



THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

SPECIALITE : GEOSCIENCES MARINES

Cinthia Labails

**La marge sud-marocaine et les premières phases
d'ouverture de l'océan Atlantique Central**

Volume 1 : texte

Soutenue à Brest, le 5 mars 2007

Devant la commission d'examen composée par :

D. Aslanian	Chercheur, IFREMER, Brest	Tuteur
F. Guillocheau	Professeur, Université de Rennes	Rapporteur
B. Le Gall	Chercheur, IUEM, Brest	Examineur
G. Manatschal	Professeur, EOST-ULP, Strasbourg	Rapporteur
L. Matias	Professeur habilité, Université de Lisbonne, Portugal	Examineur
J.-L. Olivet	Chercheur, IFREMER, Brest	Directeur de thèse
J.-Y. Royer	Professeur, IUEM, Brest	Président du Jury
P. Unternehr	Total, Pau	Examineur

Résumé

Ce travail de thèse concerne les marges continentales passives de l'océan Atlantique Central et plus particulièrement la marge sud-marocaine, en regard du bloc Reguibat. La méthode employée intègre à la fois une étude en plan (reconstitutions cinématiques et paléogéographiques) et une étude en coupe (interprétation et comparaison de profils sismique réflexion et réfraction, reconstructions paléobathymétriques).

Le modèle d'évolution cinématique de l'océan Atlantique Central, du Trias au Crétacé moyen, a été réalisé à partir du nouvel ajustement initial proposé par Sahabi *et al.* (2004). Ce travail admet un âge de 195 Ma (base du Sinémurien) pour la formation de la première croûte océanique de l'Atlantique Central (soit 20 Ma plus tôt que dans les précédents modèles). Partant de ces considérations et en intégrant des données nouvelles en sismique, altimétrie et magnétisme (avec en particulier la création d'une nouvelle grille magnétique), cette étude met en évidence plusieurs phases distinctes : une première phase extrêmement lente (~0,8 cm/an) caractériserait, pendant 30 Ma environ, l'ouverture initiale au Lias et au Dogger. L'époque de l'anomalie magnétique Blake Spur, vers 165 Ma (base du Callovien), marquerait un changement à la fois dans la direction du mouvement relatif entre les plaques et dans le taux d'accrétion (~4,8 cm/an) auquel serait associé un changement de morphologie du socle. A partir de l'anomalie M22 (150 Ma, base du Tithonien), le taux est nettement ralenti par rapport à celui de la période précédente (~2,6 cm/an) jusqu'à l'anomalie M0 (125 Ma, limite Barrémien-Aptien).

D'un point de vue géodynamique, le domaine atlantique se partage au Permo-Trias, en deux grands domaines : tandis que l'Europe et le futur Atlantique Nord connaissent dès le Permien et pendant le Trias d'importantes phases de distensions, le futur Atlantique Central reste en compression pendant une partie du Permien (phase alléghanienne) et ne semble enregistrer de distension notable qu'à partir du Trias Supérieur. Le segment de marge, situé entre la meseta marocaine et la Nouvelle-Ecosse, caractérisé par une large province triasique à évaporites, occupe une position intermédiaire entre ces deux domaines. En plus de ce segment, clairement hérité de l'orogénèse hercynienne, le domaine méridional est lui aussi segmenté suivant une longueur d'onde de l'ordre de 600 km. Un examen sur l'ensemble du globe montre que cette segmentation est omniprésente. Elle semble ici assujettie à la fois à l'héritage tectonique et à une organisation thermique mantellique apparemment générale. L'étude structurale a été réalisée à partir de données de sismique réflexion et réfraction de la campagne Dakhla (2002) et d'une compilation de données du même type (couplage réflexion/réfraction) existant sur l'ensemble de la marge nord américaine et au large de la meseta marocaine. Les marges présentent en général trois domaines assez clairement marqués : le domaine continental peu ou pas aminci limité par la *hinge line* à partir de laquelle la croûte continentale s'amincit de plus en plus jusqu'à passer plus ou moins abruptement au domaine considéré océanique. Le domaine dit transitionnel correspond à un domaine de croûte océanique atypique : il se caractérise par des anomalies magnétiques peu ou pas marquées, une croûte de faible épaisseur (environ 5 km) avec une zone à vitesse anormale (> 7,2 km/s) à sa base. Cette étude nous a également permis de déterminer quelques points majeurs et communs de la structuration des marges : 1- L'amincissement de la croûte continentale à partir de la *hinge line* est abrupt, restreint à 60 km en moyenne : la remontée de la base de la croûte coïncide avec la zone de pente continentale (sauf sur la marge de Dakhla où elle semble être décalée de 50 km vers l'océan). Dans cette partie de marge (zone haute de la pente), l'épaisseur de la croûte continentale passe de 30 km environ à moins de 10 km et on y observe peu ou pas de structures distensives. 2- La zone de bas de pente, quant à elle, présente une croûte continentale complètement amincie et étirée. Enfin, les marges de l'océan Atlantique Central se distinguent par la présence d'une plate-forme carbonatée jurassique qui implique une sédimentation proche du niveau 0 m longtemps après la cassure (plus de 50 Ma après). Le rebord de la plate-forme carbonatée coïncide avec la limite entre ces deux zones structurales.

Ce schéma structural se retrouve parfaitement dans le bassin Liguro-Provençal, sur des marges dix fois plus jeunes et nous permet de proposer le schéma d'évolution en trois étapes : la première étape correspond à une phase de déformation distensives, affectant l'ensemble de la croûte, et accommodée par des manifestations volcaniques et la formation de grabens plus ou moins importants. La deuxième étape correspond à la phase d'amincissement aboutissant à la formation de la pente continentale entre la *hinge line* et la première croûte océanique (ou croûte océanique atypique). C'est la croûte inférieure qui semble enregistrer cet amincissement. Pendant la troisième phase, la rupture se localise au niveau du bas de la pente continentale et la première croûte océanique se forme, probablement composée de croûte continentale inférieure et de matériel mantellique.

Notre étude combinée montre ainsi que les modèles de genèse des marges avec conservation de volume de type McKenzie (1978) ou Wernicke (1981, 1985) ne répondent pas aux observations géologiques actuelles. Pour expliquer l'amincissement des marges, il semble nécessaire de s'intéresser aux modèles non-conservatifs (transformation de la croûte, érosion, fluage de la croûte inférieure, *etc.*).

La marge de Dakhla présente cependant une morphologie différente du schéma que nous proposons, avec une réelle dissymétrie des marges homologues, l'ensemble de l'amincissement étant reporté sur la marge américaine. La zone cratonique précambrienne Reguibate, située entre deux segments d'orogène, semble pratiquement intacte pendant le processus de rupture et la croûte inférieure de ce domaine particulier ne semble pas avoir réagi comme dans les domaines appalachiens et les Mauritanides qui l'encadrent, soulignant ainsi l'influence de l'héritage tectonique sur la morphologie des marges.

Abstract

We here propose a twofold approach to study the continental margins of the Central Atlantic Ocean, with special focus on the South Morocco Margin, in front of Reguibat bloc. This approach is based on plate kinematics reconstructions and geological field studies to map and constrain the geometry of the plate boundary through time and seismic sections (reflection and refraction) to decipher the tectonic and sedimentary history of the margin.

Sahabi *et al.* (2004) recently showed that the opening of the central Atlantic Ocean started 195 my ago (Sinemurian basis) (*i.e.* 20 my later than what was generally proposed in earlier models). Based on this result and on the analysis of geophysical data (including new seismic lines, a new magnetic anomaly grid and satellite derived gravimetry), our kinematic study evidences several tectonic phases: oceanic accretion started at an extremely slow rate (~ 0.8 cm/y) during about 30 my (Lias-Dogger). At ~ 165 my ago (Callovian basis), a change in the relative plate motions occurred, that resulted in a change in basement topography and an acceleration of spreading rate, up to ~ 4.8 cm/y. The BSMA (Blake Spur Magnetic Anomaly) is related to this change. From Magnetic Chron M22 (150 my, Tithonian basis) onwards, the spreading rate slowed down to about 2.6 cm/y until Magnetic Chron M0 (125 my, Barremian-Aptian).

On geodynamic side, the Atlantic domain divides into two major domains: whereas Europe and the future North Atlantic, at Permo-Triassic times, know period of distension, central Atlantic Ocean stay in compression during the end of Permian (Alleghanian phase) et seems to register distension only at Triassic times. Margin segment, localized between Moroccan Meseta and Nova Scotia, characterized by a huge Triassic province of evaporates, occupies an intermediate position between these two domains. Besides to this segment clearly inherited of Hercynian orogeny, meridional domain is also segmented with a segmentation wavelength of about 600 km. An analysis in several regions worldwide indicates that such segmentation is observed all around the globe. It seems to be linked here both to tectonic inheritance and to a relatively simple thermal mantle structure. The structural study of the margin is based on reflection and refraction seismic data obtained during the Dakhla cruise (2002), and on a compilation of existing comparable datasets (reflection and refraction data) from the North American margin and the Moroccan Meseta. Margins show in general three major pretty good marked: continental domain, little or no thinned, limited by hinge line from which continental crust thins more and more until pass more or less abruptly to oceanic domain. Transitional domain corresponds to atypical oceanic crust characterized by magnetic anomalies little or no marked, a thin crust (about 5 km) underlain by a low velocity (>7.2 km/s) layer. This study allows us to determinate several key points on margin structuration: 1- The data clearly indicate that crustal thinning is abrupt (except at the Dakhla site), not wider than about 60 km, and limited to the continental slope. In this part, continental crust thins from around 30 km to less than 10 km and we do not observe hardly any extensional structures. 2- At the bottom of the continental slope, the crust is completely thinned and stretched. The margins of the central Atlantic Ocean are also characterized by the occurrence of a Jurassic carbonate platform, which implies sedimentation in shallow waters (close to 0 m), for a long time after continental break-up (more than 50 my). Platform edge coincides with limit between these two structural zones.

Based on reflexion and refraction seismic profiles, the structural characteristics of the margin are comparable to those of the Liguro-Provençal basin, the margins of which are ten times younger. The model we propose for the evolution of these margins includes three stages. First, extensional deformation, affected all the crust, is accommodated by sparse tilted blocks, grabens or basins. The second phase corresponds to the phase of crustal thinning, leading to the formation of continental slope. It is lower continental crust which seems to register thinning. During the third phase, break-up occurs at the foot of the continental slope, leading to the formation of proto-oceanic crust, probably partly composed of lower continental crust and mantle material.

Our study shows that margin formation models that imply crustal volume conservation (*e.g.* McKenzie, 1978), cannot explain the actual geological observations. Non-conservative models (crustal transformation, crustal erosion, etc.) seem to be necessary to explain crustal thinning.

The Dakhla margin differs a little bit of this scheme because of the asymmetry of its conjugated margins, and so, thinning appears to be on American side. The Precambrian cratonic zone of Reguibat, localized between two orogenic segments, seems to be unaffected by the break-up process. The lower crust does not have the same evolution than the neighbouring Appalachians and Mauritanides domains, undermining the importance of the tectonic heritage on the morphology.

Remerciements

Je tiens à remercier messieurs les membres du jury d'avoir accepté de juger ce travail de thèse.

Merci à François Guillocheau, à Gianreto Manatschal, à Luis Matias et à Patrick Unternehr d'être venu jusqu'à l'extrémité Ouest de l'hexagone pour faire partie de ce jury, voire même d'avoir traversé les frontières,

Merci également à vous, plus proche géographiquement, messieurs Bernard Le Gall et Jean-Yves Royer,

Sans oublier bien évidemment Daniel Aslanian et Jean-Louis Olivet sans qui cette défense ne pourrait pas avoir lieu.

Un grand Merci à toi, Jean-Louis Olivet, d'avoir dirigé cette thèse et de m'avoir abreuvé de ton savoir jusqu'à plus soif. J'espère encore en profiter longtemps...

Egalement Merci à toi, Daniel Aslanian, de m'avoir guidé et d'avoir généreusement partagé tes connaissances et ton expérience,

Un grand et sincère MERCI à VOUS, collègues, amis et famille, pour votre présence et pour votre soutien pendant ces quatre années de Vie. Les illustrations suivantes vous sont dédiées,

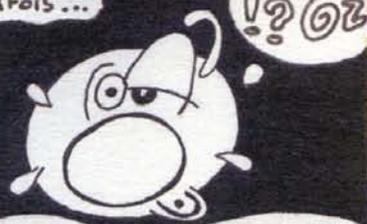
Au-delà des mots,



LA THESE: C'EST ...

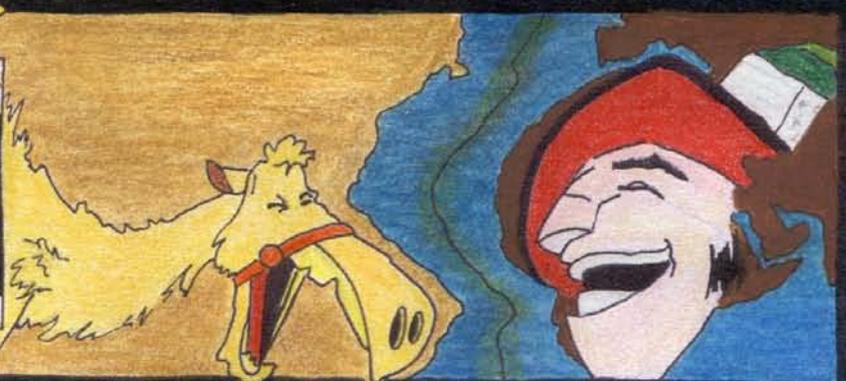


PARFOIS...



! ? @

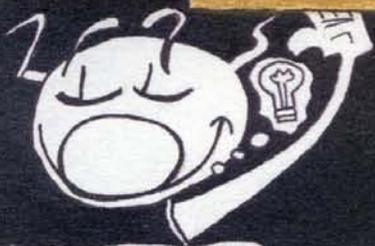
ALLEZ... COURAGE CINTHIA!!



VOIR MEME...



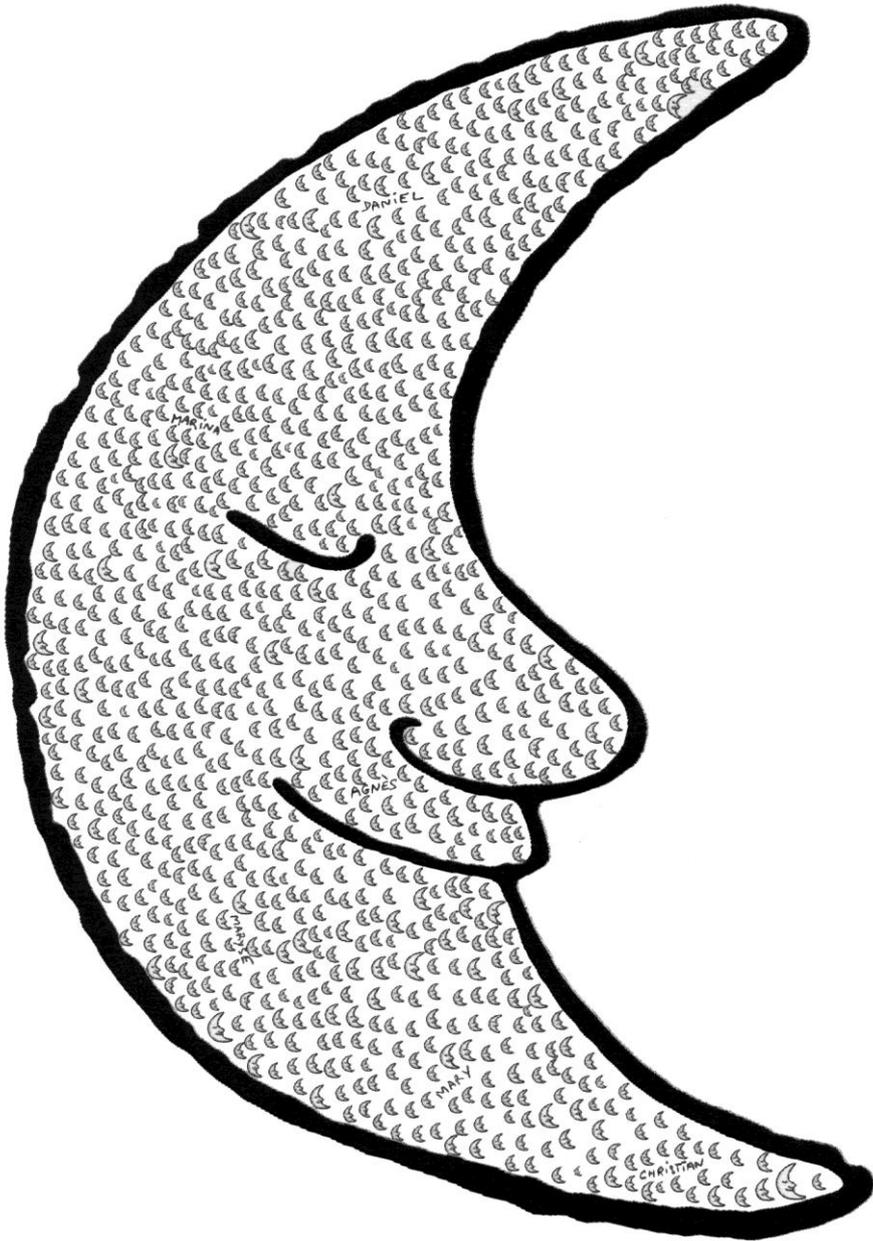
MAIS HEUREUSEMENT



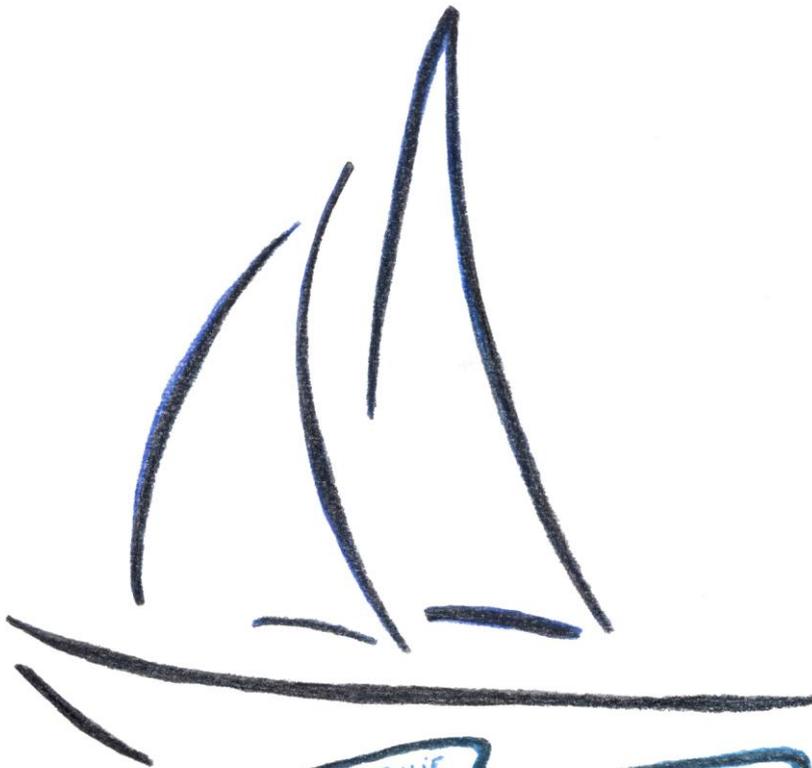
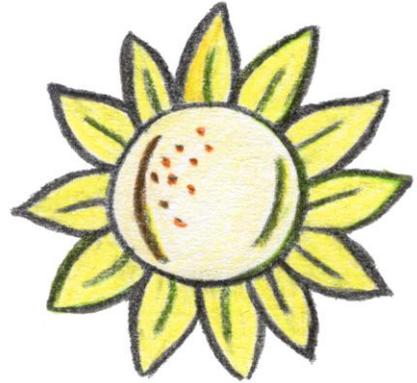
C'EST AUSSI ÇA!



ILLUSTRATION: ESTELLE LEROUX







DIDIER & ANNE - JULIE - RONAN - MANU - ARMELLE - FABIANNE - GÉGÉ - SYLVAIN
GREGOIRE - CHRISTOPHE - ALAIN - XAVIER ...



A NICOLE & JEAN-PAUL
A GUILLAUME
A ALEXANDRA

RESUME	
ABSTRACT	
REMERCIEMENTS	

CHAPITRE I : INTRODUCTION – VUE GENERALE	1
L’origine du projet Dakhla.....	1
Le cadre général de l’étude.....	3
CHAPITRE II : ETUDE CINEMATIQUE	9
I. METHODE CINEMATIQUE.....	14
I.1 Qu’est-ce qu’une reconstitution ?.....	14
I.2 Les bémols des modèles cinématiques.....	15
I.2.1. Les phénomènes géologiques	15
I.2.2. Précision des données, précision de la méthode	15
I.2.3. La recherche de la cohérence.....	19
I.3 Le logiciel Placa.....	20
II. LES DONNEES MAGNETIQUES	20
II.1 Les données de magnétisme, connues	21
II.1.1. La Brunswick Magnetic Anomaly.....	21
II.1.2. Les anomalies bordières	22
II.1.2.1. Côté américain : la East Coast Magnetic Anomaly	22
II.1.2.2. Côté africain : la West African Coast Magnetic Anomaly	23
II.1.3. La Zone Magnétique Calme du Jurassique (ZMCJ).....	25
II.1.3.1. Définition	25
II.1.3.2. L’anomalie E et la Blake Spur Magnetic Anomaly	25
A. L’anomalie E.....	25
B. La Blake Spur Magnetic Anomaly.....	26
II.1.4. La Zone des Anomalies Magnétiques Mésozoïques.....	27
II.2 Apport des données nouvelles de magnétisme	27
II.2.1. Origine des données magnétiques	27
II.2.2. La Zone Magnétique Calme du Jurassique.....	28
II.2.2.1. L’anomalie E et la BSMA.....	28
A. Côté américain	28
B. Côté africain.....	28
II.2.2.2. Les anomalies magnétiques linéaires	29
A. Côté américain	29
B. Côté africain.....	29
II.2.3. La Zone des Anomalies Magnétiques Mésozoïques.....	30
II.2.3.1. Choix des anomalies magnétiques à pointer	30
II.2.3.2. Identification des anomalies magnétiques.....	30
II.2.3.3. Résultats du pointé	31
II.2.3.4. Comparaison avec les pointés de Klitgord and Schouten (1986).....	32
A. Côté américain	32
B. Côté africain.....	33
III. LES AUTRES DONNEES	33
III.1 Les données altimétriques	33
III.1.1. Principe	33
III.1.2. Origine des données	34
III.2 Les données géologiques.....	35
IV. LA CINEMATIQUE DE L’ATLANTIQUE CENTRAL.....	36

IV.1 Modèles d'évolution	37
IV.1.1. Le Modèle de Olivet <i>et al.</i> (1984).....	37
IV.1.2. Le Modèle de Klitgord and Schouten (1986).....	39
IV.1.3. Comparaison des deux modèles.....	41
IV.1.3.1. Le stade initial.....	41
IV.1.3.2. Modèles d'évolution.....	42
IV.1.4. L'ajustement initial de Sahabi <i>et al.</i> (2004).....	43
IV.2 L'évolution géodynamique de l'Atlantique Central	44
IV.2.1. Analyse cinématique.....	44
IV.2.1.1. La reconstitution initiale.....	44
IV.2.1.2. La reconstitution à la BSMA.....	45
IV.2.1.3. La reconstitution à l'anomalie M25.....	46
IV.2.1.4. La reconstitution à l'anomalie M22.....	47
IV.2.1.5. La reconstitution à l'anomalie M21.....	47
IV.2.1.6. La reconstitution à l'anomalie M16.....	48
IV.2.1.7. La reconstitution à l'anomalie M10n.....	49
IV.2.1.8. La reconstitution à l'anomalie M0.....	50
IV.2.2. Les grandes phases de l'évolution initiale de l'Atlantique Central.....	51
CHAPITRE III : ETUDE STRUCTURALE	57
I. LA SISMIQUE	57
I.1. Principes généraux	57
I.1.1. La sismique réflexion.....	57
I.1.2. La sismique réfraction.....	58
I.2. Apports de la sismique à l'étude des marges continentales	60
I.3. Points particuliers	60
II. ETAT DES LIEUX _ ACQUISITION ET TRAITEMENT DAKHLA	62
II.1. Bilan des campagnes	62
II.1.1. La sismique réflexion monotrace.....	63
II.1.2. La sismique réflexion multitrace.....	63
II.1.2.1. En Afrique.....	63
II.1.2.2. En Amérique du Nord.....	63
II.1.3. La combinaison réflexion/réfraction.....	64
II.1.3.1. En Afrique.....	64
II.1.3.2. En Amérique du Nord.....	64
II.2. La campagne Dakhla	64
II.2.1. Le plan de position.....	64
II.2.2. La sismique réflexion Dakhla.....	65
II.2.2.1. Acquisition des données.....	65
II.2.2.2. Traitement des données.....	66
A. Séquence « standard ».....	66
B. Autres traitements.....	68
II.2.3. La sismique grand-angle Dakhla.....	68
II.2.3.1. Acquisition des données.....	68
II.2.3.2. Traitement et modélisation des données.....	69
III. ANALYSE DES DONNEES	69
III.1. Analyse par données	70
III.1.1. La sismique réflexion.....	70
III.1.2. La sismique réfraction.....	71
III.1.3. La sismique réflexion et réfraction.....	73
III.2. Etude par domaines	74
III.2.1. Le domaine continental.....	74
III.2.1.1. Le socle.....	74

III.2.1.2. La sédimentation.....	75
III.2.2. Le domaine transitionnel.....	75
III.2.2.1. Le socle.....	76
III.2.2.2. La sédimentation.....	76
III.2.3. Le domaine océanique.....	78
III.2.3.1. Le socle.....	79
III.2.3.2. La sédimentation.....	79
III.3. Synthèse.....	79
III.4. La plate-forme carbonatée jurassique.....	80
III.4.1. Stratigraphie.....	81
III.4.1.1. Le plateau.....	81
III.4.1.2. La plaine abyssale.....	82
III.4.2. Position structurale.....	84
III.4.3. Paléographie au Berriasien.....	85
III.5. Combinaison sismique réflexion/réfraction de la marge américaine.....	87
CHAPITRE IV : SYNTHÈSE ET DISCUSSION.....	91
I. BILAN DES DEUX CHAPITRES PRECEDENTS.....	91
I.1. La province Nord.....	91
I.1.1. Le segment Bassin de Sable – Bassin de Seine (segment 1).....	91
I.1.2. Le segment Shelburne – Anti-Atlas (segment 2).....	93
I.2. La province Sud.....	94
I.2.1. Le segment Cap Cod – Tindouf (segment 3).....	95
I.2.2. Le segment Baltimore – Reguibat (segment 4).....	95
I.2.3. Le segment Caroline du Sud – Sénégal (segment 5).....	96
I.2.4. Le Segment Floride-Guinée (segment 6).....	96
I.3. Les autres marges.....	97
I.4. Le domaine océanique.....	97
II. LES MODELES D’AMINCISSEMENT.....	99
II.1. Modèles avec conservation de volume.....	99
II.2. Modèles sans conservation de volume.....	103
II.3. Nos observations.....	104
II.3.1. Dans l’océan Atlantique Central.....	104
II.3.2. En Méditerranée.....	105
II.4. Première ébauche de modèle.....	106
II.5. Observations et remarques complémentaires.....	107
II.5.1. Le modèle de Montenat <i>et al.</i> (1988, 1998).....	107
II.5.2. La phase 2 et la zone d’amincissement.....	108
II.5.2.1. Déficit de structures distensives.....	108
II.5.2.2. Disparition ou transformation de la croûte continentale inférieure.....	110
II.5.3. La phase 3 et la zone de striction.....	110
III. CONCLUSIONS.....	111
III.1. La reconstruction initiale de l’Atlantique Central.....	111
III.2. Le cas particulier de la marge de Dakhla.....	112
TABLEAU DE POLES.....	115
BIBLIOGRAPHIE.....	119
ANNEXES.....	137

Chapitre I

Introduction – Vue générale

Chapitre I : Introduction – Vue générale

L'origine du projet Dakhla

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'un projet associant TotalFinaElf (puis Total) à Ifremer pour l'étude d'un segment de la marge sud-marocaine : le projet Dakhla. Ce projet visait à étudier la structure profonde de la marge depuis le continent stable jusqu'à l'océan au moyen d'une sismique réflexion multi-traces couplée à de la sismique réfraction. Pour Total, l'association avec un groupe de recherche fondamentale (Ifremer/UBO) a été justifiée par les résultats déjà obtenus sur la marge du Congo dans le cadre d'un projet similaire : le projet Zaïango. Ces résultats (Moulin, 2003; Contrucci *et al.*, 2004; Moulin *et al.*, 2005a) ont en effet remis en cause les modèles d'évolution de marge et de bassin classiquement utilisés, en particulier dans l'industrie pétrolière. Il est devenu clair, selon ces travaux, que le processus d'amincissement de la croûte continentale sous les marges et les bassins intracontinentaux est un processus dont ne peut rendre compte un simple mécanisme d'étirement de la lithosphère accompagné d'une remontée passive de l'asthénosphère. Il s'agissait donc de trouver un site nouveau permettant de progresser dans de nouvelles directions théoriques.

Le choix du site s'est porté sur la marge sud-marocaine parce qu'elle faisait déjà l'objet d'une exploration industrielle par sismique réflexion. La proposition consistait donc à insérer les profils de la campagne dans le maillage déjà réalisé, tout en prolongeant l'acquisition des données à terre et vers le large, du continent stable à la croûte océanique déjà évoluée.

Sur le plan technique, le couplage des données fournies par des OBS (Ocean Bottom Seismometer) avec les images fournies par la sismique réflexion est le seul moyen d'obtenir des données dans les domaines profonds qui sont hors d'atteinte des forages. Une investigation aussi détaillée que possible des vitesses de propagation sonore dans la croûte et le manteau supérieur est le seul moyen dont on dispose pour contraindre sérieusement les modèles gravimétriques et leur interprétation en terme de pétrologie.

Du point de vue méthodologique, il est clair que c'est essentiellement par comparaisons que les interprétations peuvent progresser, et c'est là la méthode de travail suivie par Ifremer.

Le projet Dakhla (2002) s'inscrit dans une suite de campagnes du même type

(couplage de la sismique réfraction et réflexion) centrées sur la reconnaissance de la structure profonde des marges continentales passives, sur l'interprétation des structures distensives et sur celle de la zone de transition entre océan et continent : c'est ainsi qu'ont été conduites les campagnes Norgasis (1994) à travers le bassin armoricain, au nord du golfe de Gascogne ; Zaiango (2000) à travers le bassin salifère du Zaïre et d'Angola ; Sismar (2001) à travers le bassin salifère profond de Seine, sur la bordure de la meseta marocaine, ainsi que plus récemment Sardinia (2006) en Méditerranée Occidentale, à travers les deux marges conjuguées du golfe du Lion et de Sardaigne (figure I-1).

Le but de ces campagnes est d'obtenir des données comparables sur des marges d'âge différent mais dans des contextes cinématiques aussi précis que possible. La compréhension de la genèse des marges ne peut en effet être approchée sans l'étude de segments homologues : l'emplacement des profils d'une campagne est donc choisi en partie en fonction des données déjà disponibles sur la marge opposée et de la possibilité de replacer l'évolution du segment de marge dans son contexte cinématique.

L'interprétation structurale des données obtenues doit pouvoir être comparée aux données existantes ; elle doit ensuite être replacée et discutée dans un cadre cinématique à l'échelle des plaques concernées : les questions fondamentales de la segmentation, de l'héritage tectonique, du *rifting*, peuvent être ainsi posées ainsi que le rôle de l'évolution océanique initiale du système.

Le choix de la marge africaine en regard de l'Amérique du Nord s'imposait parce que la marge nord américaine de l'Atlantique Central est une des marges les mieux étudiées au monde, tandis que la marge africaine l'est particulièrement peu ; on n'y disposait en particulier d'aucune donnée de réfraction moderne avant les campagnes Sismar et Dakhla.

Les marges de l'Atlantique Central présentent également l'avantage (comparées à celles de l'Atlantique Nord) d'avoir été formées en une seule phase, entre la fin du Trias et la base du Lias.

Avec Dakhla, il s'agissait de reconnaître une marge particulièrement abrupte, en regard du bouclier Reguibat, situation en opposition avec celle étudiée par Sismar au Nord du Maroc : il était important aussi de s'adresser à un segment de marge qu'on savait dépourvu d'évaporites car la présence de celles-ci gêne considérablement l'observation du socle sous-jacent.

L'étude a été prolongée à terre sur une centaine de kilomètres par la pose de stations complétant l'enregistrement des OBS. Elle a aussi été l'occasion d'une reconnaissance géologique (Villeneuve *et al.*, 2006) destinée à préciser la question de la tectonique

hercynienne sur la bordure de la dorsale Reguibat.

Le cadre général de l'étude

Il me semble important de présenter, au préalable et de façon très rapide, le domaine de l'océan Atlantique Central, dans lequel se situe mon étude, dans un cadre plus large à la fois dans l'espace et dans le temps.

La marge nord-ouest africaine est la marge continentale passive la plus ancienne du globe terrestre (Sahabi *et al.*, 2004). Si presque toutes les marges, à quelques exceptions près, s'inscrivent sur des segments d'orogènes, celles de l'Atlantique Central ont la particularité de s'ouvrir directement après la fin du cycle orogénique hercynien. La première segmentation visible est très probablement issue des caractères de l'orogène hercynien.

La figure I-2 est une représentation simplifiée de la chaîne hercynienne. Elle montre trois grands domaines de cet orogène :

- le domaine européen (arc ibéro-armoricain et arc bohémien),
- le domaine central (Appalaches et Mauritanides),
- le domaine du golfe du Mexique (Ouachitas et Marathons).

Arthaud and Matte (1977) ont les premiers essayé de traduire cet épisode orogénique en terme de tectonique des plaques. Ils distinguaient deux grandes phases¹ : la première, au cours du Dévono-Carbonifère, semble affecter tout le système sauf le domaine du golfe du Mexique (figure I-3). A la fin de cette première phase, la chaîne varisque est mise en place ; le Gondwana subit une rotation et une translation dextre. La deuxième phase, plus tardive, affecte le domaine central et le golfe du Mexique : c'est la phase alléghanienne (figure I-4).

Un des points importants, mis en avant sur la figure I-2, concerne le nord de l'Afrique : le domaine atlasique marque une limite entre au Nord un système affecté par de grands décrochements et au Sud un domaine qui ne l'est pas. Il est donc clair que la géodynamique de la meseta marocaine sera, par la suite, influencée par les grandes phases de structuration des marges de l'Atlantique Nord.

L'océan Atlantique Central s'est ouvert le long de la suture hercynienne depuis la

¹ Il ne s'agit pas ici de rentrer dans le détail des datations sachant que, suivant ce qui est considéré dans la dernière phase d'édification de la chaîne (phase tardi-hercynienne inclus ou pas), les auteurs attribuent des âges quelque peu différents aux événements. Ici, le point intéressant est la traduction de l'histoire orogénique en terme de tectonique des plaques.

Meseta au Nord jusqu'à la Floride au Sud. Au Sud, cette ouverture ne suit plus la suture hercynienne mais se poursuit là où le volcanisme est le plus important (figure I-5). Cette ouverture océanique s'accompagne de manifestations magmatiques et de la formation de grabens, essentiellement localisés du côté américain et au niveau de la Meseta.

Le volcanisme déborde largement le cadre des marges africaine et américaine et s'étend sur environ 5000 km de long depuis la France au Nord jusqu'au Brésil au Sud : il s'agit de la province magmatique connue sous le nom de CAMP (Central Atlantic Magmatic Province ; Olsen, 1999) mise en place autour de 200 Ma avec un échelonnement entre 191 et 205 Ma (Marzoli *et al.*, 1999). L'activité magmatique s'exprime sous forme de dykes isolés ou en masse, de sills, de coulées basaltiques et de plutons. Ce volcanisme est décentré sur l'ensemble de l'Afrique.

En 1989, Wernicke and Tilke appliquent le modèle de type « *simple shear* » (Wernicke, 1981 ; 1985 ; figure I-6A) aux marges de l'Atlantique Central : la trace sinusoidale de la cassure de l'Atlantique Central serait due à une alternance, entre deux segments de marge voisins, du sens de pendage de la faille de détachement (figure I-6B). Dans cette hypothèse, le volcanisme devrait alors être marqué par cette segmentation et cette alternance. Pour Piqué and Laville (1996), dont les travaux concernent principalement le domaine mésétien, la dissymétrie de répartition du volcanisme s'expliquerait par un modèle de formation des marges de type Wernicke (1981, 1985) (figure I-6C). Or celui-ci est uniforme et entièrement décentré sur le continent africain tout au long de la marge (figure I-6D). Nous pensons donc que cette asymétrie volcanique a plus à voir avec la répartition thermique du manteau.

A une échelle plus générale, la carte de reconstruction de la Pangée au Permo-Trias (figure I-7) permet de replacer l'ouverture de l'Atlantique Central à l'échelle du globe. A la même période, deux ruptures s'effectuent : l'une entre le Gondwana et la Laurasia au niveau de la chaîne hercynienne qui donne naissance à l'Atlantique Central ; l'autre au sein du méga-continent Gondwana qui donne naissance à une partie du futur océan Indien. Le contexte de ces deux ruptures est très différent : dans le premier cas, la rupture se fait immédiatement après la fin de l'orogénèse ; dans le second cas, il faut attendre 330 Ma entre la fin de l'orogénèse panafricaine (550 Ma) et le début de la distension. Ces deux ruptures, espacées d'une longueur d'onde avoisinant 6000 km, suivent approximativement deux grands cercles qui partagent la Pangée en trois parties (figure I-8). Les circonstances, dans lesquelles ces cassures s'opèrent, impliquent nécessairement une relation avec la répartition thermique de l'ensemble du manteau.

Ce manuscrit s'articule autour de trois grands chapitres :

- Le chapitre II intéresse l'évolution cinématique des premiers stades d'ouverture de l'Atlantique Central. Le chapitre commence par une présentation des données, préexistantes et nouvelles. Il détaille ensuite les deux grands modèles d'évolution de l'Atlantique Central. Enfin, nous montrons notre modèle d'évolution, étape par étape puis par grandes phases cinématiques.
- Le chapitre III concerne la partie Sismique. Il présente les généralités sur la sismique, les différents aspects techniques et les traitements réalisés sur les données Dakhla. Il montre les résultats obtenus à partir de l'interprétation de la sismique réflexion et réfraction. Pour la marge Dakhla, la description est faite par données puis par domaines. Pour la marge américaine, il s'agit d'une synthèse de données de sismique réflexion et réfraction issue de la littérature.
- Dans le chapitre IV, nous avons étendu notre étude structurale aux marges du bassin Liguro-Provençal. En tenant compte des observations établies à partir des profils de sismique réflexion et réfraction et des contraintes cinématiques, nous proposons une ébauche de modèle d'évolution de marge.

Chapitre II

Etude cinématique

Chapitre II : Etude cinématique

Avant-Propos : La cinématique : A quoi ça sert ?

Au début du XX^e siècle, Alfred Wegener, météorologue allemand, introduit la notion de « Dérive des Continents ». D'abord frappé par l'emboîtement des côtes et des plateaux continentaux, il étaya son idée par des arguments paléontologiques pour tenter de retracer les mouvements relatifs des continents.

Quarante ans après, à la fin des années soixante, cette vision mobiliste, d'abord rejetée, s'est imposée avec la théorie de la tectonique des plaques, issue de la reconnaissance des fonds marins par les paléomagnéticiens (Vine and Matthews, 1963). Elle amène à une nouvelle image de la Terre : sa partie superficielle solide (la lithosphère qui englobe les 100 premiers kilomètres) n'est pas immobile mais fragmentée (en plaques) et en mouvement au-dessus d'un matériel plus fluide, à l'échelle des temps géologiques, le manteau. Les objets géologiques tels que les montagnes, dorsales, lignes de volcans, points triples, bassins arrière-arc, zones de subduction et chaînes associées, *etc.* sont étroitement liés à ces mouvements, c'est-à-dire aux rapprochements, collisions, coulissages ou écartements de ces plaques lithosphériques.

Ainsi, naît une nouvelle discipline : la cinématique [du gr. *Kinema*, mouvement] des plaques, dont l'objet est de décrire et de mesurer les déplacements de ces plaques les unes par rapport aux autres.

La cinématique est une discipline « pivot » des Sciences de la Terre car les objets géologiques, pour être compris, doivent être restitués dans leur contexte. Inversement, elle ne peut pas être abordée sans connexion avec l'histoire géologique de ces objets, à l'encontre de ce qui a pu être pensé, car elle lui donne des contraintes essentielles.

L'étude des marges passives n'échappe pas à cette logique ; il apparaît important de s'intéresser non seulement à la morphologie de la marge mais aussi à sa position dans l'histoire initiale et son évolution qui accompagne et suit sa genèse.

La morphologie d'une marge est usuellement renseignée par l'outil sismique. La sismique réflexion révèle la géométrie des couches géologiques de la colonne sédimentaire. Complétée par des enregistrements sédimentaires (forages, carottages), il est alors possible de retracer et de dater les grands événements qui affectent l'histoire de la marge et de

comprendre les transferts sédimentaires entre le continent et l'océan. La sismique réflexion, quant à elle, permet d'obtenir une image de la structure profonde de la marge (géométrie du toit et de la base de la croûte) et produit des enveloppes de vitesse. Les autres données géophysiques, comme le magnétisme et la gravimétrie, nous apportent également des indications sur l'aspect structural de la marge.

La marge continentale étant héritée de la rupture d'un continent, elle ne représente qu'une portion (pas forcément égale à la moitié) d'un système (rifts, bassins) créée au moment de la cassure. La compréhension de la genèse des marges ne peut se réaliser qu'à partir des systèmes entiers : l'étude d'une marge nécessite toujours l'étude de son homologue. Cette évidence simple souligne l'intérêt des reconstructions initiales, c'est-à-dire la fermeture de l'espace occupé par l'océan qui borde les marges conjuguées étudiées.

De plus, à quelques exceptions près, la grande majorité des marges passives se forment au niveau de sutures anciennes¹. Les orogènes sont des structures complexes de part leur hétérogénéité et leurs discontinuités latérales. Ces hétérogénéités, l'héritage tectonique sur lequel les marges vont se construire, sont à garder à l'esprit lors de l'étude des marges passives. De plus, l'histoire géodynamique qui lie ces orogènes à la formation des marges et des océans diffère suivant les régions. L'Atlantique offre, à lui seul, une grande variété de contextes ; il peut se diviser en trois océans :

- l'ouverture de l'océan Atlantique Central est datée à 195 Ma (Sahabi *et al.*, 2004) immédiatement après la fin de l'orogénèse paléozoïque. Vers 200 Ma, les continents étaient réunis en un super continent : la Pangée. La dernière phase de formation de la Pangée émane de la fermeture de l'océan théïque entre le Gondwana et la Laurasia. Cette collision a donné naissance à la chaîne calédonno-hercynienne. Les premières phases de distension permotriassique s'effectuent le long de cette suture paléozoïque et marquent le début de la rupture de la Pangée. Ces phases sont responsables de la structuration des marges de l'Atlantique Central et du système complexe de bassins du pourtour de l'Atlantique Nord,

- l'océan Atlantique Nord a une histoire biphasée. Comme nous l'avons noté précédemment, la période de *rifting* permotriassique conduit donc à la formation de bassins intracontinentaux : les bassins péri-ibériques, le bassin de Rockall et le bassin de Seine. C'est seulement à partir du Crétacé (vers 125 Ma, soit 60 à 70 Ma après la première phase de distension et d'amincissement de la croûte continentale) que commence l'accrétion océanique avec l'ouverture du golfe de Gascogne,

¹ Néanmoins, certains anciens cratons sont recoupés comme c'est le cas pour la marge du Labrador ou celle du golfe de Guinée.

- les marges de l'Atlantique Sud ont une toute autre histoire. Le Gondwana résulte de l'assemblage de cratons qui s'achève vers 550 Ma en formant les chaînes panafricaines. L'ouverture de l'Atlantique Sud, à la fin de l'Aptien, est guidée par l'existence des cicatrices laissées par l'orogénèse panafricaine et fait suite à une période distensive au Crétacé. Il faudra donc attendre plus de 400 Ma entre la fin de la collision et le début de la distension.

Au sein même de ces océans, nous observons une autre segmentation, de longueur d'onde plus petite. L'océan Atlantique Sud peut se subdiviser en deux océans : un océan Atlantique Sud nord et un océan Atlantique Sud sud séparé l'un de l'autre par l'alignement volcanique de Walvis-Rio Grande. L'océan Atlantique Sud nord est un domaine salifère, l'océan Atlantique Sud sud se caractérise par la présence de SDR (*Seaward Dipping Reflectors*). La présence de cette dichotomie (sel/volcanisme) au sein d'un océan créé sur le même orogène et avec une histoire géodynamique par rapport aux orogènes similaire peut paraître surprenante. Un examen plus détaillé de la cinématique de cette région montre que le sud de l'Atlantique Sud (volcanique) s'ouvre bien antérieurement à la partie nord (salifère) par le mouvement de microplaques au sein du continent américain. Une autre observation similaire peut être faite dans l'océan Atlantique Central : les marges situées au Nord des monts Kelvin et des îles Canaries présentent un vaste domaine salifère contrairement aux marges plus au Sud qui en sont quasiment dépourvues. Là encore, la limite entre ces deux domaines correspond à la partie sud de la meseta marocaine, microplaque ayant un mouvement différentiel par rapport à l'Afrique, comme nous le verrons dans cette étude.

Enfin, il existe une segmentation de plus petite longueur d'onde encore (600-800 km), probablement liée à la segmentation thermique du manteau. Cette segmentation peut impliquer des différences importantes de structuration comme c'est le cas sur la marge gabonaise et la marge angolaise par exemple (Moulin, 2003).

La cinématique apporte donc plusieurs renseignements. Outre des positions paléogéographiques, elle retrace l'histoire d'une marge, c'est-à-dire son évolution depuis la cassure jusqu'à des stades avancés de l'océanisation. Les essais de synthèse cinématique traitent ainsi de l'ensemble de l'évolution d'un océan : ils consistent à refermer l'espace océanique créé, étape par étape, jusqu'à obtenir la position des continents avant toute accréation océanique. Le passage de la reconstitution initiale à la première reconstitution d'un stade océanique nous renseigne sur l'orientation de l'ouverture (initiale) qui n'est pas toujours perpendiculaire à l'orientation générale de la ligne de rupture. La reconstitution

initiale, en elle-même, contraint la quantité de mouvement horizontal autorisé entre les plaques lithosphériques obtenue à partir des observations géologiques. C'est un élément essentiel et indépendant pour aborder les problèmes d'amincissement des marges et pour discuter des implications des modèles existants. Dans l'Atlantique Sud, la reconstruction initiale proposée par Moulin (2003), ou plus exactement le serrage maximum possible, montre qu'il subsiste en tout état de cause un bassin continental aminci de plus de 330 km de large avant la cassure. L'amincissement de ce bassin ne peut donc pas s'expliquer par des modèles qui impliquent un mouvement horizontal supplémentaire (modèles à volume constant ou dits conservatifs), ce qui exclut par exemple un amincissement par étirement (modèle de McKenzie, 1978 ; *pure stretching*) ou un amincissement par l'existence d'une grande faille de détachement (modèle de Wernicke, 1981 ; 1985 ; *simple shear*).

A partir du moment où la croûte océanique a commencé à se mettre en place, il est généralement admis que les grands traits de l'évolution verticale d'une marge sont conditionnés par la subsidence thermique. Suivant cette façon de voir, les processus mis successivement en jeu peuvent se résumer par :

- la subsidence initiale rapide due à l'amincissement de la croûte continentale,
- la subsidence en rapport avec la charge sédimentaire accumulée,
- la subsidence thermique : la lithosphère se refroidit au fur et à mesure que la dorsale s'éloigne. Elle obéit à une loi empirique établie à partir d'observations sur la croûte océanique.

La première et la troisième ne sont pas sans poser de problèmes. La première, la subsidence initiale ou tectonique, généralement reconnue comme très importante, est expliquée par le réajustement isostatique dû à l'étirement de la croûte. Cette subsidence, liée à la notion d'amincissement de la croûte est abordée avec les modèles de reconstitution initiale. Nous avons précédemment évoqué l'implication de la fermeture de l'océan Atlantique Sud. La troisième, la subsidence thermique, souffre également d'importantes entorses. Les marges du pourtour de l'océan Atlantique Central sont bordées par une plate-forme carbonatée jurassique. Le rebord de cette plate-forme est marqué par la présence d'une construction récifale qui se développe dans la zone euphotique. Par conséquent, jusqu'au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur _ soit plus de 50 Ma après le début de l'accrétion océanique _ une portion de la marge est restée en position haute, à une profondeur proche de la surface de la mer. De même, dans l'Atlantique Sud, un forage pétrolier, de la compagnie Petrobras, dans le bassin de Campos, a montré que la formation carbonatée albo-aptienne semble s'être déposée à une profondeur proche de 0 mètres. Le début de l'accrétion

océanique est daté de la fin de l'Aptien, soit à la fin du dépôt du sel. Par conséquent, le système est encore en position haute après le début d'ouverture.

Enfin, cette subsidence est-elle influencée par le type d'accrétion océanique juste après la cassure (ultra-lente, lente ou rapide) ? Y'a-t-il un lien étroit entre la présence de croûte normale ou anormale (sur-épaisse, avec ou sans zone à vitesse anormale comme nous le verrons dans le chapitre suivant) et la vitesse d'écartement des plaques ? Existe-t-il une relation entre la dichotomie volcanisme/sel et vitesse d'accrétion rapide/lent ? Un travail sur la première croûte océanique devrait également être réalisé sur toutes les marges afin de tenter de répondre à toutes ces questions.

Le propos est donc d'obtenir des paléogéographies à différentes époques, d'étudier le passage de l'une à l'autre et de restituer les observations géologiques (de sismique, de forages, marqueurs paléobathymétriques, contexte géologique) pour chacune de ces paléogéographies.

Les paléogéographies, informations en plan, combinées avec des coupes sismiques (certaines possédant des jalons bathymétriques comme les carbonates, le sel, *etc.*) permettent de proposer une évolution pseudo-3D du système dans laquelle seront restituées les observations géologiques.

A la manière d'une introduction

Depuis les travaux pionniers de Bullard *et al.* (1965), le domaine de l'Atlantique a fait l'objet de nombreuses études cinématiques, de plus en plus détaillées. Pour l'Atlantique Central, deux grands modèles d'évolution existent : celui de Klitgord and Schouten (1986) et celui de Olivet *et al.* (1984). Chacun de ces modèles reposent sur une méthode cinématique particulière :

- les travaux de Klitgord and Schouten (1986) se basent essentiellement sur une interprétation poussée des anomalies magnétiques et leur meilleur ajustement possible. Nous verrons que l'ajustement des zones de fracture a une importance de moindre mesure,

- Olivet *et al.* (1984) et par la suite le groupe de travail, guidé par Olivet, dans lequel je m'inscris, considèrent en plus des anomalies magnétiques lorsqu'elles existent, toutes les structures géologiques homologues, notamment les zones de fracture en domaine océanique. Il s'agit alors de trouver les paramètres de rotation qui ajustent au mieux l'ensemble de ces observations.

Ces modèles datent d'une vingtaine d'années ; or, avec le temps, des données se sont accumulées, la carte magnétique de Verhoef *et al.* (1996) et la carte de gravimétrie satellitaire de Sandwell and Smith (1997) en sont des exemples. J'ai donc réexaminé l'identification des anomalies mésozoïques afin de vérifier, de valider ou d'infirmer les déterminations antérieures et de remettre à jour les modèles existants.

Après un rappel des concepts de base de la cinématique, nous décrirons les données prises en compte pour établir un nouveau modèle cinématique. Il s'agit dans un premier temps de présenter les données magnétiques préexistantes, puis de détailler les anomalies nouvellement identifiées. Je passerai également en revue les éléments géologiques complémentaires. Enfin, une comparaison des nouvelles paléogéographies sera faite avec celles de Klitgord and Schouten (1986) et celles de Olivet *et al.* (1984), époque par époque. Nous verrons ensuite l'implication de ces nouvelles paléogéographies sur l'évolution géodynamique de l'Atlantique Central.

I. Méthode cinématique

Il s'agit, ici, de décrire très brièvement quelques concepts de base de la cinématique, brillamment détaillés et explicités par Fidalgo dans sa thèse (2001, chapitre I).

I.1 Qu'est-ce qu'une reconstitution ?

Une reconstitution cinématique est une carte paléogéographique, c'est-à-dire une carte donnant pour une période donnée, les positions relatives des plaques les unes par rapport aux autres. Cette représentation est obtenue en choisissant tout d'abord et de façon arbitraire une plaque « fixe » (les mouvements dits absolus par rapport à l'axe de la Terre ne sont pas directement connus) ; puis, en faisant subir aux autres plaques une rotation qui les amènera de leur position actuelle à celle de l'époque considérée par rapport à la plaque fixe choisie.

Il est à noter que, sur les cartes, une plaque est figurée par des contours, le plus souvent la ligne de côte du continent mais ce n'est que pour la commodité de la lecture puisque la forme originelle du continent a pu se modifier.

I.2 Les bémols des modèles cinématiques

I.2.1. Les phénomènes géologiques

Les modèles cinématiques se fondent sur *l'hypothèse de la rigidité des plaques*. Cette notion implique qu'à l'intérieur d'une plaque, la déformation horizontale est faible, voire négligeable. Ce principe amène, dans de nombreux cas, à l'impossibilité d'obtenir des reconstructions cohérentes sans subdiviser les plaques. Il faut alors introduire les concepts de frontière de second-ordre et celui de déformation intraplaque.

Olivet *et al.* (1984) définissent la notion de *frontière de second-ordre* comme des « zones linéaires qui sont le siège de mouvement horizontal de petite amplitude, irrégulier et/ou lent comparé au mouvement relatif des plaques entre elles ». Cette notion amène à celle de *sous-plaque* ; les plaques majeures peuvent être divisées en sous-plaques par des frontières de second-ordre. C'est à partir de cette définition que, pour notre étude cinématique, la plaque africaine a été divisée en deux sous-plaques : la plaque Meseta et la plaque Afrique, séparées l'une de l'autre par l'accident sud-atlasique (ou faille de Tizi n'Test).

De plus, à l'intérieur même d'une sous-plaque, il existe des déformations, de moindres ampleurs, connues sous le nom de *déformation intraplaque*. Contrairement aux frontières de second-ordre, la déformation n'y est pas bien localisée, elle est diffuse. Fidalgo (2001) a montré que l'ordre de grandeur de ces déformations avoisine la dizaine de kilomètres.

I.2.2. Précision des données, précision de la méthode

La cinématique se définit classiquement comme la superposition d'anomalies magnétiques datées. Un bon ajustement (*fit*) tend à minimiser les recouvrements et les hiatus entre les anomalies homologues, situées sur des plaques différentes. Il semble alors logique de chercher à quantifier la qualité de ces assemblages par des méthodes mathématiques de minimisation des écarts : c'est le calcul du meilleur ajustement.

La précision mathématique a-t-elle un sens géologique ? Matias *et al.* (2005) ont abordé ce problème par l'exercice suivant : ils ont collecté un ensemble de données réelles (anomalies magnétiques et zones de fracture) prises au niveau de l'axe de la dorsale de l'océan Indien Equatorial et attribuées, soit à la plaque africaine, soit à la plaque indienne. Afin de rendre compte des erreurs possibles lors de la numérisation par exemple (document

de travail à échelle trop petite, *etc.*), une imprécision de l'ordre de 2,5 km a été ajoutée. A chacun de ce lot de données, ils ont appliqué les mêmes paramètres d'une rotation donnée (sans aucune déformation intraplaque). Le but de cet exercice simpliste, car sans déformation, était de retrouver le pôle originel au moyen des différentes méthodes mathématiques décrites dans la littérature. Il s'avère qu'il est impossible de retrouver le pôle exact avec cette imprécision sur les données ; ce dernier se situe en dehors de l'ellipse de confiance de 95%. Une question se pose alors : quel est l'ordre de précision des données réelles ?

En général, les calculs du meilleur ajustement considèrent uniquement la mesure géophysique ; ils négligent de nombreux facteurs tels l'imprécision liée à l'hypothèse de la rigidité des plaques, l'influence d'événements géologiques (phases tectoniques, phénomènes d'isostasie, *etc.*), les problèmes propres à la donnée (quantité de données, erreurs de positionnement, critères de pointage, ...). Toutes ces considérations ont amené Fidalgo (2001) à analyser le travail de Sloan and Patriat (1992). Les travaux de Sloan and Patriat (1992) remplissent les conditions idéales pour l'obtention d'un *best fit* : un levé magnétique haute résolution, une identification claire et rigoureuse des anomalies homologues, des segments jeunes et courts, *etc.* La figure II-1 illustre l'ajustement de ces anomalies magnétiques déduites à partir de quatre pôles de rotation :

- les dessins (a) et (b) montrent les résultats de Sloan and Patriat (1992). En (a), le pôle de rotation est calculé à partir des données de la zone ZARA. En (b), ils intègrent en plus les données de la zone FAMOUS pour déterminer leur pôle de rotation,

- le pôle de rotation du dessin (c) est estimé à partir du modèle NUVEL-1 pour l'anomalie C2A,

- le dessin (d) est réalisé à partir d'une interpolation des paramètres de rotation pour l'anomalie C5 de Klitgord and Schouten (1986).

Cette figure montre que, quelque soit le pôle de rotation utilisé (pôle déterminé à partir des données nouvelles ou avec des données plus globales mais parsemées), il subsiste des hiatus et des recouvrements dans l'ajustement des anomalies, de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Ces écarts dans l'ajustement peuvent s'expliquer soit par un problème lié à la donnée (erreur de positionnement, mauvaise reconnaissance des anomalies), soit par de la déformation intraplaque. Dans cet exemple, il semble que le problème soit lié à la déformation intraplaque puisque de mauvais ajustements demeurent avec des données de précision. Comment peut-on alors choisir entre ces quatre pôles de rotation ? Etant donné l'existence de la déformation intraplaque, la reconstitution réalisée avec le pôle de Klitgord

and Schouten (1986) est tout aussi valable que celles obtenues par Sloan and Patriat (1992) puisque les hiatus et les recouvrements ont le même ordre de grandeur. La précision de la méthode mathématique n'aide donc pas dans le choix d'un des pôles proposés.

Ainsi, comme le soulignent Matias *et al.* (2005), les études cinématiques de détail, qui semblent être autorisées par la nette amélioration des données géophysiques depuis deux décennies, doivent être obligatoirement validées par des vues plus globales où l'on peut examiner les conséquences des reconstructions aux limites des plaques en jeu. C'est ce qu'illustre la figure II-2 qui présente deux solutions pour la reconstitution de l'Ibérie à l'époque de l'anomalie C21 (Matias *et al.*, 2005). Deux segments d'anomalies magnétiques sur les plaques Amérique du Nord et Ibérie ont été identifiés, séparés par une zone de fracture. Les deux segments d'anomalies de la plaque ibérique ne peuvent pas être assemblés simultanément avec celui de la plaque nord-américaine. Deux solutions extrêmes sont présentées : un pôle de rotation ajuste correctement les anomalies du segment nord tandis qu'un autre aligne celles du segment sud. Les deux pôles de rotation ont des implications différentes au niveau du domaine pyrénéen, si on les applique à l'ensemble de la plaque : le pôle de rotation qui superpose les anomalies du segment sud entraîne un recouvrement de la plaque Ibérie sur la plaque Europe. En revanche, le pôle de rotation qui assemble les anomalies du segment nord laisse un espace entre ces deux plaques. Cet espace permet une compression postérieure et donc la formation des Pyrénées. Sans l'examen des conséquences dans un cadre géographique plus global, l'étude de détail sur l'un ou l'autre de ces segments semble tout aussi valide d'un point de vue strictement local. Ainsi, le pôle de Sloan et Patriat (1992) donné sur la figure II-1 implique un saut dans le mouvement entre l'anomalie C5 et l'actuel dont on doit mesurer les conséquences sur le terrain (Matias *et al.*, 2005).

La *méthode cinématique de Olivet (1978) et de Bonnin (1978)* intègrent en plus toutes les structures géologiques homologues existantes, notamment les zones de fracture. Cette méthode est fondée sur l'existence de points homologues définis par des objets géologiques qui ont dû coïncider au moment de leur formation. Ce peut être des points d'intersections entre une anomalie magnétique et une zone de fracture, ou bien la terminaison d'un alignement volcanique, ou encore le point de courbure d'une zone de fracture lié à un changement de direction d'accrétion océanique, *etc.*

Cette méthode tient compte des contraintes géologiques (zones de fracture, *etc.*) et permet d'utiliser des contraintes additionnelles comme des données magnétiques contournées (et non nécessairement des points discrets décrivant des anomalies magnétiques).

Soient deux points d'intersection A et B (figure II-3), de même âge appartenant à deux objets géologiques homologues sur deux plaques distinctes ; la rotation R, appliquée à la plaque mobile portant le point B, par rapport à la plaque fixe portant le point A, pour replacer ces deux points à leur position initiale, peut se décomposer en deux rotations successives :

- une première rotation amène le point B de la plaque mobile sur son point homologue A à l'époque considérée, en utilisant un pôle de rotation défini par un grand cercle qui joint les deux points A et B. A l'issue de cette première rotation, les deux points A et B sont confondus,

- la deuxième rotation se fait autour d'un axe ayant pour pôle le point A et permet de superposer les contours homologues auxquels les points A et B appartiennent.

Le pôle de rotation qui permet la détermination du meilleur *fit* est celui qui considère l'ensemble des observations : les linéaments magnétiques, les affleurements volcaniques, les structures continentales, les bassins sédimentaires, la répartition des évaporites, les anomalies magnétiques contournées, *etc.*

La question de l'utilisation des zones de fracture comme marqueurs précis des mouvements peut être posée : on peut en effet penser que ces zones de fracture sont soumises à des déformations liées aux changements de direction d'expansion qui les rendent peu fiables pour les reconstructions cinématiques.

Fidalgo (2001), en prenant comme exemple la zone de fracture Pico-Gloria, a cependant montré que les zones de fracture sont de très bons marqueurs cinématiques. La figure II-4 est une reconstitution entre les plaques africaine et nord-américaine ; elle illustre de façon remarquable l'ajustement des zones de fracture. De façon identique, la reconstitution de Moulin *et al.* (2005b) dans l'océan Atlantique Equatorial, à l'anomalie C34 (figure II-5), montre également un superbe alignement des zones de fracture homologues.

Ces exemples remarquables démontrent que les zones de fracture sont d'excellents marqueurs cinématiques.

Pour les stades initiaux de formation d'un océan, il faut chercher en plus d'autres contraintes cinématiques, d'autres critères géologiques (traits structuraux, morphologie des pentes continentales, bathymétrie, *etc.*). Pour la reconstitution initiale de l'océan Atlantique Central, Sahabi *et al.* (2004) utilisent, en plus des anomalies marginales homologues, la

limite réelle des bassins salifères marginaux homologues et les *hinge lines*². La figure II-6 montre la situation du système Atlantique Central à la fin du Sinémurien ; elle met en évidence une juxtaposition satisfaisante des bords vers l'océan des anomalies magnétiques marginales homologues, et de la limite externe des bassins salifères entre la Nouvelle-Ecosse et le Maroc. Les *hinge lines* sont parallèles. La figure II-7 illustre la reconstitution initiale du système de l'Atlantique Equatorial, proposée par Moulin *et al.* (2005b). Elle a été obtenue à partir de la situation à l'anomalie C34 et en utilisant la trajectoire des petits cercles calculés à partir du pôle C43-105 Ma de Campan (1995). Les petits cercles s'apparentent à des « rails » le long desquels l'Amérique du Sud coulisse vers l'Afrique. L'espace océanique se résorbe et le déplacement prend fin lorsque les linéaments précambriens de Kandi et de Sobral sont alignés, et que les plateaux de Demerara et de Guinée se juxtaposent. La position des continents est ainsi bien contrainte par les linéaments précambriens de Kandi et de Sobral, par le parallélisme des lignes de côtes et par l'homologie de forme des plateaux de Demerara et de Guinée.

I.2.3. La recherche de la cohérence

Olivet *et al.* (1984) définissent le modèle cinématique comme « un ensemble complexe, dont tous les éléments sont imbriqués suivant une certaine logique. On ne peut pas en principe en modifier un élément sans s'attaquer à tout un pan de l'ensemble ».

La recherche d'une cohérence générale semble évidente dans son principe ; elle l'est moins en pratique car cette démarche par tâtonnements englobe non seulement un grand nombre d'éléments de nature et de poids différents et nécessite de nombreux allers-retours. De plus, le principe de la cohérence doit également s'appliquer dans le temps ; il est essentiel de vérifier la cohérence du passage d'un stade de reconstruction à un autre. Un moyen de contrôle de la cohérence, en milieu océanique, passe par le calcul des trajectoires synthétiques (*flowlines*) à partir des paramètres de rotation intermédiaire. Ces dernières doivent s'ajuster avec les zones de fracture, expression géologique du mouvement relatif des plaques.

² La *hinge line* est l'endroit à partir duquel le socle plonge d'une profondeur de 2 à 4 km jusqu'à plus de 8 km. Dans l'Atlantique Central, la trace de cette zone charnière est symétrique de part et d'autre de l'océan et constitue un bon critère pour les reconstructions cinématiques.

I.3 Le logiciel Placa

Le logiciel Placa (Matias *et al.*, 2005) a été développé pour produire des illustrations pratiques de la tectonique des plaques à une échelle globale. Il permet de calculer des paramètres de rotation en utilisant les anomalies magnétiques, les zones de fracture, les alignements volcaniques et par différentes méthodes mathématiques et par la méthode de Olivet (1978) et de Bonnin (1978), ainsi que les ellipses de confiance. Cet outil est interactif, il est donc possible de modifier rapidement certains paramètres pour ajuster au mieux les structures homologues appartenant à différentes plaques et d'observer directement les conséquences que ces mouvements impliquent sur les limites de plaques. Chaque plaque et éléments qui lui sont associés sont identifiés par une couleur pour faciliter la visualisation et la distinction de l'ensemble des objets.

Tous les paramètres de rotation des reconstitutions de l'Atlantique Central de ce travail ont été obtenus avec le logiciel Placa.

Ce logiciel est libre d'accès (<http://www.ifremer.fr/drogm/Logiciel>).

II. Les données magnétiques

Chacune des marges homologues de l'océan Atlantique Central peut être divisée en deux parties, séparées l'une de l'autre par un alignement de structures volcaniques (figure II-8). Nous pouvons ainsi distinguer au nord des monts Kelvin et des îles Canaries, les bassins de Sohm et de Seine, et au Sud, les bassins de Hatteras et du Sénégal.

Je vais donc suivre ce découpage géographique pour décrire les données magnétiques.

L'ensemble de la marge est-américaine et le bassin de Seine sont bien renseignés par les données de la grille magnétique de Verhoef *et al.* (1996) (figure II-9) ; il en est autrement pour la marge ouest-africaine au sud de 26°N dépourvue jusqu'alors d'un travail de synthèse sur les profils magnétiques. Un des travaux de ma thèse a été de réaliser une grille magnétique en rassemblant toutes les données disponibles, principalement issues de la banque de données mondiales Geodas (figure II-9).

II.1 Les données de magnétisme, connues

La figure II-8 illustre les données magnétiques anté-cénozoïques de l'océan Atlantique Central en quatre domaines :

- Le domaine 1 se situe au niveau du plateau continental actuel, entre la ligne de côte et la première anomalie magnétique bien marquée et relativement continue. A ma connaissance, une seule anomalie a été décrite dans cette zone : la Brunswick Magnetic Anomaly,

- Le domaine 2 correspond aux anomalies magnétiques bordières, la East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) et son homologue africain, la West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA) et son extension vers le Nord, l'anomalie S'. Ces deux anomalies ont un caractère original de l'Atlantique Central. Si les auteurs s'accordent pour les définir comme les limites entre le continent et l'océan de part et d'autre de la dorsale, leur nature sous-jacente reste incertaine,

- Au-delà de la limite externe de ces deux anomalies, la zone 3 correspond à la Zone Magnétique Calme du Jurassique. Cette zone présente deux anomalies remarquables jusqu'alors reconnues sur le seul côté américain ; d'une part, la Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA) dont l'origine est très controversée : soit elle est attribuée à un saut d'axe d'accrétion, soit elle est considérée comme un marqueur d'une accélération de l'ouverture océanique, et d'autre part, l'anomalie E,

- Le domaine 4 marque la Zone des Anomalies Magnétiques Mésozoïques ; elle commence à l'endroit où se termine la Zone Magnétique Calme du Jurassique. Elle concerne l'ensemble des anomalies M, portant également le nom de séquence de Keathley.

II.1.1. La Brunswick Magnetic Anomaly

La BMA, décrite par Taylor *et al.* (1968), est constituée d'une anomalie négative, de forte amplitude (200 nT), qui se prolonge à terre par l'anomalie de Altamaha (Austin *et al.*, 1989 ; Higgins and Zietz, 1983). Elle devient parallèle à la ECMA entre les latitudes 31.5°N et 33.5°N et se prolongerait vers le Nord par une anomalie positive.

Plusieurs hypothèses sont émises pour expliquer son origine, elle serait soit :

- considérée comme une branche plus jeune que la ECMA (Klitgord and Behrendt, 1979), en ce qui concerne l'anomalie positive. Cette hypothèse est réfutée par les modélisations magnétiques qui semblent montrer que la source à l'origine de la BMA est différente de celle de la ECMA (Hutchinson *et al.*, 1983),

- associée au bassin de Brunswick, formé pendant la période de *rifting* mésozoïque (Hutchinson *et al.*, 1983). Cette idée est également rejetée après une analyse de profils sismiques qui ne montre pas de relation entre le bassin de Brunswick et la BMA (Nelson *et al.*, 1985),

- associée à une suture datée de la fin du Paléozoïque entre l'Afrique et l'Amérique du Nord (Austin *et al.*, 1990 ; Nelson *et al.*, 1985).

Sahabi (2004) et Sahabi *et al.* (2004), en intégrant les données de la grille de Verhoef *et al.* (1996), reprennent l'idée de Klitgord and Behrendt (1979). Ils dissocient alors la BMA en deux parties :

- le segment positif représente une portion du doublet de la ECMA : il est de même forme et semble correspondre à l'extension de la deuxième branche de la ECMA vers le Nord,

- le segment négatif correspond à la BMA.

Cette anomalie ne sera pas utilisée dans ce travail.

II.1.2. Les anomalies bordières

II.1.2.1. *Côté américain : la East Coast Magnetic Anomaly*

Découverte par Keller *et al.* (1954), la ECMA est une anomalie magnétique positive de forte amplitude, pouvant atteindre jusqu'à 350 nT, relativement continue (figures II-10 et II-11). Elle s'étend sur 2500 km le long de la marge est-américaine depuis la Caroline du Sud (33°N) jusqu'à la Nouvelle-Ecosse (44°N) au Nord.

Elle suit de près le bord du plateau continental, sauf au Sud de la Nouvelle-Ecosse où elle s'en écarte, et se retrouve à une centaine de kilomètres vers le large. Elle reproduit à 40°N et à 42°N, les deux grands décalages que fait la *hinge line* indiquant ainsi sa connexion avec la marge. Au Sud, elle se termine à la limite de la Floride, où elle oblique vers l'intérieur du continent américain en suivant les structures paléozoïques (figure II-11).

Sahabi (2004) subdivise la ECMA en trois parties :

- une partie septentrionale située entre 40°N et 44°N, au large de la Nouvelle-Ecosse,
- une partie médiane située entre 36.5°N et 40°N, dans le bassin de Baltimore,
- une partie méridionale située entre 31°N et 36.5°N, au large de la Caroline du Sud.

Dans la partie nord, la branche unique de la ECMA au sud se dédouble vers le nord à partir de la latitude 41.5°N. Son amplitude varie entre 100 nT et 250 nT pour diminuer jusqu'à disparaître complètement au nord. Elle présente une largeur de 70 km à 120 km. Du sud vers le nord, la direction de la ECMA passe NNE-SSO, puis ENE-OSO et enfin NNE-SSO.

En revanche, dans sa partie médiane, la ECMA est constituée par un seul segment de forte amplitude (~200 nT) d'une largeur de 60 km à 80 km. Elle s'étend suivant deux directions : entre 36.5°N et 39.5°N, l'orientation de l'anomalie est NNE-SSO, au nord de 39.5°N, l'orientation devient ENE-OSO. Ce changement de direction est parallèle à celui de la pente continentale.

La partie méridionale de la ECMA se distingue par son dédoublement en deux segments de forte amplitude comprise entre 200 nT et 350 nT. A ces latitudes, l'anomalie présente une largeur de 120 km de moyenne, et a une orientation générale NNE-SSO.

Notons par ailleurs que la présence des doublets coïncide avec les domaines salifères des marges passives.

La majorité des travaux s'accorde à considérer la ECMA comme la limite entre le continent et l'océan ; toutefois, il est important de noter l'étroite parenté de direction entre les structures appalachiennes et le tracé de l'anomalie qui, de ce fait, a souvent été interprétée comme la trace de la suture paléozoïque (Matte, 2002 ; McBride and Nelson, 1988).

Les deux points de vue ne sont pas exclusifs. Les études sismiques, quant à elles, démontrent la présence d'une croûte océanique dès sa limite externe (Holbrook *et al.*, 1994 ; Keen and Potter, 1995 ; Sheridan *et al.*, 1982)

II.1.2.2. Côté africain : la West African Coast Magnetic Anomaly

La ECMA a son conjugué sur la marge africaine, il s'agit de l'anomalie magnétique ouest-africaine : la **West African Coast Magnetic Anomaly**, illustrée à la figure II-12.

Moins bien échantillonnée, moins bien exprimée (son amplitude est environ deux fois plus faible que celle de la ECMA), elle se présente toutefois elle-aussi en trois segments :

- un segment septentrional, le plus échantillonné, composé de deux branches, entre 26°N et 35°N, représentant les anomalies S,
- un segment central, entre 20°N et 24°N, schématisé à partir des données pétrolières (*comm. pers.*), et marqué par une seule anomalie,
- un segment sud, situé entre 15°N et 20°N, qui correspond à l'anomalie continentale du Sénégal complétée par des données en mer. Ces deux anomalies constituent un doublet, à l'image de leur homologue américain.

Au Nord de 26°N, les travaux de Roeser (1982) ont permis de cartographier pour la première fois une anomalie (dénommée S1), très semblable à la ECMA par sa forme et sa situation (figure II-12). Toutefois, deux différences majeures sont à noter : une amplitude nettement moindre et une prolongation vers le Nord (de 32.25°N à 34.6°N). Sahabi (2004) et Sahabi *et al.* (2004) appellent cette dernière anomalie « S' », portion de l'anomalie S1 dépourvue de symétrie. Une autre anomalie, S3, double en partie l'anomalie S1 entre 29°N et 32°N, lui donnant une allure comparable à la ECMA sur la marge canadienne. L'ensemble de ces anomalies S (*Slope*) constitue un doublet et semble se terminer au Sud vers 26.30°N, à la rencontre du Sahara marocain.

Plus au Sud, entre 20.5°N et 25°N, une anomalie côtière semblable à l'anomalie S a été découverte par Rona *et al.* (1970). Il s'agit d'une anomalie magnétique positive adjacente à la marge, d'amplitude variant de 80 nT à 100 nT, qui ne montre pas de dédoublement. Son orientation est double : au nord de la latitude 22.5°N, elle suit une direction NE-SO ; au sud de 22.5°N, elle s'oriente N-S. Les données des pétroliers (*comm. pers.*) nous ont permis de définir avec précision le contourage de cette anomalie.

Plus au Sud encore, entre les latitudes 15°N et 18°N, Liger (1980) a décrit et interprété une anomalie rectiligne sur plus de 300 km, tout comme le segment de la ECMA qui lui fait face. Sur la base de ces travaux, Roussel and Liger (1983) et Olivet *et al.* (1984) estiment que cette anomalie du Sénégal constitue la terminaison sud de l'anomalie S et que l'ensemble forme l'homologue de la ECMA : la WACMA (West Coast African Magnetic Anomaly). Les travaux récents de Sahabi (2004) et Sahabi *et al.* (2004) soulignent l'existence d'une anomalie magnétique, située en mer entre les latitudes 15°N et 20°N, parallèle à l'anomalie continentale du Sénégal. Ces auteurs ont proposé que l'ensemble formé par l'anomalie du Sénégal et cette anomalie soit le doublet homologue qui marque ainsi le bord de la marge africaine.

Tout comme son homologue américain, les segments où l'anomalie est double se situent au niveau des bassins salifères.

La ECMA et la WACMA sont deux anomalies bordières qui se composent chacune de trois segments : un doublet au Nord, relayé par une anomalie simple dans la partie centrale, qui se poursuit vers le Sud par un autre doublet. La zone d'étude Dakhla se situe au niveau de l'anomalie simple, dans le domaine totalement dépourvu de sel.

II.1.3. La Zone Magnétique Calme du Jurassique (ZMCJ)

II.1.3.1. Définition

La Zone Magnétique Calme du Jurassique a été reconnue, en 1948, par une étude aéromagnétique sur la marge américaine (Keller *et al.*, 1954) et par l'analyse de profils bateau sur la marge africaine, au large de Dakar (Heezen *et al.*, 1953). La ZMCJ se caractérise par des anomalies magnétiques de très faible amplitude, de 10 nT à 50 nT³ (figures II-13 et II-14), exception faite pour l'anomalie E et la BSMA.

La limite vers le continent, que ce soit le continent nord-américain ou africain, de la ZMCJ correspond à la bordure externe des anomalies côtières précédemment détaillées, la ECMA et la WACMA. Si la limite vers le continent de cette zone magnétique a été clairement définie et acceptée, il n'en est pas de même pour celle vers l'océan qui a été soumise à des controverses. Depuis les travaux de Klitgord and Schouten (1986), il a été désormais admis que la limite externe de la ZMCJ est marquée par l'anomalie M25⁴.

II.1.3.2. L'anomalie E et la Blake Spur Magnetic Anomaly

L'anomalie E et la Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA) n'ont été reconnues jusqu'ici que sur la marge américaine.

A. L'anomalie E

³ A titre de comparaison, l'amplitude des anomalies de la séquence « M » varie entre 50 nT et 300 nT.

⁴ L'anomalie M25 est la dernière anomalie de la séquence de Keathley à être clairement identifiée.

L'anomalie E a été identifiée par Rabinowitz (1974) entre les latitudes 27°N et 39°N. Elle a une direction voisine de NNE-SSO jusqu'à 37.5°N où elle change de direction pour devenir ENE-OSO. Cette anomalie n'est pas datée par forages. D'après ce même auteur, l'anomalie E séparerait la zone calme en deux zones interne et externe. La zone interne, localisée à l'Ouest, serait caractérisée par une « véritable zone magnétique calme » ; elle serait située au-dessus du socle continental subsidant. La zone externe, à l'Est, serait marquée par des anomalies atténuées (à l'exception de la BSMA) et serait située à l'aplomb d'une croûte océanique. Dans cette définition, l'anomalie représente la limite entre le domaine océanique et continental.

Notons que la reconstitution initiale de l'océan Atlantique Central de Sahabi (2004) et Sahabi *et al.* (2004) replace cette anomalie dans le domaine océanique (les anomalies bordières ECMA et WACMA constituent les limites des marges américaine et africaine).

B. La Blake Spur Magnetic Anomaly

Reconnue au pied d'une partie de la marge nord-américaine, notamment entre les latitudes 26°N et 39°N, elle a été datée par le forage DSDP 534 (Sheridan *et al.*, 1982) de la base du Callovien, soit environ 165 Ma.

Son origine est soumise à deux hypothèses principales :

- Pour Vogt (1973), Klitgord and Schouten (1986), Kiltgord *et al.* (1995), l'anomalie Blake Spur correspondrait à la trace laissée à la suite d'un saut de dorsale vers l'Est, pendant le Jurassique moyen. Sur la marge américaine, demeurerait alors la portion la plus ancienne de croûte océanique atlantique,

- Pour Grow and Markl (1977), Markl and Bryan (1983), l'anomalie Blake Spur correspondrait à une frontière qui marque le passage d'un domaine océanique à morphologie "rugueuse" à l'Ouest à un domaine à morphologie plus lisse à l'Est. Ce changement de morphologie du socle océanique pourrait résulter simplement d'une accélération du taux d'expansion océanique (Olivet *et al.*, 1984).

Cette dernière hypothèse se voit renforcée par les travaux de Sahabi (2004) et de Sahabi *et al.* (2004) qui accordent une ouverture océanique plus précoce que les travaux précédents, permettant ainsi une première accréation océanique à vitesse très lente. Nous verrons que les résultats de ce travail corroborent cette hypothèse.

II.1.4. La Zone des Anomalies Magnétiques Mésozoïques

Les anomalies M, formant la séquence de Keathley, sont des anomalies magnétiques océaniques du même type que celles définies par Vine and Matthews (1963).

La marge ouest de l'Atlantique est le domaine le plus renseigné et dans lequel les linéations de Keathley sont les plus clairement visibles. Les anomalies ont tout d'abord été cartographiées au Nord des Bahamas (Bracey, 1968) et dans l'Atlantique Nord, à l'Ouest de 60°W (Anderson *et al.*, 1969). Par la suite, elles ont été largement reconnues depuis les Bermudes jusqu'au Grands Bancs (Vogt *et al.*, 1970 ; Barrett and Keen, 1976 ; Schouten and Klitgord, 1977 ; Rabinowitz *et al.*, 1979). L'identification de cette séquence d'anomalies sur la marge africaine repose essentiellement sur les travaux de Hayes and Rabinowitz (1975).

La séquence de Keathley est admise comme étant délimitée par l'anomalie M0 (125 Ma, base de l'Aptien ; Gradstein *et al.*, 2004), pour la partie la plus récente, et l'anomalie M25 (~154 Ma, base du Kimméridgien) pour la limite la plus ancienne. A partir de l'anomalie M22 (~150 Ma, base du Tithonien), l'amplitude de ces anomalies décroît fortement ; de 100 nT à 300 nT entre les anomalies M0 et M22, elle est comprise entre 20 nT et 50 nT entre les anomalies M22 et M25.

Du côté américain, la largeur de la ZAMM diffère au passage des monts Kelvin ; de 350 km dans le bassin de Sohm, elle s'élargit jusqu'à 500 km au niveau du bassin de Caroline. Sur la marge ouest africaine, la séquence ne montre pas de variation latitudinale forte, sa largeur avoisine 400 km.

Dans les bassins situés entre la Nouvelle-Ecosse et la Meseta, la particularité de cette séquence est marquée par la série M0-M4, connue sous le nom d'anomalie J, dont l'amplitude diminue vers le Sud. L'anomalie J, première fois reconnue par Heezen *et al.* (1959), est une anomalie magnétique de grande amplitude qui serait liée à une activité magmatique anormale lors d'une accréation subaérienne (Rabinowitz *et al.*, 1979).

II.2 Apport des données nouvelles de magnétisme

II.2.1. Origine des données magnétiques

Pour l'identification des anomalies magnétiques, j'ai eu recours à plusieurs types de données :

- la grille magnétique de Verhoef *et al.* (1996) (figure II-9) : cette compilation couvre l'ensemble de l'Océan Atlantique Central et Nord, au Nord des latitudes 27-28°N. Elle regroupe des données issues de campagnes en mer et des données aéromagnétiques. La densité des données est illustrée par la figure II-15,

- des fichiers numériques des pointés réalisés par d'autres auteurs (Olivet *et al.*, 1984 ; Klitgord and Schouten, 1986 ; Sahabi, 2004),

- les données magnétiques des pétroliers (Total) qui nous ont permis de contourner la partie centrale de la WACMA,

- notre grille magnétique (figure II-16) réalisée principalement à partir des profils magnétiques provenant de Geodas, complétés par des données propres à Ifremer et issues de communications personnelles de Roeser et Van der Linden (figure II-15).

II.2.2. La Zone Magnétique Calme du Jurassique

II.2.2.1. *L'anomalie E et la BSMA*

A. Côté américain

Le tracé des anomalies E et BSMA offre une forme voisine à celle de la ECMA. Il a été affiné grâce à la carte contournée de Verhoef *et al.* (1996) et la carte de Klitgord and Behrendt (1977) en ce qui concerne l'extension sud de la BSMA, au niveau des Bahamas. Au sud de la zone de fracture Jacksonville, la BSMA se retrouve décalée d'une cinquantaine de kilomètres vers l'Est par rapport au segment principal.

B. Côté africain

Aucun équivalent à l'anomalie E et à la BSMA n'a été reconnu sur la marge africaine. Or, dans l'hypothèse retenue de Olivet *et al.* (1984) où la BSMA correspondrait plutôt à une accélération du taux d'expansion océanique au Jurassique moyen, le côté africain devrait également être pourvu de son homologue. Les travaux de Sahabi (2004) et de Sahabi *et al.* (2004) vont dans ce sens, puisque ces derniers ont pointé quelques profils, mais ce pointé reste très incomplet. Dans le bassin du Sénégal, au Sud des îles Canaries, j'ai vérifié, modifié et complété le pointé de ces anomalies magnétiques marginales à l'aide d'une série de profils perpendiculaires à la marge et issus de notre carte magnétique.

Ainsi, j'ai pu identifier des pics, de faible amplitude, mais dont les caractéristiques s'apparentent à leurs prétendus homologues côté américain ; leur forme épouse celle de la ECMA et ils limitent l'étendue de l'anomalie magnétique négative forte vers l'océan. Cette dernière se retrouve sur les deux marges de l'Atlantique Central, avec une largeur et une amplitude plus importante du côté américain (figure II-17).

II.2.2.2. Les anomalies magnétiques linéaires

Au Nord des monts Kelvin et des îles Canaries, il n'existe ni anomalie E, ni BSMA clairement identifiées.

A. Côté américain

L'analyse détaillée des profils magnétiques et de la carte de Verhoef *et al.* (1996) a permis d'identifier des anomalies magnétiques linéaires, de faible amplitude. La figure II-18A représente une partie de la grille magnétique de Verhoef *et al.* (1996) ; la figure II-18B montre les linéations magnétiques grâce à quelques profils de navigation sélectionnés dans la grille de Verhoef *et al.* (1996) et le long desquels nous avons projeté les anomalies magnétiques, avec un angle de 10° le long des routes de navigation. Ces linéaments magnétiques sont d'orientation NNE-SSO, obliques à la direction de la ECMA.

B. Côté africain

Sur la marge africaine, la ZMCJ est perturbée par les édifices volcaniques cénozoïques. Toutefois, les zones peu ou pas affectées par ce volcanisme laissent entrevoir des linéations magnétiques. Les figures II-19A et II-19B montrent la présence d'anomalies magnétiques linéaires, de faible amplitude, d'orientation NNE-SSO, obliques à la direction de l'anomalie bordière et parallèles aux anomalies du domaine mésozoïque. Elles ressemblent aux anomalies d'accrétion océanique et sont parallèles aux anomalies de la séquence mésozoïque.

Pour Roeser *et al.* (2002), ces linéaments seraient liés aux variations d'intensité et/ou au changement de polarité du champ géomagnétique. Ces conclusions les amènent à les lier à l'accrétion océanique mésozoïque. Ils modélisent ces linéaments en utilisant la séquence M25-M41 et un taux d'accrétion océanique constant de 2,2 cm/an. L'extrapolation entre

l'anomalie M41 et l'anomalie S1 les amènent à dater le début de l'ouverture océanique à 170 Ma.

Trois remarques peuvent être faites :

- l'identification de l'anomalie M25 par ces auteurs diffère de la nôtre : ils la situent à une centaine de kilomètres plus à l'ouest,

- ils considèrent un taux constant entre l'anomalie M25 et l'anomalie S1. Nous verrons que ce n'est pas le cas. Et, cette hypothèse sous-estime l'âge de la ECMA,

- depuis les travaux de Sahabi (2004) et de Sahabi *et al.* (2004), l'âge de la cassure est désormais daté à 195 Ma ; ce qui est cohérent avec l'épisode volcanique CAMP.

Pour ces raisons, il n'est donc pas possible de vérifier l'implication de leurs résultats dans notre étude.

II.2.3. La Zone des Anomalies Magnétiques Mésozoïques

II.2.3.1. Choix des anomalies magnétiques à pointer

Par soucis de comparaison avec les travaux antérieurs et notamment avec ceux de Klitgord and Schouten (1986), j'ai choisi de travailler sur les anomalies M0, M10n, M16, M21 et M25.

J'ai également considéré l'anomalie M22 pour comparer mes travaux avec ceux de Olivet *et al.* (1984).

II.2.3.2. Identification des anomalies magnétiques

Pour identifier les anomalies magnétiques, les données doivent être comparées à un modèle. Ces modèles intègrent un certain nombre de paramètres, variables selon les logiciels utilisés, au minimum une échelle chrono-magnétique et le taux d'accrétion océanique estimé pour l'âge considéré.

L'identification d'une anomalie nécessite un va-et-vient entre le pointé et les reconstitutions cinématiques. Dans un premier temps, sur les profils, nous avons identifié et pointé les anomalies magnétiques qui nous intéressent à l'aide des travaux antérieurs (Olivet *et al.*, 1984 ; Klitgord and Schouten, 1986 ; Sahabi, 2004) et d'un modèle magnétique. Nous avons également reporté les profils magnétiques sur les cartes d'anomalies contourées car elles nous servent de guide pour la continuité et la cohérence du pointé d'une anomalie.

L'anomalie magnétique ayant été identifiée, il faut alors choisir un critère de pointage qui sera adopté pour l'ensemble du travail. Certains auteurs pointent les maxima/minima, d'autres, le passage à la valeur zéro d'un côté ou l'autre de l'anomalie. Pour mon pointé, j'ai suivi la démarche de Klitgord and Schouten (1986) et Sahabi (2004) qui consiste à pointer les minima pour la séquence mésozoïque (exception faite pour l'anomalie M22 qui est un maximum).

Dans un deuxième temps, il faut valider le pointé des anomalies. Après avoir réalisé les reconstitutions cinématiques pour les époques correspondant à chaque anomalie identifiée, nous affinons le modèle magnétique initial en lui appliquant de nouveaux paramètres. Il s'agit des vitesses d'accrétion pour chaque stade, calculées à partir des paramètres de rotation. Il suffit alors de vérifier si l'anomalie calculée coïncide avec l'anomalie observée. Si tel est le cas, nous pouvons considérer que le pointé est correct, le cas échéant, on se doit de reconsidérer le pointé. Il faut alors refaire l'intégralité du travail, à savoir l'identification de l'anomalie, déterminer de nouveaux paramètres de rotation pour l'époque considérée et refaire une vérification par la modélisation.

La figure II-20 pour le côté américain et la figure II-21 pour celui africain montrent la corrélation entre les anomalies magnétiques identifiées et les modèles magnétiques calculés à partir de l'échelle de Gradstein *et al.* (2004).

II.2.3.3. Résultats du pointé

Après comparaison des profils magnétiques entre eux et avec les modèles, il est intéressant de relever les observations suivantes :

- l'amplitude d'une anomalie varie suivant la latitude. L'intensité du champ magnétique est plus élevée au pôle. Les bassins de Sohm et de Seine sont les plus proches du paléopôle, ils présentent donc des anomalies de plus forte amplitude,

- l'échantillonnage des données n'est pas le même sur l'ensemble de la zone. La morphologie d'une anomalie varie donc latéralement. L'anomalie M16 se situe entre un double maximum dans le modèle du bassin du Sénégal. Ce double pic est bien visible sur les profils 1, 4, 6, 7 et 8 de la figure II-21 et moins évident sur les coupes 3, 5 et 9,

- dans le bassin de Sohm, autour de l'anomalie M0, nous observons une anomalie d'amplitude excessive, c'est l'anomalie J. Dans cette zone, le négatif n'est plus marqué, il s'inscrit dans un gradient. C'est le milieu du gradient que nous avons choisi pour définir l'anomalie M0 (figure II-20).

Il est donc à retenir, en général, que :

- compte tenu de la grande variabilité de la morphologie et de l'amplitude d'une anomalie, il est plus facile de l'identifier lorsque la répartition des profils est dense et homogène,

- il est souvent plus facile d'identifier une séquence d'anomalies qu'une anomalie isolée,

- du point de vue de la précision du pointage, la variabilité de la forme de chacune des anomalies rend parfois difficile leur pointage ; j'ai autant que possible pointé le centre des anomalies et leur minimum. Malgré cette vigilance, il existe des exceptions locales, notamment pour les anomalies M0 et M10n, pas très bien marquées par endroits et où j'ai choisi de pointer le milieu des gradients,

- l'interprétation des anomalies reste une méthode très subjective et peut être sujette à discussion. J'ai essayé de garder une cohérence dans le pointé des anomalies sur l'ensemble des profils. Elle consiste à considérer non seulement les profils magnétiques mais aussi les cartes d'anomalies contourées, à augmenter la densité des pointés en intégrant les anomalies rotées, à faire un va-et-vient entre les pointés et les reconstructions cinématiques.

II.2.3.4. Comparaison avec les pointés de Klitgord and Schouten (1986)

Les pointés de Klitgord and Schouten (1986) ont été des guides précieux. Les figures II-22 et II-23 mettent en évidence les modifications des interprétations entre ces auteurs et ce travail.

A. Côté américain

Le pointé des anomalies coïncide en grande partie avec celui de Klitgord and Schouten (1986). La différence majeure se situe au niveau de l'anomalie M25 (figure II-22). Au Nord de 35.5°N, Klitgord and Schouten (1986) la déplacent de 40 km à 50 km environ plus à l'ouest. Dans le bassin de Hatteras, une différence de pointé s'observe à l'anomalie M10n, vers 35°N de latitude. Klitgord and Schouten (1986) identifient une portion d'anomalies en direction oblique de l'isochrone M10n. Ce pointé paraît quelque peu étrange, et le manque de données dans cette zone ne me permet ni de le valider ni même de le rejeter. J'ai choisi de ne pas le représenter.

Les autres différences notables sont très localisées, elles s'expliquent par un souci de cohérence et d'homogénéité latérale.

Le nombre de pointés est différent, celui Klitgord and Schouten (1986) est plus important que le mien. Ces auteurs ont pu bénéficier de données qui n'ont pas été intégrées dans la compilation de Verhoef *et al.* (1996). J'aurais pu utiliser leur pointé comme donnée complémentaire mais faute de pouvoir le vérifier, j'ai préféré ne pas l'intégrer surtout lorsque les anomalies prennent parfois des directions étranges. L'anomalie M10n citée précédemment en est un exemple. J'ai choisi de pointer uniquement les anomalies que j'identifiais clairement.

B. Côté africain

Pour l'anomalie M10n, le segment situé entre les latitudes 29°N et 31°N est décalé d'une vingtaine de kilomètres vers l'Ouest dans notre interprétation (figure II-23). Dans cette zone où les anomalies sont difficilement identifiables, ce sont les reconstitutions qui ont déterminé le choix du pointé. Il en est de même pour l'anomalie M16, entre 29°N et 34°N. Notre identification de l'anomalie M25 diffère grandement de celle de Klitgord and Schouten (1986). Au Nord de 33°N, elle se retrouve à une vingtaine de kilomètres plus à l'Est, tandis qu'au Sud de 24°N, elle est environ 50 km plus à l'ouest.

Il est également intéressant de noter que le pointé des anomalies, quelle que soit l'époque considérée, reste plus important du côté africain que celui de Klitgord and Schouten (1986). En effet, la compilation des données magnétiques a permis de disposer de profils magnétiques pour l'identification des anomalies et la réalisation de la carte nous a permis de les suivre de façon continue sur l'ensemble de la zone.

III. Les autres données

III.1 Les données altimétriques

III.1.1. Principe

La planète Terre est sphérique en première approximation.

En deuxième approximation, sa forme s'apparente à celle d'un ellipsoïde aplati aux pôles. L'aplatissement est de l'ordre de 1/298 : la Terre est renflée à l'équateur de sorte que son rayon équatorial est supérieur de 21 km à son rayon polaire.

En troisième approximation, la dissymétrie entre les deux hémisphères confère à la Terre une forme de poire. Le pôle Sud est plus aplati que le pôle Nord (de 32 m environ).

La décroissance de l'importance de ces ordres de grandeur justifie ainsi le choix d'un ellipsoïde de référence comme représentation simplifiée de la forme de la Terre.

Cependant, la répartition des masses à l'intérieur du globe n'est pas homogène et les surfaces équipotentielles du champ de gravité de la Terre s'écartent plus ou moins de cette approximation. Une de ces équipotentielles, le géoïde, coïncide avec le niveau moyen des mers au repos. La surface des océans, une fois les variations temporelles (vent, marée, circulation océanique, ...) supprimées, est donc une représentation physique de cette surface. Ses variations par rapport à l'ellipsoïde de référence, dites anomalies du géoïde, sont obtenues à partir des mesures d'altimétrie radar depuis les satellites.

L'altimétrie émet une onde radar, très haute fréquence, en direction du sol et reçoit en retour l'écho réfléchi par la surface de la mer. L'analyse de l'écho après réflexion sur la surface permet d'extraire avec précision le temps de trajet aller-retour de l'onde. La hauteur des mers est estimée par rapport à un ellipsoïde de référence. Si la répartition des masses dans la Terre était homogène, le géoïde et l'ellipsoïde de référence devraient coïncider. Des variations, ou anomalies du géoïde, sont liées à des sources différentes (topographie, réponse mécanique de la lithosphère, manteau, interface noyau-manteau) reconnaissables en fonction de leur longueur d'onde. Le géoïde est influencé par les masses selon une fonction de $\left(\frac{1}{R}\right)$.

La dérivée du géoïde, l'accélération, est fonction de $\left(\frac{1}{R^2}\right)$: les masses profondes auront moins de poids sur la valeur gravimétrique que sur le géoïde. En première approximation, les anomalies de gravimétrie représentent donc la bathymétrie des fonds marins (plus grande différence de densité et plus petite distance). Il est donc possible de cartographier les zones de fractures et autres reliefs sous-marins à partir de données altimétriques.

III.1.2. Origine des données

Les données d'altimétrie proviennent de la grille des anomalies gravimétriques de Sandwell and Smith (1997), au pas de 1×1 minute. Cette grille est issue des données d'altimétrie satellitaire des satellites GEOSAT et ERS1 dont la densité fournit une vue

détaillée des structures océaniques avec une résolution de la dizaine de kilomètres, entre les latitudes 72°N et 72°S.

A partir de ces données, j'ai donc interprété et numérisé les zones de fracture et les reliefs sous-marins (volcans pour la plupart). Dans l'ensemble du domaine de l'Atlantique Central, les zones de fracture sont représentées de manière simplifiée par le tracé des minima : ces derniers correspondent au fond des vallées (figure II-24). Certains segments de zones de fracture ne sont pas marqués par une morphologie en vallée claire mais par un flanc raide et un autre moins abrupt. Dans ces cas-là, mon tracé de l'axe passe par le milieu du gradient fort. Les zones de fracture considérées comme étant homologues et utiles pour contraindre les reconstitutions cinématiques de ce travail ont bénéficié d'une interprétation très précise : en plus du tracé de la vallée, j'ai également représenté ses bordures.

Les reliefs volcaniques sont contourés à la base du gradient positif.

III.2 Les données géologiques

Les structures terrestres nous renseignent sur les mouvements à prendre en compte dans les reconstitutions comme nous l'avons vu en introduction de ce chapitre. Pour cette étude, deux régions sont à connaître : le domaine atlasique (figure II-25) et l'ensemble composé de la dorsale de Reguibat et des Ouled Dlim (figure II-26).

Dans le domaine atlasique, un certain nombre de structures sont à considérer pour contraindre les mouvements dans cette étude cinématique.

Le Haut-Atlas est une chaîne intracontinentale qui résulte de l'inversion, à partir du Crétacé supérieur, d'un ancien bassin formé pendant la période de distension triasico-liasique (Laville *et al.*, 1977). Cette chaîne est bordée par des zones de fracture dont la Zone de Faille de Tizi n'Test (ZFTT) au Sud. La ZFTT est généralement considérée comme étant à jeu biphasé : jeu dextre hercynien et tardi-hercynien, et senestre post-hercynien (Mattauer *et al.*, 1977 ; Proust *et al.*, 1977 ; Le Pichon *et al.*, 1977). Des études récentes (Qarbous *et al.*, 2003) envisagent un fonctionnement de la zone beaucoup plus complexe. La différence notable se situant au Jurassique moyen : la ZFTT semblerait avoir joué en coulissage dextre.

Bien que le fonctionnement en décrochements depuis la fin du Paléozoïque soit admis, l'amplitude et le sens de leur rejeu horizontal restent encore sujets à débat. Il demeure néanmoins modeste (de l'ordre de la dizaine de kilomètres).

Ces études montrent toutefois clairement le rôle majeur de la zone de faille de Tizi n'Test dans l'évolution du Haut-Atlas en tant que limite principale entre les domaines mésétien et anti-atlasique. La Meseta occidentale apparaît donc comme étant un micro-bloc légèrement découplé du craton africain, sans en être totalement désolidarisé.

Dans la zone de Dakhla, l'ensemble précambrien formé par la dorsale de Reguibat et les Ouled Dlim est bordé au Nord par le bassin de Tarfaya-Laayoune, où on observe également une extension post-triasique de direction NE-SO (Abou Ali, *comm. pers.*).

Echelle de temps considérée

La définition de l'échelle magnéto-stratigraphique⁵ utilisée est importante dans tous les travaux géologiques et elle est fondamentale dans un travail comme celui-ci. L'emploi d'une échelle plutôt qu'une autre va modifier certains calculs : les taux d'ouverture océanique par exemple. Le taux d'expansion océanique se calcule à partir des paramètres de rotation. Pour une même rotation intermédiaire, la variation de l'âge absolu attribué aux isochrones pour lesquelles cette rotation est définie va modifier le taux d'expansion calculé.

La figure II-27 montre les différences que présentent, pour les temps mésozoïques, une série de trois échelles chrono-stratigraphiques et magnéto-stratigraphiques :

- (A) correspond à l'échelle magnéto-stratigraphique de Kent and Gradstein (1986), utilisée dans les travaux cinématiques de Klitgord and Schouten (1986),
- (B) représente l'échelle de Gradstein *et al.* (1994),
- (C) est l'échelle de Gradstein *et al.* (2004) que j'utilise dans ce travail. Les références temporelles extraites des publications utilisées seront transposées dans cette échelle (figure II-28).

IV. La Cinématique de l'Atlantique Central

Un des premiers modèles cinématiques de reconstitution initiale fut celui de Bullard *et al.* (1965). Ces auteurs se fondaient sur la morphologie des pentes continentales, et plus précisément sur l'isobathe des 500 brasses pour reconstituer, au moyen d'un algorithme mathématique, la paléogéographie initiale. Quelques années plus tard, Le Pichon and Fox

⁵ L'échelle magnéto-stratigraphique doit comporter un calendrier stratigraphique et un calendrier magnétique, les deux calés par rapport à une échelle des âges absolus.

(1971) et Le Pichon and Hayes (1971) interprètent un certain nombre de structures dans l'océan Atlantique Central et Sud (les « *marginal fracture zones* ») et s'en servent pour modifier la reconstruction initiale de Bullard *et al.* (1965). Par la suite, les modèles ont intégré l'interprétation des anomalies magnétiques (Klitgord and Schouten, 1986) et également des contraintes complémentaires comme la géométrie des bassins salifères marginaux (Wissmann and Roeser, 1982 ; Olivet *et al.*, 1984).

Comme nous le verrons plus tard, tous ces modèles se heurtaient à un certain nombre de difficultés, notamment des hiatus et/ou des recouvrements.

Nous allons examiner les deux grands modèles d'évolution globale de l'Atlantique Central qui existent : celui de Olivet *et al.* (1984) et celui de Klitgord and Schouten (1986). Nous nous intéresserons aussi à la reconstitution initiale de Sahabi *et al.* (2004).

IV.1 Modèles d'évolution

IV.1.1. Le Modèle de Olivet *et al.* (1984)

Olivet *et al.* (1984) étudient l'évolution de l'Atlantique Nord et Central entre les Caraïbes et l'Islande, depuis la fin du Lias jusqu'à l'Actuel. Tout comme ce présent travail de thèse et bien d'autres (Unterneh, 1982 ; Archambault, 1984 ; Fidalgo, 2001 ; Moulin, 2003 ; Sahabi, 2004 pour ne citer que ceux intéressant le domaine Atlantique), ils suivent les lignes maîtresses suivantes:

- une importance égale donnée au bon ajustement des anomalies magnétiques et à l'alignement des zones de fracture considérées homologues,
- le souci d'intégrer les données géologiques dans le modèle cinématique,
- la recherche de la cohérence,
- l'utilisation de la méthode des points homologues de Olivet (1978) et de Bonnin (1978) pour le calcul des paramètres de rotation.

Les grandes lignes du modèle sont schématisées sur la figure II-29. Il s'agit de la reconstitution initiale datée à la fin du Lias (figure II-29A) et des reconstitutions aux anomalies M22 et J (figures II-29B et II-29C).

Les hypothèses de départ de ce modèle reposent sur la mise en correspondance des zones structurellement comparables : l'alignement Kelvin-Canaries et les deux bassins triasico-liasiques à évaporites reconnus au Nord entre le Maroc et la Nouvelle-Ecosse. La figure II-29A illustre leur reconstruction initiale qui porte l'Afrique très au Sud. Pour obtenir cette situation, ces auteurs sont partis de la situation à l'anomalie M22 (figure II-29B). Ils ont suivi la direction indiquée par l'alignement des monts Kelvin et des îles Canaries jusqu'à ce que l'anomalie E américaine vienne épouser le bas de la pente continentale africaine. En même temps, les bassins à évaporites se trouvent juxtaposés. Cette reconstitution présente la situation, après les phases de distension triasico-liasique, responsable de la structuration des marges continentales, et juste avant la création de la première croûte océanique. Elle met en regard les bassins et les zones hautes. Notons toutefois que cette reconstitution laisse subsister de vastes bassins marginaux.

L'anomalie BSMA ne bénéficie pas d'une reconstruction mais elle marque tout de même une phase cinématique à part entière qui perdure jusqu'à l'anomalie M22. Elle est marquée par un changement de morphologie du socle et elle est associée à une accélération du taux d'ouverture : il passe à 3,7 cm/an⁶ entre cette anomalie et l'anomalie M22.

La reconstruction à l'anomalie M22 (figure II-29B) a été obtenue en suivant, à partir de la situation à l'anomalie J, une direction parallèle à la partie la plus orientale de l'alignement des monts Kelvin et en superposant les anomalies magnétiques telles qu'elles étaient définies à l'époque. La situation à cette époque montre un alignement remarquable entre les monts Kelvin et les îles Canaries. L'alignement du mont Ampère au Nord, qui se trouve alors au pied de la marge de Terre-Neuve, a une orientation comparable. Les auteurs précisent que, bien que les monts Canaries et Ampère résultent d'une tectonique et d'un volcanisme récent, ces alignements suggèrent que des directions anciennes de fracture ont été réactivées. L'anomalie M22 correspond approximativement à un changement notable de l'orientation du mouvement relatif entre l'Afrique et l'Amérique du Nord. Le taux moyen d'ouverture entre l'anomalie M22 et l'anomalie J est nettement ralenti (environ 1,7 cm/an) comparé à celui de la période précédente. Ce stade coïnciderait avec le début de la phase cimmérienne tardive. Située près de la limite Jurassique-Crétacé, cette phase affecte l'ensemble des bassins anté-jurassiques, depuis les marges de Terre-Neuve à la mer de Barents (forts mouvements verticaux, rejeu de structures salifères, érosion intense).

⁶ Les taux d'accrétion océanique ont tous été calculés à partir de l'échelle de Gradstein *et al.* (2004) pour faciliter la comparaison entre les divers travaux cinématiques présentés. Il s'agit de taux entier (et non de demi-taux).

La figure II-29C illustre la situation à l'époque de l'anomalie J. Cette anomalie (M0-M3) est bien définie dans la partie nord de l'Atlantique Central. Leur reconstitution se base sur la juxtaposition des anomalies magnétiques. Les rides anormales du sud de Terre-Neuve et de Joséphine-Madère se superposent ; elles sont les témoins d'une dorsale anormale lente ayant fonctionné à cette époque (Tucholke *et al.*, 1979 dans Olivet *et al.*, 1984). A partir de l'anomalie M0, l'ouverture est plus rapide (3,8 cm/an). Au Nord, le mouvement de l'Ibérie épouse celui de l'Afrique, entraînant l'ouverture du golfe de Gascogne.

IV.1.2. Le Modèle de Klitgord and Schouten (1986)

Les travaux de Klitgord and Schouten (1986) s'intéressent à l'ensemble de l'évolution du domaine Atlantique Central, depuis le stade initial (avant cassure et formation de la première croûte océanique) jusqu'au stade récent (anomalie 5).

La démarche de ces auteurs donne priorité au bon ajustement des anomalies magnétiques. Ils tiennent également compte des zones de fracture de façon à ce que les trajectoires synthétiques calculées à partir des paramètres de rotation suivent l'orientation de ces dernières.

La figure II-30 synthétise les lignes directrices du modèle, du Jurassique à l'Aptien. Il se schématise en cinq grandes phases d'évolution : le stade initial, l'époque de la BSMA, les reconstructions aux anomalies M21, M10n et M0. Ces différents stades correspondent à des grandes phases de réorganisations cinématiques qui se traduisent soit par des changements dans la direction du mouvement relatif des plaques soit par des variations importantes du taux d'accrétion océanique soit par les deux.

La figure II-30A correspond à leur reconstitution initiale. Les hypothèses de départ sont les suivantes :

- les bassins marginaux situés sur les marges nord-américaine et africaine reposent soit sur de la croûte continentale amincie, soit sur de la croûte transitionnelle,

- la ECMA et son homologue africain (le segment central prolongé au Sud par l'anomalie du Sénégal à terre) marquent le début de l'accrétion océanique.

Leur stade initial, avec fermeture minimale, place la ECMA contre la limite de la province salifère du Maroc, tel qu'ils les déterminaient à l'époque. Elle met en opposition les bassins et les zones hautes. Cette situation, à 175 Ma, marque le début de l'accrétion océanique. L'âge de 175 Ma est obtenu par extrapolation du taux d'ouverture de la période

BSMA-M21, en utilisant l'échelle chrono-magnétique de Kent and Gradstein (1986) et en supposant un saut d'axe d'accrétion à l'époque de la BSMA. Le taux initial d'ouverture océanique serait donc de 3,5 cm/an, équivalent à celui BSMA-M21. L'ouverture suit un mouvement en ciseaux : la quantité de croûte créée au Sud est plus importante que celle créée au Nord. Cette observation suggère que l'ouverture commencerait au Sud puis se propagerait vers le Nord.

La reconstitution à la BSMA (figure II-30B) a été obtenue en considérant la BSMA et l'anomalie S1 homologues. La situation à cette époque montre donc un alignement entre ces deux anomalies. L'époque de la BSMA se caractérise, au sud de la zone des monts Kelvin et des îles Canaries, par un saut d'axe d'accrétion vers l'est, ce qui laisse la croûte océanique et l'anomalie magnétique associée du côté américain. Le mouvement relatif des plaques garde toutefois la même direction jusqu'à l'anomalie M21, et aucun changement significatif du taux d'expansion océanique est à noter depuis le stade d'océanisation : il est estimé à 3,5 cm/an.

La reconstitution à l'époque de l'anomalie M21 (figure II-30C) est fondée sur la superposition des anomalies magnétiques M21. A partir de l'anomalie M21, le mouvement amène l'Afrique légèrement plus vers le Nord, et de façon moins rapide que précédemment. Le taux d'ouverture est de 2,8 cm/an entre l'anomalie M21-M16 et il diminue encore légèrement (~1,9 cm/an) entre M16-M10. Les auteurs associent cette phase à un saut de dorsale du golfe du Mexique vers le domaine des Caraïbes.

La figure II-30D correspond à la reconstitution à l'anomalie M10n. Les auteurs se fondent toujours sur la superposition des anomalies magnétiques homologues. A partir de cette époque, la direction d'écartement des plaques change de façon notable, la vitesse d'ouverture augmentant à ~2,6 cm/an. Ce changement coïnciderait avec la période de *rifting* et le début d'ouverture océanique dans l'Atlantique Sud et entre les Grands Bancs et la plaque Ibérie.

Le stade à l'anomalie M0 (figure II-30E) superpose les anomalies magnétiques homologues. Elle correspond à la propagation de l'ouverture océanique vers le Nord dans l'Atlantique Nord, tandis que les systèmes Atlantique Central et Sud commencent à se rejoindre. A partir de l'anomalie M0, le taux d'ouverture augmente à 4,2 cm/an : l'ouverture s'accroît depuis l'Afrique jusqu'à Rockall Trough.

IV.1.3. Comparaison des deux modèles

IV.1.3.1. *Le stade initial*

Les stades initiaux de Olivet *et al.* (1984) et de Klitgord and Schouten (1986) reposent sur trois différences majeures dans :

- la conception d'assemblage,
- les contraintes utilisées pour réaliser leur assemblage,
- les éléments pris en compte pour dater le début de l'accrétion océanique.

Deux conceptions possibles peuvent être envisagées pour restituer le stade initial. Pour faire leur assemblage des continents, Olivet *et al.* (1984) utilisent les données magnétiques (anomalie E) et des critères géologiques complémentaires : les provinces salifères entre le Maroc et la Nouvelle-Ecosse, la pente continentale. Ils mettent en correspondance les zones structurellement comparables. La fermeture est limitée par la mise en contact des zones hautes au sud et la juxtaposition des bassins salifères au nord. L'extension de la croûte continentale sous les bassins situés de part et d'autre est nécessairement faible dans cette interprétation. Les mouvements horizontaux sont limités par les avancées du Cap Blanc et du Cap Hatteras.

Klitgord and Schouten (1986) ne s'occupent pas du problème du recouvrement des bassins salifères. Ils assemblent les continents en considérant la ECMA et son homologue. Ils établissent une reconstitution par emboîtement : aux zones hautes et aux marges étroites correspondent des bassins et inversement. L'emboîtement des structures permet d'envisager une fermeture beaucoup plus importante que celle de Olivet *et al.* (1984). Dans leur reconstitution, le bassin de Baltimore est en vis-à-vis avec le Cap Blanc et le bassin salifère de Mauritanie se situe en domaine océanique.

Enfin, les éléments considérés pour attribuer un âge au stade initial sont différents :

- Olivet *et al.* (1984) considèrent l'arrêt du dépôt du sel comme synchrone du début de l'océanisation. La fin du Lias marquerait donc le début d'ouverture de l'Atlantique Central,
- Klitgord and Schouten (1986) détermine l'âge de 175 Ma à partir d'une extrapolation du taux d'accrétion de la phase suivante (entre la BSMA et M21) à la phase initiale.

IV.1.3.2. Modèles d'évolution

Le modèle d'évolution de chacun des auteurs présentent des différences pour :

- le taux et la direction d'ouverture initiale,
- le nombre de phases de réorganisation cinématique associées à un changement du mouvement relatif entre l'Afrique et l'Amérique du Nord et/ou à une variation de l'accrétion océanique.

Le modèle de Olivet *et al.* (1984) présente un mouvement d'ouverture initial entre l'Afrique et l'Amérique du Nord extrêmement lent. Il suit la direction donnée par l'alignement des monts Kelvin et des îles Canaries. Si ce mouvement conserve la même direction pendant près de 30 Ma (entre le stade initial et l'anomalie M22), le taux d'ouverture ne reste cependant pas le même. Une première phase de réorganisation se situe à la BSMA : elle semble uniquement liée à un changement de vitesse d'accrétion océanique. Olivet *et al.* (1984) n'ont pas établi une reconstitution à cette époque mais ils notent un changement dans la rugosité du socle qui serait probablement lié à cette accélération du taux d'ouverture : de lent, il passe à 3,7 cm/an. La deuxième phase de réorganisation cinématique se situe à l'anomalie M22. Ils notent un changement notable de l'orientation du mouvement relatif entre l'Afrique et l'Amérique du Nord et le taux ralentit nettement comparé à celui de la période précédente (environ 1,7 cm/an).

L'évolution initiale proposée par le modèle de Klitgord and Schouten (1986) est complètement différente de celle de Olivet *et al.* (1984). L'ouverture entre l'Afrique et l'Amérique du Nord se fait suivant un mouvement en ciseaux avec un taux voisin de 3,5 cm/an. L'époque de la BSMA est marquée par un saut d'axe d'accrétion vers l'Est sans variation notable de la vitesse d'expansion océanique : c'est la première phase de réorganisation cinématique de l'Atlantique Central. Entre le stade initial et l'anomalie M21, la direction d'ouverture reste identique : elle est oblique à l'alignement des monts Kelvin et Canaries. Cette reconstitution initiale porte l'Afrique nettement plus au Sud que dans celle proposée par Olivet *et al.* (1984). La reconstitution à l'anomalie M21 est voisine de celle proposée pour l'anomalie M22 par Olivet *et al.* (1984). Une deuxième phase de réorganisation majeure se situe à l'anomalie M21 : elle se traduit par un changement de direction de mouvement et un ralentissement de la vitesse d'accrétion océanique. Et enfin, la troisième phase se situerait à l'anomalie M10n.

IV.1.4. L'ajustement initial de Sahabi *et al.* (2004)

Sahabi *et al.* (2004) se fondent sur la réinterprétation de deux éléments clés pour réaliser leur reconstruction initiale :

- l'équivalent de la East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) : la WACMA. Cette anomalie a été décrite en détail dans le chapitre précédent,

- l'extension de la province salifère triasico-liasique du Maroc et de la Nouvelle-Ecosse. Les bassins salifères des marges américaine et africaine ont une répartition très voisine : leur extension et leur situation vis-à-vis des structures de la marge, et en particulier des anomalies magnétiques bordières, est similaire. Cependant sur la marge américaine, au-delà de 42.5°N vers le Nord, les évaporites débordent la ECMA de 50 km à 70 km. Cette disposition était problématique. La réinterprétation de Sahabi *et al.* (2004) du profil de sismique réflexion 89-1 (Keen and Potter, 1995) montre l'existence d'un décollement de couverture initié lors de la phase tectonique à la base du Crétacé : *l'Avalon Uplift*. Ces évaporites sont ainsi sorties de leur bassin d'origine et leur position actuelle est liée à un mouvement post-ouverture. La ECMA indique donc bien la limite du bassin à évaporites. Ce lien entre l'anomalie magnétique bordière et la limite du bassin salifère se retrouve du côté africain.

La reconstitution initiale se fonde sur la juxtaposition des anomalies magnétiques ECMA et WACMA. La Meseta marocaine a été légèrement disjointe de la plaque africaine, ce qui permet un meilleur ajustement et qui rend compte des mouvements de compression postérieurs du domaine atlasique. Les bassins salifères de Caroline et de Mauritanie se situent en domaine continental.

L'âge de 195 Ma, au Sinémurien soit environ 20 Ma plus tôt que la reconstitution de Klitgord and Schouten (1986), attribué à cette reconstitution provient de deux éléments :

- les bassins américain et africain se retrouvent précisément juxtaposés en même temps que sont juxtaposées les anomalies magnétiques ECMA et WACMA. La fin des évaporites peut dater le début de l'expansion océanique : l'arrêt du dépôt du sel résulterait d'un mouvement tectonique, l'accroissement de la tranche d'eau responsable du changement de faciès serait issue d'une accélération de la subsidence liée à un nouveau régime,

- l'âge des manifestations volcaniques. Les dépôts de la fin du Trias et du début du Lias sont associés à d'importantes manifestations volcaniques. L'épisode volcanique majeur (Central Atlantic Magnetic Province CAMP), présent sur les marges péri-atlantiques, se situe

à la base du Lias, peu avant la fin des évaporites ou en coïncidence avec elles dans d'autres endroits (Le Roy and Piqué, 2001 ; Wade and McLean, 1990). Les travaux de datation les plus récents situent l'essentiel de l'activité dans une période voisine de 200 Ma, avec un échelonnement des mesures entre 191 Ma et 205 Ma.

Par conséquent, l'âge de leur reconstitution initiale coïncide à peu de chose près avec ce pic d'activité à la fois tectonique et volcanique qui marquerait la vraie naissance de l'Atlantique Central.

La reconstitution initiale de Sahabi (2004) et de Sahabi *et al.* (2004) est l'hypothèse de base de cette étude cinématique.

IV.2 L'évolution géodynamique de l'Atlantique Central

L'analyse cinématique se présente dans la chronologie du déroulement des événements : la reconstitution initiale de Sahabi *et al.* (2004) est notre point de départ du modèle d'évolution mésozoïque de l'Atlantique Central. Ce modèle considère à la fois les observations géologiques et les données géophysiques.

Les zones de fractures, notamment les plus au Sud du système, constituent un point fort sur lequel s'articule notre modèle d'évolution : les couples de zones de fracture Jacksonville/Cap Vert et 15°20'N/Guinée sont les seuls à recouper l'ensemble du domaine océanique (figure II-24) et sont donc les seuls à contraindre les stades initiaux de l'ouverture de l'océan Atlantique Central (jusqu'à l'époque de l'anomalie M16).

IV.2.1. Analyse cinématique

IV.2.1.1. La reconstitution initiale

La base de ce travail cinématique repose sur la reconstitution initiale de Sahabi *et al.* (2004).

Toutefois, l'apport de données magnétiques nouvelles au niveau du segment central de la WACMA nous a incité à modifier légèrement cette reconstitution. La figure II-31 présente le stade initial qui ajuste le mieux ces anomalies. Cette reconstitution a été obtenue en considérant le socle précambrien de Reguibat et des Ouled Dlim comme une

microplaque : le système peut être alors assimilé à un système à quatre plaques. Le mouvement relatif entre l'Afrique et le bloc Reguibat-Ouled Dlim, de l'ordre d'une vingtaine de kilomètres, permet de mieux ajuster les segments centraux de la ECMA et de la WACMA. Ce mouvement implique une extension post-triasique de direction E-O dans le bassin de Tarfaya-Laayoune et un décrochement inférieur à 20 km à la limite Sud du bloc précambrien. Les zones structurellement comparables s'emboîtent : les zones hautes et les marges étroites coïncident avec les bassins et inversement.

Le taux d'ouverture entre le *fit* et la BSMA est très lent (~0,8 cm/an) et la direction d'ouverture initiale est quasiment NNO-SSE.

IV.2.1.2. La reconstitution à la BSMA

La BSMA se situe à la base du Callovien (165 Ma).

L'homologue africain de la BSMA n'était pas reconnu jusqu'à ce présent travail. Klitgord and Schouten (1986) considéraient alors l'anomalie S1 et la BSMA pour déterminer leur reconstruction (figure II-32). Le pôle utilisé aligne les zones de fracture australes mais aboutit à la superposition de la BSMA et d'une grande partie de la WACMA : le système est alors très peu ouvert.

Notre reconstruction à cette époque se base sur la superposition des anomalies BSMA et son équivalent africain nouvellement déterminé (figure II-33).

Entre l'Afrique et l'Amérique du Nord, cette reconstitution a été obtenue en superposant les anomalies BSMA homologues et en alignant les zones de fracture Jacksonville et Cap Vert. En procédant ainsi, on constate que les zones de fracture ne sont pas décrites par les petits cercles correspondant aux mouvements entre le stade initial et la BSMA, mais par ceux de la phase suivante. Le changement de direction entre l'Afrique et l'Amérique du Nord semble s'opérer antérieurement à la BSMA. Nous verrons par la suite que l'analyse des profils de sismique réflexion confirme cette observation.

Entre la Meseta et l'Amérique du Nord, nous ne pouvons pas déterminer avec précision les anomalies magnétiques de l'époque. Nous n'avons pas non plus d'informations suffisantes à terre pour contraindre les mouvements relatifs entre la Meseta et l'Afrique. Par conséquent, nous avons choisi d'appliquer à la Meseta le même mouvement qu'à l'Afrique entre le stade initial et la BSMA.

La reconstitution obtenue montre un hiatus entre la Meseta et l'Afrique de 20 km à l'Est et de 34 km à l'Ouest. Si un mouvement décrochant existe dans cette période, les données ne permettent pas de le mettre en évidence.

A partir de la BSMA, l'écartement des plaques s'accélère (~4,8 cm/an) et se fait suivant une direction plutôt NO-SE.

IV.2.1.3. La reconstitution à l'anomalie M25

L'anomalie M25 se situe au Kimméridgien (154 Ma). Elle est l'anomalie la plus ancienne identifiée de part et d'autre de l'océan Atlantique Central : c'est la dernière anomalie de la séquence M à ne pas être trop atténuée.

La reconstitution de Klitgord and Schouten (1986) (figure II-34) pour cette époque montre :

- un décalage des zones de fracture d'une vingtaine de kilomètres,
- un recouvrement des anomalies magnétiques : Le zoom A montre un recouvrement des anomalies magnétiques de 12 km au Nord jusqu'à 34 km au Sud. Le zoom B montre un recouvrement important supérieur à 30 km. Ces recouvrements importants s'expliquent pour l'anomalie M25 car notre pointé diffère beaucoup de celui de Klitgord and Schouten (1986).

Notre reconstitution à l'anomalie M25 (figure II-35) montre à la fois :

- un bel alignement des zones de fracture, parallèles aux petits cercles,
- un meilleur agencement des anomalies magnétiques homologues.

Le passage de la BSMA à l'anomalie M25 ne peut se faire sans un mouvement entre la Meseta et l'Afrique : les anomalies magnétiques présentent un recouvrement supérieur à 20 km. Pour ajuster les anomalies magnétiques, on a donc décalé la Meseta d'environ 20 km, impliquant un mouvement dextre pendant cette période. L'espace laissé entre la Meseta et l'Afrique reste du même ordre de grandeur qu'au stade précédent : de 16 km à l'Est à 25 km à l'Ouest.

Nous n'observons pas de changement dans la direction du mouvement relatif des plaques et la vitesse d'ouverture augmente (~6,2 cm/an).

IV.2.1.4. La reconstitution à l'anomalie M22

L'anomalie M22 se situe à la base du Tithonien (150 Ma). J'ai choisi de déterminer une reconstruction à ce stade parce que l'anomalie en question correspondait à un stade important dans le modèle de Olivet *et al.* (1984).

La reconstitution de Olivet *et al.* (1984) (figure II-36) montre :

- un décalage des zones de fracture d'une vingtaine de kilomètres,
- un superbe alignement des monts Kelvin et Canaries,
- les petits cercles sont obliques par rapport aux zones de fracture, mais parallèles à l'alignement Kelvin-Canaries,
- un recouvrement des données magnétiques (pointé différent).

Pour ces auteurs, ce stade correspond approximativement à trois faits importants :

- le changement de direction de la chaîne des monts Kelvin qu'ils interprètent comme un changement d'orientation des mouvements relatifs,
- un net ralentissement du taux d'ouverture,
- la correspondance avec la phase cimmérienne tardive.

Notre reconstitution de l'époque est illustrée à la figure II-37. Elle montre :

- un bel alignement des zones de fracture parallèles aux petits cercles,
- les monts Kelvin et Canaries sont alignés,
- une superposition satisfaisante des anomalies magnétiques.

Nous n'observons pas de mouvement notable entre l'Afrique et la Meseta par rapport au stade précédent : la Meseta reste légèrement décalée vers l'Est (13 km) et désolidarisée de l'Afrique d'une quinzaine de kilomètres.

Ce stade est marqué par un ralentissement important de la vitesse d'ouverture (~2,6 cm/an) sans changement d'orientation du mouvement relatif des plaques.

IV.2.1.5. La reconstitution à l'anomalie M21

L'anomalie M21 est datée à 148 Ma.

La figure II-38 représente la reconstitution de Klitgord and Schouten (1986), nous observons que :

Chapitre II : Etude cinématique

- les zones de fracture montrent un décalage de 10 km,
- les anomalies magnétiques homologues ne se superposent pas (notre pointé est significativement différent du leur). Le système est plus serré ; ce qui entraîne le recouvrement des anomalies africaines sur la plaque Amérique du Nord de 15 km à 20 km.

Pour Klitgord and Schouten (1986), cette anomalie correspond à une grande phase de réorganisation majeure de l'Atlantique Central : elle marque un changement dans la direction d'ouverture et le taux d'accrétion océanique avoisine 2,8 cm/an.

Notre reconstitution à l'époque de l'anomalie M21 (figure II-39) montre :

- un bel alignement des zones de fracture,
- la partie occidentale des monts Kelvin s'aligne avec les îles Canaries,
- une superposition satisfaisante des anomalies magnétiques.

Il n'y a donc pas de mouvement significatif de la Meseta par rapport à l'Afrique : la Meseta reste décalée vers l'Est (15 km) et l'espace atlasique est de l'ordre de la vingtaine de kilomètres.

Cette époque ne montre pas de variation ni dans la vitesse (~2,6 cm/an) ni dans la direction d'ouverture océanique.

IV.2.1.6. La reconstitution à l'anomalie M16

L'anomalie M16 se situe au Berriasien, vers 142 Ma : c'est la première anomalie du Crétacé inférieur.

Pour Klitgord and Schouten (1986), la figure II-40 montre :

- un décalage des zones de fracture (zooms A et B) d'une vingtaine de kilomètres,
- au Nord, les anomalies magnétiques homologues ne se superposent pas : il existe un hiatus de 15 km.

Pour ces auteurs, cette époque se traduit par une diminution de la vitesse d'ouverture (1,9 cm/an) sans modification de la direction d'ouverture.

Notre reconstitution (figure II-41) montre :

- un bel alignement des zones de fracture,
- notre pôle superpose au mieux les anomalies magnétiques homologues. Entre la Meseta et l'Amérique du Nord, l'agencement des anomalies magnétiques entre l'anomalie

M21 et l'anomalie M16 nécessite un mouvement de la Meseta d'une quinzaine de kilomètres vers l'ouest par rapport à l'Afrique : il y a donc eu un mouvement décrochant sénestre au Jurassique Supérieur. A partir de cette époque, seul un hiatus, de l'ordre d'une quinzaine de kilomètres, subsiste entre la Meseta et l'Afrique.

Cette époque ne se traduit ni par une variation du taux d'ouverture ($\sim 2,4$ cm/an) ni par un changement de la direction d'expansion océanique.

IV.2.1.7. La reconstitution à l'anomalie M10n

L'anomalie M10n se situe approximativement au milieu de l'Hautérvien, soit vers 134 Ma.

La reconstitution proposée par Klitgord and Schouten (1986) (figure II-42) montre que :

- les zones de fracture ne sont pas alignées (zooms A et B) : les décalages peuvent atteindre jusqu'à 40 km dans la partie centrale du domaine,
- les petits cercles sont obliques aux zones de fracture,
- les anomalies magnétiques ne s'ajustent pas au Nord. Le zoom A montre que le recouvrement avoisine la vingtaine de kilomètres : ce décalage peut s'expliquer par une identification différente des anomalies magnétiques notamment dans le bassin de Seine.

Pour Klitgord and Schouten (1986), l'époque de l'anomalie M10n marque un changement du mouvement entre l'Afrique et l'Amérique du Nord avec une augmentation de la vitesse d'écartement des plaques ($\sim 2,6$ cm/an).

Notre reconstitution à l'anomalie M10n (figure II-43) proposée satisfait l'ensemble des hypothèses suivantes :

- les zones de fractures de part et d'autre de l'ancien axe d'accrétion, représenté par l'isochrone de l'époque, sont bien alignées,
- les trajectoires synthétiques sont parallèles aux zones de fracture sauf pour celles du Sud,
- les anomalies magnétiques homologues sont superposées. Il n'y a donc pas de mouvement relatif entre ces deux plaques entre la Meseta et l'Afrique : l'espace atlasique reste du même ordre de grandeur qu'au stade antérieur (de 13 à 20 km).

Notre reconstitution à cette époque ne montre de changement notable ni dans la direction ni dans le taux d'ouverture océanique ($\sim 2,6$ cm/an).

IV.2.1.8. La reconstitution à l'anomalie M0

L'anomalie M0 se situe à la base de l'Aptien (125 Ma). Elle marque le début de la période magnétique sans inversion du Crétacé. Elle jalonne une étape importante : l'Ibérie glisse vers l'Est le long de l'Afrique pour ouvrir la baie de Biscaye. L'Europe et l'Amérique du Nord commencent à s'écarter. Cette époque signe également l'apparition de la première croûte océanique dans l'Atlantique Sud.

La figure II-44 illustre la reconstitution de Klitgord and Schouten (1986) à l'anomalie M0. Elle montre :

- un bel alignement des zones de fracture,
- le tracé des petits cercles, calculés à partir de leur pôle, est légèrement oblique aux zones de fracture,
- la mise en regard des monts Kelvin et des îles Canaries,
- les anomalies magnétiques se superposent correctement au Sud. Au Nord, le pôle de rotation implique un recouvrement des anomalies magnétiques de 25 km environ (zoom A).

L'anomalie M0 est bien définie dans l'Atlantique Central, leur reconstruction ne pose guère de problèmes en première approximation. Au Sud de l'alignement Kelvin-Canaries, celle que nous proposons est d'ailleurs extrêmement proche de celle proposée par Klitgord and Schouten (1986). La différence réside essentiellement dans l'agencement des anomalies magnétiques entre la Meseta et l'Amérique du Nord.

La figure II-45 illustre notre reconstitution à l'anomalie M0. Elle montre :

- un bon agencement des zones de fracture océaniques,
- les monts Kelvin et des îles Canaries sont en vis-à-vis,
- les zones de fracture sont parallèles aux trajectoires synthétiques calculées à partir du pôle M0-M10n,
- une superposition satisfaisante des anomalies magnétiques homologues. Dans les bassins de Sohm et de Seine, notre identification de l'anomalie M0 est un peu différente de

celle de Klitgord and Schouten (1986). Pour ajuster correctement les anomalies magnétiques de la Meseta et de l'Amérique du Nord, nous avons laissé un espace d'une dizaine de kilomètres à terre. Ce hiatus implique un mouvement compressif post-Aptien d'environ 10-15 km.

IV.2.2. Les grandes phases de l'évolution initiale de l'Atlantique Central

Cette étude cinématique met en évidence plusieurs phases de réorganisation. Ces phases successives semblent coïncider avec des grandes phases tectoniques qu'on peut reconnaître dans l'histoire de l'Atlantique Central.

Les figures II-46 et II-47 illustrent notre modèle cinématique et ses implications *via* l'analyse des données de sismique réflexion. En première approche, nous observons quatre phases cinématiques depuis le stade initial (195 Ma) jusqu'à l'anomalie M0 (125 Ma).

Phase I - Phase de *rifting* : elle correspond à une série de périodes de distension qui s'échelonne du Trias au Lias. Ces phases sont responsables de la structuration des marges de l'Atlantique Central.

Phase II - Le Sinémurien (195 Ma) marque le début de l'accrétion océanique dans l'ensemble de l'océan Atlantique Central (Sahabi *et al.*, 2004). La reconstitution initiale et celle obtenue pour la BSMA (165 Ma) indiquent que le taux initial d'ouverture a été extrêmement lent (~0,8 cm/an). Notons également que l'écartement entre l'Afrique (Meseta incluse) et l'Amérique du Nord suit une direction quasiment NNO-SSE : la direction initiale est donc oblique à l'orogène hercynien.

Phase III - L'anomalie BSMA (165 Ma) est marquée par un changement dans la direction d'expansion océanique et une accélération du taux d'ouverture : on constate, en effet, un taux moyen d'ouverture élevé (de l'ordre de 4,8 cm/an) entre cette anomalie et l'anomalie M25 (154 Ma). En regardant en détail les données de sismique réflexion (figure II-48), on note un changement dans la morphologie du socle qui se produirait entre l'anomalie E et la BSMA. Ce changement pourrait traduire la véritable époque de

l'accélération du taux d'ouverture et du changement du mouvement relatif entre l'Afrique (Meseta incluse) et l'Amérique du Nord. Cette observation est également en accord avec notre reconstruction à la BSMA. Comme nous l'avons mentionné au paragraphe précédent, les petits cercles calculés à partir du pôle de rotation intermédiaire *fit*-BSMA sont obliques aux zones de fracture : cette obliquité implique un changement avant ou après la BSMA. Si on prolonge les petits cercles BSMA-M25 un peu au-delà de la BSMA, on s'aperçoit que ces derniers épousent parfaitement la trajectoire donnée par les zones de fracture. Il semble donc que la phase de réorganisation cinématique se produise juste un peu avant la BSMA (n'ayant pas d'anomalies reconnues pour cette époque, nous n'avons pas déterminé de reconstruction). Dans ce cas, il nous est alors possible d'attribuer un âge à l'anomalie E : elle se situerait aux alentours de 182 Ma. Si le changement cinématique s'effectue à l'anomalie E, l'extrapolation du taux d'ouverture M25-anomalie E donne un âge de 168 Ma. Au contraire, si on considère que le changement a lieu à la BSMA, l'anomalie E est alors plus vieille (185 Ma). Les différents profils de sismique réflexion, qui montrent un changement de morphologie à l'anomalie E ainsi que les zones de fracture, sont en faveur de la première hypothèse.

Phase IV - Cette phase couvrirait la fin du Jurassique et une partie du Crétacé inférieur (de 150 Ma à 125 Ma). L'anomalie M22 correspond approximativement à un changement léger de l'orientation du mouvement relatif entre l'Afrique (Meseta incluse) et l'Amérique du Nord. Le taux moyen pendant cette période est nettement ralenti comparé à celui de la période précédente (~2,6 cm/an).

Notre modèle cinématique est plus en accord avec celui de Olivet *et al.* (1984) qu'avec celui proposé par Klitgord & Schouten (1986). Il présente trois grandes phases de réorganisation dont une seule se traduit par un changement notable de l'orientation du mouvement des plaques. Ce résultat est en accord avec les zones de fracture qui conservent une direction assez stable pendant l'évolution initiale de l'Atlantique Central. De plus, tout comme Olivet *et al.* (1984), on constate une accélération du taux d'ouverture à la BSMA,

Chapitre II : Etude cinématique

voire un peu avant. L'homologue africain de la BSMA est désormais reconnu, ce résultat semble donc réfuter l'hypothèse d'un saut d'axe à cette époque.

Chapitre III

Etude structurale

Chapitre III : Etude structurale

I. La sismique

I.1. Principes généraux

I.1.1. La sismique réflexion

La sismique est une technique de mesure indirecte qui consiste à enregistrer en surface des échos issus de la propagation dans le sous-sol d'une onde sismique soit naturelle soit provoquée par l'homme. Ces échos sont principalement générés par les différentes discontinuités séparant les couches géologiques. Par exemple, le passage d'une couche d'argile à une couche de sable dans une colonne sédimentaire va se traduire par la présence d'un réflecteur sur les enregistrements. Le temps d'arrivée de l'écho permet de situer la position de cette transition dans l'espace ; l'amplitude de l'écho apporte des informations sur certains paramètres physiques des milieux en contact.

Soit le cas de géométrie le plus simple : un réflecteur horizontal situé à une profondeur h (figure III-1A) dans un milieu homogène où la vitesse des ondes P est V . Le temps de trajet t de l'onde émise par une source S enregistrée par un capteur R situé à une distance x de S , peut s'écrire sous la forme :

$$t = 2 \times [h^2 + \left(\frac{x}{2}\right)^2]^{1/2} / V$$

Dans ce cas, V peut être déterminée à partir de l'onde directe, asymptote en $1/V$ de la courbe de l'onde réfléchie (figure III-1A).

En pratique, plusieurs capteurs, situés à des distances variables de la source (*offsets*), enregistrent les échos réfléchis. La correction dynamique NMO (« *Normal Move Out* ») consiste à décaler les traces enregistrées aux différents *offsets* sur chaque point miroir de la différence entre les temps de propagation t_x et t_0 des rais réfléchis pour les *offsets* x et x_0 (figure III-1B). Toutes les arrivées sont alors synchrones et le signal peut être sommé de façon à renforcer le rapport signal sur bruit, sachant que la pénétration du dispositif, c'est-à-dire la profondeur à laquelle le signal réfléchi sur les réflecteurs peut être distingué du bruit ambiant, en dépend.

- Dispositif d'acquisition :

Les systèmes d'acquisition de l'information comprennent essentiellement un dispositif d'émission (sources), un dispositif de détection (flûte sismique) et un appareillage d'enregistrement numérique.

La source sismique émet des ondes acoustiques avec des caractéristiques connues (la fréquence, la durée et l'amplitude du signal émis) dans le milieu liquide. Les récepteurs, hydrophones piézo-électriques en mer, permettent de convertir l'onde acoustique en tension électrique.

En sismique réflexion, le signal acoustique est capté par un ensemble d'hydrophones alignés et montés électriquement en série ou en parallèle dans la flûte sismique (ou « *streamer* »). La flûte est un long tuyau, rempli d'huile et remorqué à une profondeur variable par le navire. Elle est de l'ordre de la dizaine de mètres pour les dispositifs qui visent une grande pénétration. Les parois sont suffisamment souples pour transmettre la variation de pression aux hydrophones par l'intermédiaire de l'huile. Il est alors possible d'obtenir des tensions électriques proportionnelles à la pression.

Le rôle d'un système d'acquisition de sismique marine est de transformer l'information électrique en un enregistrement calibré, daté, ordonné, parfaitement identifié, et stocké sur un support d'archivage.

I.1.2. La sismique réfraction

La sismique réfraction est basée sur le même principe que la sismique réflexion, seul le mode de propagation de l'onde change. Autrement dit, la source sismique artificielle génère un train d'ondes acoustiques qui n'est plus directement réfléchi par les discontinuités du sous-sol mais transmis le long de ces interfaces pour être ensuite renvoyé vers la surface et enregistré par le récepteur (figure III-1C).

L'onde réfractée apparaît lorsque la distance entre la source et les capteurs augmente au-delà de la distance critique (fonction de l'angle critique I_1).

Cette méthode vise à déterminer la vitesse de propagation des ondes le long des marqueurs lithologiques et à les cartographier. Pour ce faire, il faut déterminer avec précision le temps d'arrivée d'une onde réfractée sur une interface en fonction de la distance source-récepteur (figure III-1D).

Dans le cas le plus simple d'un réflecteur horizontal situé à une profondeur h , l'expression du temps d'arrivée t en fonction de la distance source-récepteur x s'écrit sous

forme :

$$t = 2h_1 \cos I_1 / V_1 + x - 2h_1 \tan I_1 / V_2$$

Où : I_1 est l'angle limite, V_1 et V_2 sont les vitesses de l'onde superficielle dans la première couche (V_1) et de l'onde réfractée dans la couche sous-jacente (V_2). Les vitesses V_1 et V_2 peuvent être mesurées directement sur la dromochronique¹ de l'arrivée superficielle (V_1) et de l'arrivée réfractée (V_2). La profondeur du marqueur (h_1) est calculée à l'intercept (en $x = 0$) de la dromochronique réfractée avec :

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

- Dispositif d'acquisition :

La différence principale avec les dispositifs d'acquisition de réflexion est la grande distance source-récepteurs. Elle peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres en réfraction contre quelques kilomètres seulement en sismique réflexion. L'énergie émise par la source doit alors être beaucoup plus grande.

Deux dispositifs principaux peuvent être utilisés : ESP ou OBS.

- « **Expanding Spread Profile** » **ESP**

Cette technique d'acquisition de données en mer nécessite la mise en œuvre de deux navires. L'un possède une source (et parfois un récepteur) et l'autre possède uniquement un récepteur. Dans les cas que nous avons examinés, les deux navires s'éloignent dans des directions opposées parallèlement à la marge. Ils enregistrent conjointement les tirs du bateau « source ». L'ESP permet l'obtention de vitesses moyennes au centre du dispositif lequel est généralement situé à l'intersection avec un profil de sismique réflexion perpendiculaire à la marge : l'échantillonnage le long de ce profil n'est donc pas continu mais seulement fait par des points de calage. Cette méthode suppose que les structures géologiques sont cylindriques et parallèles à la marge.

- « **Ocean Bottom Seismometer** » **OBS** :

Les sismomètres de fond de mer ou OBS sont des instruments autonomes disposés sur le fond de mer. Ils intègrent un hydrophone qui enregistre les variations de pression et

¹ 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.

trois géophones orientés selon les trois axes de l'espace qui mesurent les mouvements dans trois directions (une direction verticale et deux directions horizontales). Les vibrations sont ici liées à la propagation de l'onde sismique dans les couches géologiques du sous-sol. Disposées en « batterie » sur le fond de la mer, les stations OBS permettent d'obtenir la distribution en profondeur des vitesses et des propriétés élastiques du sous-sol en comparant les ondes sismiques reçues sur chacune d'elles.

Les ESP échantillonnent les vitesses moyennées sur des profils verticaux (1D) régulièrement espacés le long de la coupe de sismique réflexion multitrace. Les OBS donnent une vision plus continue de la structure de vitesses le long du profil.

I.2. Apports de la sismique à l'étude des marges continentales

La sismique est un outil d'investigation du sous-sol très puissant : la profondeur de pénétration de la sismique réflexion, par exemple, peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres et son pouvoir de résolution est largement supérieur aux autres méthodes géophysiques. La sismique réflexion peut donner une image des structures crustales grâce à la mesure des temps d'arrivées des échos. Elle permet également de définir certaines variations stratigraphiques par l'analyse du caractère des signaux réfléchis.

La sismique grand-angle permet d'obtenir la géométrie des couches profondes et la répartition des vitesses de propagation dans le milieu. Les vitesses doivent ensuite être corrélées à une lithologie. Toutefois, la corrélation vitesse/lithologie n'est pas facile car une vitesse peut être expliquée par des lithologies différentes et inversement, une même nature de roches présente souvent une large gamme de vitesses possibles et non une valeur unique de vitesse.

A l'échelle des marges continentales, la sismique réflexion, dite conventionnelle, couplée à des campagnes de sismique réfraction permet d'accéder à la structure de la croûte en profondeur.

I.3. Points particuliers

- Source sismique :

Un canon à air génère une onde acoustique dans l'eau en libérant brusquement un volume d'air donné sous pression. La bulle d'air ainsi créée se contracte et se dilate avec une

période qui dépend du volume et de la profondeur d'immersion du canon avant de disparaître lorsqu'elle atteint la surface de l'eau. La partie du signal correspondant à la libération induite de l'air sous pression est appelée « pic ». Le signal ultérieur correspond aux oscillations de la bulle.

L'énergie émise par le canon augmente avec le volume d'air du canon, et à volume égal, l'amplitude du signal augmente avec le nombre de canons. Pour obtenir une grande pénétration, il est donc judicieux d'utiliser plusieurs canons simultanément.

Traditionnellement, les canons fonctionnent en mode « Premier Pic » (figure III-2). Les premiers pics des différents canons constituant la source sismique sont synchronisés. Avec des canons de volume différent, les oscillations de bulle ne sont pas en phase et n'interfèrent pas de manière constructive. Le signal ainsi obtenu présente un contenu fréquentiel relativement large (10 à 40 Hz). Ce signal permet d'obtenir des profils sismiques avec une résolution verticale de l'ordre de quelques dizaines de mètres.

La méthode « monobulle » (Avedik *et al.*, 1993) synchronise les canons sur la première oscillation de bulle (pic secondaire) où l'énergie du signal et le contenu fréquentiel dans la gamme des basses fréquences sont les plus importants. Le mode monobulle génère un signal basse fréquence (10 à 25 Hz environ), très énergétique, favorisant une meilleure pénétration des impulsions sismiques pour imager les structures profondes. En effet, l'atténuation des ondes sismiques augmente avec la fréquence. Un signal basse fréquence est donc moins atténué. L'inconvénient de ce procédé est la mauvaise résolution dans les couches superficielles à cause de la perte des composantes haute fréquence du signal.

- Sismique multitrace :

Une flûte sismique multitrace comprend, comme son nom l'indique, plusieurs traces elles-mêmes constituées d'un groupe d'hydrophones répartis sur plusieurs mètres et montés en séries. Les deux intérêts principaux des flûtes multitraces sont :

- la possibilité d'imager le même point du sous-sol par différents couples source-récepteur (couverture multiple),
- dans un modèle où le bruit sur les enregistrements est aléatoire, la sommation de n informations associées à un même point miroir augmente le rapport signal sur bruit (donc la pénétration) d'un facteur \sqrt{n} .

Par ailleurs, on considère qu'il est possible d'avoir une bonne précision sur le champ de vitesses dans le milieu traversé jusqu'à des profondeurs d'environ une fois et demi la longueur de la flûte utilisée, d'où tout l'intérêt des flûtes longues.

- Combinaison sismique réflexion/grand-angle :

Ces deux techniques sont complémentaires : la sismique réflexion permet de définir avec précision la structure "superficielle" et les méthodes de réfraction complètent cette connaissance par des informations sur les réflecteurs plus profonds, en apportant des indications sur les vitesses des couches géologiques traversées.

II. Etat des lieux _ Acquisition et traitement Dakhla

Notre zone d'étude se situe sur la marge ouest africaine, à la limite entre le Sud Maroc et la Mauritanie (figure III-5). C'est une zone localisée sur un haut de socle : elle marque une limite entre le bassin de Tarfaya-Laayoune (au Nord) et le bassin du Sénégal (au Sud). L'homologue de la marge étudiée par la campagne Dakhla se trouve au niveau du bassin de Baltimore. La marge américaine est très bien explorée contrairement à la marge africaine.

L'intérêt économique des marges a suscité une exploration pétrolière intense. L'industrie détient une majeure partie des données sismiques sur la marge africaine. De ce fait, l'acquisition des données de type universitaire est parfois rendue difficile compte tenu des problèmes de confidentialité et d'exclusivité des permis.

II.1. Bilan des campagnes

Nous pouvons distinguer trois grands types de données accessibles pour cette étude en Afrique (figure III-3) et en Amérique du Nord (figure III-4) :

- la sismique réflexion monotrace, surtout utilisée dans les années 60-70,
- la sismique réflexion grande pénétration, apparue vers la fin des années 80 sur la marge américaine,
- la combinaison sismique réflexion/réfraction.

Nous allons maintenant revenir en détail sur ces trois types de données. Nous pouvons déjà signaler que les données publiées sont plus nombreuses du côté américain.

II.1.1. La sismique réflexion monotrace

En Afrique comme en Amérique, la sismique réflexion monotrace fut essentiellement utilisée dès le début des années 70 lors des premières campagnes de reconnaissance générale sur les marges par les grands instituts océanographiques (Lamont-Doherty, Woods Hole, *etc.*). Les campagnes sont nombreuses sur l'ensemble des deux marges. Elles sont, le plus souvent, soit dispersées en une série de profils radiaux dont le centre est situé près d'une grande ville, soit composées d'une succession de profils perpendiculaires à la marge. Parmi tous ces enregistrements, nous avons disposé de quelques profils du Lamont-Doherty (campagne N/O Vema) et de *line drawings* publiés par la Woods Hole Oceanographic Institution (campagne N/O Chain). Ce type de sismique ne permettait pas d'observer la croûte au pied des marges continentales à cause de l'importante épaisseur de sédiments.

II.1.2. La sismique réflexion multitrace

II.1.2.1. En Afrique

Les profils de sismique réflexion multitrace proviennent de l'industrie pétrolière. Grâce à notre collaboration avec Total, nous avons eu la possibilité de visualiser l'ensemble des lignes sismique de la marge africaine, depuis le Nord Maroc jusqu'en Guinée. Ces informations sur la structure profonde restent cependant pour la plupart confidentielles.

II.1.2.2. En Amérique du Nord

Les moyens techniques ont permis d'améliorer la pénétration des ondes sismiques en profondeur vers la fin des années 80. Sur la marge américaine, les coupes publiées dans la littérature proviennent principalement de l'institut U.S. Geological Survey (plus de 25000 km de lignes sismique). Elles s'étendent depuis 42°N jusqu'à 34°N approximativement. Il s'agit d'une succession de profils perpendiculaires à la marge. Ils offrent une image claire de la croûte et parfois même des structures intracrustales et de la discontinuité de Mohorovic.

II.1.3. La combinaison réflexion/réfraction

II.1.3.1. *En Afrique*

Les campagnes Sismar (2001) et Dakhla (2002) sont les seules campagnes sur cette portion de marge qui combinent à la fois les méthodes de sismique réflexion et de sismique réfraction OBS.

II.1.3.2. *En Amérique du Nord*

Dans les années 80, les résultats de réfraction proviennent des ESP (Expanding Spread Profile). Sur la marge américaine, deux coupes réfraction, réalisées à partir d'ESP, ont été publiées (coupes Lase et Usgs32). Le profil réfraction ESP Lase a été couplé avec le profil de sismique réflexion Usgs25. Ils correspondent à l'exact homologue des profils Dakhla. Il existe aussi trois autres coupes publiées combinant la sismique réflexion et la sismique réfraction OBS et/ou OBH² (Ba6, Edge801, Smart01).

II.2. **La campagne Dakhla**

L'objectif principal de la campagne Dakhla visait à étudier la structure profonde de la marge continentale située au large de Dakhla, entre Nouadhibou et Dakhla, afin de comprendre son (ou ses) mode(s) de formation (figure III-5). Dans cette zone, Total, disposant d'un permis temporaire d'exploitation (TEA : Temporary Exploration Agreement), avait acquis une grille serrée de profils 2D fournissant une image de la couverture sédimentaire superficielle.

La campagne Dakhla a mis en œuvre le couple sismique réflexion/réfraction pour connaître à la fois la géométrie des couches du sous-sol investiguées et une information sur la lithologie du sol *via* les vitesses.

II.2.1. Le plan de position

La campagne Dakhla, conduite par Ifremer/Total en collaboration avec les universités de Bretagne Occidentale, de El Jadida et de Lisbonne, s'est déroulée entre mi-

² Les OBS (*Ocean Bottom Seismometer*) enregistrent les trois composantes de l'onde sismique alors que les OBH (*Ocean Bottom Hydrophone*) n'enregistrent que la composante verticale.

novembre et mi-décembre 2002 (15 à 17 jours d'acquisition en mer et 21 jours d'enregistrements à terre).

Deux navires de l'Ifremer sont partis sur zone : le *N/O* Le Nadir pour la mise œuvre des équipements lourds de sismique réflexion multitrace et le *N/O* Le Suroît pour le déploiement des OBS (**O**cean **B**ottom **S**eismometer) et l'acquisition des données géophysiques complémentaires (bathymétrie EM300, magnétisme, sondeur de sédiments 3,5 kHz, gravimétrie). Le *N/O* Le Nadir a permis d'enregistrer 1500 km de lignes sismiques réflexion grande pénétration. Elles se répartissent en deux grands transects perpendiculaires prolongés à terre sur près de 120 km, deux profils parallèles à la marge et des lignes de raccordement (figure III-5). En même temps, le *N/O* Le Suroît comptabilise 62 lâchés d'OBS espacés de 18 km en moyenne. Les OBS (points rouges) ont été répartis principalement sur les deux profils positionnés perpendiculairement à la marge. Les deux profils parallèles permettent de contrôler les structures aux croisements et d'étudier les variations latérales. Les stations à terre (triangles gris) ont permis d'imager les structures situées sous le domaine de la plate-forme continentale et le milieu continental : elles sont placées dans la continuité des deux profils perpendiculaires à la marge (dakhla DP et AB).

II.2.2. La sismique réflexion Dakhla

II.2.2.1. *Acquisition des données*

Les données ont été acquises par une flûte sismique numérique de 360 traces de 12,5 m chacune, soit 4500 m de longueur tractée par le *N/O* Le Nadir, et ont été enregistrées par un laboratoire d'enregistrement type SERCEL SN408 (figure III-6). La flûte était immergée à une profondeur de 15 m environ. La durée d'écoute était de 18 s avec un pas d'échantillonnage de 2 ms. Le déport de la flûte par rapport à la source sismique (la distance entre la source et le premier capteur) était de 145 m.

Compte tenu des objectifs de la mission (structure profonde et déformation de la croûte océanique) et des spécificités de la zone d'étude (morphologie), trois types de sources sismiques ont été utilisés :

- la **S**ource basse fréquence « **G**rosse **B**ertha » (SGB) utilisée en mode monobulle ou encore en mode « Premier Pic », pour l'étude de la structure profonde de la marge,
- la source « BULLE » pour étudier la structuration de la croûte océanique et des sédiments.

La source basse fréquence SGB, en mode « monobulle », a été employée dans les domaines continental et proximal. Elle était composée de 12 canons (6 canons de 16L, 4 de 9L, 2 de 250 cu-inch), représentant un volume d'air de 8100 cu-inch, et immergée entre 20 m et 30 m de profondeur d'eau. Les tirs ont été effectués à un pas constant de 150 m (soit 1 tir par minute avec une vitesse de bateau de 5 nœuds).

La source « Pic » a été utilisée sur le plateau continental, entre les isobathes 30 m et 100 m. Elle correspond à la source SGB mais synchronisée sur le premier pic. Elle était immergée à 10 m de profondeur. Pour diminuer le bruit sismique lié à la source, les tirs ont été effectués à un pas constant de 300 m (soit 1 tir toutes les 2 minutes pour une vitesse de 5 nœuds). La flûte sismique n'était pas déployée dans cette zone (profondeur critique : 100 m).

La source intermédiaire « BULLE » était réservée pour étudier la structuration de la croûte océanique et des sédiments. Elle était composée de 12 canons (2 canons Bolt de 16L, 2 Bolt de 9L, 1 Bolt de 5L, 2 canons G-Gun de 25 cu-inch, 2 G-Gun de 150 cu-inch, 2 de G-Gun de 120 cu-inch et 1 de G-Gun de 105 cu-inch), soit un volume d'air de 4545 cu-inch. Les canons étaient immergés à 20 m de profondeur. Les tirs ont été effectués à un pas constant de 100 m (soit un tir toutes les 40 secondes avec une vitesse du navire de 5 nœuds).

Utilisée en mode « monobulle », cette source moins puissante que la source Grosse Bertha, mais mieux accordée pour éliminer les « rebonds » en queue de signal, a permis d'améliorer la résolution de la sismique réflexion.

II.2.2.2. Traitement des données

A. Séquence « standard »

Le traitement des données à bord du N/O Le Nadir a permis de contrôler la qualité des données et de fournir des sections sismiques pour l'interprétation préliminaire. Il fournit, à partir des données brutes, des sections interprétables en termes géologiques c'est-à-dire des images de la structure. Il apporte également des contraintes sur les séries traversées comme la mise en évidence d'anomalie de vitesse par exemple.

Ce travail, effectué sous la tutelle de H. Nouzé, a été réalisé avec le logiciel Géovecteur développé par la Compagnie Générale de géophysique (CGG) (version 6.1.).

La séquence de traitement type était la suivante :

- Lecture au format SEG-D (data input 2 ms)
- Ré-échantillonnage des données 2 ms à 4 ms
- Somme des traces 2 à 2
- Configuration de la géométrie – tri en CDP
- Filtre passe-bande 5-6-50-60 Hz
- Mute externe et interne
- Filtre anti-multiple FK
- Analyse de vitesse
- Correction NMO
- Stack
- Somme des CDP 2 à 2 afin d'améliorer le rapport Signal/Bruit
- Filtre passe-bande FK pour éliminer les bruits pentés
- AGC (longueur de fenêtre 2000 ms)
- Migration à vitesse constante et/ou à vitesse de stack

Le traitement des données à terre, au laboratoire DRO-GM, m'a permis de :

- affiner les analyses de vitesses avec une attention particulière portée à la cohérence des pointés le long des réflecteurs,

- tester et optimiser l'apport de différents paramètres de traitement, pour la plupart déjà utilisés dans le traitement bord de façon « routinière », pour améliorer la lisibilité des coupes sismiques :

Exemple :

- Filtre anti-multiple FK : ce filtre permet d'éliminer les bruits pentés,

- Mute externe : il permet d'éliminer les réfractées sur les couches superficielles,

- Mute interne : il élimine les *offset* courts à partir de la profondeur du multiple du fond et permet un meilleur résultat lors de l'application des méthodes anti-multiples de type FK,

- DMO Dip Move Out : ce module permet de diminuer l'effet du pendage. Il est surtout intéressant à utiliser au niveau de la pente continentale.

B. Autres traitements

(a) La déconvolution

La déconvolution a pour but de contracter l'impulsion émise par la source pour la ramener à une impulsion brève et améliore ainsi la qualité de l'image.

Une tentative de déconvolution a été réalisée sur une portion d'un profil perpendiculaire à la marge : le profil dakhla AB. Le résultat ne s'avère pas concluant pour améliorer l'image des structures profondes (figure III-7). Face au temps demandé pour ce traitement et le résultat obtenu, nous avons choisi de ne pas étendre cette correction à l'ensemble des profils sismiques.

(b) La migration en profondeur

Un des principaux buts de la migration est de restituer aux réflecteurs la position réelle qu'ils occupent dans un espace en deux dimensions. Il s'agit de replacer les réflexions inclinées en bonne position par rapport au point milieu commun sur la section en temps et transformer les temps en profondeur : ce sont les vitesses de propagation des ondes sismiques qui interviennent. Un exemple de migration est illustré à la figure III-8. Les réflecteurs inclinés sur la section en temps sont remis dans leur vraie géométrie, ils apparaissent alors plats sur le profil transformé en profondeur.

II.2.3. La sismique grand-angle Dakhla

II.2.3.1. Acquisition des données

Les tirs générés par les sources sismiques provenant du *N/O* Le Nadir étaient enregistrés par les OBS déployés à partir du *N/O* Le Suroît. Tous les tirs étaient également enregistrés par 15 stations à terre (type Hathor du parc INSU) pour prolonger les profils marins.

Le parc OBS comprenait 19 instruments : 15 provenant de l'Ifremer, 4 de l'Université de Lisbonne (dont 3 seulement en état de fonctionnement). Au total, 62 déploiements ont été réalisés avec un taux de récupération de 100% soit 56 lâchés avec les OBS de l'Ifremer et 6 avec les OBS portugais.

II.2.3.2. Traitement et modélisation des données

Le traitement et la modélisation des données de sismique grand-angle ont été réalisés au Centre Ifremer de Brest par F. Klingelhofer.

La méthode standard était la suivante :

- Filtrage électronique à l'intérieur de l'OBS et filtre passe-bande pour les pointés lointains,
- Correction de la dérive des horloges des OBS par rapport à l'heure GPS de référence. Les dérives observées varient entre 0 et 7 ms par jour,
- Relocalisation des OBS pour palier une éventuelle dérive des instruments par les courants marins. Cette correction de positionnement, effectuée seulement pour les OBS mouillés à plus de 100 mètres de profondeur, n'excède pas la centaine de mètres,
- Pointé des arrivées,
- Modélisation des temps d'arrivée avec le logiciel Rayinvr (Zelt & Smith, 1992),
- Construction du modèle de vitesse à partir des données de sismique réflexion avec une approche « minimale structurée » qui veille à ne pas introduire de structures (variations latérales de vitesse, géométrie des interfaces) non contraintes par les données,
- Ajustement du modèle de vitesse par itération. Il s'agit de minimiser l'écart quadratique moyen entre les données réelles et les données synthétiques calculées à partir du modèle de vitesse,
- Vérification des amplitudes par calcul de sismogrammes synthétiques

Pour éviter des décalages dans le temps d'arrivée des ondes, les pointés ont été fait sans application de filtre mise à part pour les arrivées lointaines où un filtre zéro phase (3-5-24-56 Hz) a été appliqué. Un gain proportionnel à la distance OBS-bateau et une réduction de temps d'arrivée avec la vitesse de 6 km/s ont été appliqués avant de réaliser les pointés.

III. Analyse des données

L'analyse des différentes données de sismique réflexion, de sismique réfraction, de gravimétrie et de magnétisme et les reconstructions cinématiques permettent de différencier sur la marge africaine, au niveau de Dakhla, trois domaines principaux (et quatre zones) dont l'extension est donnée sur la carte gravimétrique (figure III-9) :

- le domaine continental : il comprend une zone de croûte continentale non-amincie (zone I) et une zone d'amincissement au niveau de la pente continentale (zone II). Ces deux zones (I et II) sont séparées par la *hinge line*. En mer, la *hinge line* coïncide avec un gradient gravimétrique positif situé au bord du trait de côte,

- le domaine transitionnel (zone III) se caractérise par une croûte de nature océanique atypique. Il se situe entre la limite donnée par l'ajustement initial et l'isochrone M25. La figure III-10 correspond à la reconstitution initiale de l'océan Atlantique Central à 195 Ma (Sahabi, 2004 ; Sahabi *et al.*, 2004). Les anomalies bordières ECMA et WACMA marquent la limite des marges américaine et africaine et donc le début de l'accrétion océanique. Cette figure montre la juxtaposition des anomalies bordières et le choix de la limite dans le cas des zones à hiatus (comme au niveau de Dakhla) ou à recouvrement,

- le domaine typiquement océanique (zone IV) se situe au-delà de l'isochrone M25.

Les trois figures (figures III-11, III-12, III-13) qui suivent présentent une vue générale des deux profils Dakhla perpendiculaires à la marge, le profil DP au Nord et le profil AB au Sud, d'après respectivement la sismique réflexion (profondeur en secondes temps-double), la sismique réfraction (profondeur en kilomètres) et une combinaison réflexion/réfraction (profondeur en secondes temps-double). Les deux coupes sont calées sur la limite océan-continent (limite entre les zones II et III) pour des fins de comparaison entre les différents domaines.

III.1. Analyse par données

III.1.1. La sismique réflexion

La zone I n'est pas renseignée par la sismique réflexion.

La zone II est très peu renseignée par les données sismique réflexion Dakhla ; l'accès à des profils pétroliers nous a donné une information sismique supplémentaire sur 50-55 km de large (figure III-11).

Trois grandes unités peuvent être individualisées à partir de la sismique réflexion dans les domaines continental et transitionnel (zones II et III). Il s'agit de :

- un ensemble sédimentaire très épais qui peut atteindre jusqu'à 6 std d'épaisseur. En général, son épaisseur avoisine 2 std. Au pied de la pente continentale, endroit où il est le

plus épais, nous verrons qu'il peut se diviser en trois sous-unités. Il repose en *onlap* directement sur le socle (trait épais marron),

- un faciès transparent, de très faible épaisseur (inférieure à 1 std) marqué, à son sommet par un réflecteur irrégulier de forte amplitude (réflecteur épais marron),

- sous le faciès transparent, dans la zone III (domaine transitionnel), nous observons un ensemble de réflecteurs bien marqués quoique discontinus et de forte amplitude (réflecteurs épais noirs). Ils forment une large bande qui peut atteindre 2 std d'épaisseur (entre 180 et 310 km). A partir du kilomètre 310 environ sur le profil DP, son épaisseur diminue en allant vers la pente continentale jusqu'à disparaître complètement vers le kilomètre 400.

Dans la partie océanique « typique » (zone IV), deux unités peuvent être individualisées :

- une série sédimentaire, de 2 std d'épaisseur reposant en *onlap* contre le fond irrégulier (trait épais marron),

- une unité transparente épaisse de 2 std, caractérisée par un toit de forte amplitude, « rugueux » c'est-à-dire avec beaucoup de relief (réflecteur épais marron). La base de cette unité est bien marquée, elle correspond à un ensemble de réflecteurs horizontaux alignés et de forte amplitude (réflecteurs épais noirs).

III.1.2. La sismique réfraction

L'analyse de la sismique réfraction de la campagne Dakhla révèle cinq unités majeures dans le modèle de vitesse. L'éclairage (le plus intense) de la figure III-12 informe le lecteur sur les zones réellement échantillonnées par les rais sismique.

- Une première unité, du violet au bleu, entre le fond de l'eau et le toit de la croûte dans les zones III et IV. Elle se retrouve dans la zone II entre le fond de l'eau et le toit de la deuxième unité. Nous distinguons quatre à six couches d'épaisseur variable avec des vitesses inférieures à 4,5 km/s, sauf cas particulier pour les lentilles identifiées, par nos collègues de Total, comme étant de la craie qui indiquent des vitesses proches de 5 km/s,
- Une deuxième unité (de couleur verte foncée) correspond à la plate-forme carbonatée, dans la zone II. Elle présente un gradient latéral de vitesse (5,4 km/s à 5,9 km/s) avec des vitesses qui augmentent en allant vers le continent. La plate-

forme carbonatée se caractérise généralement par des dépôts calcaires massifs et un rebord externe construit par des récifs. Les vitesses élevées observées sous cette paléo plate-forme semblent en accord avec la présence de calcaires massifs,

- Une troisième unité (vert clair à jaune) est présente sur l'ensemble du profil. Elle se subdivise en deux sous-unités (3a et 3b) séparées par un saut de vitesse vertical important. Dans la zone III, la sous-unité 3a repose directement sur l'unité 4. L'unité supérieure 3a (vert clair) présente des vitesses comprises entre 6,0 km/s et 6,2 km/s dans les zones I et II et entre 5,8 km/s et 6,0 km/s dans les zones III et IV. L'unité inférieure 3b (jaune) se caractérise par des vitesses comprises entre 6,5 km/s et 6,8 km/s dans la zone I et entre 6,6 km/s et 6,9 km/s dans la zone IV. L'unité 3b disparaît dans la zone III pour laisser place à la quatrième unité. Dans la zone II, les vitesses de l'unité 3b augmentent jusqu'à 7,0 km/s³ sous la pente continentale, soit de façon progressive (profil DP) soit très rapidement (profil AB). Les modèles de réfraction des profils DP et AB sont très différents. Le profil DP montre un gradient latéral de vitesse (6,5 km/s à 7,2 km/s) sur 80 km environ alors que sur le profil AB, le gradient est plus étroit (30 km). Il semble improbable que de si grandes différences soient réelles sur une si petite distance. Nous avons donc testé la validité de ces deux modèles : nous avons essayé de rendre le gradient plus étroit sur le profil DP et au contraire plus large sur le profil AB. Les résultats montrent qu'il est possible de rétrécir la zone sur le profil DP à 40 km (les données réelles sont encore correctement représentées) alors que l'élargissement de la zone sur le profil AB est impossible (les résultats ne reflètent plus les données réelles). L'hypothèse retenue est donc celle d'un passage abrupt. Cette observation montre l'imprécision potentielle des données de réfraction et la nécessité d'effectuer deux profils parallèles assez proches,
- A la base de l'unité 3, dans la zone III, nous distinguons une zone particulière (en orange) ayant des vitesses comprises entre 7,0 km/s et 7,4 km/s. D'après Christensen and Mooney (1995), ces vitesses semblent être relativement faibles pour appartenir au domaine mantellique et trop fortes pour être associées soit à de la croûte continentale, soit à de la croûte océanique. Elle s'étend sur 350 km de long environ (profil DP) et peut atteindre jusqu'à 6-7 km d'épaisseur,
- L'unité 5, délimitée uniquement en son toit, correspond à un corps ayant une vitesse

³ La valeur 7,0 km/s est la valeur attribuée à la limite supérieure de l'unité 4 et choisie de façon arbitraire.

supérieure à 8 km/s caractéristique de la présence de matériel mantellique.

III.1.3. La sismique réflexion et réfraction

Les modèles de vitesse réfraction ont été transformés en temps (en rouge) et ont ensuite été superposés aux *line drawings*, réalisés à partir de l'interprétation de la sismique réflexion (figure III-13).

- L'unité de vitesse 5,4-5,9 km/s correspond à la plate-forme carbonatée définie à partir de la sismique réflexion. Si on admet que cette unité de vitesse représente toute la série carbonatée jurassique, la combinaison réflexion/réfraction permet de connaître non seulement la géométrie du toit de la terrasse carbonatée mais aussi son épaisseur et sa terminaison vers le continent,
- La correspondance réflexion/réfraction est claire pour le toit de la croûte,
- Le faciès transparent observé en sismique réflexion, sous le toit du substratum, est assimilé à l'unité 3 en sismique réfraction avec des vitesses comprises entre 5,8 km/s et 6,0 km/s dans la zone III et entre 6,6 km/s et 6,9 km/s dans la zone IV,
- Dans la zone IV et une partie de la zone III, soit entre 20 km et 350 km pour le profil DP, la base de la croûte coïncide avec la présence des réflecteurs de forte amplitude horizontaux, à environ 10 std. Sur le profil AB, de tels réflecteurs coïncident également avec le Moho⁴ vu par la réfraction. Ailleurs, la base de la croûte provient essentiellement des données de sismique réfraction,
- Les réflecteurs de forte amplitude répartis sur une large bande et présents principalement dans la zone III coïncident avec la Zone à Vitesse Anomale (Z.V.A.). Cette observation se retrouve également au niveau de la marge du Zaïre (profils ZAIANGO) où nous disposons également de données sismique réflexion et réfraction (Moulin, 2003 ; Contrucci *et al.*, 2004 ; Moulin *et al.*, 2005).

⁴ 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 une fusion partielle et ainsi correspondre à des vitesses inférieures à 8 km/s. La précision sur la profondeur du Moho est de l'ordre du kilomètre (Rapport Dakhla, Géli *et al.*, 2004).

III.2. Etude par domaines

III.2.1. Le domaine continental

La zone I, située sous le plateau continental, a été pourvue d'un important réseau de stations à terre. Elles ont été placées dans la continuité des profils perpendiculaires à la marge, sur 120 km (figure III-9). Cette zone correspond à une croûte continentale non amincie d'épaisseur moyenne de 28 km.

La zone II concerne la pente continentale : elle se situe entre la *hinge line* et la zone III. Elle présente une largeur de l'ordre de la centaine de kilomètres.

III.2.1.1. *Le socle*

L'information précise sur cette zone provient de la sismique réfraction. La zone II peut être divisée en deux : les zones IIa et IIb marquant chacune un changement d'angle du socle (figure III-12). La zone IIa est marquée par une forte pente avec un angle moyen de $10,5^\circ$ (le socle plonge de 7 km en 35-40 km de distance). La zone IIb correspond à un angle moyen de $2,7^\circ$ (le socle s'approfondit de 3 km sur une largeur de 60-65km).

Seule la zone IIb est bien renseignée par la sismique réflexion : les informations obtenues à partir des données pétrolières (Total) complètent celles provenant des données Dakhla qui sont peu importantes (figure III-14). Les profils de sismique réflexion Total (profondeur en km) sont perpendiculaires à la marge et sont répartis entre les latitudes 21°N et 24°N suivant un maillage très serré (un profil tous les 15 km). Nous devons noter que les lignes sismiques à notre disposition sont de qualité médiocre puisqu'elles proviennent d'un agrandissement de fichier (au format .pdf). Mais, nous avons tout de même réussi à suivre, dans les grandes lignes, le réflecteur du Berriasien et le toit du socle (déjà mis en évidence par une interprétation des pétroliers sur ces lignes sismiques). La figure III-14 montre quelques *line drawings* réalisés à partir des profils pétroliers.

L'information sismique a ensuite été reportée en plan (figure III-15). Au niveau de Dakhla, la pente du socle est modérée ($2,7^\circ$). En revanche, au Nord et au Sud de cette région, la pente est plus forte. Vers $23,5^\circ\text{N}$, le socle plonge de 3 km sur une largeur de 25 km : l'angle de pente du socle avoisine $6,8^\circ$. Vers $21,5^\circ\text{N}$, le socle plonge aussi rapidement avec un angle proche de $6,8^\circ$.

III.2.1.2. La sédimentation

L'élément principal de la zone II est la présence de la plate-forme carbonatée jurassique. Le toit de cette séquence carbonatée est daté du Berriasien (142 Ma ; Gradstein *et al.*, 2004). Les profils réflexion Total nous ont permis de cartographier ce réflecteur (figure III-16). La zone II englobe la terrasse carbonatée et la paléopente. Nous observons un approfondissement général du Nord au Sud et un promontoire au centre de la zone (entre 23.2°N et 21.8°N). Il se situe au niveau de Dakhla, endroit (zone IIb) où l'angle du socle est modéré (2,7°). Au niveau de ce promontoire le paléotombant carbonaté est plus raide (l'angle d'approfondissement est de l'ordre de 9°).

En résumé pour la zone II :

- La zone de pente continentale est le lieu principal de l'amincissement de la croûte continentale malgré le décalage entre l'approfondissement du socle dans la zone IIa et la remontée du Moho dans la zone IIb. L'épaisseur de la croûte (3a et 3b), 28 km d'épaisseur en début de zone II, diminue jusqu'à une quinzaine de kilomètres à la fin de cette zone,
- Le début de la Z.V.A. (vitesses comprises entre 7,0 km/s et 7,4 km/s) coïncide avec la remontée du Moho,
- La croûte inférieure (3b) est marquée par un fort gradient latéral de vitesse (6.5 km/s à 7.4 km/s),
- La présence d'une plate-forme carbonatée est un trait majeur de la marge. Sa bordure externe représente un caractère paléogéographique notable puisqu'il s'agit d'une frontière entre un domaine néritique⁵ et un domaine bathyal⁶.

III.2.2. Le domaine transitionnel

Le domaine dit transitionnel se situe entre le bas de la pente continentale et la croûte océanique typique (isochrone M25). Il se caractérise par une absence de croûte continentale ou de croûte océanique typique.

⁵ S'applique à la zone marine située entre la zone littorale et le rebord du plateau continental (vers 200 m de profondeur)

⁶ S'applique aux milieux marins profonds de 200 à 3000 m environ, c'est-à-dire notamment à une grande partie de la pente continentale

III.2.2.1. Le socle

La figure III-15 montre que la campagne Dakhla se situe sur un haut de socle. Au Nord et au Sud, le socle forme deux bassins profonds (jusqu'à 13 km de profondeur). En bas de pente continentale, le socle forme une cuvette étroite d'une trentaine de kilomètres (figure III-14). Elle est délimitée vers l'ouest par un premier haut de socle. Ce haut de socle, matérialisé par des croix sur la figure III-15, a été cartographié à partir des profils pétroliers (figure III-14). Il coïncide plus ou moins avec l'anomalie E. Les hauts de socle sont au nombre de 3 ou 4 et s'étendent sur une largeur de 20-25 km (figure III-17). La croûte montrant des hauts de socle présente une couche supérieure ayant des vitesses sismiques de 5,8 km/s à 6,0 km/s, elle est épaisse de 1 std. Les réflecteurs visibles dans cette couche se situent sous des hauts de socle, ils sont inclinés vers le continent. La couche inférieure a des vitesses comprises entre 6,8 km/s et 7,25 km/s, elle est épaisse de 1,5 std. Nous observons quelques réflecteurs pentés qui se localisent principalement dans la Z.V.A. (7,0 km/s à 7,25 km/s). En allant vers l'ouest, le toit de la croûte devient plutôt rugueux et évolue pour devenir lisse. L'aspect lisse semble coïncider avec la présence de la Z.V.A. en base de croûte (figure III-18). A cet endroit, la croûte présente une première couche de 1 std d'épaisseur (de 5,8 km/s à 6,0 km/s) caractérisée par un faciès transparent. Elle présente des failles à fort pendage principalement vers l'Est. Elles accidentent le toit de la croûte et se poursuivent légèrement à travers les séries sédimentaires. La couche inférieure, de 2 std d'épaisseur, est marquée par la présence des réflecteurs de forte amplitude associés à la Z.V.A. (vitesses comprises entre 7,0 km/s et 7,4 km/s). Cette observation se retrouve sur d'autres marges : la marge angolaise par exemple montre également un domaine transitionnel avec une Z.V.A. (vitesses comprises entre 7,2-7,4 km/s et 7,8 km/s) à sa base (Moulin, 2003 ; Contrucci *et al.*, 2004 ; Moulin *et al.*, 2005). Le domaine transitionnel du Golfe de Gascogne se caractérise aussi par la présence d'une Z.V.A. à sa base (vitesses comprises entre 7,2 km/s et 7,8 km/s) (Thinon, 1999).

III.2.2.2. La sédimentation

La zone d'étude compte seulement quatre sites de forages, DSDP et ODP confondus. Le site de forage ODP 658 (Leg 108, Ruddiman *et al.*, 1988), le plus profond des deux sites ODP, pénètre uniquement les trois cent premiers mètres de sédiments (pour une épaisseur totale supérieure à la dizaine de kilomètres). Il atteint les formations cénozoïques du Pliocène inférieur. Les sites de forage DSDP 139 et 140 (Leg 14, Hayes *et al.*, 1972)

atteignent les formations du Miocène inférieur et du Maastrichtien. Ces forages présents dans la zone d'étude ne permettent donc pas de dater les réflecteurs les plus profonds.

Pour l'interprétation sismique, nous avons bénéficié de quelques marqueurs sismiques (réflecteurs datés) identifiés par Total. Leur pointé est réalisé avec fiabilité grâce au grand nombre de ligne sismique qu'ils possèdent sur l'ensemble de la marge ouest africaine et à des éléments de calage (dont les sites de forages 416 dans le bassin de Seine et 367 dans le bassin du Sénégal). La figure III-19 illustre la comparaison entre une portion de profil Dakhla DP et celle du profil Meteor M39-02 passant par le puit de forage 416 (Leg 50, Lancelot *et al.*, 1980a ; 1980b) situé dans le bassin de Seine beaucoup plus au Nord. Les analogies de faciès m'ont permis de vérifier l'identification de deux horizons : *Be* et *Ap*. Le réflecteur *Be* correspond au Berriasien : c'est un réflecteur de forte amplitude parmi un ensemble de réflecteurs bien marqués, parallèles et très peu espacés les uns des autres. Le réflecteur *Ap* est daté de l'Aptien et est au toit d'une série de réflecteurs parallèles.

Au pied de la pente continentale, la couverture sédimentaire peut être divisée en trois unités (figure III-20). L'unité 1 est datée du Jurassique à l'Aptien. C'est une série homogène litée comprenant des réflecteurs continus et bien marqués mais de faible amplitude. Les premiers réflecteurs se terminent en *onlap* contre les reliefs du socle. L'unité 2 présente une diversité de faciès. Elle peut se diviser en deux sous-unités. La première correspond à une série de réflecteurs lités et de forte amplitude. Elle se situe entre les réflecteurs *Ap* (Aptien) et *Co* (Coniacien). Vers le sommet de cette série, les réflecteurs sont moins continus, ils semblent affectés par des épisodes d'érosion. La deuxième englobe une série de réflecteurs de plus faible amplitude situés entre les réflecteurs *Co* (Coniacien) et *Eo* (Eocene). Elle est marquée par deux surfaces d'érosion importantes qui sont datées du toit du Santonien (*Sa*) et de la base du Paléocène (*Pa*).

Le contact entre les unités 2 et 3 est une surface d'érosion majeure. Elle est datée de la base de l'Eocène. Elle est très bien marquée sur le profil EF perpendiculaire à la marge (figure III-21). L'unité 3 est chaotique : les réflecteurs ne sont ni continus, ni réguliers. Au sein de cette unité sismique, de nombreuses surfaces d'érosion sont observées. Ces discordances peuvent être induites soit par l'activité de canyons sous-marins, soit par une circulation d'eau profonde.

Plus vers le large, la couverture sédimentaire peut également se diviser en trois unités (figure III-22). Les unités 1 et 2 sont litées. Les réflecteurs de l'unité 2 (Aptien-

Eocène) sont de plus forte amplitude que ceux de l'unité 1 (depuis le socle jusqu'à l'Aptien). On observe quelques failles qui traversent à la fois le socle et les premières couches de l'unité 1. L'unité 3 repose sur l'unité 2 par l'intermédiaire de la discordance d'érosion Eocène. A l'intérieur de l'unité chaotique (unité 3), nous observons des structures ressemblant à des diapirs de boue, entre 285 km et 305 km.

En résumé pour la zone III :

- La sismique réfraction révèle la présence d'une Z.V.A. (vitesses comprises entre 7,0 km/s et 7,4 km/s) à la base de la croûte et sur l'ensemble de la zone. La Z.V.A. atteint un maximum d'épaisseur d'environ 6 km. Trois hypothèses sont proposées pour expliquer 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 soit de manteau serpentinisé (Boillot *et al.*, 1987, 1989 ; Reid, 1994, *etc.*) soit de sous-placage⁷, alors le toit du manteau se trouve au toit de la Z.V.A. Ces trois hypothèses ont des répercussions différentes sur l'épaisseur de la croûte, le taux d'amincissement et les processus de formation des marges,
- On observe la présence de nombreux réflecteurs intracrustaux de forte amplitude principalement associés à la Z.V.A.,
- La morphologie du socle évolue d'Est en Ouest : en début de zone III, nous observons des hauts de socle sur une distance de 20-25 km. A l'ouest de ces hauts de socle, le socle devient rugueux puis lisse à l'aplomb de la Z.V.A. lorsque celle-ci atteint son maximum d'épaisseur.

III.2.3. Le domaine océanique

Ce domaine se situe à l'ouest de l'isochrone M25 (zone IV). Les informations sismiques proviennent uniquement du profil sismique réflexion Dakhla DP.

⁷ « 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 and McKenzie, 1989 ; Eldholm, 1995) » (Moulin, 2003)

III.2.3.1. Le socle

Le toit de la croûte est caractérisé par un réflecteur de forte amplitude et plutôt chaotique (figure III-23) caractéristique d'une croûte océanique. Il se situe entre 7,5 std et 8 std de profondeur. Le faciès de croûte océanique est transparent (sans réflecteur continu). Le Moho est identifié par des réflecteurs horizontaux de forte amplitude, situés vers 10 std, en sismique réflexion. Ils coïncident avec le Moho obtenu à partir des données réfraction. La zone IV se caractérise par une épaisseur de croûte typique, de 6,5 km à 8 km environ.

Le substratum de ce domaine a donc toutes les caractéristiques d'une croûte océanique typique : son faciès sismique, son épaisseur et sa signature magnétique.

III.2.3.2. La sédimentation

La figure III-24 montre la corrélation entre une portion de profil DP et celui du profil Valvidia VA-10 passant par le puit de forage 367 (Lancelot *et al.*, 1978a, 1978b), situé dans le bassin profond du Sénégal. Deux réflecteurs peuvent être identifiés : *Ap* et *Eo*. Le réflecteur *Ap* (Aptien) est le plus fort réflecteur au sein d'une série de réflecteurs parallèles et continus, de plus ou moins forte amplitude. Le réflecteur *Eo* (Eocène) est facilement reconnaissable, il s'agit d'un réflecteur puissant à la base du faciès chaotique.

La couverture sédimentaire sur la croûte océanique peut également être divisée en trois unités (figure III-25). Les unités inférieures 1 et 2 correspondent à un faciès lité. Les premiers réflecteurs de la série 1 se terminent en *onlap* sur les reliefs de la croûte océanique. L'unité 2 contient des réflecteurs de plus forte amplitude au sommet. Le contact entre l'unité 2 et l'unité sus-jacente 3 est représenté par la discordance d'érosion Eocène (*Eo*). Le faciès chaotique de l'unité supérieure (unité 3) reste identique à celui de la zone III précédemment décrit. Notons toutefois la présence du mont sous-marin *Tropical* dans la zone IV. L'épanchement volcanique associé s'étend sur 35 km de diamètre et 0.8 std d'épaisseur.

III.3. Synthèse

La synthèse des trois coupes Dakhla et des profils Total peut se résumer par les points suivants (figure III-26) (profils profondeur en kilomètres):

- La marge peut être divisée en trois grands domaines : continental, transitionnel et océanique et en quatre zones,

- La marge Dakhla est une marge atypique : la remontée du Moho est décalée d'une cinquantaine de kilomètres par rapport à l'approfondissement du toit du socle. La zone II reste tout de même une zone principale d'amincissement du socle : de 28 km en moyenne sous la croûte continentale non-amincie, il passe à moins d'une quinzaine de kilomètres en fin de zone II sur une centaine de kilomètres,
- Les résultats de la sismique réfraction nous renseignent sur l'existence d'un gradient de vitesse plutôt étroit dans la zone II. Il coïncide plus ou moins avec la remontée du Moho,
- La Z.V.A. se situe à la base de la croûte sur l'ensemble du domaine transitionnel. Elle présente des vitesses comprises entre 7,0 km/s et 7,4 km/s,
- Le domaine transitionnel est caractérisé par une croûte mince (l'épaisseur moyenne est de 5 km sans la Z.V.A.),
- La couverture sédimentaire de la zone II est marquée par la présence d'une plate-forme carbonatée datée du Jurassique-Berriasien. Elle présente un gradient de vitesse latéral avec des vitesses comprises entre 5.4 km/s et 5.9 km/s, valeurs en accord avec la présence éventuelle de calcaires massifs. Elle fera l'objet du prochain paragraphe.

III.4. La plate-forme carbonatée jurassique

L'histoire sédimentaire dans l'océan Atlantique Central débute dès le Trias. Elle accompagne la période de *rifting* triasico-liasique. Le socle paléozoïque est alors recouvert par des dépôts terrigènes rouges (grès et argiles principalement) intercalés avec des séries évaporitiques. Les dépôts salifères sont largement étendus au large de la Nouvelle-Écosse et du Nord Maroc. A partir du Sinémurien (195 Ma), l'accommodation augmente et s'accompagne de dépôts carbonatés peu profonds. Cette sédimentation de type plate-forme carbonatée ou pélagique carbonatée intéresse le Jurassique moyen/supérieur-Néocomien⁸ basal. Elle donne à l'océan Atlantique Central une configuration particulière. La figure III-27 montre notre reconstitution de l'Atlantique Central au Berriasien (142 Ma ; Gradstein *et al.*, 2004). A cette époque, les modes de sédimentation reflètent deux domaines avec :

- le développement d'une plate-forme carbonatée néritique,

⁸ Division stratigraphique du Crétacé inférieur comprenant le Berriasien, le Valanginien et l'Hautérivien.

- des dépôts carbonatés pélagiques dans le bassin profond.

Il s'agit ici de décrire, de manière très synthétique, les séries sédimentaires du Jurassique-Néocomien basal sur le plateau et dans le bassin, sur les marges américaine et africaine. La mise en évidence de variations latérales permettra d'évaluer une paléogéométrie à la fin de cette époque.

III.4.1. Stratigraphie

III.4.1.1. Le plateau

Sur la marge américaine, deux sites de forage apportent des informations sur la sédimentation jurassique. Il s'agit du site COST G-2 (Amato and Simonis, 1980) implanté sur le plateau de George Bank et du site de forage DSDP 392 (Leg 44, Benson *et al.*, 1978a) situé sur le rebord du plateau de Blake.

Le puit de forage COST G-2 révèle un Jurassique moyen (Callovien ?)-Jurassique supérieur caractérisé par des dépôts gréseux intercalés avec des calcaires et des schistes argileux. L'Oxfordien se démarque par la présence de calcaires oolithiques. Cet ensemble recouvre des dépôts calcaires micritiques intercalés avec de l'anhydrite, des dolomites et des schistes argileux du Jurassique moyen-Jurassique inférieur. Ces dépôts sont caractéristiques de conditions de dépôts de plate-forme moyenne à externe. Le Jurassique supérieur-Crétacé basal (Berriasien) est composé de calcaires micritiques avec des zones oolithiques comportant des intercalations de grès et de schistes argileux. Ces dépôts sont typiques d'environnement peu profond, à haute énergie. Le Berriasien constitue une zone de transition entre une série sous-jacente calcaire et une section à dominante sableuse au-dessus (Amato and Simonis, 1980).

Plus au Sud, le forage 392 atteint une sédimentation calcaire caractérisée par la présence fossilifère d'algues vertes, de coraux, de mollusques, d'échinides, d'éponges, *etc.* Cet ensemble fossile est caractéristique d'un environnement de dépôt très peu profond, inférieur à la cinquantaine de mètres. Dans les résultats du forage, ces dépôts étaient datés du Barrémien. Les études postérieures de Fourcade and Granier (1989) leur attribuent un âge Berriasien. Ces dépôts sont scellés par des dépôts calcaires rouges grossiers et anguleux. Ils peuvent s'expliquer soit par une érosion subaérienne, soit par un effritement sous-marin lié à

une surface d'érosion (Benson *et al.*, 1978b).

Sur la marge africaine, les informations sur la plate-forme carbonatée proviennent des sites de forage DSDP 544-547 (Leg 79, Hinz *et al.*, 1984a) et des plongées Cyamaz (Cyamaz Group, 1983, 1984a, 1984b).

Les résultats des prélèvements des plongées Cyamaz, au niveau du plateau de Mazagan, montrent que les calcaires du Jurassique supérieur-Néocomien basal (Berriasien) dominants sont de type « grainstone, packstone, ou wackestone, à spongiaires, à algues et foraminifères, stromatolithiques et péloïdes ou oolithiques » (Ruellan, 1985). Ils représentent un environnement corallien peu profond et de haute énergie. Les observations directes en plongée mettent en évidence l'érosion et la dissolution des carbonates par la présence de nombreuses perforations.

Au pied de l'escarpement de Mazagan, seul le forage 545 peut être considéré comme représentatif d'un cadre général. En effet, les positions structurales des forages 544, sur la crête d'un bloc effondré, et 547, dans un petit bassin isolé, ne permettent pas d'avoir des conclusions à valeur régionale. Le forage 546, quant à lui, atteint les dépôts évaporitiques avec une très importante lacune pendant le Jurassique-Crétacé. Les faciès jurassiques du forage 545 comportent de bas en haut des calcaires sableux, dolomitiques et à Ammonites, probablement déposés dans un environnement à profondeur modérée, au niveau de la pente continentale, et des calcaires essentiellement dolomitiques contenant des débris de coraux, des fragments d'algues, des oolithes, *etc.* Ce contenu fossilifère indique un environnement de dépôt très peu profond et agité (Hinz *et al.*, 1984b).

III.4.1.2. La plaine abyssale

Du côté américain, deux sites de forages donnent des renseignements sur la sédimentation jurassique : les sites de forage DSDP 105 (Leg 11, Hollister *et al.*, 1972a, 1972b) et DSDP 534 (Leg 76, Sheridan *et al.*, 1983a, 1983b). Ces sites indiquent une sédimentation du Jurassique supérieur caractérisée principalement par des dépôts argileux calcaires rouges, des calcaires micritiques avec beaucoup de calpionelles, de apytchi et de lagénidés. Ils sont relayés par des dépôts calcaires plutôt turbiditiques après le Berriasien-Valanginien. La présence de calpionelles et de apytchi suggère des conditions de dépôts profonds jusqu'à la fin du Crétacé inférieur.

Côté africain, deux sites de forages atteignent les formations jurassiques. Il s'agit du site de forage DSDP 416 (Leg 50, Lancelot *et al.*, 1980a) dans la plaine abyssale de Seine et le forage DSDP 367 (Leg 41, Lancelot *et al.*, 1978a) situé dans le bassin du Sénégal.

Au niveau du forage 416, pendant la période du Jurassique supérieur au Valanginien inférieur, l'évolution du bassin est dominée par une sédimentation détritique, de type turbiditique, dans laquelle s'intercalent des séquences carbonatées à matériaux remaniés (calcarénites et calcaires micritiques essentiellement) provenant de la plate-forme ou de la pente continentale. La microfaune et la présence de calpionelles témoignent d'un milieu de sédimentation profond, situé entre le bas de glaciais et la plaine abyssale (Lancelot *et al.*, 1980b, 1980c).

Dans le forage 367, la séquence carbonatée mésozoïque se subdivise en deux unités successives : des calcaires argileux rouges de l'Oxfordien-Kimméridgien, des marnes, des argiles indurées et des calcaires blancs du Tithonien-Valanginien marqués par la présence de calpionelles à la base et de calcaires micritiques au sommet. La prédominance de nannoplancton, la grande variété de fossiles et la présence de apychi indiquent un environnement de dépôt profond (Lancelot *et al.*, 1978b ; Lancelot and Seibold, 1978).

En résumé, les études précédentes mettent en évidence :

- L'édification d'une plate-forme carbonatée néritique, du Jurassique au Néocomien basal. Le rebord externe de la plate-forme carbonatée est construit par des récifs comme en attestent les différents sites de forage. La présence de récifs est fondamentale. Les récifs se développent dans la zone euphotique⁹, ils constituent donc un jalon bathymétrique majeur,
- Au Berriasien, la phase de construction de la plate-forme carbonatée s'achève brutalement. Deux hypothèses peuvent être émises pour expliquer cet événement. Il peut s'agir :
 - soit d'un mouvement tectonique,
 - soit d'une variation eustatique liée à un changement climatique.

Nous avons vu que l'ensemble des forages attribuaient un âge Berriasien à la fin de la construction carbonatée. Il semble donc que l'arrêt de l'édification de la plate-forme carbonatée soit un événement global qui intéresse l'ensemble des marges de l'Atlantique

⁹ Qualifie le milieu marin suffisamment éclairé pour que la vie végétale, conditionnée par la photosynthèse, puisse s'y développer. L'épaisseur de la couche euphotique, variable selon la limpidité des eaux, est de l'ordre de 50 m.

Central. S'il s'agit de tectonique, ce devrait être un événement global sur l'ensemble de l'Atlantique Central. Un événement d'une telle envergure semble peu probable. Toutefois, des événements tectoniques régionaux ne sont pas exclus comme au niveau du plateau de Mazagan par exemple. L'arrêt de la sédimentation carbonatée sur le plateau serait donc plutôt liée à des variations eustatiques : une régression importante suivie d'une transgression au Berriasien-Valanginien. Cette hypothèse est confortée par des indices de régression (karstification sur le plateau de Mazagan (Ruellan, 1985), présence de dépôts calcaires grossiers sur le plateau de George Bank).

III.4.2. Position structurale

Sur la marge américaine, la plate-forme carbonatée s'étend sur 6000 km, depuis les Grands Bancs au Nord jusqu'au Bahamas au Sud. Elle forme une ceinture discontinue le long de la marge, probablement composée de segments plus ou moins isolés constitués de bancs carbonatés et de plate-forme, sur 400 km de longueur environ et d'épaisseur variable (Jansa, 1981).

La position structurale de la bordure externe de la plate-forme carbonatée diffère le long de la marge (figure III-27A).

Au Nord, à la latitude de la Nouvelle-Écosse, le rebord de la plate-forme se situe en retrait vers l'Est par rapport à la ECMA. A cet endroit, la plate-forme se retrouve à une profondeur de près de 6 km de sédiments (Wade, 1978, 1981 ; ligne 89-1 figure III-31). D'après Eliuk (1978), elle présente une largeur de l'ordre de 20 km à 80 km et une épaisseur de l'ordre de la centaine de mètres.

Dans le bassin de George Bank, elle reste également en léger retrait vers l'Est de la ECMA. Sa profondeur est de l'ordre de 2 km mais son épaisseur avoisine les milliers de kilomètres (3300 m d'après Jansa, 1981 ; 2200 m au niveau du COST G-1).

Au niveau de Baltimore Canyon, le rebord du paléoplateau jurassique coïncide aussi avec la ECMA. La plate-forme carbonatée semble avoir progradé vers la mer sur près de 30 km (Grow, 1980), son rebord se situe à environ 4 km de profondeur sur le profil Usgs 25 (figure III-31).

Plus au Sud, au niveau de la dépression de Caroline et du Blake Plateau, le rebord de la plate-forme carbonatée se situe à l'aplomb de la ECMA. Elle est enfouie à près de 4 km de profondeur (profil Egde 801, figure III-31). La largeur et l'épaisseur de la plate-forme augmentent pour atteindre 240 km et 5 km de profondeur au niveau des Bahamas (Jansa,

1981).

Sur la marge africaine, la plate-forme s'étend sur près de 6000 km depuis le Portugal, au Nord, jusqu'au niveau de la Guinée Bissau au Sud (Jansa, 1981).

Sur la marge de la Meseta marocaine, le rebord de la terrasse carbonatée se situe en retrait vers l'Est de la WACMA. Il affleure au niveau du plateau de Mazagan (Hinz *et al.*, 1982 ; Ruellan, 1985).

Au nord du bassin de Tarfaya-Laayoune, le rebord de la terrasse carbonatée se retrouve quasiment à l'aplomb de l'axe de l'anomalie magnétique WACMA, sauf dans la partie méridionale où il se situerait plus au large. Il est enfouie sous 2,2 km de sédiments (Ranke *et al.*, 1982).

Au niveau de Dakhla, le rebord de la plate-forme se situe toujours à l'aplomb de la WACMA. La plate-forme semble enfouie sous 4 km de sédiments.

Au large du bassin du Sénégal, le rebord du paléoplateau se confond avec la WACMA et intersecte la ligne de côte à la latitude de Dakar avant de repasser à nouveau vers le large où il affleure au niveau du plateau de Guinée (Jones and Magbatogu, 1982). Nous ne disposons pas d'informations sur la profondeur de la plate-forme à cet endroit.

En résumé, nous constatons que :

- Le rebord de la plate-forme carbonatée jurassique se situe en retrait des anomalies magnétiques bordières ECMA et WACMA au Nord des Monts Kelvin (bassins de Nouvelle-Ecosse et de Georges Bank) et au large de la Meseta marocaine. Partout ailleurs, le rebord coïncide avec ces deux anomalies magnétiques. La reconstitution initiale de Sahabi *et al.* (2004) laisse penser que cette partie septentrionale du système a évolué différemment de celle située plus au Sud,
- La profondeur de la plate-forme carbonatée diffère le long de la marge. Cette observation suggère qu'il y ait eu une subsidence différentielle postérieure.

III.4.3. Paléographie au Berriasien

La présence de la plate-forme carbonatée implique une sédimentation proche du niveau 0 m sur toute la marge. La terminaison en *onlap* des sédiments post-jurassiques contre le paléotombant suggère que ce dernier était déjà abrupt : nous supposons qu'il était sensiblement le même que le dénivelé de ce réflecteur que nous observons aujourd'hui sur

les profils. Ce dépôt contraint la géométrie des structures à l'instant t (Berriasien) de la fin de la formation. Nous pouvons ainsi reconstruire l'image de la paléogéométrie de la marge à cette époque.

Pour restituer cette surface, nous avons imposé une profondeur nulle pour le paléoplateau et nous avons soustrait à la profondeur actuelle la valeur du paléotombant pour les dépôts de la plaine abyssale. La figure III-27B montre une restitution des structures profondes à la fin du dépôt des carbonates, au Berriasien. Nous constatons que :

- la distance entre la *hinge line* et le rebord externe de la plate-forme, autrement dit la paléoplate-forme, est plus grande du côté américain : 150 km en moyenne contre seulement 90 km sur le profil Dakhla,

- le domaine océanique est beaucoup plus étendu : la reconstruction à cette époque (figure III-27A) montre que cette observation se retrouve sur l'ensemble du domaine Atlantique Central,

- le socle est un peu plus profond sur le profil Lase : il atteint environ 12 km au pied de la pente continentale contre 9 km sur le profil Dakhla. Le socle théorique, calculé à partir de l'équation de Parsons and Sclater (1977), est beaucoup moins profond que celui observé,

- le profil Lase est caractérisé par la présence de SDR (*Seaward Dipping Reflectors*). Il n'y a pas de SDR visibles sur les profils Dakhla,

- l'épaisseur des dépôts est nettement plus importante sur le profil américain : une dizaine de kilomètres à l'aplomb du rebord externe de la plate-forme contre seulement 7 km du côté africain, et dans la plaine abyssale l'épaisseur des sédiments coté américain est quasiment le double que celle observée sur le profil africain. Renseignés par quelques forages, ces sédiments de plaine semblent être des sédiments pélagiques carbonatés.

En résumé, la reconstruction à l'anomalie M16 (Berriasien) et les profils restitués dans la paléogéométrie de l'époque montre une nette asymétrie depuis le *rifting* jusqu'à cette anomalie au moins. Au moment du *rifting*, il existe une nette asymétrie dans la répartition du volcanisme (province CAMP). L'asymétrie observée sur l'extension et l'épaisseur des marges se retrouve donc dans l'accrétion jusqu'à l'anomalie M16 voire plus.

Le taux de subsidence de la marge pendant cette période peut être approché à partir de l'estimation de l'épaisseur des séries carbonatées et de la durée du dépôt : ici, on considère que le dépôt carbonaté typique de l'édification d'une plate-forme commence à l'Oxfordien soit vers 161 Ma. Le taux pour le profil africain serait alors de 370 m/Ma et de 630 m/Ma pour le profil américain.

Nous constatons que le taux de subsidence est beaucoup plus important du côté américain.

III.5. Combinaison sismique réflexion/réfraction de la marge américaine

La marge nord-est américaine, en regard de l'Afrique de l'Ouest, est celle qui a donné lieu à l'effort d'exploration (par sismique réflexion et réfraction, forages profonds, levés magnétiques et gravimétriques) et de synthèse le plus important en ce qui concerne les marges continentales.

Les sections sismiques présentées dans cette étude sont issues de la littérature (Grow *et al.*, 1983 ; Lase Study Group, 1986 ; Austin *et al.*, 1990 ; Sheridan *et al.*, 1993 ; Holbrook *et al.*, 1994 ; Keen and Potter, 1995 ; Talwani *et al.*, 1995 ; Funck *et al.*, 2003 ; Funck *et al.*, 2004) ; les données de sismique réflexion ont été réinterprétées à partir des profils déjà publiés et les modèles de vitesse reproduits en utilisant le logiciel Zelt. L'analyse des cinq profils de la marge américaine combinant les méthodes de sismique réfraction et de sismique réflexion a été similaire à celle de Dakhla. Les mêmes domaines et les mêmes zones sont reconnaissables sur l'ensemble des profils (figure III-28).

Il ne s'agit pas ici de faire une description détaillée de chaque profil puisque les données de sismique réfraction sont de qualité différente (ESP ou OBS), la densité d'instruments est différente (la comparaison est donc difficile) et les zones III et IV sont peu ou pas échantillonnées (sauf sur le profil Smart01). Toutefois, il a été possible de mettre en avant les caractères communs de ces différents segments de marge. Ces caractères ont été identifiés sur les coupes de sismique réflexion (figure III-29) et sur celles de réfraction (figure III-30).

La synthèse des cinq coupes de la marge américaine (figure III-31) montre que :

- La marge peut être divisée en trois grands domaines : continental, transitionnel et océanique et en quatre zones (figures III-29, III-30 et III-31),
- La zone de pente continentale (zone IIa) est le lieu privilégié de l'amincissement de la croûte continentale puisque l'approfondissement du socle observé à la fois sur les profils de sismique réflexion et réfraction est associé à une remontée du Moho nettement visible sur deux profils de sismique réflexion (profils Edge801 et Ba6) et sur l'ensemble des données de réfraction. L'épaisseur de la croûte continentale diminue de 32 km en moyenne à 7 km en moyenne. Un tel amincissement se produit

très rapidement, sur une distance voisine de 60 km,

- La sismique réflexion ne montre pas de structures distensives. On peut éventuellement imaginer de telles structures en bas de la pente continentale, là où la sismique ne nous fournit pas d'informations nettes mais le mouvement horizontal induit reste limité,
- Coïncidant avec la remontée du Moho, la sismique grand-angle révèle une Zone à Vitesse Anomale Z.V.A. (vitesses comprises entre 7,0 km/s et 7,4 km/s) sauf pour le profil le plus au Nord : le profil Smart01. La Z.V.A. atteint son maximum d'épaisseur au pied de la pente continentale, là où l'amincissement est le plus important,
- La terminaison de la Z.V.A. dans le domaine transitionnel n'est pas bien contrainte par les rais sismiques des OBS ou par les ESP. Notons cependant que la Z.V.A. n'est pas limitée à la zone II,
- Le domaine transitionnel est uniquement renseigné en intégralité par les données de sismique réfraction du profil Smart01 : il est caractérisé par une croûte de faible épaisseur. A la base de cette croûte, la sismique grand-angle nous renseigne sur la présence d'une Z.V.A. (vitesses comprises entre 7,2 km/s et 7,6 km/s) sur l'ensemble de la zone III,
- Seuls deux profils (Usgs25 et Edge801) sont caractérisés par la présence de SDR (*Seaward Dipping Reflectors*). Ils sont présents dans la zone II, s'étendent sur une largeur proche de 60 km et leur épaisseur moyenne avoisine 8 km,
- Les trois autres profils (Line 89-1, Usgs32 et Ba6) sont caractérisés par la présence de sel,
- La plate-forme carbonatée se retrouve sur chacun des profils dans la zone II. Le rebord de cette plate-forme se situe à l'aplomb du pied de la pente continentale,
- La marge américaine est caractérisée par la ECMA : puissante anomalie magnétique souvent associée à la présence de SDR (*Seaward Dipping Reflectors*). Or, la sismique réflexion révèle des segments sans SDR. Par ailleurs, pour les segments avec SDR, la ECMA est beaucoup plus large que la zone volcanique. Par contre, on note une remarquable coïncidence entre les dimensions de la ECMA et celles de la Z.V.A. (ce que nous n'observons pas sur les profils DAKHLA).

Chapitre IV

Synthèse - Discussion

Chapitre IV : Synthèse et discussion

I. Bilan des deux chapitres précédents

Les résultats de l'étude cinématique et de l'étude sismique (réflexion et réfraction) ainsi que celle des données structurales complémentaires (contours du socle des bassins mésozoïques, cartographie des dépôts salifères, *etc.*) conduisent à proposer 1) une division du système de l'océan Atlantique Central en deux grandes provinces géodynamiques de part et d'autre de l'alignement Kelvin-Canaries et 2) une segmentation structurale, dont les segments (quatre dans le domaine sud et deux dans le domaine nord) ont une longueur d'onde moyenne de l'ordre de 500 à 600 km (figure IV-1).

I.1. La province Nord

La province Nord se situe entre l'ensemble formé par la Meseta et l'Anti-Atlas et la Nouvelle-Ecosse (figure IV-1). Ce domaine se distingue de la province Sud par la présence d'une importante couche salifère sur l'ensemble des bassins. Cette présence salifère, datée du Rhétien-Hettangien (formation ARGO, Jansa *et al.*, 1980 ; Wade and MacLean, 1990) sur la marge américaine, et du même âge sur la marge africaine (Hinz *et al.*, 1984), rattache ce domaine à l'histoire triasique des bassins salifères de l'Atlantique Nord (Olivet, 1996). Ce domaine est limité, dans l'océan Atlantique Central, au Nord, par le Grand Banc de Terre-Neuve et la faille de Cobequid-Chedabucto, et au Sud, par la bordure australe du domaine atlasique et la faille de Tizi n'Test dont la prolongation en mer coupe la marge africaine en travers pour rejoindre le bassin de Shelburne (cette limite coïncide avec l'alignement ultérieur des îles Canaries).

A l'intérieur de ce domaine nord se surimpose la segmentation structurale postérieure, de longueur d'onde proche de 500-600 km, associée à la rupture jurassique entre l'Amérique du Nord et l'Afrique et à l'ouverture de l'océan Atlantique Central.

I.1.1. Le segment Bassin de Sable – Bassin de Seine (segment 1)

Le segment 1 est échantillonné par les profils line89-1/Smart01, que nous avons vu dans le précédent chapitre lors de notre compilation sismique sur la marge américaine, et les coupes sismiques réflexion/réfraction de la campagne Sismar.

La campagne Sismar de sismique réflexion et réfraction a été menée en 2001 par l'Université de Brest en collaboration avec l'Ifremer. Elle a permis la réalisation de deux transects : l'un au large d'El Jadida et l'autre au nord de Casablanca. Ces transects sont tous deux prolongés à terre sur 150 km par des stations sismiques terrestres. La principale problématique de la campagne Sismar concernait l'étude de l'extension du bassin salifère nord-marocain dans sa partie la plus large. Subséquemment, les profils Sismar se trouvent dans la zone où le bord du bassin de Seine passe d'une orientation N-S à une orientation E-O (figure IV-1). La croûte échantillonnée représente donc à la fois la partie N-S et la partie E-O du bassin nord-marocain ; nous devons garder à l'esprit que les variations latérales peuvent être importantes.

Nous avons interprété le profil 04 de la campagne Sismar de la même manière que les profils au niveau de Dakhla ou ceux situés sur la marge américaine ; la synthèse des données de sismique réflexion/réfraction, de magnétisme et les reconstitutions cinématiques montrent que la marge marocaine au niveau du profil Sismar04 peut se diviser en trois grands domaines comme nous l'avons déterminé pour les autres segments de marges (*cf.* chapitre III) : continental, transitionnel et océanique et en quatre zones (figures IV-2, IV-3, et IV 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 35 km à 7-8 km sur une distance inférieure à 100 km,
- La marge présente 4 à 5 blocs basculés, localisés au pied de la pente continentale. Cette pente continentale a été forée dans le cadre du programme DSDP, au cours du Leg 79 (Hinz *et al.*, 1984a et figures IV-2 et IV-4). Les éléments principaux, d'Est en Ouest, sont les suivants :
 - Le site 545, situé au pied de l'escarpement de Mazagan (701 m de profondeur d'eau), traverse des séries calcaires du Jurassique moyen à supérieur : les conditions de dépôts sont typiques d'un environnement très peu profond (Hinz *et al.*, 1984b),
 - Le site 544, situé sur une structure haute du bas de la marge (3607 m de profondeur), atteint le socle surmonté par des calcaires (bruns à rouges à petites Ammonites) du Jurassique moyen à supérieur : l'assemblage de faunes pélagiques et benthiques et l'absence de niveaux terrigènes semblent indiquer un milieu de sédimentation calme (Hinz *et al.*, 1984c) et émergeant (Jansa *et al.*, 1984),
 - Le site de forage 546, implanté par 3968 m de fond, présente l'intérêt essentiel d'atteindre, *via* un diapir, les dépôts évaporitiques datés du Rhétien-Sinémurien(?)

(Hinz *et al.*, 1984d),

- La présence des carbonates sur le bloc atteint par le site 544 implique que celui-ci était en position haute après l'ouverture océanique. Ainsi, jusqu'au site 544, les blocs seraient ainsi postérieurs à l'ouverture et plutôt liés à des instabilités gravitaires. Plus vers le large, c'est-à-dire à partir du bloc du site 546, il est possible que les blocs soient liés à la période de *rifting*,
- Le domaine transitionnel, de près de 100 km de long, est caractérisé par une croûte de faible épaisseur (7-8 km), de type continental (vitesses sismiques comprises entre 5,8 km/s et 6,9 km/s),
- Le bassin marocain à évaporites est délimité vers le large par l'anomalie magnétique S' : les séries salifères se situent à une profondeur de 5-6 km sous les sédiments, directement sur le substratum. La continuité des évaporites est reconnue sur le pourtour de la Meseta et dans les sillons atlasiques (Piqué, 2001). La couche de sel correspond sans doute à celui de la série ARGO américaine (Jansa and Wiedmann, 1982). La présence de sel sur la plate-forme et dans le bassin implique que le sel ne se dépose pas dans un milieu confiné profond mais à une profondeur proche de 0 m. Il s'agit donc d'une sédimentation proche du niveau de la mer, situation qui perdure pendant 20 Ma.

La figure IV-5 présente les profils Smart01 et Sismar04. Ces deux profils appartiennent au même segment mais ne sont pas exactement homologues. De plus, la position particulière du profil Sismar04 à l'angle du bassin oblige à une certaine prudence. Cependant, on peut comparer, en première approximation, ces deux profils à l'échelle du segment Nouvelle-Ecosse/Meseta. Malgré une certaine similitude structurale, de nettes différences apparaissent : 1) la marge américaine ne semble pas présenter de blocs basculés. Les blocs observés dans la zone II s'apparentent plus à des hauts de socle qu'à des blocs basculés ; 2) le domaine de transition sur la marge américaine est très différent, caractérisé par une croûte mince (3 km d'épaisseur environ) et par la présence d'un corps à vitesse anormale de 7 km d'épaisseur (vitesses comprises entre 7,2 km/s et 7,6 km/s) à la base.

I.1.2. Le segment Shelburne – Anti-Atlas (segment 2)

Ce segment 2, long de 350 km, fait face à la partie méridionale de la Nouvelle-Ecosse et à l'Anti-Atlas. Nous ne disposons pas de profils de sismique réflexion/réfraction

pour avoir une image en coupe de ce segment de marge.

Sur le coté américain, les séries évaporitiques se situent entre la *hinge line* et la limite externe de la ECMA (sous-bassin de Shelburne) et constituent le prolongement de celles situées dans le domaine Nord. Elles sont datées à partir de forages et appartiennent à la formation ARGO (Jansa *et al.*, 1980 ; Wade and MacLean, 1990) qui s'étend du Rhétien à la fin du Sinémurien. Elles trouvent leur homologue côté africain avec des dépôts salifères qui coïncident avec l'anomalie S1, mais ne s'étendent pas au-delà de celle-ci. Le point important est que cette présence, caractéristique du domaine Nord, est attestée dans la partie américaine et sur au moins une bonne partie de la marge marocaine.

I.2. La province Sud

La province Sud s'étend depuis l'alignement Kelvin-Canaries au Nord jusqu'au couple de zones de fracture homologues Guinée/15°20'N au Sud. Si ce domaine n'est pas entièrement dépourvu de sel, les manifestations salifères sont beaucoup plus éparses et étroites. Il s'agit d'un phénomène de moindre amplitude, différent de celui observé dans la province Nord (figure IV-1).

D'une manière générale, ce domaine est caractérisé par quelques points-clés de la structuration de la croûte de ces différents segments de marge, observés grâce à l'étude combinée de la sismique réflexion et de la sismique réfraction (*cf.* Chapitre III) :

- L'approfondissement du socle est conjugué à une remontée du Moho. L'épaisseur de la croûte continentale diminue de 30 km environ à moins de 10 km sur une distance inférieure à 60 km. La marge montre donc un amincissement très abrupt et localisé¹,

- La marge américaine ne présente pas de structures distensives. Nous devons toutefois noter que les données de sismique réflexion ne donnent pas d'informations dans la zone de bas de pente continentale (zone IIb) : il est possible qu'il existe des structures distensives dans cette partie de marge mais elles seraient tout de même peu importantes et ne pourraient en aucun cas jouer un rôle primordial dans le processus d'amincissement,

- Le domaine transitionnel, de croûte océanique atypique (zone III), est peu renseigné par les données de réfraction sur la marge américaine (figure III-31) : il semble

¹ Sur la marge angolaise, dans le golfe de Gascogne, l'amincissement principal de la marge est également restreint (50 km de largeur) au niveau de la pente continentale : l'épaisseur de la croûte diminue de 40-30 km jusqu'à 5 km (Thinon, 1999 ; Moulin, 2003).

toutefois se caractériser par une croûte de faible épaisseur (de l'ordre de 5km) située au-dessus d'une Z.V.A.

Outre la remarquable singularité structurale des marges du domaine Sud de l'Atlantique Central, il existe quelques points singuliers sur deux segments de marge voisins, principalement liés à la présence ou non de SDR (*Seaward Dipping Reflectors*) et de dépôts salifères.

I.2.1. Le segment Cap Cod – Tindouf (segment 3)

Comme pour le précédent segment (segment 2), nous ne disposons pas de ligne sismique réflexion/réfraction. Le segment 3, long de 450 km, localisé au niveau du Cap Cod et du bassin de Tindouf, se distingue par le développement de deux bassins conjugués : le bassin américain de George Bank situé en mer et côté africain, le bassin de Tarfaya-Laayoune à terre.

Il existe, dans le bassin de George Bank, des dépôts de sel localisés au bas de la pente continentale sur une bande étroite de 20 à 40 km environ et qui sont le prolongement vers le Sud de la large province salifère de Nouvelle-Ecosse. Ils n'ont pas d'homologues dans le bassin africain.

I.2.2. Le segment Baltimore – Reguibat (segment 4)

Ce segment correspond à notre zone d'étude. Long de 400 km, ce segment est particulier puisqu'il est dépourvu de sel et asymétrique avec le développement du bassin américain de Baltimore qui fait face au bouclier précambrien de Reguibat.

La marge de Dakhla, homologue du segment Baltimore Canyon, montre une structuration un peu différente de son homologue, dont l'image est donnée par le profil Usgs25/Lase (figure IV-6) :

- L'amincissement de la croûte continentale se situe dans la zone II mais la remontée du Moho est décalée d'une cinquantaine de kilomètres par rapport à l'approfondissement du socle,
- Il existe de plus une asymétrie de dimension des marges, le segment de marge africaine étant plus étroit que le segment américain,

- La marge africaine ne présente pas de SDR contrairement à son homologue américain.

Par ailleurs, il existe une nette asymétrie entre les deux segments de marge voisins. La figure IV-7 illustre la différence notable entre la marge de Tarfaya-Laayoune et la marge de Dakhla : dans le bassin de Tarfaya-Laayoune, la pente continentale est beaucoup plus étendue que dans celle située au niveau de Dakhla. Cette différence pourrait également se retrouver entre la marge Dakhla et le bassin du Sénégal.

I.2.3. Le segment Caroline du Sud – Sénégal (segment 5)

Ce segment, situé à la latitude de la Caroline du Sud et des Mauritanides, est le plus long des segments (600 km). Il est symétrique et marqué par la présence de deux bassins très étroits pourvus d'évaporites.

La marge américaine présente une province salifère très étroite entre les latitudes 31°N et 35°N. Les manifestations halocinétiques sont localisées au pied de la pente continentale. En absence de forages ayant atteint les séries sédimentaires triasico-liasiques, l'âge des dépôts a été proposé par comparaison avec la province salifère située au Nord : il serait d'âge Rhétien-Hettangien voire plus ancien (Manspeizer and Cousminer, 1988).

Au large de la Mauritanie, les dépôts évaporitiques se manifestent sous forme de diapirs au pied de la pente continentale. Ils seraient d'âge Jurassique inférieur (Lenher and de Ruiter, 1977 dans Wissmann, 1982), homologues de ceux situés dans le bassin américain.

I.2.4. Le Segment Floride-Guinée (segment 6)

Le segment 6, asymétrique, entre la Floride et la Guinée (350 km de long), marque la limite Sud du domaine Atlantique Central. Il n'existe aucune information directe concernant l'âge des dépôts évaporitiques sur le plateau de Casamance. Ils seraient soit d'âge liasique inférieur, équivalent à ceux des bassins salifères précédemment décrits, soit d'âge Callovien et leur formation serait alors à relier avec l'évolution mésozoïque du golfe du Mexique. Ce bassin à évaporites n'a pas de correspondant du côté américain puisqu'il fait face au plateau de Blake, une structure anormale de la marge (en relation avec un point triple) mise en place au Dogger.

Ces observations (absence de sel, présence de SDR, asymétrie) indiquent que la structuration des marges semble répondre à des contraintes tectoniques et géodynamiques très différentes.

Cette segmentation des marges de l'Atlantique Central, étroitement liée à l'héritage tectonique et de longueur d'onde moyenne de 500-600 km, ne semble pas avoir un caractère local puisqu'on retrouve, comme nous allons le voir, une segmentation de même longueur d'onde sur d'autres marges plus jeunes et dans la croûte océanique.

I.3. Les autres marges

On retrouve cette segmentation sur d'autres marges et dans d'autres endroits du globe terrestre.

La figure IV-8 illustre trois stades d'évolution de la Mer de Norvège et du Groenland : la situation initiale, avant l'ouverture océanique, au Paléocène supérieur (figure IV-8A) ; un stade intermédiaire, à l'anomalie C13 (limite entre l'Eocène et l'Oligocène) marqué par un important réajustement du mouvement des plaques (figure IV-8B) ; la situation actuelle (figure IV-8C). Chaque reconstitution est caractérisée par la présence de discontinuités illustrées par la zone de Faeroe, la zone de fracture de Jan Mayen, celle de Spitzberg, *etc.* qui semblent perdurer pendant toute l'accrétion océanique. Ces discontinuités coïncident avec des édifices volcaniques plus ou moins larges : le point de chaud de l'Islande, l'île volcanique de Jan Mayen, les plateaux de Yermak et de Morris Jesup.

Cette longueur d'onde se retrouve également sur les marges qui bordent l'océan Atlantique Sud. La compilation effectuée à partir des données pétrolières sur la marge sud américaine (Moulin *et al.*, 2005c, *rapport TOTAL confidentiel*) présentent quatre segments bien différenciés, de longueur d'onde de l'ordre de 700 km où la morphologie structurale est similaire (du sud au nord : Argentine, Pelotas, Santos et Campos).

De l'Atlantique sud jusqu'à la mer de Norvège, cette longueur d'onde est donc observée sur l'ensemble des marges.

I.4. Le domaine océanique

Dans le Pacifique, la carte des données gravimétriques satellitaires met en évidence de nombreuses structures anormales (volcans) et zones de fracture (figure IV-9).

Les zones de fracture (surlignées en orange), orientées N80° ou E-O, sont bien marquées dans la croûte océanique : la zone de fracture Murray, par exemple, se suit depuis le trait de côte à l'Est jusqu'à la ride de Hawaï à l'Ouest. Ces zones de fracture sont régulièrement espacées entre elles avec une longueur d'onde de 800 kilomètres. L'isochrone 55 Ma (trait noir) montre un décalage important le long de ces zones de fracture : la croûte adjacente de deux compartiments voisins n'a donc pas le même âge. Cette observation met en évidence un fractionnement du manteau sous-jacent et souligne la relation entre la répartition thermique du manteau et les zones de fracture.

Par ailleurs, la répartition du volcanisme est à comparer à la carte des anomalies du géoïde filtrées à moyenne longueur d'onde (entre 200 et 2000 km). Cette carte montre une répartition des anomalies thermiques du manteau supérieur en forme de damier (figure IV-10). Les anomalies positives dites chaudes sont espacées d'une longueur d'onde de 750-1100 km (Cazenave *et al.*, 1992). Si les anomalies ne sont pas toutes à corrélérer à une activité volcanique, trois d'entre elles coïncident avec les trois points chauds (archipel des Marquises, des Tuamotu et des Australes). Ces trois archipels, situés sur le flanc ouest de la dorsale Pacifique, forment un alignement volcanique dont on retrouve le symétrique de l'autre côté de la dorsale (plateau Inca, ride de Nazca et ride de Iquique) (Gutscher *et al.*, 1999). Chaque alignement correspond au mouvement relatif de la plaque sur laquelle il se trouve par rapport au manteau supérieur.

Plus au sud et à l'axe, sur la dorsale Pacifique-Antarctique, cette longueur d'onde semble se retrouver également dans la composition géochimique, la rugosité du plancher océanique et la répartition mantellique sous-jacente (Vlastelic *et al.*, 2000 ; Ondréas *et al.*, 2001).

Il semble que cette segmentation ne se fasse pas au hasard mais soit plutôt assujettie à une organisation profonde relativement simple. L'ensemble de ces observations montre que non seulement la considération de l'héritage tectonique mais aussi l'étude de la segmentation océanique et l'étude de la répartition des points chauds ont une grande importance pour la compréhension de la genèse des marges : les relations entre l'accrétion, la structuration des marges et leur segmentation respective sont remarquables.

II. Les modèles d'amincissement

La problématique des marges continentales passives est celle de l'amincissement de

la croûte continentale : quel est le processus qui en réduit l'épaisseur de 30 à 40 km sous le continent non affecté jusqu'à 5 ou 6 km seulement au pied des pentes continentales et comment s'effectue le passage à la croûte océanique typique, c'est-à-dire formée par « *sea-floor spreading* » ? C'est tout le problème de la naissance de l'océan qui est ainsi posé.

La solution du problème passe par une question clé, rarement abordée, la question de la reconstruction cinématique : quelle quantité de mouvement horizontal affecter aux plaques pour décrire l'amincissement de la croûte continentale ?

Il existe deux grandes catégories de modèles pour expliquer l'amincissement de la croûte continentale : les modèles conservatifs et les modèles non-conservatifs. La première catégorie de modèles conserve le volume de la croûte continentale. Celle-ci n'est altérée que mécaniquement (étirement, fracturation) pendant le processus de rupture. La deuxième catégorie de modèles regroupe les modèles dits non-conservatifs parce qu'on admet qu'une partie de la matière crustale a pu être transformée. Cette transformation peut se réaliser soit par adjonction d'un matériau différent soit par ablation soit encore par métamorphisme (Sleep, 1971 ; Falvey, 1974 par exemple). Dans ces modèles, le *rifting* peut être dit « actif » : c'est la remontée des matériaux chauds de la lithosphère qui est à l'origine, au moins en partie, de son amincissement. Ces modèles peuvent expliquer un amincissement important de la croûte en présence d'une faible quantité de mouvements horizontaux. Chaque catégorie de modèles peut être divisée en de nombreuses variantes.

Nous allons résumer ici les caractéristiques liées à la première catégorie de modèles, les modèles conservatifs, parce que ce sont les seuls pris vraiment en considération jusqu'ici par les physiciens ; c'est à eux que nous confronterons nos observations. Puis, nous énumérerons quelques exemples de processus d'amincissement de la croûte qui restent encore, au sens physique, des ébauches de modèles.

II.1. Modèles avec conservation de volume

Les deux modèles les plus connus sont le modèle de type « *pure stretching* » (McKenzie, 1978) et le modèle de type « *simple shear* » (Wernicke, 1981 ; 1985). Ces deux grands modèles reposent sur les trois mêmes hypothèses : 1) la rupture de la lithosphère est expliquée par la présence de deux forces horizontales extensives aux limites des plaques ; 2) l'extension de la croûte se fait sans variation de volume pour l'amincir ; 3) l'extension entraîne une remontée passive du manteau. Ces deux grands modèles impliquent donc des

mouvements horizontaux en relation directe avec l'amincissement observé.

Depuis près de trente ans, ces modèles font référence dans l'étude des marges continentales passives ainsi que des bassins intracontinentaux en extension.

La figure IV-11, empruntée à Ziegler et Cloetingh (2004), les schématise ainsi que le principe de la plus courante de leurs variantes.

Le modèle A, de type « pure stretching » (McKenzie, 1978) est le modèle géométrique le plus simple : l'étirement est uniforme et symétrique. Les failles qui expriment au niveau de la croûte supérieure fragile cet étirement doivent évoluer de façon progressivement croissante au fur et à mesure de l'amincissement. S'il s'agit de failles listriques, les blocs seront ainsi de plus en plus basculés à l'approche de la zone de rupture. La rupture totale de la lithosphère continentale correspond à la mise en place du « *sea-floor spreading* » et la marge évolue dès lors, en principe, passivement, en réponse à la subsidence thermique. Outre l'évolution des failles et la quantité de mouvement horizontal, ce modèle a d'autres conséquences :

- une phase de subsidence « tectonique » accompagne en principe la phase d'amincissement (ou phase de *rifting*),
- les marges homologues sont à peu près symétriques, ou tout du moins sont distendues avec le même système de fracturation,
- sous les marges continentales, la croûte supérieure et la croûte inférieure sont toutes deux amincies dans les mêmes proportions,
- la quantité de distension mesurée au travers des marges juste avant l'accrétion océanique doit être semblable, d'un segment à l'autre, tout au long du *rift*.

McKenzie (1978) écrivait dans son article fondateur “*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*”. Près de trente années plus tard, cette question est plus que jamais posée. Avec les progrès de l'exploration par sismique réflexion, de nombreux bassins sont clairement apparus comme dépourvus de structures distensives susceptibles de les expliquer ; lorsqu'elles sont observées, ces failles sont insuffisantes pour rendre compte de l'amincissement mesuré sur la plupart des marges et des *rifts*.

Se pose également le problème de la subsidence engendrée par ce modèle

d'amincissement. Il est souvent difficile voire impossible de reproduire les séquences sédimentaires, à partir de modélisations thermo-mécaniques fondées sur ce modèle d'étirement, comme l'a montré par exemple Dupré (2003) sur la marge gabonaise.

Ces difficultés ont attiré de plus en plus d'interpréteurs vers **le modèle de Wernicke (1981, 1985)**. Ce modèle, fondamentalement dissymétrique, permet en effet de déplacer latéralement les effets de l'extension et de reporter éventuellement sur la marge opposée, les questions restées ouvertes pour une marge donnée. C'est pourquoi il est indispensable de disposer de données permettant de contraindre réellement la cinématique de la rupture à l'échelle des plaques concernées.

Le modèle de « *simple shear* » a été proposé par Wernicke (1981, 1985) à partir d'observations effectuées sur la province américaine des « *Basin and Range* » (figure IV-11B). L'amincissement de la lithosphère est expliqué par le glissement d'une plaque sur une autre suivant une grande faille de détachement, faiblement inclinée, traversant toute la lithosphère. La lithosphère continentale est alors séparée en deux plaques : d'un côté, une plaque inférieure principalement constituée de petits blocs et potentiellement de croûte inférieure et du manteau affleurant ; d'un autre côté, une plaque supérieure avec des blocs basculés et pas de croûte inférieure.

Ce modèle a pour conséquence un emboîtement entre une marge distendue et une marge plus raide pour que la quantité de mouvement soit constante sur la frontière de plaque entre deux segments voisins. Ces mouvements ne sont pas sans poser des problèmes géométriques lorsqu'il s'agit de les intégrer de manière cohérente dans un modèle cinématique dans la mesure où des différences d'amincissement considérables apparaissent d'un segment à l'autre d'une même marge.

La figure IV-12 propose, par exemple, une reconstruction initiale (« *post-rift* ») du bassin Liguro-Provençal (il y a environ 20 Ma) la plus proche possible d'une fermeture idéale, sans toutefois faire intervenir de déformation interne importante ni dans le bloc corso-sarde ni en Provence puisqu'on sait (à partir des données du golfe du Lion en particulier) que de telles déformations sont insignifiantes à cette échelle depuis 20 Ma. Un léger mouvement différentiel entre la Corse et la Sardaigne a cependant été introduit pour parfaire le *fit*. On y observe la bonne correspondance morphologique des deux marges ; Ben Tounsi (1992) et Gueguen (1995) ont montré que cette reconstruction était cinématiquement réalisable en bon accord avec les données magnétiques. Cette reconstruction montre que la partie déprimée du golfe du Lion se trouve en regard de la partie déprimée de la marge sarde, tandis que la

marge abrupte de la Provence se trouve accolée à la marge abrupte de la Nurra. Ces coïncidences indiquent des mécanismes d'amincissement différents d'un segment à l'autre. L'existence d'une zone déprimée du côté sarde relativise celle que l'on observe sous le golfe du Lion et que plusieurs auteurs attribuent à des contingences locales. On observe que dans cette configuration, la partie homologe du profil ECORS correspond au profil Sardinia04 et que le profil Polymède tombe approximativement en face du profil CROP. Les deux coupes mises en regard posent le problème du mécanisme de l'amincissement sous les marges et donnent à voir que l'amincissement par « *pure stretching* » aussi bien que celui par « *simple shear* » sont difficiles voire impossibles à appliquer.

Le modèle de Barbier *et al.* (1986) (figure IV-11C) est précurseur d'une série de modèle (Sibuet, 1992 par exemple) qui explique l'évolution d'une marge ou d'un bassin en partie par des failles de détachement de type Wernicke mais à l'échelle de la croûte.

Ces deux derniers modèles ont pour implication que la croûte inférieure doit constituer une bonne partie du soubassement de l'une des deux marges, à la différence du modèle de type « *pure stretching* » qui ne doit exposer que de la croûte supérieure.

Le modèle de Manatschal (Whitmarsh *et al.*, 2001 ; Manatschal *et al.*, 2006 ; Lavier et Manatschal, 2006) (figure IV-13) représente le stade de modélisation le plus élaboré à ce jour. Il ne concerne toutefois (pour la partie réellement élaborée) que le stade terminal de l'amincissement de la croûte et la mise en place du premier substratum océanique.

Du point de vue descriptif, naturaliste, qui est le nôtre, et en référence à nos propres observations, nous retenons de ce modèle les points suivants car l'évolution de la marge est décomposée en trois phases correspondant à trois modes tectoniques :

- Une première phase d'étirement « *stretching phase* » intéressant un large domaine (plusieurs centaines de kilomètres). Elle coïncide avec la formation de failles listriques enracinées dans la croûte inférieure ductile. Cette première phase est à l'origine de bassins sédimentaires qui peuvent être importants cependant comme l'écrivent ces auteurs : « *fault offsets are less than 10 km and total extension is limited* »,
- Une seconde phase d'étirement « *thinning phase* » intéressant un domaine restreint aux futures pentes continentales (plusieurs dizaines de

kilomètres). Elle se caractérise par des zones de cisaillement, à l'échelle crustale, amincissant la croûte jusqu'à moins de 10 km d'épaisseur, sans présence de failles normales dans la croûte supérieure,

- Une phase d'exhumation : cette phase porte à l'affleurement, par des failles de détachement convexes, en guise de première « croûte océanique », un manteau d'origine subcontinentale avec des fragments de croûte supérieure. Cette phase est caractérisée par l'influence de la serpentinisation du manteau.

La deuxième grande catégorie de modèles propose différentes possibilités d'amincir la croûte continentale, ou de l'alourdir, dans des conditions d'extension réduites.

II.2. Modèles sans conservation de volume

Il s'agit ici d'évoquer quelques exemples de modèles sans conservation de volume, je reprends simplement les notes de Keen and Beaumont (1990) :

- modèles dits érosifs (figure IV-14C) : l'amincissement de la lithosphère est lié à une convection thermique dans le manteau (Sengor and Burke, 1978 ; Spohn and Schubert, 1982). Il s'expliquerait soit par l'apport de chaleur à la base de la lithosphère qui pourrait déplacer le solidus, soit par un flux de matière à la base de la lithosphère,
- modèles métamorphiques : Falvey (1974), Artyushkov (1981), Falvey and Middleton (1981), Artyushkov and Sobolev (1982), Neugebauer and Sophn (1982) proposent un modèle dans lequel l'amincissement lithosphérique s'expliquerait par un changement de phase métamorphique dans la croûte inférieure (figure IV-14D, amphibolisation ; figure IV-14E, éclogisation) : ce dernier provoquerait un alourdissement de la partie inférieure de la croûte qui disparaîtrait dans le manteau,
- modèles avec flux ductile d'origine gravitaire : un flux ductile dans la croûte continentale inférieure pourrait avoir lieu pendant et après le *rifting* continental (Bott, 1971, 1982 ; Bott and Dean, 1972). Ce flux résulterait de la différence hydrostatique créée à la limite présumée de la croûte océanique. Ce mécanisme pourrait affiner la croûte continentale et causer une subsidence, mais il requiert un *rift* préexistant (figure IV-14F),

- modèles de fusion partielle : la fusion partielle et la cristallisation fractionnée du magma peuvent résulter de la réduction de pression lors de la remontée asthénosphérique (Beaumont *et al.*, 1982 ; Foucher *et al.*, 1982). Le magma pourrait migrer jusqu'aux premiers niveaux de la croûte et intruder, ou « sous-plaquer » la croûte continentale, ou rester dans l'asthénosphère pour être libéré lors de la rupture finale.

Nous allons à présent confronter nos propres observations à ces différents modèles ou schémas. Ces observations sont d'abord issues de notre étude sur les marges de l'Atlantique Central. Nous allons également utiliser des coupes sismiques réalisées à travers le bassin Liguro-Provençal dont on pense qu'elles peuvent correspondre à ce qui se passe sur les marges océaniques et en particulier sur celles de l'Atlantique Central. Enfin, nous verrons comment situer dans ce schéma d'organisation les observations contraignantes réalisées dans l'océan Atlantique Sud (Moulin, 2003, Contrucci *et al.*, 2004, Moulin *et al.*, 2005a).

II.3. Nos observations

II.3.1. Dans l'océan Atlantique Central

Comme nous l'avons déjà mentionné, l'étude structurale des différents segments de la marge de l'Atlantique Central a permis de déterminer trois grands domaines (continental, transitionnel et océanique) et quatre zones :

- la zone I correspond au domaine de croûte continentale apparent peu affecté par des phénomènes distensifs comme en témoignent les fossés triasiques (figure I-5). Cette zone I peut s'étendre à tout le domaine affecté par le volcanisme,
- la zone II, au niveau de la pente continentale, correspond au domaine de croûte continentale amincie. Elle peut se diviser en deux sous-zones marquées chacune par un changement de la pente du socle :
 - la zone IIa correspond à la zone de l'amincissement principal,
 - la zone IIb est une zone de striction, endroit de la rupture,
- la zone III correspond au domaine de transition à croûte océanique atypique.
- La zone IV est marquée par la formation de croûte océanique typique.

II.3.2. En Méditerranée

Nous allons voir que cette manière d'interpréter correspond parfaitement à ce qu'on observe sur une marge dix fois plus jeune.

Le bassin Liguro-Provençal, partie nord-occidentale de la Méditerranée, est une des régions qui permet le mieux d'aborder les problèmes liés au processus de formation des marges continentales passives. Ce bassin, déterminé par la rotation du bloc Corso-Sarde, constitue un espace d'allure océanique, bordé par des marges passives. Le fait que l'environnement de ce bassin soit orogénique change sans doute certains paramètres, comme le flux de chaleur, mais il n'y a aucune raison pour que les mécanismes conduisant à l'amincissement de la croûte continentale soient d'une autre nature que ceux qui affectent les marges de type atlantique. On sait d'autre part que, hormis pour la mer Ligure, les déformations compressives postérieures à l'ouverture du bassin sont remarquablement discrètes, aussi bien dans le bassin que sur ses marges. De plus, il s'agit d'un bassin jeune dont l'histoire est relativement simple et qui présente un stade précoce d'ouverture océanique, intermédiaire entre la mer Rouge et l'océan Atlantique. Ses marges homologues sont facilement accessibles (fait qui est relativement rare) au cours de la même mission ; les données tectoniques et stratigraphiques les concernant sont relativement simples et connues avec infiniment plus de détail que pour aucun autre système de marges océaniques connu. La campagne Sardinia (décembre 2006), couplant sismique réflexion et réfraction, a permis d'imager les structures profondes de ce couple de marges conjuguées. A ce jour, les données de réfraction n'ont pas été dépouillées, je n'utiliserai donc que les données de sismique réflexion et quelques informations sur les vitesses provenant de puits ODP et/ou de données d'inversion gravimétrique. L'absence de plate-forme carbonatée et la position du sel dans la partie profonde de la marge ne font pas écran acoustique ; les données de sismique réflexion donnent une image claire du socle situé au niveau de la pente continentale.

L'analyse des profils ECORS et Sardinia04 (figure IV-15C) met en évidence trois domaines (continental, transitionnel et océanique) et quatre zones, similaires à celles décrites précédemment :

- la zone I correspond au domaine de croûte continentale non ou extrêmement peu amincie,

- la zone II, séparée de la zone I par la *hinge line*, correspond au domaine d'amincissement de la croûte continentale avec :
 - une zone IIa où l'amincissement est important : la croûte de 30 km d'épaisseur en moyenne diminue jusqu'à une dizaine de kilomètres sur une distance voisine de 100 km,
 - une zone IIb, très clairement observable sur ces profils sismiques. La croûte est mince (une dizaine de kilomètres) et est affectée par des structures distensives (nombreux blocs),
- la zone III marque le domaine de transition, dont les caractéristiques ne sont ni typiquement océaniques, ni typiquement continentales : les anomalies magnétiques sont discontinues ou absentes et de faible amplitude (inférieure à 50 nT). Sur les profils de sismique réflexion, la croûte est très amincie (de l'ordre de 10 km d'épaisseur) dans le golfe du Lion ; du côté sarde, elle est surélevée et forme une terrasse,
- La zone IV présente des caractères sismiques et magnétiques similaires à ceux d'un domaine océanique.

II.4. Première ébauche de modèle

A partir des observations que nous venons de faire, nous pouvons ébaucher un modèle. Ce dernier ne peut pas être considéré comme appartenant au modèle de type « *simple shear* » de Wernicke (1981, 1985) puisque les marges de l'Atlantique Central sont, dans l'ensemble, symétriques.

Notre modèle s'articule autour de trois grandes phases tectoniques et l'élaboration de trois domaines structuralement distincts sans compter la mise en place de la première croûte océanique (ou croûte océanique atypique) (figure IV-16) dans le cas des marges du golfe du Lion et de la Sardaigne :

- Phase 1 : cette phase distensive peut affecter un domaine large de plusieurs centaines de kilomètres représenté par la zone I (figure I-5). Elle peut se traduire par du volcanisme, des fossés et des bassins plus ou moins importants,
- Phase 2 : c'est pendant cette phase que se produit l'amincissement qui caractérise la future pente continentale, limitée par la *hinge line* d'un côté et par la première croûte océanique de l'autre. Cette phase met en place la zone

II : c'est effectivement dans cette zone que l'épaisseur de la croûte passe de 30 km à moins de 5 ou 6 km d'épaisseur. Dans la mesure où l'on n'y observe pas ou peu de marques d'extension, on en déduit que c'est la croûte inférieure qui enregistre cet amincissement. Cette hypothèse est étayée par les résultats de sismique réfraction. Pour l'expliquer, nous voyons deux possibilités : soit la croûte inférieure est découplée de la croûte supérieure et est impliquée dans le processus d'exhumation du manteau et dans l'élaboration de la première croûte océanique, soit la croûte inférieure est alourdie ou transformée par des intrusions du manteau ou du métamorphisme. Par ailleurs, si ce domaine était aminci par des failles de détachement, le processus devrait entraîner la formation de deux marges dissymétriques, ce que les données ne confirment pas,

- Phase 3 : elle correspond à la rupture de la croûte continentale supérieure localisée au bas de la pente continentale, dans la zone IIb, et à la mise en place de la première croûte océanique. La largeur de la zone de striction (zone IIb) est de l'ordre de la cinquantaine de kilomètres. On connaît peu de choses sur la première croûte océanique mise en place au pied des marges continentales. Les interprétations issues de la comparaison entre la marge de Galice et le domaine alpin (Manatschal *et al.*, 2006) et le processus envisagé par Lavie and Manatschal (2006) ne sont pas en désaccord avec notre modèle.

II.5. Observations et remarques complémentaires

II.5.1. Le modèle de Montenat *et al.* (1988, 1998)

L'exemple du golfe de Suez et de la mer Rouge permet d'étudier un stade initial, peu évolué de marge en position sub-affleurante. Le golfe de Suez représente le segment nord du rift de la Mer Rouge initié entre l'Oligocène et le début du Miocène. La partie centrale de la mer Rouge semble correspondre à une croûte océanique ; le golfe de Suez ne semble pas encore avoir atteint le stade de l'accrétion océanique. Montenat *et al.* (1988, 1998) décrivent trois grandes phases de structuration des marges (figure IV-17) :

- une phase initiale distensive, qui correspondrait à la phase 1 de notre modèle, accompagnée d'une formation de blocs basculés. Ces blocs ont une

taille moyenne de 30 km et s'individualisent le long de failles normales qui ne s'enracinent pas en profondeur (jusqu'à 5 km de profondeur). Ces basculements pendant cette phase initiale du *rifting* ont un jeu modéré et s'étendent sur une courte période (Aquitaniens terminal-Burdigaliens),

- une phase de formation de horsts et de grabens associée à une très forte subsidence de la marge, du Burdigalien moyen au Langhien,
- une phase de flexuration.

Pour ces auteurs, tout comme pour Manatschal *et al.* (2006), la rotation des blocs existe donc bien pendant la phase initiale mais elle est réduite dans le temps et limitée en amplitude et n'accommoderait qu'une faible part de l'amincissement de la croûte continentale. La majeure partie de l'amincissement semble se produire lors de la phase à subsidence maximale, pendant la formation des horsts et des grabens (phase 2 de notre modèle).

II.5.2. La phase 2 et la zone d'amincissement

II.5.2.1. *Déficit de structures distensives*

Nous avons vu dans l'étude structurale que les marges de l'Atlantique Central ne présentaient pas ou peu de structures distensives : seuls un ou deux blocs présents en bas de la pente continentale de la marge mésétienne (profil Sismar04) peuvent être associés à la période de *rifting*. Cette observation est également valable sur d'autres marges comme les marges angolaise et brésilienne : Moulin (2003) observe uniquement un ou deux blocs basculés localisés en haut de la pente continentale (marge angolaise) et sur la plate-forme (marge brésilienne). Sur la marge du golfe du Lion, le profil ECORS met en évidence deux blocs basculés dans la partie haute de la marge, les grabens de Vistrenque et de Petite Camargue (figure IV-15) montrent un basculement des séries *synrifts* faible : la quantité d'extension associée à ces structures est donc peu importante.

Les résultats de plusieurs études sur les facteurs d'extension de la lithosphère montrent par ailleurs qu'il existe une grande différence entre les facteurs d'amincissement observés et calculés à partir d'une étude sur la subsidence et/ou des mesures de flux thermique. Nous prendrons quatre exemples pour illustrer cette différence :

- La mer du Nord : une étude sur le *rift* de la mer du Nord (Ziegler, 1992) montre que pour restituer l'épaisseur initiale de la croûte (32-35 km) en prenant l'hypothèse d'un

amincissement par « *pure stretching* » (McKenzie, 1978), il faudrait 100-105 km d'extension dans le graben Central et 100-130 km dans le graben de Viking. Or, la quantité d'extension mesurable d'après les failles n'est que de 30 km pour le graben de Viking et de 25 km pour le graben Central. Il existe donc un rapport de 1 à 3 entre l'extension mesurée et l'extension calculée,

- Une observation similaire a été faite sur le graben d'Oslo par Ro and Faleide (1992) : l'extension, déduite de la géométrie des failles, est de 11-13 km ; or, l'extension calculée et nécessaire pour restituer l'épaisseur de la croûte initiale à partir du modèle de type « *pure stretching* » est de 28-36 km. Les auteurs essaient d'expliquer cette différence par l'érosion aérienne d'un bombement *synrift* qui impliquerait une érosion entre 2 et 4 km,

- Dans le graben du Rhin, Brun *et al.* (1992) montrent qu'il existe une différence entre l'extension mesurée (5 km à 7 km) et l'extension calculée (17 km). Notons qu'il existe toujours un facteur 3 entre le facteur d'amincissement mesuré et celui calculé,

- Enfin, sur la marge angolaise, Moulin (2003) montre que pour reconstituer une croûte avec une épaisseur initiale de 30 km minimum, selon le modèle de type « *pure stretching* », un déplacement horizontal de 210 km supplémentaire est nécessaire. Un resserrement de plus de 200 km des marges angolaise et brésilienne impliquerait, entre autre, une compression de la même quantité entre les plateaux de Demerara et de Guinée, ce qui est géologiquement impossible.

Cette différence entre l'extension calculée en prenant comme hypothèse un modèle d'amincissement par « *pure stretching* » et celle déduite du nombre et de la géométrie des failles ou permise par les contraintes cinématiques montre qu'on peut rendre compte au mieux de seulement un tiers de l'amincissement par l'extension. Il est nécessaire d'introduire un autre mécanisme pour expliquer les deux tiers restant de l'amincissement de la croûte inférieure

II.5.2.2. Disparition ou transformation de la croûte continentale inférieure

Dans le bassin de Parentis (figure IV-18A), dans le golfe de Gascogne, le profil de sismique réflexion ECORS Gascogne montre que la croûte supérieure apparaît peu amincie alors que la croûte inférieure, épaisse d'une dizaine de kilomètres sous les épaules du *rift*, s'amincit rapidement jusqu'à disparaître complètement sous le centre du bassin. Pinet *et al.*

(1987) évoquent l'idée suivante : le pendage des réflecteurs vers le Sud dans la partie nord du bassin de Parentis 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 de la croûte inférieure dans le manteau supérieur par transformation métamorphique.

Le bassin de Valence (figure IV-18B), localisé entre la péninsule ibérique et les îles Baléares, a la particularité d'avoir une croûte fortement amincie sous laquelle se trouve un manteau caractérisé par des vitesses anormalement faibles (7.7-7.8 km/s). Au centre du bassin, la croûte inférieure disparaît complètement et tout comme dans le bassin de Parentis, il n'y a pas de variation significative de l'épaisseur de la croûte supérieure. 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 donc l'amincissement de la croûte au centre du bassin et la présence de vitesses anormales dans le manteau.

II.5.3. La phase 3 et la zone de striction

La figure IV-19 présente deux illustrations au niveau de la zone de striction, au bas de la pente continentale. Sur la marge du golfe du Lion (figure IV-19A), la sismique réflexion met en évidence un domaine, d'une cinquantaine de kilomètres de large, caractérisé par la présence de blocs. Au-dessous de ces blocs, nous identifions un réflecteur bien marqué qui rejoint le socle donnant à la croûte une forme de biseau. Dans le bassin de Porcupine, Reston *et al.*, (2001) mettent en évidence un réflecteur bien marqué (réflecteur P) à travers la croûte accidentée par des petites failles, et l'interprètent comme étant une faille de détachement. C'est cette zone de striction, de l'ordre de 50 km, qui est également mise en évidence par les contraintes cinématiques sur les marges angolaise et brésilienne (Moulin, 2003).

Ces exemples montrent que la déformation se concentre sur une partie réduite de la marge qui aboutit à la rupture et à la formation d'une première croûte océanique, composée de matériel mantellique et probablement de croûte continentale inférieure dans des proportions plus importantes que ce qui a été imaginé jusqu'ici.

III. Conclusions

III.1. La reconstruction initiale de l'Atlantique Central

La reconstruction qui a servi de point de départ à notre étude cinématique, empruntée au travail de Sahabi (2004) et Sahabi *et al.* (2004), situait l'Afrique et l'Amérique du Nord dans leur position relative juste avant la formation de la première croûte océanique, c'est-à-dire après les phases d'étirement et d'amincissement responsables de la structuration de la croûte continentale des marges.

A partir de notre modèle, nous pouvons maintenant proposer une reconstruction antérieure au processus d'étirement (figure IV-20).

Pour restaurer une croûte de 30 km d'épaisseur selon les modèles conservatifs, de type « *pure stretching* » par exemple, le déplacement engendré avoisine 150 km dans le cas du segment Baltimore/Dakhla et 140 km dans le domaine Nord (Nouvelle-Ecosse/Meseta). Compte tenu des considérations faites précédemment sur la mer du Nord, les grabens d'Oslo et du Rhin, nous admettons une extension de 50 km (un tiers du déplacement nécessaire). Cette valeur est cohérente avec la largeur de la zone à striction observée sur la marge du golfe du Lion ainsi que sur la marge angolaise (Moulin, 2003). Nous ne savons pas où localiser cette déformation : soit elle est répartie de façon homogène sur les deux marges homologues, soit elle est asymétrique. Nous avons donc choisi de considérer que la croûte continentale située sous la première branche de l'anomalie magnétique bordière est amincie par un mouvement extensif. Dans les zones où l'anomalie magnétique est simple, seule la moitié de la croûte continentale amincie localisée à l'aplomb de l'anomalie résulterait d'un déplacement horizontal.

Le résultat obtenu est nettement différent de ce qu'il serait si l'on tentait d'appliquer un modèle conservatif (d'ailleurs impraticable). Cette reconstruction montre qu'il est géométriquement possible de refermer davantage le système mais il demeure au niveau du segment Lase/Dakhla (figure IV-21) une croûte continentale amincie (~270 km de largeur au total) qui ne peut pas être resserrée par mouvements horizontaux puisqu'il n'y a pas de structures distensives les justifiant.

III.2. Le cas particulier de la marge de Dakhla

Force est de reconnaître, au terme de cette étude, que la marge de Dakhla, à l'origine

de notre travail, n'entre justement pas dans le schéma général proposé pour l'évolution d'une marge et ne répond pas vraiment aux exemples sur lesquels nous nous sommes appuyés.

L'exemple du bassin Liguro-Provençal nous a montré que la marge pouvait passer assez rapidement d'un domaine largement déprimé et aminci (la marge du golfe du Lion, la marge sarde médiane) à un domaine abrupt où la transition océan-continent se fait sur une distance extrêmement courte (figure IV-12). Cette variation peut être imputable d'une part, à une variation dans la répartition des températures du manteau (répartition qui, par exemple, peut induire la présence du bassin *sag* dans ce qui correspond à la partie IIa de la marge angolaise) et d'autre part, à une différence dans l'histoire tectonique des socles concernés par la rupture (part d'héritage).

Dans le cas du segment Reguibat, nous observons que la rupture a donné lieu à la formation de deux bassins de part et d'autre de ce segment : le bassin de Tarfaya-Laayoune et le bassin du Sénégal qui correspondent à d'anciens développements de la chaîne hercynienne. Il semble qu'il n'en a pas été de même au niveau du segment Reguibat où les manifestations hercyniennes paraissent très réduites (Villeneuve, *comme. pers.*). La zone du segment Reguibat apparaît donc comme une zone cratonique précambrienne entre deux segments d'orogène. Tout se passe comme si ce bloc cratonique était resté pratiquement intact pendant le processus de rupture ; la croûte inférieure de ce domaine particulier ne semble pas avoir réagi comme dans les domaines appalachiens et les Mauritanides qui l'encadrent. Dans ce cas et dans ce cas seulement, on observe une réelle dissymétrie des marges homologues, l'ensemble de l'amincissement étant reporté sur la marge américaine.

Tableau de pôles

Tableau de pôles de rotations finies

L'Amérique du Nord est considérée fixe.

L'échelle chronomagnétique et stratigraphique de référence est celle de Gradstein *et al.* (2004).

<u>Plaques</u>	<u>Latitude</u>	<u>Longitude</u>	<u>Angle</u>
	<u>Fit (195 Ma) Base du Sinémurien</u>		
Afrique	64.31°	-15.19°	-77.09°
Meseta	66.31°	-11.78°	-72.95°
	<u>BSMA (165 Ma) base du Callovien</u>		
Afrique	66.09°	-13.86°	-70.55°
Meseta	69.47°	-09.56°	-66.59°
	<u>M25 (154 Ma) Kimméridgien</u>		
Afrique	67.10°	-15.86°	-70.55°
Meseta	68.52°	-13.69°	-61.75°
	<u>M22 (150 Ma) Base du Tithonien</u>		
Afrique	66.08°	-18.44°	-62.80°
Meseta	66.61°	-17.66°	-61.83°
	<u>M21 (148 Ma) Tithonien</u>		
Afrique	66.00°	-18.70°	-62.29°
Meseta	66.64°	-17.65°	-61.08°
	<u>M16 (142 Ma) Berriasien</u>		
Afrique	66.57°	-18.08°	-59.34°
Meseta	66.71°	-17.62°	-59.08°
	<u>M10n (134 Ma) Hautérvien</u>		
Afrique	65.92°	-19.24°	-57.55°
Meseta	67.18°	-18.02°	-55.86°
	<u>M0 (125 Ma) Base de l'Aptien</u>		
Afrique	65.95°	-20.46°	-54.56°
Meseta	67.17°	-19.51°	-53.01°

Bibliographie

Bibliographie

A

- Amato, R. V. & Simonis, E. K., 1980. Geologic and operational summary, COST No.2 well, Georges Bank area, North Atlantic OCS., Open File Report. 80-269 - U.S. Geological Survey.
- Anderson, C. N., Vogt, P. R. & Bracey, D. R., 1969. Magnetic anomaly trends between Bermuda and the Bahama-Antilles Arc (abstract). *EOS Transactions AGU*, **50**, 189.
- Archambault, M. F., 1984. Evolution cinématique post éocène de l'Atlantique Nord et Central. Implications sur le fonctionnement des Açores et l'évolution du domaine méditerranéen occidental. *Unpub. Doctorat d'Université Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest.*
- Arthaud, F. & Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa ; results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, **88**(9), 1305-1320.
- Artyushkov, E. V., 1981. Physical origin of crustal movements on passive margins. *Oceanologica Acta*, **226**, 167-170.
- Artyushkov, E. V. & Sobolev, S. V., 1982. Mechanism of passive margin and inland sea formation. In: *Studies in Continental Margin Geology* (eds Watkins, J. S. & Drake, C. L.), pp. 689-701, American Association of Petroleum Geologists Bulletin.
- Austin, J. A., Stoffa, P. L., Phillips, J. D., Oh, J., Sawyer, D. S., Purdy, G. M., Reiter, E. & Markis, J., 1990. Crustal structure of the Southeast Georgia embayment - Carolina trough : Preliminary results of a composite seismic image of a continental suture (?) and a volcanic passive margin. *Geology*, **18**(3), 1023-1027.
- Austin, J. A., Tucholke, B. E. & Uchupi, E., 1989. Upper Triassic-Lower Jurassic salt basin southeast of the Grand Banks. *Earth and Planetary Science Letters*, **92**(3-4), 357-370.
- Avedik, F., Renard, V., Allenou, J.-P. & Morvan, B., 1993. "Single bubble" air-gun array for deep exploration. *Geophysics*, **58**(3), 366-382.

B

- Barbier, F., Duverge, J., Le Pichon, X. & Anonymous, 1986. Structure profonde de la marge Nord-Gascogne; implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **10**(1), 105-121.
- Bard, J. P., 1997. The Variscan "puzzle" in Western Europe and Africa: fits and effects of the Stephanian transpressive faulting during the clockwise Late Paleozoic wandering of Gondwana. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, **324**(9), 693-704.

Bibliographie

- Barrett, D. L. & Keen, C. E., 1976. Mesozoic magnetic lineations, the Magnetic Quiet Zone, and sea floor spreading in the Northwest Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **81**(26), 4875-4884.
- Beaumont, C., Keen, C. E. & Boutilier, R., 1982. On the evolution of rifted continental margins; comparison of models and observations for the Nova Scotian margin. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **70**(3), 667-715.
- Becq Giraudon, J. F. & van den Driessche, J., 1994. Depots periglaciaires dans le Stephano-Autunien du Massif Central; temoin de l'effondrement gravitaire d'un haut plateau hercynien. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II*, **318**(5), 675-682.
- Benson, W. E., Sheridan, R. E., Enos, P., Freeman, T., Gradstein, F., Murdmaa, I. O., Pastouret, L., Schmidt, R. R., Stuermer, D. H., Weaver, F. M., Worstell, P., Benson, W. E., Sheridan, R. E., Pastouret, L., Enos, P., Freeman, T., Murdmaa, I. O., Gradstein, F., Schmidt, R. R., Weaver, F. M. & Stuermer, D. H., 1978b. Site 392; south rim of Blake Nose.; Initial reports of the Deep Sea Drilling Project; Volume XLIV covering Leg 44 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger; Norfolk, Virginia to Norfolk, Virginia, August-September 1975. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **44**, 337-393.
- Benson, W. E., Sheridan, R. E., Pastouret, L., Enos, P., Freeman, T., Murdmaa, I. O., Worstell, P., Gradstein, F., Schmidt, R. R., Weaver, F. M. & Stuermer, D. H., 1978a. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 44*.
- Bentounsi, F., 1990. ECORS golfe du Lion, interprétation du profil de sismique longue écoute et cinématique d'ouverture de la Méditerranée Occidentale, pp. 69, DEA. Université de Bretagne Occidentale.
- Bertrand, H. & Westphal, M., 1977. Comparaisons géologiques et paléomagnétiques des tholéïtes du Maroc et de la côte orientale de l'Amérique du Nord : implications pour l'ouverture de l'Atlantique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, **XIX**(3), 513-520.
- Boillot, G., Feraud, G., Recq, M. & Girardeau, J., 1989. "Undercrusting" by serpentinite beneath rifted margins. *Nature*, **341**(6242), 523-525.
- 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., Jonhson, 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 the passive margin : a mode based on drilling results (ODP Leg 103, Western Galicia Margin, Spain). *Tectonophysics*, **132**(4), 335-342.
- Bott, M. H. P., 1971. Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. *Tectonophysics*, **11**(5), 319-327.
- Bott, M. H. P., 1982. Origin of the lithospheric tension causing basin formation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences*, **305**(1489), 319-324.
- Bott, M. H. P. & Dean, D. S., 1972. Stress Systems at Young Continental Margins. *Nature (London)*, **235**(54), 23-25.

Bibliographie

- Bracey, D. R., 1968. Structural implications of magnetic anomalies north of Bahamas-Antilles Islands. *Geophysics*, **33**(6), 950-961.
- Brun, J. P., Gutscher, M. A. & Dekorp-Ecors teams, 1992. Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data; a summary. *Tectonophysics*, **208**(1-3), 139-147.
- Buffler, R. T. & Thomas, W. A., 1994. Crustal structure and evolution of the southeastern margin of North America and the Gulf of Mexico basin. In: *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions* (ed Speed, R. C.), pp. 219-264, Geological Society of America., Boulder, Colorado.
- Bullard, E. C., Everett, J. E. & Smith, A. G., 1965. The fit of the continents around the Atlantic. In: *A symposium on continental drift Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A : Mathematical and Physical Sciences*. 258; 1088, pp. 41-51, Royal Society of London.
- C**
- Campan, A., 1995. Analyse cinématique de l'Atlantique Equatorial. Implications sur l'évolution de l'Atlantique Sud et sur la frontière de plaques Amérique du Nord / Amérique du Sud. *Unpub. Doctorat d'Université Thesis, Université Pierre et Marie-Curie Paris VI, Villefranche-sur-Mer*.
- Cazenave, A., Houry, S., Lago, B. & Dominh, K., 1992. Geosat-derived geoid anomalies at medium wavelength. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, **97**(5), 7081-7096.
- Choubert, G., Faure-Muret, A. & Sougy, J., 1968. Carte tectonique internationale de l'Afrique, pp. 9 cartes, UNESCO.
- Christensen, N. I. & Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust; a global view. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, **100**(6), 9761-9788.
- 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 Valencia Trough (western Mediterranean). *Geophysical Journal International*, **118**, 159-180.
- Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Geli, L., Klingelhofer, F., Nouze, H., Aslanian, D., Olivet, J. L., Rehault, J. P. & Sibuet, J. C., 2004. Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaire, Angola) between 5 degrees S and 8 degrees S, from reflection/refraction seismics and gravity data. *Geophysical Journal International*, **158**(2), 529-553.
- Cosquer, E., 2004. L'apport de la mesure de la signature "far-field" pour la déconvolution, pp. 35, IFREMER.
- CYAMAZ Group, 1983. Structure and stratigraphy of Mazagan (El Jadida) Escarpment (West Morocco); first results of Cyamaz diving campaign. *Nature*, **305**(5936), 698-

Bibliographie

701.

CYAMAZ Group, 1984a. Structure and stratigraphy of the Mazagan Escarpment; preliminary results of the CYAMAZ diving expedition; a post-site survey for Leg 79.; Initial reports of the Deep Sea Drilling Project; Las Palmas, Grand Canary Island to Brest, France, July-December, 1979. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **79**, 369-376.

CYAMAZ Group, 1984b. Résultats préliminaires de la campagne de plongées "CYAMAZ" sur l'escarpement de Mazagan (El Jadida, Ouest du Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**(XXVI), 1069-1075.

D

Davidson, I., 2005. Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea). *Journal of African Earth Science*, **43**, 254-274.

De Mets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical journal of the Royal astronomical society*, **101**, 425-478.

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. *PhD Thesis, Vrije, Amsterdam*.

E

Eldholm, O., Skoqseid, J., Planke, S. & Gladzenko, T. P., 1995. Volcanic margin concepts. In: *Rifted Ocean-Continent Boundaries* (eds Banda, E., Torné, M. & Talwani, M.), pp. 1-16, Kluwer Academic, Netherlands.

Eliuk, L. S., 1978. The Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf, Canada ; a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **26**(4), 424-514.

F

Falvey, D. A., 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. *Australian Journal of Petroleum Exploration*, **14**(1), 95-106.

Fidalgo Gonzales, L., 2001. La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque. *Unpub. Doctorat d'Université Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest*.

Foucher, J. P., Le Pichon, X. & Sibuet Jean, 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, Series A: Mathematical and Physical Sciences*, **305**(1489), 27-43.

Fourcade, E. & Granier, B., 1989. Age des carbonates de plate-forme du Site 392A DSDP (Leg 44), arge atlantique du continent nord-américain. *Marine Geology*, **90**(3), 197-204.

Bibliographie

- Funck, T., Hopper, J. R., Larsen, H. C., Loudon, K. E., Tucholke, B. E. and Holbrook, W. S., 2003. Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results - art. no. 2531. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 2531-2531.
- Funck, T., Jackson, H. R., Loudon, K. E., Dehler, S. A. and Wu, Y., 2004. Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (Eastern Canada). *Journal of Geophysical Research*, **109**, B9, B09102 1-19.

G

- Géli, L., Aslanian, D., Olivet, J. L. & le groupe de projet Dakhla, 2004. Etude de la marge continentale Sud-Marocaine (zone Dakhla) par sismique réflexion multitraces et sismique réfraction, pp. 75, IFREMER.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Bleeker, W. & Lourens, L. J., 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**(2), 83-100.
- Gradstein, M. F., 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**(B12), 24051-24074.
- Grow, J. A., 1980. Deep structure and evolution of the Baltimore Canyon Trough in the vicinity of the cost N° B3 well. In: *Geological studies of the COST N° B3 Well, United States Mid Atlantic Continental Slope Area* (ed Scholle, P. A.), pp. 117-132, U.S. Geological Survey Circular.
- Grow, J. A. & Markl, R. G., 1977. IPOD-USGS multichannel seismic reflection profile from Cape Hatteras to the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, **5**(10), 625-630.
- Grow, J. A., Sheridan, R. E., Klitgord, K. D., Dillon, W. P. and Schlee, J. S., 1983. Representative multichannel seismic profiles over the U.S. Atlantic margin. In: *American Association Of Petroleum Geology* (ed. Bally, A. W.), **V2**, pp. 2.2.3-1 - 2.2.3.-19.
- 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. *Unpub. Doctorat d'Université Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest*.
- Gutscher, M. A., Olivet, J. L., Aslanian, D., Eissen, J. P. & Maury, R., 1999. The "lost Inca Plateau"; cause of flat subduction beneath Peru? *Earth and Planetary Science Letters*, **171**(3), 335-341.

H

- Hayes, D. E., Pimm, A. C., Benson, W. E., Berger, W. H., Rad, U. v., Supko, P. R., Beckmann, J. P. & Roth, P. H., 1972. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 14*.
- Hayes, D. E. & Rabinowitz, P. D., 1975. Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off Northwest Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **28**(2), 105-

Bibliographie

115.

- Heezen, B. C., Ewing, M. & Miller, E. T., 1953. Trans-Atlantic profile of total magnetic intensity and topography, Dakar to Barbados. *Deep Sea Research*, **1**, 25-33.
- Heezen, B. C., Tharp, M. & Ewing, M., 1959. The Floors of the Oceans, I, the North Atlantic. *Geological Society of America Bulletin, Special Paper*, **65**, 58.
- Higgins, M. & Zietz, I., 1983. Geological interpretation of geophysical maps of the pre-cretaceous "basement" beneath the coastal plain of the Southeastern United States. In: *Contributions to the tectonics and geophysics of mountain chains* (eds Hatcher, R. D., Williams, H. & Zietz, I.), pp. 125-130, Geological Society of America. 158.
- Hinz, K., Dostmann, H. & Fritsch, J., 1982. The continental margin of Morocco : seismic sequences, structural elements and the geological development. In: *Geology of the Northwest African continental margin* (eds Von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M. & Seibold, E.), pp. 34-60, Springer-Verlag.
- Hinz, K., Block, M., Fritsch, J., Roeser, H. A., Popovici, A. & Schluter, H. U., 1984. Reflection seismic, gravity and magnetic measurements in the diapiric province and in the magnetic quiet zone off Central Morocco, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Hinz, K., Winterer, E. L., Baumgartner, P. O., Bradshaw, M. J., Channell, J. E. T., Jaffrezo, M., Jansa, L. F., Leckie, R. M., Moore, J. N., Rullkoetter, J., Schaftenaar, C. H., Steiger, T. H., Vuchev, V., Wiegand, G. E. & Blakeslee, J. H., 1984a. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 79*.
- Hinz, K., Winterer, E. L., Baumgartner, P. O., Bradshaw, M. J., Channell, J. E. T., Jaffrezo, M., Jansa, L. F., Moore, J. N., Rullkoetter, J., Schaftenaar, C. H., Steiger, T. H., Vuchev, V. & Wiegand, G. E., 1984c. Site 544. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 79*, 25-80.
- Hinz, K., Winterer, E. L., Baumgartner, P. O., Bradshaw, M. J., Channell, J. E. T., Jaffrezo, M., Jansa, L. F., Moore, J. N., Rullkoetter, J., Schaftenaar, C. H., Steiger, T. H., Vuchev, V. & Wiegand, G. E., 1984d. Site 546. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 79*, 179-221.
- Hinz, K., Winterer, E. L., Baumgartner, P. O., Bradshaw, M. J., Channell, J. E. T., Jaffrezo, M., Jansa, L. F., Moore, J. N., Rullkoetter, J., Schaftenaar, C. H., Steiger, T. H., Vuchev, V. T. & Wiegand, G. E., 1984b. Site 545. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 79*, 81-177.
- Holbrook, W. S., Purdy, G. M., Sheridan, R. E., Glover, L., Talwani, M., Ewing, J. & Hutchinson, D. R., 1994. Seismic structure of the U.S. Mid-Atlantic continental margin. *J. Geophys. Res.*, **99**(B9), 17871-17891.
- Hollister, C. D., Ewing, J. I., Habib, D., Hathaway, J. C., Lancelot, Y., Luterbacher, H., Paulus, F. J., Poag, C. W., Wilcoxon, J. A., Worstell, P. & Kaneps, A. G., 1972a. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 11*.
- Hollister, C. D., Ewing, J. I., Habib, D., Hathaway, J. C., Lancelot, Y., Luterbacher, H.,

Bibliographie

Paulus, F. J., Poag, C. W., Wilcoxon, J. A. & Worstell, P., 1972b. Site 105; lower continental rise hills.; Initial reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 11 of the cruises of the drilling vessel "Glomar Challenger", Miami, Florida to Hoboken, New Jersey, April-June, 1970. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **11**, 219-312.

Hutchinson, D. R., Grow, J. A., Klitgord, K. D. & Swift, B. A., 1983. Deep structure and evolution of the Carolina Trough. In: *Studies in Continental Margin Geology* (eds Watkins, J. S. & Drake, C. L.) *Memoir - American Association of Petroleum Geologists*. **34**, pp. 129-152, American Association of Petroleum Geologists.

J

Jansa, L. F., 1981. Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern north american margin. *Marine Geology*, **44**(1-2), 97-117.

Jansa, L. F., BujaK, J. P. & Williams, G. L., 1980. Upper Triassic salt deposits of the Western North Atlantic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17**(5), 547-558.

Jansa, L. F., Steiger, T. H. & Bradshaw, M., 1984. Mesozoic carbonate deposition on the outer continental margin off Morocco. *Initial Reports Deep Sea Drilling Projects*, **79**, 857-891.

Jansa, L. F. & Wiedmann, J., 1982. Mesozoic-Cenozoic development of the Eastern North American and Northwest African continental margins : A comparaisn. In: *Geology of the Northwest African continental margin* (eds Von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M. & Seibold, E.), pp. 215-269, Springer-Verlag.

Jones, E. J. W. & Mgbatogu, C. C. S., 1982. The structure and evolution of the West African Continental Margin of Guinee Bissau, Guinee and Sierra Leone. In: *The ocean floor ; Bruce Herzen commemorative volume* (eds Scrutton, R. A. & Talwani, M.), pp. 165-202, John Wiley and Sons. Chichester.

K

Keen, C. E. & Beaumont, C., 1990. Geodynamics of rifted continental margins. In: *Geology of the continental margin of Eastern Canada* (eds Keen, M. J. & Williams, G. L.), pp. 391-472.

Keen, C. E. & Potter, D. P., 1995. Formation and evolution of the Nova Scotian rifted margin : evidence from deep seismic reflection data. *Tectonics*, **14**(4), 918-932.

Keller, F. J., Menschke, J. L. & Alldredge, L. R., 1954. Aeromagnetic surveys in the Aleutian, Marshall and Bermuda Islands. *Transactions - American Geophysical Union*, **35**(4), 558-572.

Kent, D. V. & Gradstein, F. M., 1986. A Jurassic to Recent chronology. In: *The Western North Atlantic region* (eds Vogt, P. R. & Tucholke, B. E.) *M*, pp. 45-50, Geological Society of America.

Bibliographie

Klitgord, K. D. & Behrendt, J. C., 1979. Basin structure of the U.S. Atlantic margin. In: *Geological and geophysical investigations of continental margins* (eds Watkins, J. S., Montadert, L. & Dickerson, P. W.) *Memoir - American Association of Petroleum Geologists*, 29, pp. 85-112, American Association of Petroleum Geologists.

Klitgord, K. D., Poag, C. W., Glover, L., III, Sheridan, R. E., Hutchinson, D. R., Mixon, R. B., Benson, R. N., Glover, L., III & Klitgord, K. D., 1995. Mid-Atlantic continental margin; the Mesozoic-Cenozoic continent-ocean boundary. In: *E-3; southwestern Pennsylvania to Baltimore Canyon Trough* (eds Glover, L. I. & Klitgord, K. D.) 19, pp. 50-68.

Klitgord, K. D. & Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. In: *The Western North Atlantic Region* (eds Vogt, P. R. & Tucholke, B. E.) *M*, pp. 351-378, The Geological Society of America.

L

Lancelot, Y. & Seibold, E., 1978. The evolution of the central northeastern Atlantic - summary of results of DSDP Leg 41. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 41, 1215-1245.

Lancelot, Y., Seibold, E., Cepek, P., Dean, W. E., Eremeev, V., Gardner, J., Jansa, L. F., Jonhson, J. A., Krasheninnikov, V., Pflaumann, U., Rankin, J. G., Trabant, P. & Bukry, D., 1978b. Site 367 ; Cape Verde Basin. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 41*, pp. 163-232.

Lancelot, Y., Seibold, E., Dean, W. E., L.F., J., Eremeev, V., Gardner, J. V., Cepek, P., Krasheninnikov, V. A., Plaufmann, U., Jonhson, D., Rankin, J. G. & Trabant, P., 1978a. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 41*.

Lancelot, Y., Winterer, E. L., Bosellini, A., Boutefeu, A. G., Boyce, R. E., Cepek, P., Fritz, D., Galimov, E. M., Melguen, M., Price, I., Schlager, W., Sliter, W., Taguchi, K., Vincent, E. & Westberg, J., 1980a. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 50*, Washington.

Lancelot, Y., Winterer, E. L., Bosellini, A., Boutefeu, A. G., Boyce, R. E., Cepek, P., Fritz, D., Galimov, E. M., Melguen, M., Price, I., Schlager, W., Sliter, W., Taguchi, K., Vincent, E. & Westberg, J., 1980b. Site 416, in the Moroccan Basin, Deep Sea Drilling Project Leg 50.; Leg 50 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Funchal, Madeira Islands to Funchal, Madeira Islands; September-November 1976. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, pp. 115-301.

Lancelot, Y., Winterer, E. L., Bosellini, A., Boutefeu, A. G., Boyce, R. E., Cepek, P., Fritz, D., Galimov, E. M., Melguen, M., Price, I., Schlager, W., Sliter, W., Taguchi, K., Vincent, E. & Westberg, J., 1980c. Evolution of the Moroccan oceanic basin and adjacent continental margin; a synthesis. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 50*, pp. 801-821.

Lase Study Group, 1986. Deep structure of the U. S. East Coast Passive margin from large aperture Seismic experiments (LASE). *Marine Association of Petroleum Geology*, 3, 234 - 242.

Bibliographie

- Lavier, L. L. & Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, **440**(7082), 324-328.
- Laville, E., Lesage, J. L. & Seguret, M., 1977. Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, **XIX**(3), 527-539.
- Lehner, P. & de Ruiter, P. A. C., 1977. Structural history of Atlantic margin of Africa. *AAPG Bulletin*, **61**(7), 961-981.
- Le Pichon, X. & Fox, P. J., 1971. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the north Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **76**(26), 6294-6308.
- Le Pichon, X. & Hayes, D. E., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the south Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **76**(26), 6283-6293.
- Le Pichon, X., Sibuet, J. C. & Francheteau, J., 1977. The fit of the continent around the North Atlantic ocean. *Tectonophysics*, **38**, 169-209.
- Le Roy, P. & Pique, A., 2001. Triassic-Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic opening. *Marine Geology*, **172**(3-4), 359-381.
- Liger, J. L., 1980. Structure profonde du bassin sénégal-mauritanien ; interprétation des données gravimétriques et magnétiques. *Unpub. Doctorat d'Etat Thesis, Université Saint Jérôme, Marseille*.
- Lorenz, V. & Nicholls, I. A., 1984. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonophysics*, **107**(1-2), 25-56.

M

- Manatschal, G., Engstrom, A., Desmurs, L., Schaltegger, U., Cosca, M., Muntener, O. & Bernoulli, D., 2006. What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: The example of the Tasna Ocean-Continent Transition. *Journal of structural geology*, **28**(10), 1849-1869.
- Manspeizer, W. & Cousminer, H. L., 1988. Late Triassic - Early Jurassic synrift basins of the U. S. Atlantic margin. In: *The Atlantic Continental Margin. The Geology of North America* (eds Sheridan, R. E. & Grow, J. A.), pp. 197-216, U.S. Geological Society of America.
- Marillier, F., Tomassino, A., Patriat, P. & Pinet, B., 1988. Deep structure of the Aquitaine Shelf; constraints from expanding spread profiles on the ECORS Bay of Biscay transect. *Marine and Petroleum Geology*, **5**(1), 65-74.
- Markl, R. G. & Bryan, G. M., 1983. Stratigraphic evolution of Blake Outer Ridge. *AAPG Bulletin*, **67**(4), 666-683.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G. & De Min, A., 1999. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic

Bibliographie

- Magmatic Province. *Science*, **284**, 616-618.
- Matias, L. M., Olivet, J. L., Aslanian, D. & Fidalgo, L., 2005. PLACA: a white box for plate reconstruction and best-fit pole determination. *Computers and Geosciences*, **31**(4), 437-452.
- Mattauer, M., Tapponnier, P. & Proust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, **XIX**(3), 521-526.
- Matte, P., 2002. Variscides between the Appalachians and the Urals; similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. *Special Paper - Geological Society of America*, **364**, 239-251.
- McBride, J. H. & Nelson, K. D., 1988. Integration of COCORP deep reflection and magnetic anomaly analysis in the southeastern United States ; implications for origin of the Brunswick and East Coast magnetic anomalies. *Geological Society of America Bulletin*, **100**(3), 436-445.
- Mc Kenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**(1), 25-32.
- Montenat, C., Ott d Estevou, P. & Purser Bruce, H., 1998. The Suez Rift and the north-western Red Sea Neogene sedimentation and tectonic evolution; Genebas Scientific Group co-ordinated.; Dynamics and methods of study of sedimentary basins. 173-199.
- Montenat, C., Ott d Estevou, P., Purser Bruce, H., P.F., B., J.J., J., Orszag Sperber, F., Philobos, E., J.C., P., Prat, P., J.P., R., Roussel, N. & J.P., T., 1988. Tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Suez and the northwestern Red Sea.; The Gulf of Suez and Red Sea rifting. *Tectonophysics*, **153**(1-4), 161-177.
- Moulin, M., 2003. Etude géologique et géophysique des marges continentales passives : exemple du Zaïre et de l'Angola. *Unpub. Doctorat d'Université Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest*.
- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Klingelhofer, F., Nouzé, H., Réhault, J.-P., 2005a. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (Zaïango project). *Geophysical Journal International*, **162**, 793-810.
- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Labails, C. & Rabineau, M., 2005. A New Starting point for the History of South and Equatorial Atlantic Oceans. In: *American Geophysical Union, Spring Meeting 2005, abstract #T53A-02*, New-Orleans.
- Moulin, M., Aslanian, A., Olivet, J. L. & Unternehr, P., 2005c. Typologie des marges - 1ere Partie l'Atlantique Sud, Rapport confidentiel, TOTAL.

N

- Nelson, K. D., McBride, J. H., Arnow, J. A., Oliver, J. E., Brown, L. D. & Kaufman, S.,

Bibliographie

1985. New COCORP profiling in the southeastern United States ; Part II ; Brunswick and East Coast magnetic anomalies, opening of the north-central Atlantic Ocean. *Geology*, **13**(10), 718-721.

Neugebauer, H. J. & Spohn, T., 1982. Metastable phase transitions and progressive decline of gravitational energy ; aspects of Atlantic type margin dynamics. In: *Dynamics of passive margins* (ed R.A., S.), pp. 166-183.

Nouzé, H., Contrucci, I. & Moulin, M., 2000. Traitements des données de la mission ESSER4 : Compte rendu et bilan, IFREMER.

O

Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P. & Auzende, J. M., 1984. Cinématique de l'Atlantique Nord et Central, pp. 108, CNEXO, Plouzané.

Olivet, J. L., 1996. La cinématique de la Plaque Ibérique, pp. 131-195, Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, Pau.

Olsen, P. E., 1999. Giant lavas flows, Mass extinctions and Mantle plumes. *Science*, **284**, 604-605.

Ondreas, H., Aslanian, D., Geli, L. & Olivet J.L., 2001. Variations in axial morphology, segmentation, and seafloor roughness along the Pacific-Antarctic Ridge between 56 degrees S and 66 degrees S. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, **106**(5), 8521-8546.

P

Parsons, B. & Sclater, J. G., 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, **82**(5), 803-827.

Pindell, J. & Dewey, J. F., 1982. Permo-triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico / Caribbean Region. *Tectonics*, **1**(2), 179-211.

Pinet, B., Montadert, L. & ECORS Scientific Party, 1987. Deep seismic reflection and refraction profiling along the Aquitaine shelf (Bay of Biscay). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **89**(1), 305-312.

Piqué, A., 2001. *Geology of Northwest Africa*. Gebruder Borntraeger Berlin Stuttgart.

Piqué, A. & Laville, E., 1996. The central Atlantic rifting; reactivation of Palaeozoic structures? *Journal of Geodynamics*, **21**(3), 235-255.

Proust, F., Petit, J. P. & Tapponnier, P., 1977. L'accident du Tizi n°Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas Occidental (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, **XIX**(3), 541-551.

Q

Qarbous, A., Medina, F. & Hoepffner, C., 2003. The Tizi n°Test basin (High Atlas, Morocco)

Bibliographie

: Example of the evolution of an oblique segment in the central Atlantic Rift during the Triassic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **40**(7), 949-964.

R

Rabinowitz, P. D., 1974. The boundary between oceanic and continental crust in the western North Atlantic. In: *The geology of the continental margins* (eds Burk, C. A. & Drake, C. L.) 2097, pp. 67-84, Springer-Verlag.

Rabinowitz, P. D., Cande, S. C. & Hayes, D. E., 1979. The J-anomaly in the central North Atlantic Ocean. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 43* (ed Kaneps, A.), pp. 879-885, U.S. Government Printing Office.

Ranke, U., Von Rad, U. & Wissmann, G., 1982. Stratigraphy, facies and tectonic development of the On and offshore Aaiun-Tarfaya basin - a review. In: *Geology of the Northwest African continental margin* (eds Von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M. & Seibold, E.), pp. 86-105, Springer-Verlag.

Rankin, D. W., 1994. Continental margin of the Eastern United States; past and present. In: *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions* (ed Speed, R. C.), pp. 129-218, Geological Society of America., Boulder, Colorado.

Reid, I. D., 1994. Crustal structure of a nonvolcanic rifted margin east of Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, **99**(B8), 15161-15180.

Reston, T. J., Pennell, J., Stubenrauch, A., Walker, I. & Perez Gussinye, M., 2001. Detachment faulting, mantle serpentinization, and serpentinite-mud volcanism beneath the Porcupine Basin, southwest of Ireland. *Geology*, **29**(7), 587-590.

Ro, H. E. & Faleide, J. I., 1992. A stretching model for the Oslo Rift. *Tectonophysics*, **208**(1-3), 19-36.

Roeser, H. A., 1982. Magnetic anomalies in the Magnetic Quiet Zone off Morocco. In: *Geology of the Northwest African continental margin* (eds Von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M. & Seibold, E.), pp. 61-68, Springer-Verlag.

Roeser, H. A., Steiner, C., Schreckenberger, B. & Block, M., 2002. Structural development of the Jurassic Magnetic Quiet Zone off Morocco and identification of Middle Jurassic magnetic lineations. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **107**(B10), NIL_1-NIL_23.

Rona, P. A., Brakl, J. & Heirtzler, J. R., 1970. Magnetic anomalies in the Northeast Atlantic between the Canary and Cape verde Islands. *Journal of Geophysical Research*, **75**(35), 7412-7420.

Roussel, J. & Liger, J. L., 1983. A review of deep structure and ocean-continent transition in the Senegal basin (West Africa). *Tectonophysics*, **91**(3-4), 183-211.

Ruddiman, W., Sarnthein, M., Baldauf, J., Backman, J., Bloemendal, J., Curry, W., Farrimond, P., Faugeres J.C., Janacek, T., Katsura, Y., Manivit, H., Mazzullo, J., Mienert, J., Pokras, E., Raymo, M., Schultheiss, P., Stein, R., Tauxe, L., Valet J.P., Weaver, P. & Yasuda, H., 1988. Site 658.; Proceedings of the Ocean Drilling

Bibliographie

Program, eastern tropical Atlantic, covering Leg 108 of the cruises of the drilling vessel JOIDES Resolution, Marseille, France, to Dakar, Senegal, sites 657-668, 18 February 1986-17 April 1986. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports*, pp. 105-219.

Ruellan, E., 1985. Géologie des marges continentales passives : Evolution de la marge atlantique du Maroc (Mazagan) ; étude par submersible, Seabeam et sismique réflexion. Comparaison avec la marge nord ouest africaine et la marge homologue est américaine. *Unpub. Doctorat d'Université Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest.*

S

Sahabi, M., 2004. Evolution cinématique triasico-jurassique de l'Atlantique Central : implications sur l'évolution géodynamique des marges homologues nord ouest africaine et est américaine. *Unpub. Doctorat d'Etat Es-Sciences Thesis, Université Chouaib Doukkali, El Jadida.*

Sahabi, M., Aslanian, D. & Olivet, J. L., 2004. A new starting point for the history of the central Atlantic. *Comptes Rendus Geoscience*, **336**(12), 1041-1052.

Sandwell, D. T. & Smith, W. H. F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **102**(B5), 10039-10054.

Schouten, H. & Klitgord, K. D., 1977. Map showing Mesozoic magnetic lineations, Western Atlantic. In: *Field study Map MF 915 ; Scale 1 : 200 000*, pp. 165-202, U.S. Geological Survey, Virginia.

Secor, D. T., Snoke, A. W. & Dallmeyer, R. D., 1986. Character of the Alleghanian Orogeny in the Southern Appalachians; Part III, Regional tectonic relations. *Geological Society of America Bulletin*, **97**(11), 1345-1353.

Sengor, A. M. C. & Burke, K., 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, **5**(6), 419-421.

Sheridan, R. E., Gradstein, F., Barnard, L. A., Bliefnick, D. M., Habib, D., Jenden, P. D., Kagami, H., Keenan, E., Kostecky, J., Kvenvolden, K. A., Moullade, M., Ogg, J. G., Robertson, A. H. F., Roth, P. H., Shipley, T. H., Bowdler, J. L., Cotillon, P. H., Halley, R. B., Kinoshita, H., Patton, J. W., Pisciotto, K. A., Premoli, S. I., Testarmata, M. M., Watkins, D. K. & Orlofsky, S., 1983a. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 76.*

Sheridan, R. E., Gradstein, F. M., Barnard, L. A., Bliefnick, D. M., Habib, D., Jenden, P. D., Kagami, H., Keenan, E., Kostecky, J., Kvenvolden, K. A., Moullade, M., Ogg, J. G., Robertson, A. H. F., Roth, P. H., Shipley, T. H., Bowdler, J. L., Cotillon, P. H., Halley, R. B., Kinoshita, H., Patton, J. W., Pisciotto, K. A., Premoli Silva, I., Testarmata, M. M. & Watkins, D. K., 1983b. Site 534; Blake-Bahama Basin.; Initial reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 76 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger, Norfolk, Virginia to Fort Lauderdale, Florida, October-December, 1980. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **76**, 141-340.

Bibliographie

- Sheridan, R. E., Gradstein, F. M., Barnard, L. A., Bliefnick, D. M., Habib, D., Jenden, P. D., Kagami, H., Keenan, E. M., Kostecky, J., Kvenvolden, K. A., Moullade, M., Ogg, J., Robertson, A. H. F., Roth, P. H., Shipley, T. H., Wells, H., Bowdler, J. L., Cotillon, P. H., Halley, R. B., Kinoshita, H., Patton, J. W., Pisciotto, K. A., Premoli, S. I., Testarmata, M. M., Tyson, R. V. & Watkins, D. K., 1982. Early history of the Atlantic Ocean and gas hydrate on the Blake Outer Ridge ; results of the Deep Sea Drilling Project Leg 76. *Geological Society of America Bulletin*, **93**(9), 876-885.
- Sheridan, R. E., Grow, J. A. & Klitgord, K. D., 1988. Geophysical Data. In: *The Geology of North America. The Atlantic Continental Margin* (eds Sheridan, R. E. & Grow, J. A.), pp. 177-196, Geological Society of America, U. S.
- Sheridan, R. E., Musser, D. L., Glover, L., Talwani, M., Ewing, J. I., Holbrook, W. S., Purdy, G. M., Hawman, R. and Smithson, S., 1993. Deep Seismic reflection data of EDGE U.S. mid-Atlantic continental margin experiment : implications for Appalachian sutures and Mesozoic rifting and magmatic underplating. *Geology*, **21**, 563-567.
- 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**(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.
- Sloan, H. & Patriat, P., 1992. Kinematics of the North American-African plate boundary between 28 degrees and 29 degrees N during the last 10 Ma; evolution of the axial geometry and spreading rate and direction. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**(3), 323-341.
- Smith, W. H. F. & Sandwell, D. T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, **277**(5334), 1956-1962.
- Spohn, T. & Schubert, G., 1982. Convective thinning of the lithosphere; a mechanism for the initiation of continental rifting. *Journal of Geophysical Research*, **87**(6), 4669-4681.

T

- Talwani, M., Ewing, J., Sheridan, R. E., Holbrook, W. S. and Glover, L., 1995. The edge experiment and the U.S. East Coast Magnetic Anomaly. In: *Rifted Ocean-Continent Boundaries* (ed Banda, E.), pp. 155-181, Kluwer Academic.
- Taylor, P. T., Zietz, I. & Dennis, L. S., 1968. Geologic implications of aeromagnetic data for the eastern continental margin of the United States. *Geophysics*, **33**, 755-780.
- Thinon, I., 1999. Structure profonde de la marge Nord Gascogne et du bassin armoricain. *Unpub. Doctorat d'Université Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, Brest*.
- Torne, M., Banda, E. & Fernandez, M., 1996. The Valencia Trough; geological and geophysical constraints on basin formation models. In: *Peri-Tethys memoir 2*;

Bibliographie

Structure and prospects of Alpine basins and forelands (eds Ziegler P.A & Horvath F.), pp. 103-128, Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle.

Tucholke, B. E., Vogt, P. R., Murdmaa, I. O., Rothe, P., Houghton, R. L., Galehouse, J. S., Kaneps, A., McNulty, C. L., Jr., Okada, H., Kendrick, J. W., Demars, K. R. & McCave, I. N., 1979. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 43*.

U

Unternehrr, P., 1982. Etude structurale et cinématique de la mer de Norvège et du Groenland. Evolution du microcontinent de Jan Mayen. *Unpub. Doctorat d'Etat Thesis, Université Bretagne Occidentale, Brest*.

V

Verhoef, J., Roest, W. R., Macnab, R., Arkani-Hamed, J. & Members of the Project Team, 1996. Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic Oceans and Adjacent land areas. In: *GSC Open file 3125*, pp. 225, Geological Survey of Canada.

Villeneuve, M., Bellon, H., El Archi, A., Sahabi, M., Rehault, J. P., Olivet, J. L. & Aghzer, A. M., 2006. Evenements panafricains dans l'Adrar Souttouf (Sahara marocain). *Comptes Rendus - Academie des Sciences*, **338**(5), 359-367.

Vine, F. J. & Matthews, D. H., 1963. Spreading of the ocean floor, new evidence. *Science*, **154**, 1405-1415.

Vlastelic, I., Dosso, L., Bougault, H., Aslanian, D., Geli, L., Etoubleau, J., Bohn, M., Joron J.L. & Bollinger, C., 2000. Chemical systematics of an intermediate spreading ridge; the Pacific-Antarctic Ridge between 56 degrees S and 66 degrees S. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, **105**(2), 2915-2936.

Vogt, P. R., 1973. Early events in the opening of the North Atlantic. In: *Implications of continental drift to the Earth Sciences* (eds Tarling, D. H. & Runcorn, S. K.), pp. 693-712, Academic Press.

Vogt, P. R., Anderson, C. N., Bracey, D. R. & Schneider, E. D., 1970. North Atlantic Magnetic Smooth Zones. *Journal of Geophysical Research*, **75**(20), 3955-3968.

W

Wade, J. A., 1978. The Mesozoic Cenozoic history of the Northeastern margin of the North America. In: *10th annual offshore technology conference Proceedings - Offshore Technology Conference. 10*, pp. 1849-1858, Offshore Technology Conference.

Wade, J. A., 1981. Geology of the Canadian Atlantic margin from Georges Bank to the Grand Banks. In: *Geology of the North Atlantic borderlands* (eds Kerr, J. W., Fergusson, A. J. & Machan, L. C.) *Memoir - Canadian Society of Petroleum Geologists. 7*, pp. 447-460, Canadian Society of Petroleum Geologists.

Wade, J. A. & MacLean, B. C., 1990. Aspects of the geology of the Scotian Basin from recent seismic and well data ; the geology of the southeastern margin of Canada. In: *Geology of the continental margin of Eastern Canada* (eds Keen, M. J. & Williams,

Bibliographie

- G. L.) *The Geology of North America*, pp. 190-238, Geological Society of America.
- 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.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province ; nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, **291**(5817), 645-648.
- Wernicke, B., 1985. Uniform sense normal simple shear of continental lithosphere. *Can. J. Earth Sc.*, **22**, 108-125.
- Wernicke, B. & Tilke, P. G., 1989. Extensional tectonics framework of the U.S. central Atlantic passive margin. *AAPG Memoir*, **46**, 7-21.
- White, R. & McKenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones; the generation of volcanic continental margins and flood basalts.; Special section on Magmatism associated with lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, **94**(6), 7685-7729.
- Whitmarsh, R. B., Manatschal, G. & Minshull, T. A., 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, **413**(6852), 150-154.
- Wissmann, G., 1982. Stratigraphy and structural features of the continental margin basin of Senegal and Mauritania. In: *Geology of the Northwest African Continental Margin* (eds Von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M. & Seibold, E.), pp. 160-181, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Wissmann, G. & Roeser, H. A., 1982. A magnetic and halokinetic structural Pangaea fit of Northwest Africa and North America. *Geologisches Jahrbuch*, **E**(23), 43-61.
- Z**
- Zelt, C.A. & Smith, R.B., 1992. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*, **108**(1), 16-34.
- Ziegler, P. A. & Cloething, S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth Science Reviews*, **64**, 1-50.

Annexes

Linking the Canary and Cape-Verde Hot-Spots, Northwest Africa

Martin Patriat · Cinthia Labails

Received: 9 August 2004 / Accepted: 27 March 2006 / Published online: 26 September 2006
© Springer Science+Business Media B.V. 2006

Abstract The Canary and Cape-Verde archipelagos are two groups of volcanic islands often cited as case examples of the surface expression of two distinct hot-spot plumes. However, several considerations that we enumerate suggest a link between the two archipelagos. Using seismic profiles we describe a continuous morphological basement ridge that exists between the two archipelagos. We then examine the stratigraphic record available from field data on Fuerteventura Island (Canary) and Maio Island (Cape-Verde) and from a few Deep Sea Drilling Project (DSDP) holes. The geological history of these volcanic islands is very similar since the formation of their oceanic basement during the Late Jurassic. They share the same and synchronous sedimentary evolution (subsidence, uplift and emersion) as well as very similar timing of volcanism and deformation. The two distinct hot-spots model does not appear adapted to account for the formation of these structures as it ignores the existence of the ridge, as well as most of the geological coincidences. By describing the coinciding geological incidents, we argue that it is misleading to treat these two regions apart.

Keywords Canary · Cape-Verde · Fuerteventura · Hot-spots · Maio

Introduction

The Canary and Cape-Verde archipelagos are two groups of volcanic islands located 1400 km apart along

the African margin of the Central Atlantic Ocean (Fig. 1). They are often cited as case examples of the surface expression of two distinct hot-spot plumes. Their distribution does not define a line, as much oceanic islands of the Pacific Ocean do, but a cluster. This is considered as an indication of the steadiness of the African plate in the hot-spot reference frame (Burke and Wilson 1972).

These two archipelagos, probably because they are emerging, captivated the attention of the geologists. However they are not isolated as several other volcanic masses, mostly submarine, are found offshore Africa between Gibraltar Strait and the Gulf of Guinea, among which, from North to South are Dacia Seamounts, Salvage Islands, Saharan Seamounts, Tropic Seamount, Senghor Seamount (Fig. 1). Most of the studies concentrated on the late Tertiary evolution, when most of the exposed volcanic material was set up.

Robertson and Bernoulli (1982) proposed a synthesis on the region, with an attempt to compare the Cape-Verde and Canary geological events. Le Bas et al. (1986) later emphasised their similar magmatic history. But at that time the chronological data were lacking that would have encouraged further comparison. A genetic link between the two volcanic archipelagos has thus never been seriously considered. The idea that each archipelago was constructed from the volcanic products due to two distinct mantle plumes (Morgan 1971, 1983; Burke and Wilson 1972; Courtney and White 1986; Anguita and Hernan 2000) predominated, supported by their distance and the absence of identified structure between the two archipelagos.

However, stratigraphic studies show the islands, either from the Canary or the Cape-Verde Archipel, have recorded a very similar and synchronic geological

M. Patriat (✉) · C. Labails
IFREMER, DCB/GM, BP70, 29280 Plouzané, France
e-mail: martin.patriat@ifremer.fr

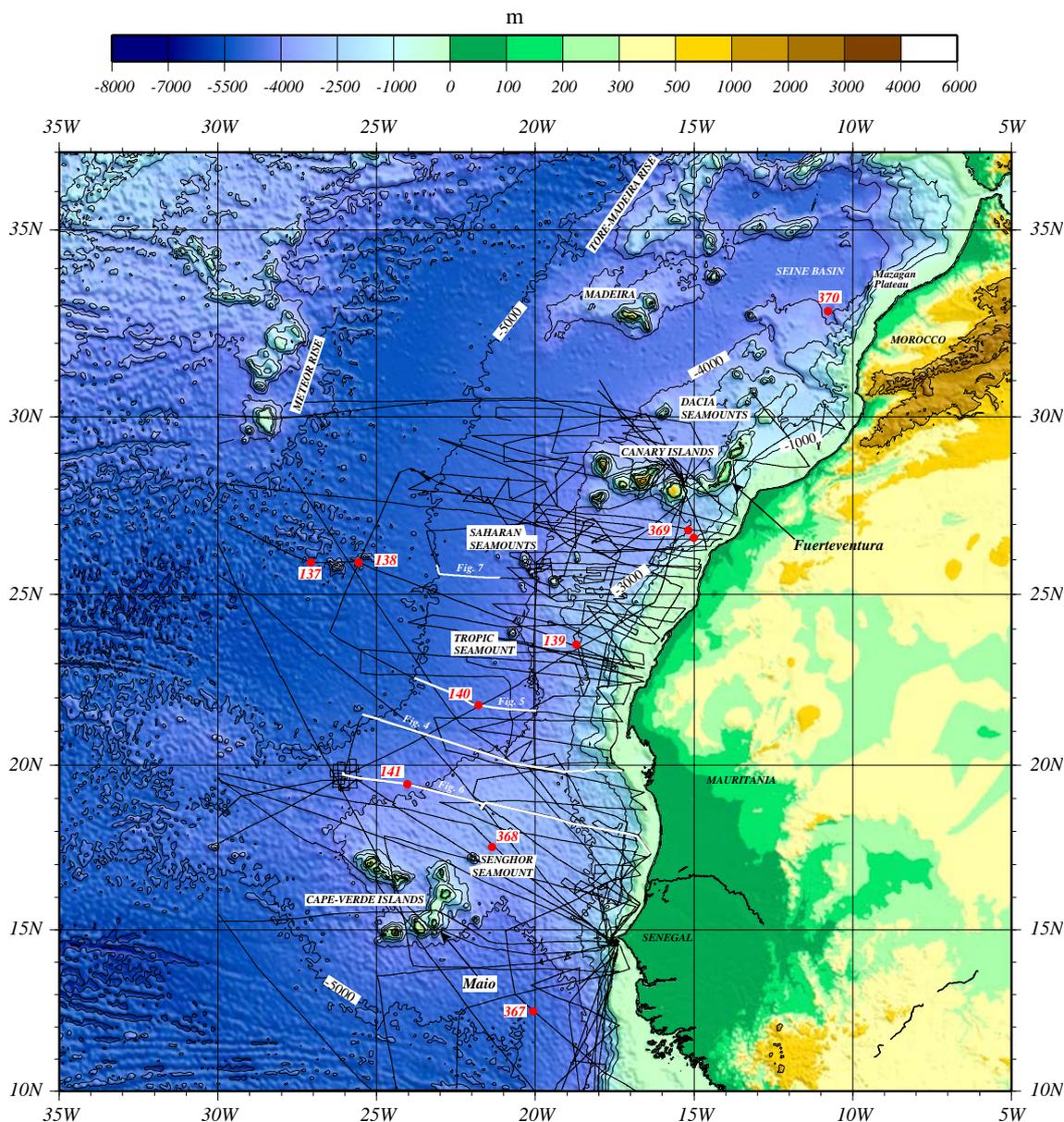


Fig. 1 General bathymetric and situation map (from Gibraltar to the Sierra Leone) showing the reflection seismic data and the DSDP holes used in this study

evolution. It is worth noting that both island groups surprisingly have had their basement uplifted to the surface before the main volcanic phases. Additionally the basement in the studied area presents an unexpected bulge that runs from the Canary to the Cape-Verde Islands (Olivet et al. 1984). When followed from the open sea towards the continent, the basement sinks progressively, according to the subsidence law of the oceanic lithosphere. Though, approaching the African coast but well before the awaited continental margin slope, it rises and forms a long and narrow bulge instead of keeping deepening progressively. Though

almost totally hidden by the sedimentary blanket, this basement bulge is very large. Its size, elevation and extension, is comparable to that of today's nearby North-African Atlas.

We then decided to carry further forward the comparison between the two archipelagos, paying particular attention to the early stages of the geological evolution and keeping in mind the existence between them of this anomaly in the basement. We were encouraged in this work by recent chronological data that emphasize the synchronic evolution of the two archipelagos.

We started from structural analysis, added to new chronological data and field relationships that have been published since the work of Robertson and Bernoulli (1982) and that of Le Bas et al. (1986). The work exposed in this paper contains a bibliographic review, and an examination of existing seismic profiles. Similarly to the work of Robertson and Bernoulli (1982) it attempts to draw a homogeneous synthesis of the geological history over the whole region from the Canary Islands to the Cape-Verde Archipelago.

Using existing seismic profiles we first describe the continuous morphological basement ridge that does exist along the margin and that links the two archipelagos. We then examine the stratigraphic record available from field data on Fuerteventura Island (Canary) and Maio Island (Cape-Verde) and from a few Deep Sea Drilling Project (DSDP) holes. In the last part of our paper we emphasise the similarities of geological evolution recorded by the whole region since the Mesozoic and discuss the consequences.

Margin morphology

General morphology of the Central Atlantic African margin

The margin along the Atlantic coast of Northwest Africa is a passive margin. It extends from the Gibraltar Strait to the Gulf of Guinea, and presents a narrow continental plateau (Fig. 1). Three major segments can be distinguished according to the width of the marginal rise. A first short segment to the north is characterised by a steep slope and by the almost absence of a rise, the deep Seine abyssal plain lying directly at the foot of the slope. To the South it extends down to the Mazagan Cape. The second segment extends from North of the Dacia Seamounts, (North of and prolonging the Canary Islands) to the Cape-Verde Islands. At the foot of its slope, the margin has a much wider rise. Its edge, that can tentatively be followed along the 4000 m bathymetric line, lies noticeably far from the shoreline. Along the last segment, to the south of the Cape-Verde archipelago, the margin becomes narrow again and passes, south of the Sierra Leone rise, to the transform margin of the Gulf of Guinea.

Though tenuous, WNW-ESE transform faults are the most obvious structures enlightened by the examination of both the bathymetry (Fig. 1) and free air gravity anomalies (Fig. 2) over the Central Atlantic African margin (CAAM). Some of the volcanic islands and aprons alignments and their bordering

morphologic escarpment, like the western Canary Islands or the western Cape-Verde Islands, are parallel to the direction of those transform faults often considered as oceanic lithosphere flow lines. No other major structuration direction can be depicted except the margin parallel aprons and islands lines of the Torre-Madeira rise, of the eastern Canary Islands (Fuerteventura, Lanzarote) and of the eastern Cape-Verde Islands (Maio, Boa-Vista, Sal).

The study reported in this paper focused on the central Canary–Cape-Verde segment that shows significant volumes of Cenozoic extrusive material. Most obvious expression of this volcanism are the Canary and Cape-Verde volcanic islands that grew on a late Jurassic to early Cretaceous oceanic crust (Hayes and Rabinowitz 1975; Klitgord and Schouten 1986; Williams et al. 1990; Roest et al. 1992; Schminke et al. 1998). But other volcanic aprons exist, like the Dacia seamounts, 31° latitude North, and the Saharan seamounts around 26° latitude North and other isolated seamounts. Compared to other margins of the same age, the sea bottom all along this margin is anomalously shallow across a ca. 500 km wide band. It culminates at the Cape-Verde swell upon which the Cape-Verde Islands are superimposed.

The basement bulge along the Canary–Cape-Verde segment

From the African shore toward the West or Northwest the deepening of the seafloor is progressive and regular (Fig. 1). Nevertheless examination of already published single trace seismic (Uchupi et al. 1974, 1976) indicates the presence of a long basement bulge, parallel to the shoreline, levelled and therefore hidden by the sedimentary infilling. No clear and widespread unconformity, associated to this bulge, has been detected on the seismic profiles.

The outline of the basement bulge (Fig. 3) is primarily deduced from the basement depths and slopes we measured along the seismic profiles. Additionally, it can be followed on a basement map calculated by subtracting the thickness of sediments coming from the 5 mn *digital total sediment thickness database for the world's oceans and marginal seas*, compiled by the National Geophysical Data Center (NGDC), from the bathymetry (Fig. 4).

The morphologic axis of the bulge passes through the Canary and Cap-Verde Archipelagos as well as through the Dacia and Saharan Seamounts. It marks a shift at its passage through the Kane Fracture Zone.

The top of the basement bulge is generally found shallower than 7 s two-way travel time (TWT) below

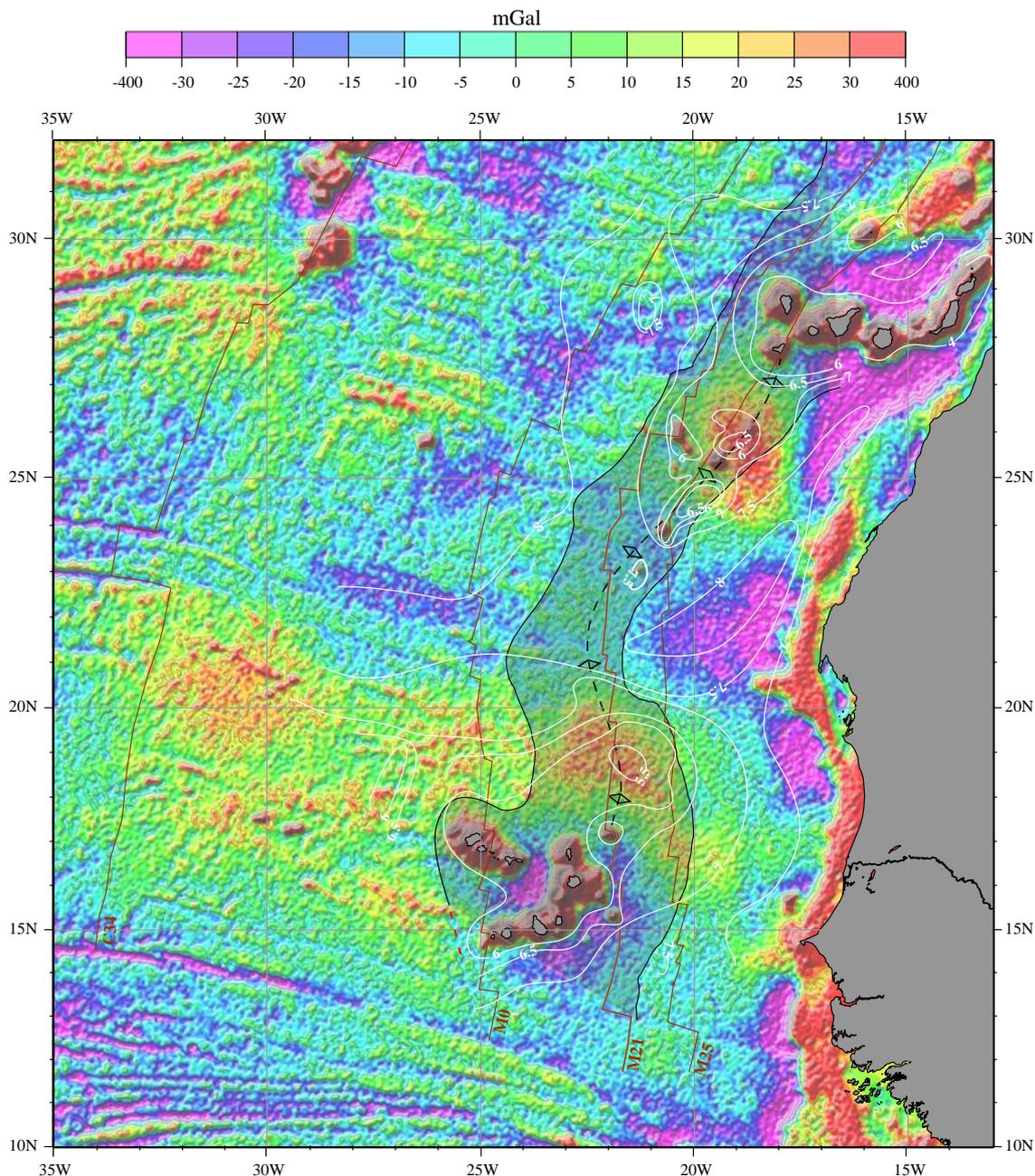


Fig. 2 Free air gravity anomaly map. Magnetic isochrones (black lines) M25, M21, M0 and A34 have been indicated as well as the outlines of the basement bulge in grey. White lines indicate

depth to basement in seconds of reflection time. See text and Fig. 3 for explanations

the sea surface. Yet variations exist along strike. The bulge crest is sometime found very shallow, as in the neighbourhood of the volcanic seamounts. Conversely, north of its passage through the Kane Fracture Zone, around 21–22° latitude North, the basement reaches depths close to 8 s TWT (Fig. 3). Actually, additional observations along a section perpendicular to the shore indicate that the whole crust portion, from sea-bottom to basement is found deeper along a narrow band at

this latitude located just North of the prolongation of the Kane Fracture Zone. From the African shore to about 35° W the Kane Fracture Zone marks the southern limit of a relatively deeper zone.

The interface between the basement and the sediments, as seen with reflection seismic, presents interesting variations of texture. These variations are contrasted enough to distinguish several different textural domains. We draw a textural map of the

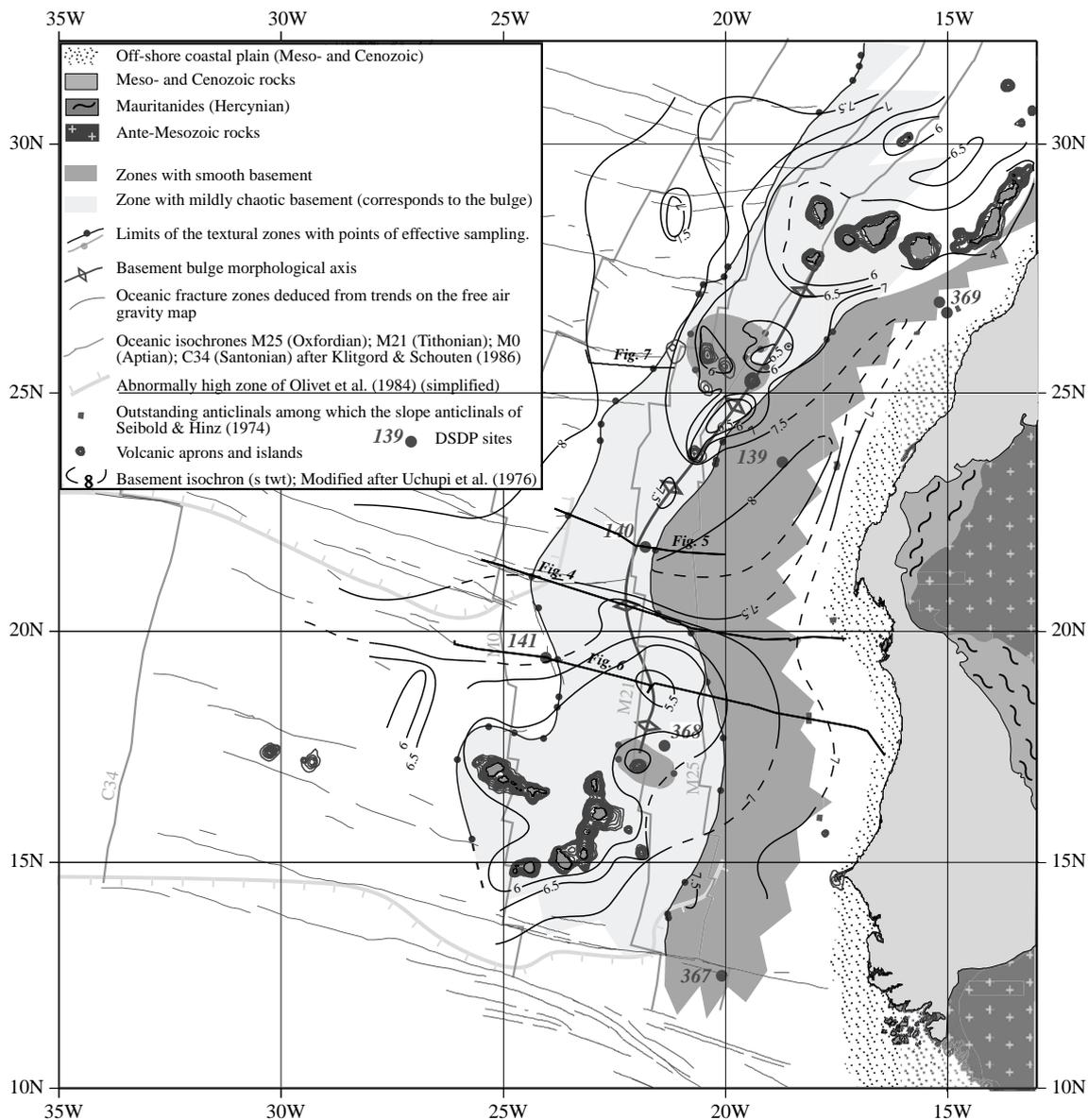


Fig. 3 Structural map and localisation of the basement bulge based on seismic-reflection

basement from Canary to Cape-Verde Islands in spite of the low density of the data that reach the basement (Fig. 3). The resulting textural limits show some coincidences with the outlines of the basement bulge.

The reflective texture of the basement can be followed on the line drawings published by Uchupi et al. (1974, 1976), as well as on Lamont and on recent unpublished DAKHLA multichannel seismic profiles (Figs. 5–8). The bulge is characterised by a chaotic basement reflector with relatively small amplitude variations. To the West, toward the ocean, the basement reflector is much more chaotic and shows greater amplitude variations. In contrast, to the East, between the basement bulge and the shore, the basement

reflector is remarkably smooth and constant, showing only long wavelength variations. It is worth noting that the limits of these textural domains are not parallel to the isochrones of Klitgord and Schouten (1986).

Patches of smooth basement are found inside the zone characterised by chaotic basement, in the basement bulge (Fig. 3). Because of the heterogeneous seismic coverage, the distribution and outlines of those patches are not known into all the details, but we found it restricted to zones where volcanic aprons are observed: around Senhgor Seamount and around the Saharan Seamounts. The basement surrounding the volcanic emerged islands is generally obscured by the numerous secondary volcanic aprons or sills and by

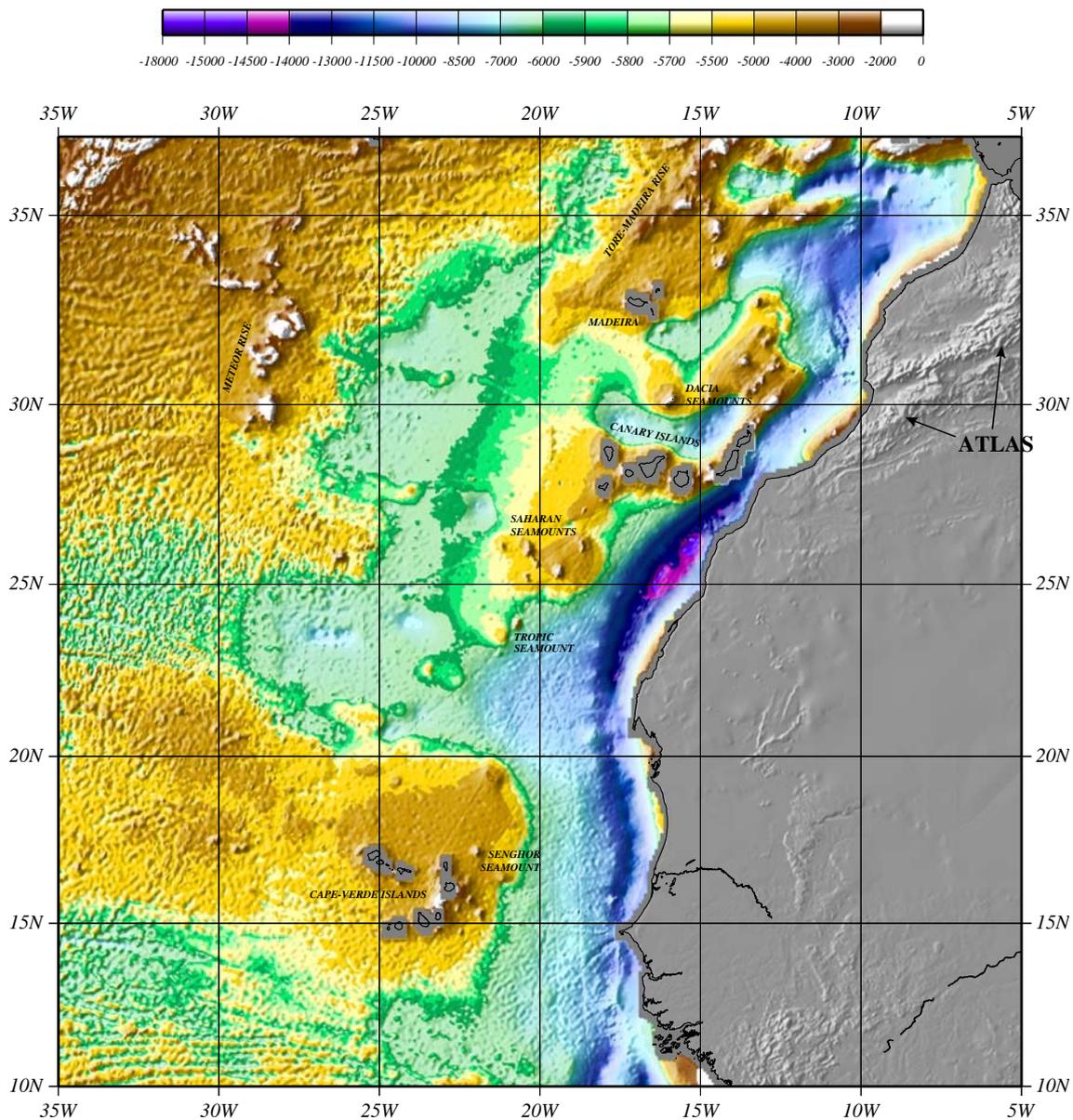


Fig. 4 Map of the basement calculated by subtracting the thickness of sediments, coming from the digital database of the NGDC “total sediment thickness database for the world’s oceans and marginal seas”, from the bathymetry

thicker or more opaque sediments. Therefore it is difficult to describe the basement in direct proximity to these islands and to know if, similarly, smooth basement characterises the surroundings of volcanic islands.

The basement bulge outlines can also be compared to the free air gravity map (Fig. 2). No single and continuous gravimetric anomaly is specifically associated to the bulge. However the basement bulge coincides with a discontinuous positive anomaly bordered by two discontinuous bands of negative anomalies. The correlation between the highest positive anomalies and the zones where the basement is the shallowest is reasonable.

At the latitude of the Cape-Verde archipelago the positive anomaly (above 10 mGal) extends further West, until 35°West, along a 5° wide zone elongated parallel to the fracture zones. In this zone the basement appears slightly overhanging and its reflectors show smoother texture than that of the surrounding oceanic crust. Olivet et al. (1984) already made these observations and described a basement bulge in this zone. Examination of the data shows the basement bulge we describe in the present paper, although in the continuation of that described by Olivet et al. (1984), is distinct from it. West of the Cape-Verde Islands there is a discontinuity between these two bulges formed by

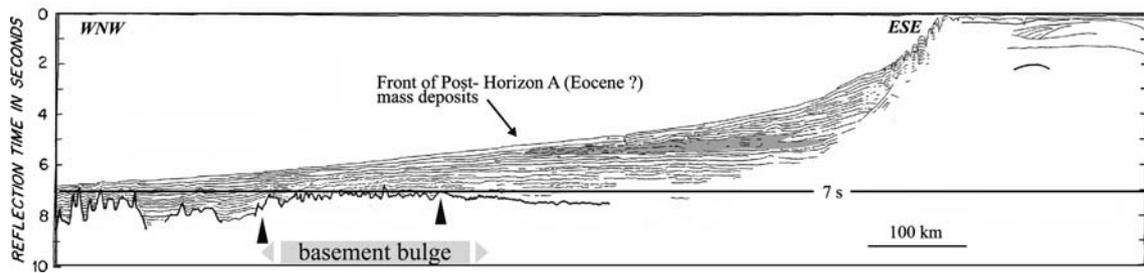


Fig. 5 Line drawing of seismic reflection profile 111 (modified after Uchupi and Emery 1974; Uchupi et al. 1976; Localisation see Fig. 1 or 3). The basement is underlined by the thick black line at the foot of the sedimentary series. The transparent

interval, highlighted by grey shading, is thought to represent Post-Eocene mass deposits. The thick arrows correspond to the limit between zones showing different texture of the basement reflector

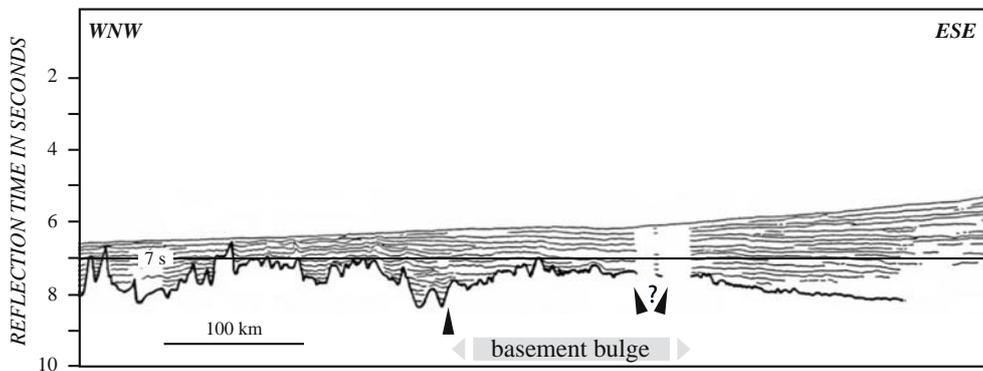


Fig. 6 Line drawing of part of the seismic reflection profile 113 (modified after Uchupi and Emery 1974; Uchupi et al. 1976; Localisation see Fig. 1 or 3). The continental platform is at the right, toward the East. The basement is underlined by the thick black line at the foot of the sedimentary series. Its texture is

more and more chaotic from East to West. The basement bulge is at the borderline between the smooth basement on the left and the chaotic typical oceanic basement. The thick arrows correspond to the limit between zones showing different texture of the basement reflector

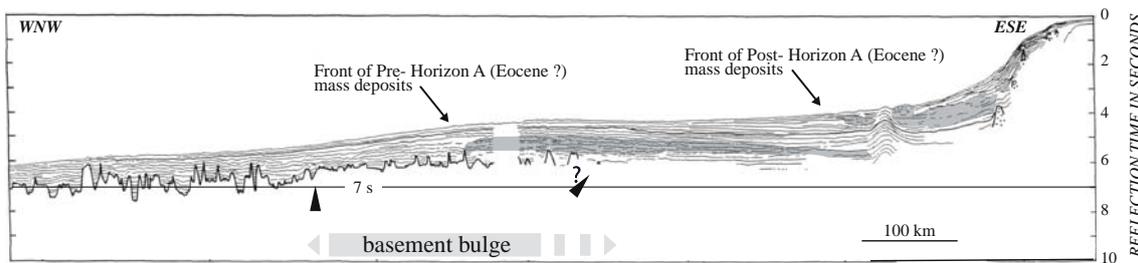


Fig. 7 Line drawing of seismic reflection profile 109 (modified after Uchupi and Emery 1974; Uchupi et al. 1976; Localisation see Fig. 1 or 3). The basement is underlined by the thick black line at the foot of the sedimentary series. Transparent intervals as well as intervals showing ruguous surface are shadowed in grey. They are thought to represent mass deposits coming from

the continental slope. While the oldest (Pre-Eocene) mass deposits extend far to the west, the latest ones (Post-Eocene) are restricted to the slope and its foot. The thick arrows correspond to the limit between zones showing different texture of the basement reflector

a topographic slope toward the West and by a textural change (blue line, Fig. 3) cross cutting the basement bulge of Olivet et al. (1984).

Therefore a basement bulge roughly parallel to the shore does exist almost continuously, although the depth of its apex varies longitudinally. It is found from Dacia Seamounts, its northern extremity, to the Cape-Verde archipelago, its southern end.

Lithostratigraphy

Cape-Verde Islands

The oceanic basement and its pelagic sedimentary cover have been uplifted and crop out on the island of Maio, through a window, below the tertiary volcanic edifice (Fig. 3) (Stillman et al. 1982; Robertson 1984).

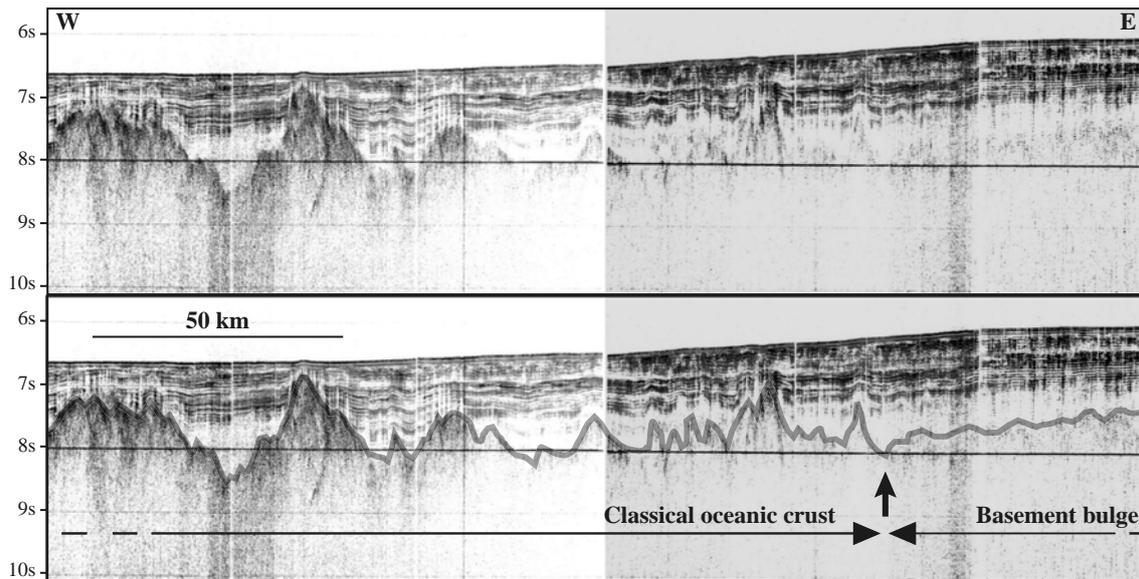


Fig. 8 Detail of a seismic reflection profile and its interpretation (localisation see Fig. 1 or 3). The basement reflector is typically oceanic (very rough) at the left hand side. It is smoother at the

right hand side, though still slightly chaotic, typical of the basement bulge area

This allows a study of the island's early geological (Mesozoic) history and of the relationship between the Mesozoic island core and the Tertiary volcanic complex which unconformably overlies it (Fig. 9).

The oceanic basement on Maio (Bathala Formation) is composed of the typical oceanic cortege of mafic pillow lavas, lava breccias, hyaloclastites and interlava sediments. The overlying sediments provided biostratigraphical data that permit to assign a Late Jurassic to Early Cretaceous age to this basement (Bernard-Griffiths et al. 1975; Grunau et al. 1975; Mitchell et al. 1983; Robertson 1984, for a review of the biostratigraphical work). This age is confirmed by the nearby DSDP Site 367 (Fig. 3) that provided an Oxfordian age to the oceanic basement.

The overlying sediments are composed of 180–350 m of fossiliferous pelagic limestones (Morro Formation) dated Tithonian to lower Cretaceous. More heterogeneous shales overlie these limestones, siltstones and thin-bedded limestones dated Albian to Cenomanian (Carquejeo Formation). These (maximum thickness 90 m) were deposited close to, then below, the calcite compensation depth (CCD) in a pelagic environment with terrigenous or calcareous influxes due to turbiditic currents.

Pyroclastic tuffs, sandstones and conglomerates of the Coruja formation are following above this pelagic succession. Rudites found in this formation include well-rounded clasts of ocean floor basalts but also of granular plutonics similar to alkaline plutonic rocks found in the central intrusive complex of Maio. These

shallow marine facies and the presence of igneous materials originating from an aerial volcanic edifice mark a major change in the deposit environment. But this change is not accompanied by any observable angular discordance between the underlying pelagic sediments and these shallow marine sediments (Stillman et al. 1982; Robertson 1984). Except rare and poorly preserved planktonic foraminifera, no fossils are found in this formation which is therefore badly dated. Whole rock K/Ar determination, possibly altered by later intrusions, suggests a minimum mid-Miocene age (Knill and Mitchell 1984), while planktonic foraminifera indicate a Tertiary age (Robertson 1984). Their 300 m thickness gives only a minimum as they are truncated by an erosion surface.

The following sequence is separated from the Coruja Formation by an angular discordance. It comprises Tertiary to Quaternary gently dipping lavas and mainly non-marine volcanoclastic sediments (Stillman et al. 1982). According to K–Ar and Ar/Ar studies, most of this late volcanic activity seems to have occurred between 20 and 7 Ma (Mitchell et al. 1983).

Repetition of the Mesozoic stratigraphical succession is achieved through a thrust fault (Stillman et al. 1982). It is considered as contemporaneous to the folding responsible for most of the sedimentary strata dip. As the Coruja Formation lies conformably above older sediments, thrusting and folding are younger than deposition of this formation. The south to southwest directed compression (Stillman et al. 1982) is thus post Late Cretaceous. Mitchell et al. (1983) reported a

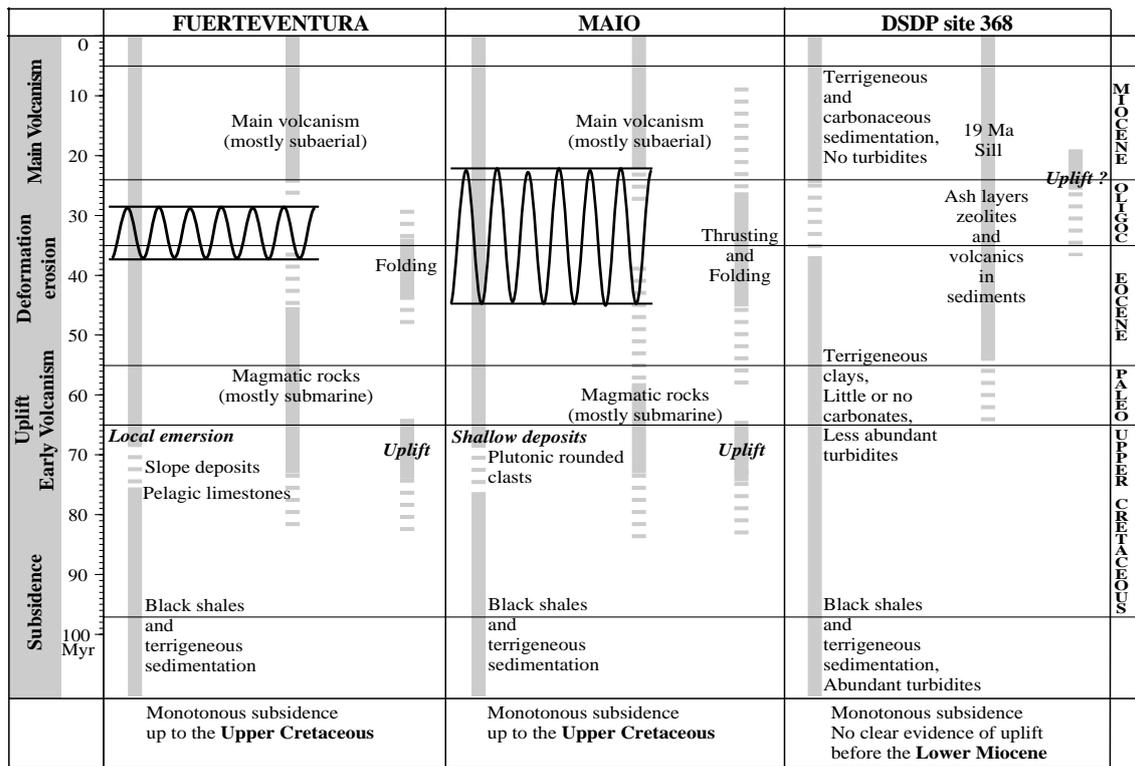


Fig. 9 Synthetic chronologic diagram. From left to right the columns correspond to the stratigraphy, the magmatism, and the deformation and uplift. The undulating black line indicates the time of the major angular unconformity seen, on the field, on Fuerteventura and Maio. The width of these undulating lines does not correspond to the duration of the geological process but to the doubt concerning the effective age of the unconformity. (after for Maio: Bernard-Griffiths et al. 1975; Grunau et al. 1975;

Stillman et al. 1982; Mitchell et al. 1983; Knill and Mitchell 1984; Robertson 1984. Fuerteventura: and Robertson and Stillman 1979b; Robertson and Bernoulli 1982; Le Bas et al. 1986; Cantagrel et al. 1993; Boutin 1994; Ancochea et al. 1996; Fernandez et al. 1997; Hoernle 1998; Schminke et al. 1998; Steiner et al. 1998; Balogh et al. 1999. DSDP: Hayes et al. 1972; Uchupi et al. 1974; 1976; Lancelot and Seibold 1978; Arthur et al. 1979; Schminke and von Rad 1979)

K–Ar age of 9 Ma for a dyke cut by the main thrust plane which could then be as young as Late Miocene. Normal faulting and associated updoming of the Central Intrusive Complex post date all this deformation. The deformation, evidenced in the field by thrusts and normal faults, is therefore not responsible for the Late Cretaceous uplift of the island (Stillman et al. 1982; Robertson 1984).

Canary Islands

On the island of Fuerteventura, similar to what is observed on the island of Maio, the oceanic basement and its Mesozoic to early-Tertiary sedimentary cover has been uplifted and crops out below the Tertiary volcanic rocks (Robertson and Stillman 1979a; Robertson and Bernoulli 1982; Steiner et al. 1998), (Fig. 9). In this basal complex the strata are generally steeply dipping or vertical. The oldest sediments, and thus the seafloor basalts directly underlying them, have been dated ante-Oxfordian by biostratigraphical data (Steiner et al. 1998). A

Toarcian age is proposed by combining those biostratigraphical data with various geological and geophysical considerations (Steiner et al. 1998). Xenoliths of MORB gabbros and basalts were found on the neighbour islands of Gran Canaria, La Palma and Lanzarote whose Ar/Ar and Sm/Nd datings confirmed Jurassic (180 Ma) ages (Hoernle 1998; Schminke et al. 1998).

The base of the Mesozoic sedimentary sequence is composed of 800 m of terrigenous (clayey to silty) and carbonate or noncarbonate pelagic sediments deposited at proximity to the CCD. The top of this series is dated Berriasian. Following this are 600 m of sandy turbidites and black shales whose top is dated early to middle Albian. Above this Mesozoic sequence are 150 m of slope deposits pelagic limestones, mainly chalks, showing extensive soft-sediments slumping. These sediments, indicating great gravitational instability, are dated from late Albian to Campanian.

The first volcanic material appears, like on the island of Maio, through apparent conformity with the underlying sediments. Confirming the hypothesis of

Boutin (1994) that Fuerteventura emerged as early as the end of Cretaceous, these volcanics were erupted into waters that were already relatively shallow (Robertson and Stillman 1979b). Submarine alkaline basaltic pillow lavas and hyaloclastics compose these volcanics. Le Bas et al. (1986) report an outcrop of basaltic Hyaloclastics intercalated with Senonian chalks which indicates a Late Cretaceous date for the beginning of this island-building volcanism. K–Ar and Ar–Ar analyses of Balogh et al. (1999) confirmed this early start of magmatism with plateau ages of 63 and 64 Ma indicating the minimum age of some syenite intrusions. Le Bas et al. (1986) reported K/Ar ages of 35–48 Ma for some basalt dykes. Balogh et al. (1999) reported similar Eocene ages for plutonic intrusions. Robertson and Bernoulli (1982), found volcanoclastic sandstones intercalated with middle Oligocene bioclastic limestones. All this reveals continued sedimentation and eruptive submarine volcanism from Late Cretaceous to early Oligocene.

Le Bas et al. (1986) gave a pre-Oligocene age to the deformation responsible for the overturned position of the Mesozoic sedimentary pile. Fernandez et al. (1997) evidenced ductile shear zones and brittle faults indicating vertical shortening and EW elongation in igneous rocks belonging to the basal complex of Fuerteventura. This deformation occurred between 21 and 30 Ma, after the emplacement of syenites and carbonatites and before that of the complexes of gabbro and syenite ring-dykes which were not affected by the deformation. Nevertheless, Balogh et al. (1999) found syenite intrusions as old as 64 Ma. These recent results could enlarge the time window of ductile deformation proposed by Fernandez et al. (1997) to 64–21 Ma. In spite of these recent radiochronological dating, and based on field work considerations, Fernandez and Ahijado (2002, personal communication) still maintain their 21–30 Ma window for the EW extensional deformation. Furthermore older inverse structures are also observed in the old plutonic rocks that are displaced by the extensional ones (Fernandez, 2002, personal communication).

A succession of flat lying subaerial volcanic flows and pyroclastic deposits dated Miocene to Quaternary overlies the basal complex sequence through an angular discordance. Radiochronological studies of those young volcanic stages indicate a period of intense activity around 20–25 Ma (Le Bas et al. 1986; Cantagrel et al. 1993; Ancochea et al. 1996; Balogh et al. 1999). Although no volcanism younger than lower Miocene is known on the west flank of Fuerteventura, quaternary eruption centres and volcanic rocks are known on its northeastern flank. Historic

eruptions have occurred on the nearby Lanzarote Island, a few kilometres to the north, and on other islands of the Canarian archipelago.

DSDP sites

Of the nine DSDP Site (137, 138, 139, 140, 141, 367, 368, 369 and 397; Hayes et al. 1972; Lancelot and Seibold 1978; Arthur et al. 1979; Schminke and von Rad 1979) existing inside the region we study (Fig. 3) only one, DSDP Site 367, reached the oceanic basement. Situated close to the island of Maio, its basement has a similar Late Jurassic age (Lancelot and Seibold 1978).

From Late Jurassic to Berriasian, the sedimentation is characterised by calcareous limestones and by very low amounts of terrigenous components. Concomitantly with oceanic crust subsidence models, this calcareous sequence is followed by a period dominated by terrigenous clayey sedimentation after the sea floor passes below the CCD. This stage is reached around the Valanginian. Since that period until the Early Upper Cretaceous, terrigenous clayey sedimentation dominated, while anoxic conditions facilitated the formation of black shales (Fig. 9).

Termination of the anoxic conditions happened during Upper Cretaceous (Cenomanian to Turonian). Green terrigenous clays and silty clays, containing almost no carbonates, succeeded to black shales (this period corresponds with the general Upper Cretaceous transgression and to the massive carbonate deposits in northern Europe). These deposits, indicative of deep basin conditions, below the CCD, prevailed in the basins up to the early Neogene. The occurrence of chert-rich layers is characteristic of this period. They correlate with “horizon A”, a prominent reflector observed on seismic profiles (Uchupi et al. 1974, 1976).

Except DSDP Site 137 and 138 that keep on being characterised by deep pelagic sediments, all other sites record a return to carbonaceous sedimentation since Early to Middle Miocene time. This change can be due either (or both) to a lowering of the CCD, or (and) to a tectonic uplift of certain sites. Sedimentation on DSDP Site 368, in the Cape-Verde basin (which is a terrace actually) during this period is markedly poor in terrigenous elements relative to the other sites closer to the margin.

Turbidites are found at DSDP Site 368 above Lower Cretaceous. Their abundance decreases gradually upward and stops at the end of Paleogene (Lancelot and Seibold 1978) while it persisted during Neogene in site 367.

Ash layers and zeolites, evidences for volcanic activity, have been observed in most of the sites of the

region. Zeolites are present in Lower Eocene sediments of site 367 on the Cape-Verde rise and in late Cretaceous sediments of DSDP Site 140 and undated sediments of DSDP Site 141. Scattered volcanic glass and zeolites are also present in the early Paleogene of DSDP Site 368, in the Cape-Verde basin and in the late Paleogene of Site DSDP 369. Volcanic products are found everywhere since Neogene until now. Zeolites or volcanic glass are found since the late Middle Miocene in the Cape-Verde Basin (DSDP Site 367), and since Early Middle Miocene in the sites 368, 369 and 397. Several diabase sills, among which one has been dated 19 Ma, were found interbedded with Albian-Turonian black shales of DSDP Site 368. A basalt has been drilled in DSDP Site 141 whose age is not known but could be Paleogene (Hayes et al. 1972).

Discussion

Chronology

As Robertson and Bernouilli (1982), and chronological data published since their work (Mitchell et al. 1983; Knill and Mitchell 1984; Robertson 1984; Le Bas et al. 1986; Cantagrel et al. 1993; Boutin 1994; Ancochea et al. 1996; Hoernle 1998; Schminke et al. 1998; Steiner et al. 1998; Balogh et al. 1999) reinforce the feeling, we were struck by the similarities in the geological evolution of the Canary and Cape-Verde archipelagos (Fig. 9). After the classical thermal cooling driven deepening of the sedimentary environment a sustained uplift, leading locally to emersion, is observed at the end of Cretaceous. This uplift is recorded on Maio (Stillman et al. 1982) as on Fuerteventura (Robertson and Stillman 1979b) and in both island this event is not associated with any apparent unconformity. Contemporaneous with this uplift, and thus older than any unconformity, are the first records of volcanic materials. Almost all of the emerging volume of actual islands would not be due to this early volcanic episode but to Tertiary volcanism. Yet, on Maio and Fuerteventura, uplift from depth superior to the carbonate compensation depth (CCD) to the surface was achieved before the Tertiary volcanism. The abyssal depth prior to the uplift was certainly several thousands of meters as 5000 m is the average depth for 50 Ma oceanic crust (Parsons and Sclater 1977), the age reached by the crust at the end of Cretaceous.

During or before this first volcanic stage sediments were brought from pelagic to shallow marine environment without tilting or any visible deformation. Deformation postdated this stage and mostly stopped before

the Tertiary volcanism that constitutes most of the volume of all the Canary and Cape-Verde Islands. Though most studies focussed on the last tertiary stage, we would like to emphasise Maio and Fuerteventura islands were already emerging or sub-emerging at this date.

Relative chronology is well established as four steps of geologic evolution are recorded in the volcanic islands: (1) subsidence following the cooling of the oceanic crust, (2) uplift and early volcanism in Late Cretaceous, (3) Oligocene to Early Miocene deformation and erosion, then (4) Cenozoic volcanism, whose peak activity is dated Middle Miocene. Yet biochronological or radiochronological data are not always precise enough to provide a good absolute chronology of the geological succession. The transition from the early (stage 2) uplift to the Tertiary volcanism is particularly crudely dated.

Very little is known about the chronological evolution of the submarine seamounts between the Canary and Cape-Verde Islands. To our knowledge, no radiochronological ages have been published. Although seismic lines around the Saharan and Tropic Seamounts show local unconformity or even sills very high in the sedimentary series that suggest an activity during the Cenozoic at least. We did not find any such sign around Senghor Seamount, but a diabase sill has been dated 19 Ma in DSDP site 368, less than 80 km north-east of Senghor Seamount.

No clear indication exists in the DSDP reports concerning a pre-Tertiary uplift, volcanism or deformation. On many seismic profiles perpendicular to the margin transparent and/or chaotic intervals are observed spread at the foot of the slope (Figs. 5 and 7). They are often laterally associated with scarps indicating destruction of parts of the margin steepest portion (Seibold and Hinz 1974). These chaotic intervals are interpreted as mass deposits following periodic landslides from the slope (Seibold and Hinz 1974; Uchupi et al. 1974, 1976; Lancelot and Seibold 1978; See description of DSDP hole 139 (Hayes et al. 1972) that reaches such a transparent seismic interval). We examined the timing and extension of these mass deposits in the whole area. Each few times we identified these deposits on the sections, they were restricted to the zone between the shore and the basement bulge axis since the Tertiary (posterior to horizon A of Uchupi et al. 1976), while older mass deposits (deeper than horizon A) were seen oceanward beyond the axis (Figs. 5 and 7). As Lancelot and Seibold (1978) did in DSDP 368 cores, according to the idea that mass deposits do not go up the slope, we suggest that the turbidites spreading has certainly been confined by the basement bulge. We therefore used this distribution of

mass deposits to date the uplift of the basement bulge. Like this, along the bulge the uplift occurred sometime between the upper Cretaceous and the Miocene. It is today difficult to precise this chronology but, so far, it coincides with the uplift observed in the volcanic islands. Transition from shales containing turbidites to calcareous oozes is dated post lower Miocene in the Cape-Verde rise (DSDP Site 368) with a 19 Ma old sill supposed to pre-date the uplift (Duncan and Jackson 1978; Lancelot and Seibold 1978).

Collier and Watts (2001) similarly observed differential distribution of sediments seaward and landward of what they call “the Canary Islands ridge” prior to the onset of important volcanic loading of the lithosphere. They proposed the existence of a significant submarine barrier as early as upper Cretaceous or even, the Lower Cretaceous and Jurassic.

Basement bulge origin

Neither the nature of the bulge we described in this paper, nor the links between the geological history of Canary and Cape-Verde oceanic Islands, are understood today. Some genetic models have been proposed that concern the Canary hot-spot or the Cape-Verde hot-spot, rarely the two of them, but never take into account their synchronic evolution.

Holik et al. (1991) observed a bathymetric swell North of the Canary Islands and proposed that its cause was the effect of a hot-spot drifting toward the South. The increased crustal thickness they detect along the swell is interpreted to be the result of underplating and assimilation of existing oceanic crust caused by the Canary thermal anomaly. The latter bathymetric swell being situated in the northern prolongation of the basement bulge we describe in this paper, it is attractive to interpret the bathymetric swell as the northern end effect of the Canary–Cape-Verde basement bulge.

Holik et al. (1991) described a high velocity Unit of Chaotic Facies (UCF) all along the bathymetric swell and interpreted it as being of igneous origin. The seismic we worked on did not allow us to distinguish any equivalent to this UCF south of the Canary either because it does not exist or (and ?) because of the poor quality of the old seismic we used (recent DAKHLA seismic lines do not cross the entire bulge). The only comparable chaotic seismic intervals are mass deposits considered as gravity slides or turbidites that spread at the foot of the slope. As described above, these mass deposits sometime reach the bulge but are not restricted straight above the bulge axis as the UCF of Holik et al. (1991) is.

If the bathymetric swell marks the northern end of the basement bulge, the latter can be followed over 2000 km, from 33° North, the limit given by Holik et al. (1991), to 13° North, South of the Cape-Verde Islands. Such a long ridge can not be explained by the drift of the hot-spot situated today in the middle of the ridge, in the Canary, whose trace concerns only the North of the zone (Holik et al. 1991). Therefore either the interpretation by Holik et al. (1991) is wrong, the ridge is not the trace of a hot-spot, or the ridge south of the Canary Islands is an other, independent, ridge. It can not be the trace of the Cape-Verde hot-spot whose evolution, calculated, as suggested by Holik et al. (1991), using the poles proposed by Morgan (1983), does not match with the position of the basement bulge.

Explaining the whole basement bulge with the hot-spot origin therefore requires more than one plume. Two distinct hot-spot plumes were already suggested for the origin of the volcanic Canary and Cape-Verde Islands (Morgan 1971, 1983; Burke and Wilson 1972; Courtney and White 1986). But our review emphasises the very close chronological evolution of the Canary and the Cape-Verde archipelagos. Therefore at least two hot-spot plumes are required but, additionally, they should have been closely synchronised. An explanation to this synchronism has still to be found, or the plume related origin of these hotspots needs to be revised.

A 7.1–7.4 km/s velocity layer, detected by sonobuoys refraction experiment, has been described by Holik et al. (1991) at the base of the crust below the bathymetric swell north of Canaries. It is interpreted as a crustal high velocity layer corresponding to volcanic underplating. On the other hand Weigel et al. (1978) interpreted a 7.6 km/s velocity layer, below the Conception Bank north of Lanzarote, as a low velocity mantle below a crust flexured by the volcanic load. According to Weigel et al. (1982) and Holik et al. (1991), the bathymetric swell or its underlying high-velocity layer would be too distant from the ocean continent transition to be related to rifting processes.

This ridge is neither a flexural bulge due to sedimentary loading of the proximal margin. Its wavelength, its size and the distance from the depotcentre, are not compatible. A flexural bulge would be wider and should be found farther from the shore (Watts 1994; Collier and Watts 2001; Ali et al. 2003), even for an elastic thickness as weak as 5 km while Young and Hill (1986), Watts (1994) and Collier and Watts (2001) favour 15–35 km as the most probable values.

An alternative hypothesis is the Canary–Cape-Verde ridge being a consequence of tectonics between the African and European plates. The Canary–Cap-Verde

ridge could have been eventually an oceanic westward prolongation of the South Atlas front. In Late Cretaceous time it would temporarily have connected the Atlas front with a transform zone (whose existence has still to be demonstrated) around the Cape-Verde Plateau before being abandoned, the boundary jumping more to the North, to the Azores-Gibraltar transform zone. From then and during the whole Cenozoic, it would have influenced the distribution of magmatism and concentrated it along the Canary–Cape-Verde lineament.

Most of the (post-rift) deformation has been dated Cenozoic in the Atlas, though compressive events have been occurring from time to time since Cretaceous (Obert 1981, 1984; Wildi 1983; Guiraud 1997, 1998; Bracene et al. 2003; Ellouz et al. 2003). These early compressive events are of various ages in the Atlas region but some of them could be contemporaneous with the late Cretaceous uplift recorded in the Canary and Cape-Verde Islands.

The effects of compressive deformation on an intra-oceanic boundary can be observed in the central Indian Ocean (see for example Krishna et al. 1998 or 2001). The long (150–300 km) basement undulations with 1–2 km relief, that characterise the longest wavelength of deformation observed in the Indian Ocean, resemble the basement bulge observed offshore Africa, except that, in the free air gravity anomalies, these long undulations are clearly identified in the Indian Ocean but hardly visible in Africa. This could be a consequence of time elapsed since deformation was active along the African coast. Shorter wavelengths, characterised by tight foldings and faulting, particularly numerous in the Indian Ocean, are almost absent in the seismic sections of the Canary–Cape-Verde region we examined.

Conclusions

The origin of the Canary and Cape-Verde Islands is most often assumed to result from the activity of two distinct hot-spot plumes. However several considerations suggest a link between the two archipelagos.

Their geological history is very similar since the formation of their oceanic basement during the Late Jurassic. They share the same sedimentary evolution (subsidence, uplift and emersion) as well as very similar timing of volcanism and deformation. In particular, on both Archipelagos, uplift is achieved in Late Cretaceous time without any tilting or deformation. It predates the Cenozoic main volcanism and unconformity.

A basement ridge can be followed along the African margin, from 33° North to 13° North. It is evidenced by

a morphological expression but is also accompanied by textural characteristics seen on seismic reflection but by only faint trends seen on the free air gravity anomaly map. It passes through and joins the Cape-Verde and Canary Islands but also several other, mostly submarine, volcanic masses.

Many questions about this ridge remain unanswered. Additional reflexion and wide angle seismic could help answer them. The main question concerns the nature of the bulge. In particular we do not know if the thickness of the crust changes below the ridge, if igneous materials, younger than Jurassic mid-ocean ridge products, are present and, more particularly and as suggested further north, if underplating lies at the base of the crust.

So far the two distinct hot-spots origin for the Canary–Cape-Verde region does not appear to be adapted. It ignores the existence of the bulge as well as many geological coincidences that suggest a common origin. The Canary–Cape-Verde geological structure resembles more a hot line or dotted line than two hot-spots. But no other convincing explanation has been proposed that links the two archipelagos. A tectonic origin seems today the most appropriate explanation, though it has still to be tested. Nevertheless, by enumerating Canary and Cape-Verde coinciding geological incidents, we aim, at least, to argue that it is misleading to treat these two regions apart.

Either due to tectonic or any other process the scale of the basement bulge is comparable to that of terrestrial mountains ranges. Additionally, this range is not isolated in the Eastern Central Atlantic region, the Tore-Madeira Rise and Meteor Rise are of very similar scale and could have been formed around the same period. All this suggests to consider the geological history of the Canary and Cape-Verde Islands as part of that of the Eastern Central Atlantic ocean as a whole.

Acknowledgements This work was founded on the ideas of J.L. Olivet. We benefited from many discussions with him and also D. Aslanian, M. Sahabi, M. Moulin, W. Roest and L. Géli, all of whom are either members of or visitors to the Département Géosciences Marines in Ifremer.

References

- Ali MY, Watts AB, Hill I (2003) A seismic reflection profile study of lithospheric flexure in the vicinity of the Cape Verde Islands. *J Geophys Res* 108:2239–2262
- Anguita F, Hernan F (2000) The Canary Islands: a unifying model. *J Volcanol Geotherm Res* 103:1–26
- Ancochea E, Brändle JL, Cubas CR, Hernan F, Huertas MJ (1996) Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the island of Fuerteventura. *J Volcanol Geotherm Res* 70:183–204

- Arthur MA, von Rad U, Cornford C, McCoy FW, Sarnthein M (1979) Evolution and sedimentary history of the Cape Bojador continental margin, NW Africa. In: von Rad U, Ryan WBF et al (eds) *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project 47* (1):773–816
- Balogh K, Ahijado A, Casillas R, Fernandez C, (1999) Contributions to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. *J Volcanol Geotherm Res* 90:81–101
- Bernard-Griffiths J, Cantagrel JM, Matos-Alves CA, Mendes E, Serralheiro A, Rocha de Macedo J (1975) Données radiométriques Potassium-Argon sur quelques formations magmatiques des îles de l'Archipel du Cap Vert. *C R Acad Sci* 280:2429–2432
- Boutin C (1994) Stygobiology and historical biology: the age of Fuerteventura (Canary Island), as inferred from its stygofauna. *Bull Soc Geol France* 165:275–285
- Bracene R, Patriat M, Ellouz N, Gaulier JM (2003) Subsidence history in basins of northern Algeria. *Sedimentary Geol* 156(1–4):213–239
- Burke K, Wilson JT (1972) Is the African plate stationary? *Nature* 239:387–390
- Cantagrel JM, Fuster JM, Pin C, Renaud U, Ibarrola E (1993) Age Miocène inférieur des carbonatites de Fuerteventura (23 Ma: U-Pb Zircon) et le magmatisme précoce d'une île océanique (îles Canaries). *C R Acad Sci* 316:1147–1153
- Collier JS, Watts AB (2001) Lithospheric response to volcanic loading by the Canary Islands: constraints from seismic reflection data in their flexural moat. *Geophys J Int* 147:660–676
- Courtney RC, White RS (1986) Anomalous heat flow and geoid across the Cape Verde rise: evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle. *Geophys J R Astron Soc* 87:815–868
- Duncan RA, Jackson ED (1978) Geochronology of basaltic rocks recovered by DSDP Leg 41: Eastern Atlantic ocean. In: Lancelot Y, Seibold E et al (eds) *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project 41*:1113–1118
- Ellouz N, Patriat M, Gaulier J-M, Bouatmani R, Sabounji S (2003) From rifting to Alpine inversion; Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sedimentary Geology*. 156(1–4):185–212
- Fernandez C, Casillas R, Ahijado A, Perello V, Hernandez-Pacheco A (1997) Shear zones as a result of intraplate tectonics in oceanic crust: the example of the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). *J Struct Geol* 19:41–57
- Grunau HR, Lehner P, Cleintaur MR, Allenback P and Bakkar G (1975) New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tome (Gulf of Guinea), In: *Progress in Geodynamics*, Royal Academy of Arts and Sciences, Amsterdam, pp 90–118
- Guiraud R and Bosworth W (1997) Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate scale Tectonics. *Tectonophysics* 282:39–82
- Guiraud R (1998) Mesozoic rifting and basin inversion along the northern african tethyan margin: an overview. In: Macgregor DS, Moody RTJ, Clarck-Lowes DD (eds). *Pet Geol North Africa*, vol. 132. Geological Society of London, Special Publications, pp 217–229
- Hayes DE, Pimm AC, et al (1972) Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, Volume XIV
- Hayes DE, Rabinowitz PD (1975) Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off Northwest Africa. *Earth Planet Sc Lett* 28(2):105–115
- Hoernle K (1998) Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of Jurassic ocean crust beneath Gran Canaria (Canary Islands): implications for the generation of OIB reservoirs and for crustal contamination of ascending OIB magmas. *J Petr* 39:859–880
- Holik JS., Rabinowitz PD, Austin JA, (1991) Effects of Canary hot spot volcanism on structure of oceanic crust off Morocco. *J Geophys Res* 96:12039–12067
- Klitgord KD, Schouten H, (1986) Plate kinematic of the central Atlantic, In: *The Geology of North America*, Vogdt PR and Tucholke BE (eds), Geological Society of America, Boulder, pp 45–50
- Knill RA, Mitchell JG (1984) Conventional K-Ar and (super 40) Ar (super 39) Ar dating of basic igneous clasts from the Coruja Formation, Maio, Cape Verde Islands. In: Wilkinson I (prefacer) (ed). *The eighth U.K. geophysical assembly*. *Geophys J Roy Astr S* 77(1):326
- Krishna KS, Ramana MV, Gopala Rao D, Murthy KSR, Malleswara Rao MM, Subrahmanyam V, Sarma KVLNS (1998) Periodic deformation of oceanic crust in the central Indian Ocean. *J Geophys Res* 103(8):17,859–17,875
- Krishna KS, Bull JM, Scrutton RA (2001) Evidence for multiphase folding of the central Indian Ocean lithosphere. *Geology* 29(8):715–718
- Lancelot Y and Seibold E (1978) The evolution of the central Northeastern Atlantic—Summary of results of DSDP Leg 41. In: Lancelot Y, Seibold E et al (eds) *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project 41*:1215–1245
- Le Bas MJ, Rex DC, Stillman CJ (1986) The early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands. *Geol Mag* 123:287–298
- Mitchell JG, Le Bas MJ, Zielonka J, Furnes H (1983) On dating the magmatism of Maio, Cape Verde Islands. *Earth Planet Sci Lett* 64:61–76
- Morgan WJ (1971) Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230:42–43
- Morgan WJ (1983) Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics* 94:123–129
- Obert D (1981) Indices de magmatisme crétacé, anté-sénonien dans les Babors (domaine tellien septentrional d'Algérie). *C R Acad Sci* 292:1217–1219
- Obert D (1984) Géologie des Babors (Algérie); importance de la paléotectonique alpine dans l'orogénèse tellienne. *Rev Géol Dyn Géogr Phys* 25:99–117
- Olivet J-L, Bonin J, Beuzart P, Auzende J-M, (1984) Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Publications du Centre National pour l'Exploitation des Océans. Brest, 1–108
- Parson B, Sclater JG (1977) An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J Geophys Res* 82:803–827
- Robertson AHF, Bernoulli D (1982). Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands). In: von Rad U, Hinz K, Sarnthein M, Seibold E (eds). *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer, Berlin, pp 498–525
- Robertson AHF (1984) Mesozoic deep-water and Tertiary volcanoclastic deposition of Maio, Cape Verde Islands: implications for Atlantic paleoenvironments and ocean island volcanism. *Geol Soc Am Bull* 95:433–453
- Robertson AHF, Stillman CJ (1979a) Late Mesozoic sedimentary rocks of Fuerteventura, Canary Islands: implications for West African margin evolution. *J Geol Soc London* 136:47–60

- Robertson AHF, Stillman CJ (1979b) Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geol Mag* 116:203–214
- Roest WR, Danobeitia JJ, Verhoef J, Collette BJ (1992) Magnetic anomalies in the Canary Basin and the Mesozoic evolution of the central North Atlantic. *Mar Geophys Res* 14:1–24
- Schminke HU and von Rad U, (1979) Neogene evolution of Canary Islands volcanism inferred from ash layers and volcanoclastic sandstones of DSDP Site 397 (Leg 47A). In: von Rad U, Ryan WBF et al (eds) *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project 47 (1)*, 703–725
- Schminke HU., Klügel A, Hansteen TH, Hoernle K, van den Bogaard P (1998) Samples from the Jurassic ocean crust beneath Gran Canaria, La Palma and Lanzarote (Canary Islands). *Earth Planet Sci Lett* 163:343–360
- Seibold E, Hinz K (1974) Continental slope construction and destruction, West Africa. In: Burk CA, Drake CL (eds) *The geology of continental margins*. Springer, Berlin, pp 179–196
- Steiner C, Hobson A, Favre P, Stampfli GM, Hernandez J (1998) Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands): witness of Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic. *Geol Soc Am Bull* 110:1304–1317
- Stillman CJ, Furnes H, Le Bas MJ, Robertson AHF, Zielonka J (1982) The geological history of Maio, Cape Verde Islands. *J Geol Soc London* 139:347–361
- Uchupi E and Emery KO, (1974) Seismic reflection, magnetic and gravity profiles of the Eastern Atlantic continental margin and adjacent deep sea floor: Congo Canyon (Rep. Of Zaire) to Lisbon (Portugal). Ref. 74–19: Woods Hole Oceanogr. Inst., Woods Hole, Mass
- Uchupi E, Emery KO, Bowin CO, Phillips JD (1976) Continental margin off Western Africa: Senegal to Portugal. *Am Assoc Petrol Geol Bull* 60:809–878
- Watts AB., (1994) Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands. *Geophys J Int* 119:648–666
- Weigel W, Goldflam P, Hinz K (1978) The crustal structure of Concepcion Bank. *Mar Geophys Res* 3:381–392
- Weigel W, Wissmann G, Goldflam P (1982) Deep seismic structure (Mauritania and Central Morocco). In: von Rad U, Hinz K, Sarnthein M, Seibold E (eds). *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer, Berlin, pp 132–159
- Wildi W (1983) La chaîne tello-rifaine (Maroc, Algérie, Tunisie), structure et évolution du Trias au Miocène. *Rev Geol Dyn Geogr Phys* 24 (3):201–298
- Williams CA., Hill IA, Young R, White RS (1990) Fracture zones across the Cape Verde Rise, NE Atlantic. *J Geol Soc London* 147:851–857
- Young R, Hill IA (1986) An estimate of the effective elastic thickness of the Cape Verde Rise. *J Geophys Res* 91:4854–4866