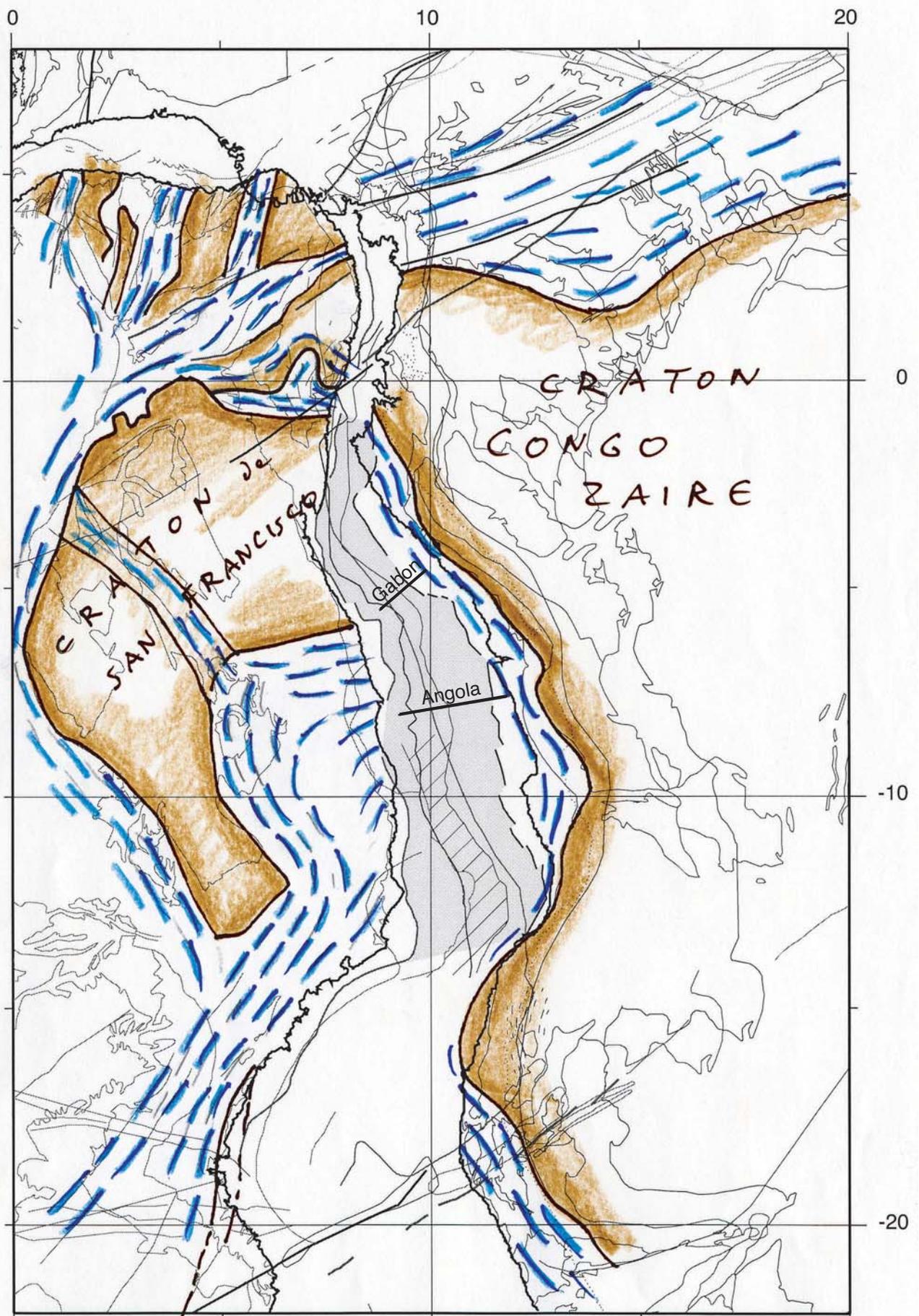


Fig. V-14 : Zoom sur le segment central de la reconstruction initiale de l'océan Atlantique Sud d'après notre étude. Les structures panafricaines ont été reportées sur la carte, ainsi que la localisation des deux coupes de marge (Gabon et Angola) (cf. fig. V-13). Les cratons ont été reportés en marron, tandis que les chaînes panafricaines ont été reportées en tiretés bleus, les traits marquant le sens de la foliation (d'après Trompette, 1994). Nous constatons que les deux marges sont situées dans deux contextes géologiques très différents. La marge du Gabon se situe en bordure du craton de San Francisco, alors que la marge angolaise se situe à l'intérieur de la chaîne panafricaine.

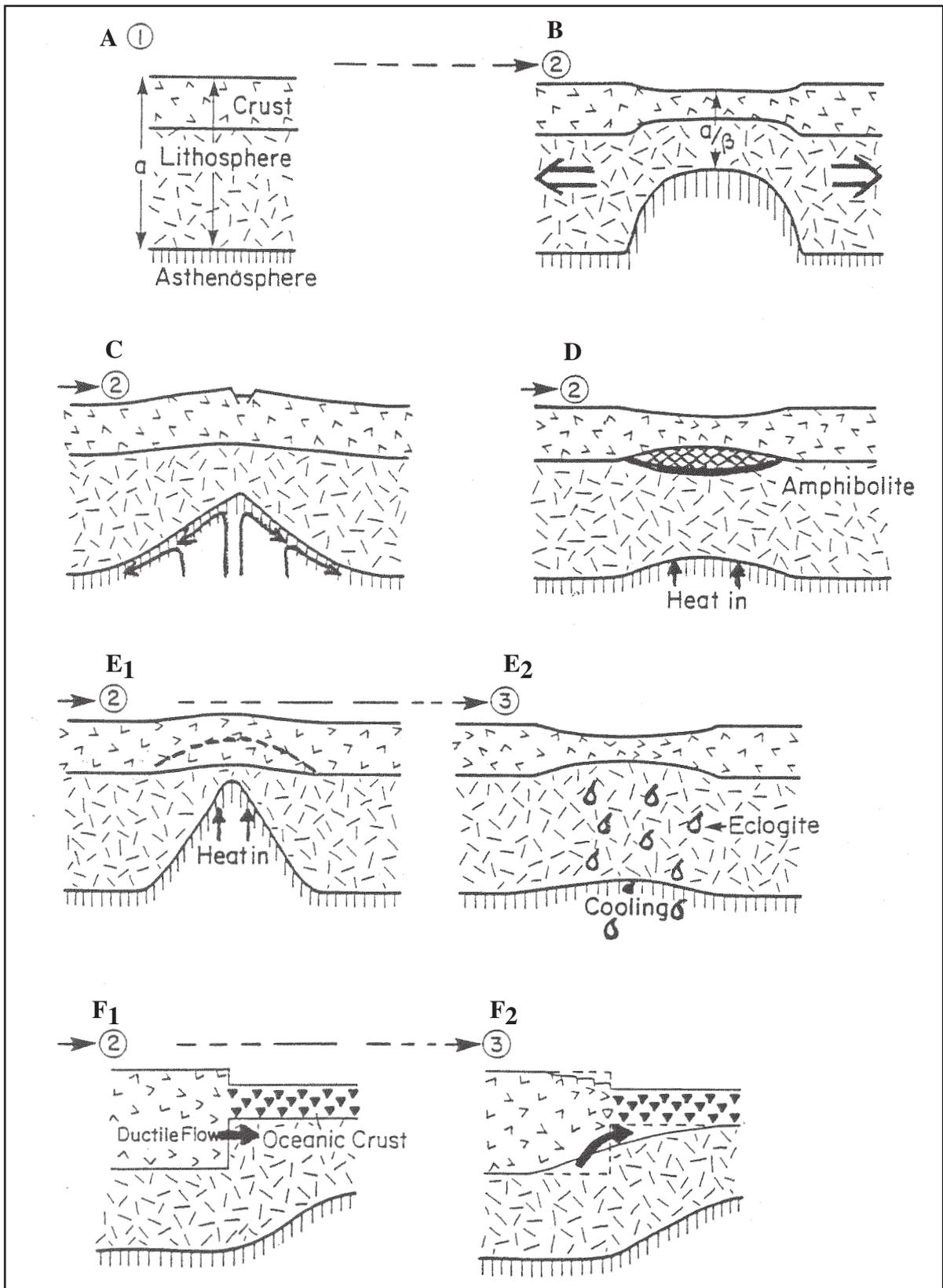


Fig. V-15 : Quelques exemples de modèles d'amincissement proposés dans la littérature. En A1, le stade d'équilibre isostatique est représenté avant le début du *rifting*. A partir du stade C, les modèles proposés appartiennent à la catégorie des modèles sans conservation du volume de la croûte continentale. Le stade B schématise un modèle d'amincissement uniforme couramment utilisé depuis une vingtaine d'années. Le stade C représente un modèle thermo-mécanique convectif, dit aussi érosif. Les stades D, E correspondent à des exemples de modèles métamorphiques. Enfin, en F, un exemple de modèle d'amincissement par flux d'origine gravitaire. (Pour plus de détail, voir le texte). La figure est issue de Keen & Beaumont, (1990).

Conclusions, incertitudes et perspectives

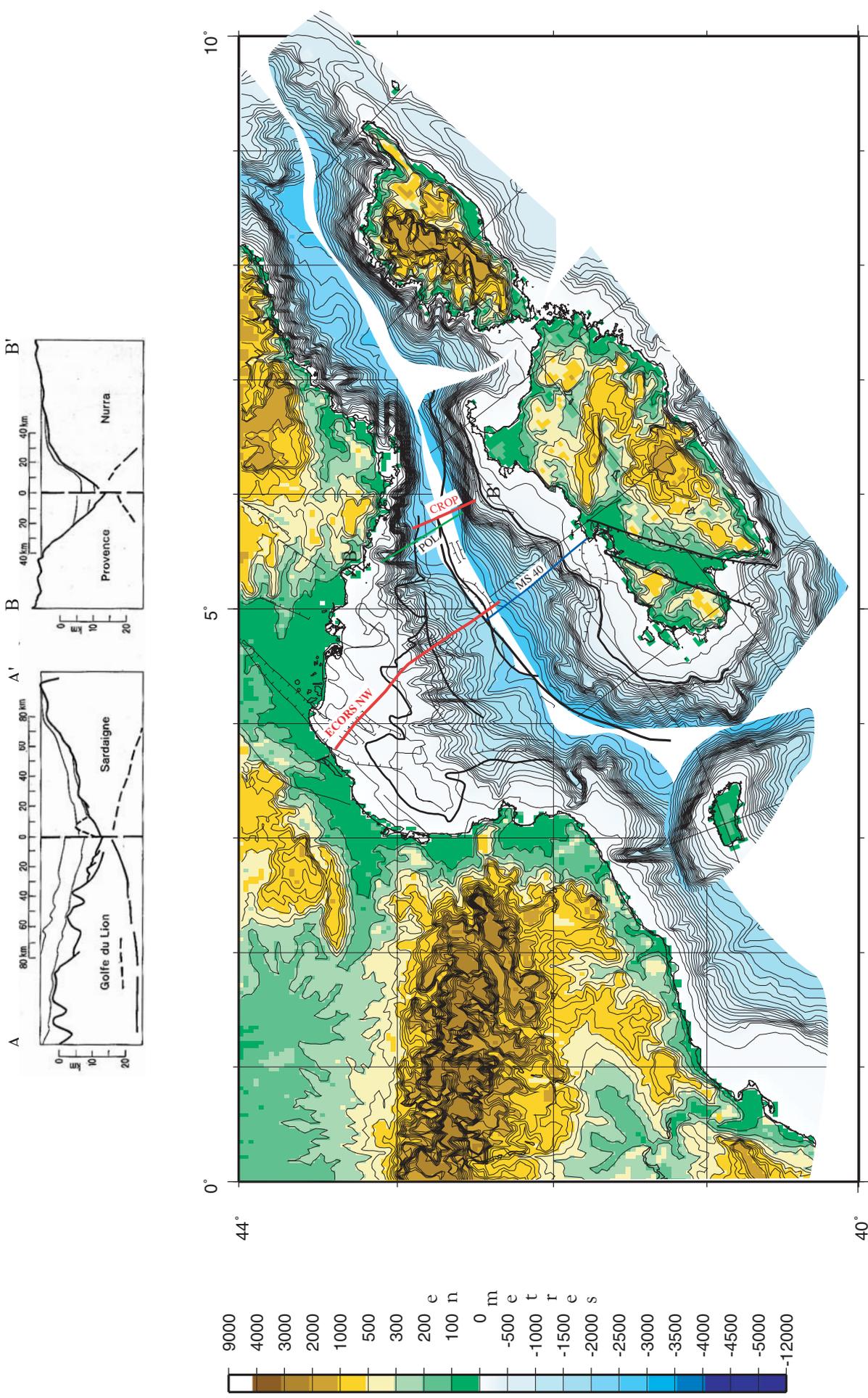


Fig. C-1 : Un modèle de fermeture du bassin occidental de la Méditerranée. La reconstruction (modifiée d'après Olivet, 1996) juxtapose le pied des pentes continentales (reconnu par la sismique réflexion, cf. les coupes A-A' et B-B') et ajuste au mieux les formes continentales sur le modèle de reconstruction de l'Atlantique. Elle représente la situation au début du Miocène, après la distension oligocène des marges, juste avant l'ouverture océanique présumée. Cette reconstruction met en évidence la difficulté de modélisation par un étirement simple des marges et des bassins, c'est-à-dire partout proportionnel à l'amincissement de la croûte continentale, celui pouvant varier du simple au double d'un segment à l'autre comme le montrent les coupes. Elle montre l'existence de variations latérales importantes.

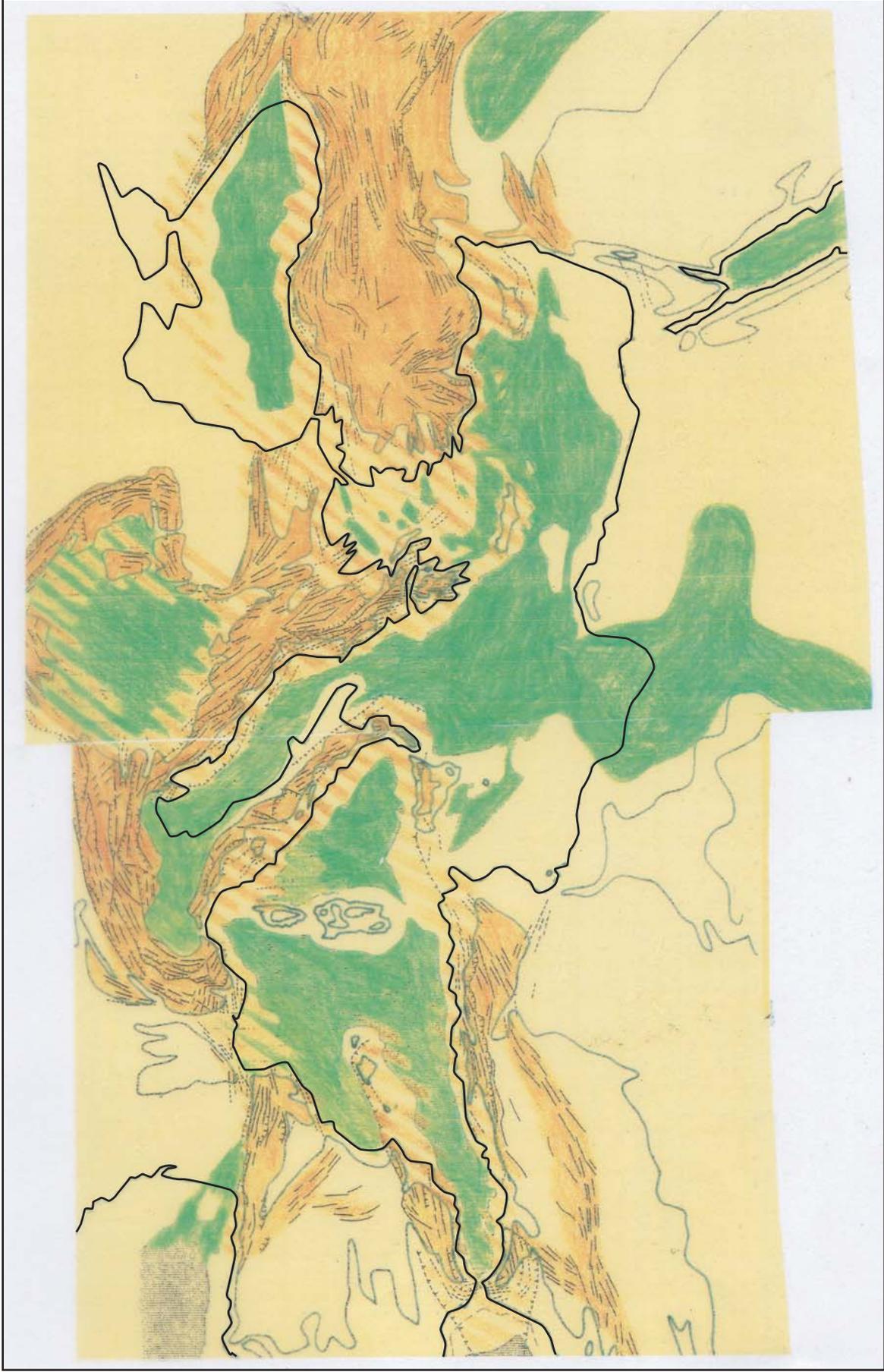


Fig. C-2 : Carte de la mer Méditerranée actuelle montrant la répartition entre les bassins sédimentaires (zones amincies) (en vert) et les zones en collision (en orange) (d'après Olivet, comm. pers.). Tous les bassins de Méditerranée se forment alors qu'ils sont situés à l'intérieur d'un système en collision, lié au rapprochement entre l'Afrique et l'Europe.