HAL
open science

# Structure profonde de la marge Nord-Ouest Africaine

Youssef Biari

## To cite this version:

Youssef Biari. Structure profonde de la marge Nord-Ouest Africaine. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Bretagne Occidentale (UBO), 2015. Français. NNT : . tel-01319623v1

**HAL Id: tel-01319623**

**https://theses.hal.science/tel-01319623v1**

Submitted on 21 May 2016 (v1), last revised 29 Nov 2018 (v2)

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**THÈSE EN COTUTELLE /**
**UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE**
*sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne*
**ET**
**UNIVERSITÉ CHOUAÎB DOUKKALI**

pour obtenir le titre de
**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE**
*Mention : (Géosciences marines)*
**École Doctorale (EDSM)**


présentée par

Youssef Biari

Préparée à
L'Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer
Département Géosciences Marines
Laboratoire de Géophysique et Géodynamique


# Structure profonde de la marge Nord-Ouest Africaine

**Thèse soutenue à Brest, le 4 décembre 2015 devant le jury composé de :**

**Jacques DEVERCHERE**
Professeur, UBO, UMR 6538, Brest (France) / Président du Jury
**Mohamad HAFID**
Professeur, Université Ibn Tofaïl, Kénitra (Maroc) / Rapporteur
**Sylvie LEROY**
Directeur de Recherche UPMC, Paris (France) / Rapporteur
**Khalid MEHDI**
Professeur, UCD, El Jadida (Maroc) / Examinateur
**James A. AUSTIN**
Professeur, Institute for Geophysics, Texas (USA) / Examinateur
**Frauke KLINGELHOEFER**
Chercheur, IFREMER, Brest (France) / Directrice de thèse
**Mohamed SAHABI**
Professeur, UCD, El Jadida (Maroc) / Directeur de thèse
**Daniel ASLANIAN**
Chercheur, IFREMER, Brest (France) / Co-directeur de thèse

Thèse en cotutelle
Université de Bretagne occidentale (UBO)
L'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), UMR 6538, Domaines Océaniques
et
Université Chouaîb Doukkali (UCD)
Faculté des sciences

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE**

**Mention : Géosciences marines**
École Doctorale (EDSM)

présentée par

**Youssef BIARI**

# Structure profonde de la marge Nord-Ouest Africaine

Préparée à
L'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER)
Département Géosciences marines, Laboratoire de Géodynamique et de Géophysique

Soutenue à Brest, le 4 décembre 2015 devant le jury composé de :

| | | |
|---|---|---|
| Sylvie LEROY | Directeur de Recherche UPMC, Paris (France) | Rapporteur |
| Mohamad HAFID | Professeur, Université Ibn Tofaïl, Kénitra (Maroc) | Rapporteur |
| Jacques DEVERCHERE | Professeur, UBO, UMR 6538, Brest (France) | Examinateur |
| Khalid MEHDI | Professeur, UCD, El Jadida (Maroc) | Examinateur |
| James A. AUSTIN | Professeur, Institute for Geophysics, Jackson School of Geosciences, Texas (USA) | Examinateur |
| Frauke KLINGELHOEFER | Chercheur, IFREMER, Brest (France) | Directrice de thèse |
| Mohamed SAHABI | Professeur, UCD, El Jadida (Maroc) | Directeur de thèse |
| Daniel ASLANIAN | Chercheur, IFREMER, Brest (France) | Co- directeur de thèse |

# Résumé

L'Atlantique Central (ATLC) est bordé au Nord par les zones de fracture Pico et Gloria et au Sud par les zones de fracture 15°20'N et Guinée au Sud. Il représente un des océans les plus anciens du globe. L'étude de la structure profonde de ses deux marges passives conjuguées NO-africaine et NE- américaine est essentielle pour la compréhension des mécanismes de la formation et de l'évolution des marges continentales passives ainsi que les bassins sédimentaires associés.

La compréhension de ces mécanismes représente un sujet d'actualité, car les marges continentales passives constituent à la fois un enjeu scientifique et économique de premier ordre. En effet, la connaissance des modalités de leur genèse contribue énormément à la reconstitution de l'histoire naturelle de notre planète et à la prospection des vastes ressources énergétiques et minières qu'elles recèlent. De point de vue prospection pétrolière, l'analyse des marges conjuguées s'est récemment avérée être un puissant moyen d'évaluation des bassins qu'elles renferment et de définition de prospects analogiques ayant abouti à des découvertes majeures.

De point de vue structure profonde, la marge NE américaine est une des marges les mieux étudiées au monde, elle a fait l'objet de plusieurs programmes scientifiques (LASE, EDGE 801, USGS 32 etc..). En comparaison, la marge africaine reste peu étudiée car deux campagnes océanographiques uniquement y ont été menées : la campagne Sismar (2001) au large de la Meseta et la campagne Dakhla (2002) au large du Sahara.

La campagne océanographique MIRROR réalisée en 2011au large de Safi, dont les données sont analysées et interprétées dans ce travail, vient combler le manque d'acquisition sur la marge marocaine. La structure profonde de la marge homologue canadienne est connue grâce aux profils de sismique grand-angle SMART-1, 2 et 3. La reconstitution initiale du système Afrique / Meseta / Amérique du Nord à la fin du Sinémurien (Sahabi *et al.*, 2004), montre que le profil grand-angle SISMAR se retrouve en regard de la marge du Grand Banc de Terre Neuve, alors que le profil SMART-1 se retrouve en face du bassin de Abda au Maroc. Le premier objectif de programme MIRROR était d'acquérir des profils combinant sismique grand-angle et sismique réflexion au large de Safi, c'est-à-dire sur un profil homologue au profil SMART-1. La comparaison des coupes des segments homologues de ces deux marges aura comme but final de mieux comprendre le mode d'ouverture de l'océan Atlantique Central.

Les modèles de vitesse de sismique grand-angle des sept profils de la campagne Mirror, montrent que:

- trois couches sédimentaires avec une épaisseur maximale de 6 km dans lesquelles les vitesses sismiques varient verticalement entre 1.8 km/s pour la couche la plus superficielle et 4.9 km/s pour la couche la plus profonde. La stratification sédimentaire est perturbée par la présence de nombreux diapirs de sel ;
- la croûte continentale non amincie est modélisée par trois couches d'une épaisseur combinée de 36 km dont les vitesses sismiques varient entre 6.25 km/s et 7.0 km/s ;

- sur une longueur de 130 km, la croûte continentale s'amincit vers l'Ouest jusqu'à une épaisseur de 8 km. Des blocs y ont été identifiés le long de la pente continentale ;
- le domaine océanique est situé à l'Ouest de l'anomalie magnétique WACMA. Ce domaine est divisé en deux parties appelées OC-1 et OC-2. Le domaine OC-1 est constitué de deux couches dont les vitesses sismiques sont élevées dans la croûte inférieure (7.0 - 7.4 km/s). Il est interprété comme une croûte océanique atypique. Le domaine OC-2, d'une épaisseur de 8 km, est divisé en deux couches pour lesquelles les vitesses sont comprises entre 5.4 km/s et 7.25 km/s. Ces vitesses, légèrement plus élevées que celles attendues pour une croûte océanique dite « normale », sont probablement dues à la présence de quelques poches de serpentine à la base de la croûte inférieure.

Une comparaison entre les modèles Sismar, Mirror et Dakhla, montre que la croûte continentale est plus épaisse au nord et s'amincit vers le sud. La largeur de la zone de transition est plus étroite au sud et les profils Sismar sont localisés sur un bassin sédimentaire posé sur une croûte continentale très amincie.

La comparaison du profil Mirror avec celui de la marge canadienne homologue (Smart 1), montre que l'épaisseur, la structure de la croûte continentale et la zone d'amincissement est très semblable. Par contre, il existe une zone de manteau exhumé et serpentinisé sur le profil canadien qui n'a pas d'homologue sur la marge africaine. De plus, l'épaisseur de la croûte océanique est différente avec 8 km sur la côte africaine et seulement 3-4 km sur la marge canadienne. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer cette différence (a) une différence d'âge entre les deux croûtes (b) un épaississement lié au passage du point chaud des Canaries (c) une accrétion asymétrique ou (d) une accrétion le long d'une dorsale lente à ultra-lente.

**Mots clés** : marge NO-Africaine, marge NE-Américaine, structures profondes, sismique-réflexion marine, sismique grand-angle, marges continentales passives, reconstruction cinématique.

## Abstract

The Central Atlantic is bordered to the north by the Pico and Gloria fracture zones and by the 15°20'N and Guinea fracture zones to the south. It is one of the oldest oceans on Earth. The study of the deep structure of its two conjugate passive margins, the North-East American and Northwest African margins is essential for the understanding of the formation and evolution of the passive continental margins as well as the formation of their associated sedimentary basins.

Understanding these mechanisms of major importance because passive continental margins represent an economic and scientific challenge, in effect, understands the terms of their formation and evolution contributes significantly to the reconstruction of the tectonic history of our planet and to the exploration of the energy and mineral resources. From the point of view of oil exploration, the study of conjugate passive margins has proved to be a powerful way to evaluate basins that they contain and to define analog prospects leading to major discoveries.

The NE American margin represents one of the best studied margins in the world, it was the subject of several scientific programs (LASE, EDGE 801, USGS 32 etc...). In comparison, the conjugate NW African margin remains fairly unknown, only two deep seismic cruises were acquired: the SISMAR cruise (2001) offshore the Meseta and the DAKHLA cruise (2002) offshore the Sahara.

The MIRROR cruise was undertaken in 2011 offshore Safi. The data which are analyzed and interpreted in this work fill a gap of seismic acquisition along the Moroccan margin. The deep structure of the Canadian margin is known due to the SMART wide-angle seismic profiles 1, 2 and 3. The initial reconstitution of Africa/Meseta/North America system at the end of the Sinemurian (Sahabi *et al.,* 2004) shows that the location of the SISMAR wide-angle profiles is conjugate to the Grand Banks of Newfoundland margin, while the SMART-1 profile represents a conjugate to the Abda basin in Morocco. The first objective of the MIRROR project was to acquire combined wide-angle and deep reflection seismic data offshore Safi, a segment conjugate to the SMART-1 profile segment. The comparison between the homologous segments of these two margins aimed to better understand the opening mechanism of the Central Atlantic Ocean.

The main results of modeling of combined wide-angle and reflection seismic data of the MIRROR profiles are:

- three sedimentary layers with a maximum thickness of 6 km were modeled with velocities ranging between 1.8 km/s for the upper unit and 4.9 km / s for lower unit. The sedimentary strata are perturbed by salt diapirs;
- unthinned continental crust at the African continent is of 36 km thickness and composed of three layers and modeled with velocities ranging between 6.25 km/s and 7.0 km/s;
- the continental crust thins over a distance of 130 km to the west up to a thickness of 8 km. Several tilted fault blocks have been identified along the continental slope;

- oceanic crust is located west of the WACMA magnetic anomaly. This domain is divided into two parts called OC-1 and OC-2. OC-1 domain consists of two layers, modeled with high seismic velocities in the lower crust (7.0 - 7.4 m / s). It is interpreted as an atypical or proto oceanic crust. The OC-2 domain, with a thickness of 8 km, is divided into two layers with velocities ranging between 5.4 km / s and 7.25 km/s. These velocities, slightly higher than those expected for "normal" oceanic crust, are probably related to the existence of small pockets of serpentinite in the lower crust.

A comparison between Sismar, Dakhla and Mirror models shows that the continental crust is thicker in the north and thins toward the south. The width of the transition zone is narrower south and Sismar profiles are located on a sedimentary basin placed on a very thinned continental crust.

Comparing the Mirror profile with that of the Canadian conjugate margin (Smart 1) shows that the thickness, the structure of the continental crust and the thinning is very similar. However, zones of exhumed and serpentinized mantle were imaged along the Canadian profile that have no conjugate on the African margin. Moreover, the thickness of the oceanic crust is variable with 8 km on the African side and only 3-4 km on the Canadian margin. Several hypotheses have been proposed to explain this difference (a) an age difference between the two types of crust (b) thickening associated with the passage of the Canary hotspot (c) an asymmetric accretion or (d) an accretion at slow to ultra-slow speading centers.

**Keywords:** NW African margin, NE American margin, deep crustal structure, wide-angle seismic, reflection seismic, passive margins, plate reconstruction

## ملخص

يعتبر المحيط الأطلسي الأوسط أو المحيط الأطلنطي الأوسط واحد من أقدم محيطات العالم ويحده من الشمال مناطق الشقوق المعروفة باسم Pico & Gloria، أما من الجنوب فيحده مناطق الشقوق 15°20'N وغينيا. دراسة البنية الجيولوجية العميقة لحوافه القارية الخامدة (غير النشطة) والمتمثلة في كل من سواحل الشمال الغربي للقارة الأفريقية وشرق أمريكا الشمالية، تعد مرحلة أساسية لفهم آليات تشكيل وتطور هدا النوع من الحواف القارية وما يرتبط بها من أحواض رسوبية.

ويعتبر فهم هذه الآليات موضوعا من مواضيع الساعة، إذ أن الحواف القارية الخامدة أو غير النشطة تشكل تحديا علميا واقتصاديا كبير. في الواقع، معرفة آليات نشأة وتطور هدا النوع من الحواف القارية يساهم إلى حد كبير في إعادة بناء التاريخ الطبيعي لكوكبنا بالإضافة الى استكشاف الموارد المعدنية والطاقية الهائلة التي يزخر بها. وفيما يخص التنقيب عن النفط فقد ثبت أن دراسة الحواف القارية المتماثلة وسيلة قوية لتقييم الأحواض الرسوبية مما قد يؤدي إلى اكتشافات نفطية كبيرة.

الحواف القارية لشرق أمريكا الشمالية واحدة من أفضل الحواف التي تمت دراستها في العالم، حيت كانت موضوعا للعديد من الدراسات العلمية، (USGS 32, EDGE 801, LASE) في المقابل تبقى البنية العميقة للحواف القارية لسواحل الشمال الغربي للقارة الأفريقية غير مدروسة جيدا لقلة الحملات والدراسات الجيوفيزيائية الزلزالية. فعلى طول سواحل هاته الحافة فقط حملتين للمسح السيزمي البحري العميق قد تم انجازهما قبالة السواحل الأطلسية المغربية ويتعلق الأمر بكل من مشروع سيسمار Sismar سنة ٢٠٠١ قبالة المنطقة المعروفة جيولوجيا ب Meseta و مشروع الداخلة Dakhla سنة ٢٠٠٢ في الجنوب قبالة الصحراء المغربية.

هذه الاطروحة تعتمد بشكل اساسي على دراسة وتحليل المعطيات الزلزالية المسجلة خلال المشروع المسمى ميرور Mirror والمنجز حديثا سنة ٢٠١١ على ساحل مدينة اسفي ويأتي هدا المشروع العلمي لملأ النقص في المعطيات الزلزالية المتوفرة على طول السواحل الاطلسية المغربية.

اعادة تجميع الصفائح التكتونية لكل من أفريقيا / صفيحة Meseta وأمريكا الشمالية في أواخر مرحلة السنموري تظهر أن المقاطع السيزمية المنجزة في إطار المشروع العلمي سيسمار (Sismar) توجد موازية للحواف القارية لمنطقة نيوفاوندلاند, بينما المقاطع السيزمية المنجزة في اطارالمشروع العلمي الكندي سمارت ١ (Smart-1) توجد موازية للحواف القارية لحوض عبدة و بناء عليه يهدف المشروع المسمى ميرور (Mirror) إلى انجاز مقاطع سيزمية بالاعتماد على طريقة مزدوجة تجمع بين المسح السيزمي الانعكاسي والانكسار السيزمي قبالة مدينة اسفي المغربية أي في المنطقة الموازية تماما للمقطع السيزمي الكندي سمارت ١ (Smart-1) الأمر الذي سيمكننا من دراسة ومقارنة البنية الجيولوجية العميقة للحواف القارية للمحيط الأطلسي الأوسط وبالتالي فهم أفضل لنشأة وتطور هذا المحيط.

وتظهر المقاطع ثنائية الأبعاد لسرعات انتشار الأمواج الزلزالية انطلاقا من معطيات المسح السيزمي ميرور Mirror ما يلي:

- ثلاث طبقات رسوبية تتميز بسمك يساوي ٦ كم بسرعات تتراوح بين ٨,١ كم/الثانية في الطبقة العليا و ٩,٤ كم/الثانية في الطبقة الرسوبية السفلى. وتظهر معطيات المسح السيزمي الانعكاسي أن طبقات هذا الغطاء الرسوبي غير منتظمة نتيجة صعود الكتل الملحية عبر الفوالق أو على شكل القباب الملحية.
- القشرة القارية وتصل سماكتها إلى ٣٦ كلم وتتكون من ثلاث طبقات بسرعات تتراوح بين ٢٥,٦ و ٠,٧ كم / ثانية.
- على مسافة 130 كلم، تتضاءل سماكة القشرة القارية كلما اتجهنا غربا حتى تصل إلى سمك 8 كلم.
- القشرة المحيطية تقع غرب منطقة الشذوذ المغناطيسي المعروف ب Wacma ويمكن تقسيمها إلى منطقتين : 1 -OC و 2-OC. في المنطقة الأولى (OC-1) تتكون القشرة المحيطية من طبقتين بسرعات زلزالية تتراوح بين ٠,٧ و ٤,٧ كلم/الثانية. حسب هذه النتائج فقد تم اعتبار هذه المنطقة كقشرة محيطية غير عادية (غير مألوفة). أما في المنطقة الثانية (OC-2) فالنتائج المتحصل عليها تظهر قشرة محيطية بسماكة 8 كلم وتتكون من طبقتين؛

بسرعات تتراوح بين٤,٥ و ٢٥,٧ كلم/الثانية، حيث أن هذه السرعات أعلى قليلا من السرعات الزلزالية المتوقعة للقشرة المحيطية "الطبيعية"، وربما يرجع ذلك إلى وجود بعض جيوب سيربنتينيزيد في قاعدة الطبقة السفلى.

مقارنة بين نتائج المقاطع ثنائية الأبعاد لسرعات انتشار الأمواج الزلزالية لكل من سيسمار Sismar وميرور Mirror والداخلة Dakhla تبين أن القشرة القارية أكثر سمكا في الشمال وتتضاءل في اتجاه الجنوب بالإضافة إلى أن عرض المنطقة الانتقالية وهي المنطقة الفاصلة بين القشرة القارية والقشرة المحيطية في الجنوب تعتبر الأصغر بين كل المقاطع السيزمية المتحصل عليها وتظهر المقارنة بين المقطع السيزمي ميرور ١ (Mirror 1) و المعطيات المتوفرة حول الحواف القارية الكندية والمتمثلة أساسا في المقطع سمارت ١ (Smart 1) أن سمك بنية ومنطقة تضاءل القشرة القارية متشابهة جدا والاختلاف الأساسي يتجلى أساسا في وجود منطقة سيربنتينيزيد على الحواف القارية الكندية والتي لم يثبت وجود ما يعادلها على الحواف القارية الإفريقية بالإضافة الى اختلاف في سمك القشرة المحيطية. فعلى طول المقطع السيزمي ميرور ١ (Mirror 1) يصل سمك القشرة المحيطية إلى ٨ كم بينما النتائج المتحصل عليها في المقطع سمارت ١ (Smart 1) تظهر سمك أقل للقشرة المحيطية الكندية ٣-٤ كم. وقد اقترحت عدة فرضيات لتفسير هذه الاختلافات:

( ا )اختلاف في عمر القشرتين المحيطيتين، (ب) سماكة القشرة المحيطية الافريقية ربما تكون راجعة الى مرور النقط الساخنة لجزر الخالدات، (ج) تكوين غير متماثل للقشرتين المحيطيتين على مستوى السلسلة المحيطية أو ما يعرف بمنطقة ضهر المحيط، (د) القشرتين المحيطيتين تكونتا على طول سلسلة محيطية ذات معدلات امتداد بطيئة إلى بطيئة جدا.

**كلمات البحث** : الحواف القارية لسواحل الشمال الغربي للقارة الأفريقية، الحواف القارية لشرق أمريكا الشمالية، البنية العميقة، الحواف القارية الخامدة غير النشطة، المسح السيزمي الانعكاسي، الانكسار السيزمي، تجميع الصفائح التكونية.

## Remerciements

À chaque début, il y a une fin ! et voilà que ma thèse de doctorat s'achève, 3 ans d'accouchement, parfois c'est long, c'est douloureux, et parfois c'est juste un immense plaisir qu'on ne veut pas que ça s'arrête. Ces pages de remerciements sont pour moi les plus dures et difficiles à rédiger, premièrement parce qu'il s'agira sans doute des pages qui seront le plus lues de ce manuscrit et deuxièmement parce que je réalise que je suis Docteur et que cette belle aventure a fini. J'espère juste que je n'oublierai personne.

Cette thèse est réalisée dans le cadre de projet MIRROR qui a vu le jour en 2011, grâce à un large partenariat entre différents organismes et laboratoires à l'échelle internationale. Ce projet a été conduit en collaboration entre l'Ifremer Brest, l'Institut Fédéral de Géosciences et de Ressources Naturelles (BGR, Allemagne) et les Universités de Bretagne Occidentale (Brest), Chouaïb Doukkali d'El Jadida (Maroc), Dalhousie (Canada) et de Lisbonne (Portugal). Je tiens à adresser mes vifs remerciements à l'ensemble de ces scientifiques et cadres administratifs de ses différents organismes qui ont cru à ce projet et à sa réalisation, et qui n'ont jamais lâché depuis la première demande de campagne en mer qui date de janvier 2005.

J'exprime ma reconnaissance à l'IFREMER et la généreuse région de Bretagne qui ont permis le financement des travaux présentés dans cette thèse.

Pour m'avoir permis de faire une thèse, pour m'avoir encadré, soutenu et impliqué dans leurs travaux de recherche, j'exprime ma très profonde reconnaissance à mes directeurs de thèse sans qui, ce travail n'aurait jamais eu lieu : mes premières pensées se tournent vers Frauke Klingelhoefer qui a assuré depuis mon Master 1 avec ce fameux stage, plein de mal de mer à bord du N/O l'Atalante, l'essentiel de ma formation technique et scientifique. Merci Frauke, merci pour tes conseils, ta disponibilité, ta gentillesse tes encouragements, merci de m'avoir fait confiance et de m'avoir fait découvrir et aimer le métier de chercheur, je te dois beaucoup et je réalise la chance que j'ai eu de travailler avec toi. Merci également à celui qui était le professeur et le frère, mon cher Mohamed Sahabi, merci pour ton soutien, ta constante disponibilité, ton enthousiasme scientifique communicatif et surtout merci pour tes qualités humaines. Daniel Aslanian, 1001 mercis pour tes conseils, ta passion, d'avoir lu et corrigé ce manuscrit, et merci de m'avoir permis d'embarquer sur Salsa.

J'adresse également mes remerciements à tous les membres du jury d'avoir accepté de juger ce travail : Jacques Deverchere merci d'avoir accepté de présider mon jury. Sylvie Leroy et Mohamad Hafid, merci d'avoir accepté d'en être les rapporteurs, je vous suis très reconnaissant, vos commentaires, remarques et suggestions m'ont été précieuses et ont largement enrichi et amélioré ce travail. Khalid Mehdi, c'est grâce à vous, que toute cette aventure à commencer ça va être long de raconter comment ! vous avez présidé le jury de ma Licence, puis celle de mon Master et là vous me faites l'honneur d'accepter mon invitation d'être examinateur dans ce jury de thèse, et j'espère que vous l'accepterai pour le jury de mon HDR, merci Professeur, merci pour tout et merci d'avoir porté un œil très attentif à ce travail. And last, but not least, James A. Austin, thank you to cross the whole Atlantic from Texas to

be present in Brest for my PhD defense, thank you for reading though my thesis and for your valuable comments.

Je remercie très chaleureusement mes enseignants de la FS d'El Jadida. Ils ont su éveiller en moi le goût de la géologie.

Je tiens également à exprimer toute ma gratitude à l'ensemble du personnel du Département Géosciences marines de l'Ifremer de Brest, avec une mention particulière à Alison Chalm, Delphine Rousic, Stéphanie Dupré, Walter Roest, Louis Géli, Carla Scalabrin, Maryline Moulin, Philippe Schnurle, Yannick Thomas et Bruno Marsset, sans oublier Jean Ellegoet qui s'est occupé avec patience de tous mes problèmes administratifs (retraite, sécurité sociale,…), j'espère que tu profites bien de ta retraite.

Mon travail a bénéficié d'une collaboration avec l'Institut Fédéral de Géosciences et de Ressources Naturelles (BGR, Allemagne), je tiens à remercier le directeur du laboratoire de sismiques marines Christian Reichert, ainsi que Michael Schnabel, Martin Block et mon cher ami Kai Berglar, pour leur accueil, leurs discussions et échanges scientifiques ainsi que de nous avoir communiqué leur précieuse base de données sur les deux marges de l'Atlantique. J'adresse également toute ma gratitude au Professeur Keith Louden et Helene Lau de m'avoir accueillie à l'Université Dalhousie (Nouvelle-Écosse, Canada), merci pour les longues et fructueuses discussions scientifiques qui m'ont été une principale source de motivation et de réflexion, merci pour votre sympathie et merci de m'avoir fait découvrir cette incroyable marge écossaise.

Muito obrigado à mes brésiliennes Larissa Ribeiro, Juliane Affonso et Gleise, pour leur accueil si chaleureux au Brésil et de me faire découvrir leur incroyable beau pays. Muito obrigado pelo tempo que passamos. Muito obrigado aussi à mon pote César rigoti.

Ces remerciements seraient incomplets si je ne cite pas l'ensemble de mes amis de l'IFREMER, de l'IUEM, brestois et plouzanéens qui ont rendu cette thèse si agréable. Merci à mon ami et à mon frère Massinissa, franchement il faut que j'écrive des pages et des pages pour te remercier et ça ne suffira pas, mais saches que ce simple merci vient du fond du cœur, merci aussi à ta petite famille Sabrina et Samy Jugurtha, je vous adore. Romain Pellen, franchement c'est toi qui devrais me remercier de t'avoir supporté chaque jour à compter du Master 2 et de finir par ces cadeaux de soutenance tout en rose, voilà Romain ça passe vite, merci pour tout : les profils sismiques partout, la musique à haute voix, ton café dégueulasse, les odeurs de bouffe… Courage Romain bientôt la fin. Estelle Leroux, merci d'être toujours là pour moi quand ça va pas, merci de toujours trouvée les bons mots pour augmenter mon moral surtout vers la fin. Merci Mikael Evain pour ton soutien, tes encouragements et ta sympathie. Adrien Bronner merci pour les pauses-café, ton amitié, ta bonne humeur et merci aussi d'améliorer mes connaissances sur la dorsale Sud-Ouest Indienne. Jean Nizou merci de m'avoir remonté le moral à chaque fois que je te croise et mille merci pour ta bonne humeur.

Merci à Murielle, David, Evangelia, Guillaume, Joseph, Joao, Fanny, Elda et Marta, pour leur soutien et leurs encouragements, merci d'être là le jour de ma soutenance et courage à vous pour la dernière ligne droite!, merci aussi à Jessica, Flora, Gaye et Estelle Cros.

J’adresse un grand merci à Selmane qui m’a installé à Recouvrance puis a déménagé à Marseille, merci pour tous les moments très agréables que j’ai passé avec toi ainsi qu’avec ta petite famille. Merci aussi à Kada, Charaf et Imane de l’IFREMER pour les pauses déjeuner et les discussions diverses qui suivent. Merci à mes amis géologues et géophysiciens algériens de la Sonatrach et du CRAAG que j’ai eu la chance de les rencontrer durant leur nombreux passages à l’IFREMER et l’IUEM, Rabah, Abdelhafid, Mourad, Mohamed, Boualem, Chafik et l'incroyable Rosa.

Un grand merci à Camille qui m’a fait découvrir et aimer la Bretagne, et un grand merci aussi à Adeline à qui je dis : j’espère juste visiter Montargis un jour.

Et si par malheur j’oublie de remercier Abdelouahed Lagnaoui et Adnane Habib, ma prochaine visite au Maroc sera juste catastrophique, merci mes frères amis merci pour votre soutien et encouragements, et continuez à aimer la géologie cette discipline qui nous a permis de se croiser.

Et enfin, je tiens à remercier mes parents, mes sœurs et mon frère qui m’ont toujours soutenu et encouragé pendant toutes ces années malgré mes longues absences.

Et à toutes celles et tous ceux que j'ai oublié merci du fond du cœur….

A mes parents

# Table des matières

**Résumé** iii
**Abstract** v
**ملخص** vii

**Remerciements** ix

**Introduction** 1

## 1 Les marges continentales passives

**1.1** Introduction 7
**1.2** Composition et natures : croûte continentale / océanique 8
1.2.1 La croûte continentale 9
1.2.2 La croûte océanique 11
**1.3** Les marges continentales passives 15
1.3.1 Marge au stade Rift 15
1.3.2 Marges passives volcaniques a SDR 17
1.3.3 Marges passives sédimentaire salifère 19
1.3.4 Les marges passives de coulissement 27
1.3.5 Les marges continentales jeunes 28
**1.4** Formation des marges passives : l'amincissement crustal et la déchirure continentale 34
1.4.1 Le Rifting 34
1.4.2 Rôle du manteau dans le rifting 36
1.4.3 Modèles de formation de rift à la marge et la naissance des marges passives 37
1.4.3.1 Modèles fondateurs 38
1.4.3.2 Nouveaux Modèles 42
1.4.3.3 Modèles analogiques 47
1.4.3.4 Modèles numériques 48

## 2 Les marges homologues de L'Atlantique Central (ATLC)

**2.1** Introduction 55
**2.2** Les bassins triasico-liasiques liés à l'ouverture de l'ATLC 57
2.2.1 Les bassins de la marge nord-est américaine 57
2.2.1.1 Les bassins de la marge de Nouvelle Ecosse et de Georges bank 57
2.2.1.2 Les bassins de la marge de Baltimore et de Caroline 60
2.2.2 Les bassins de la marge nord-ouest africaine 62
2.2.2.1 Les bassins mésétiens et atlasiques 62

2.2.2.2 Les bassins de la marge du craton nord-ouest africaine 69
**2.3** Le magmatisme lié à l'ouverture de l'Atlantique : la province magmatique de l'ATLC 72
2.3.1 Le magmatisme sur la marge nord-est américain 73
2.3.2 Le magmatisme sur la marge nord-ouest africaine 74
**2.4** Les anomalies magnétiques bordières et les bassins océaniques homologues adjacents aux marges de l'ATLC 75
2.4.1 Les anomalies magnétiques bordières 75
2.4.1.1 sur la marge nord-est américaine 75
2.4.1.2 sur la marge nord-ouest africaine 77
2.4.2 les Zones Magnétiques Calmes du Jurassique (ZMCJ) 79
2.4.2.1 sur la marge nord-est américaine 79
2.4.2.2 sur la marge nord-ouest africaine 80
2.4.3 Zones des Anomalies Magnétiques Mésozoïques (ZAMM) 81
2.4.4 Zones Magnétiques Calmes du Crétacé (ZMCC) 82
**2.5** La Structure profonde des marges homologues de L'ATLC 82
2.5.1 La Marge continentale nord-est américaine 82
2.5.1.1La structure profonde de la marge continentale sud est canadienne 82
2.5.1.2 La structure profonde de la marge continentale est des Etats-Unis 87
2.5.2 La Marge Nord-Ouest Africaine 91
2.5.2.1 La structure profonde de la marge continentale du Maroc 92
2.5.2.2 La structure profonde de la marge continentale sénégalo-mauritanienne 98
**2.6** Les modèles cinématiques de l'évolution de l'Atlantique Central 100
2.6.1 Les travaux de Klitgord et Schouten (1986) 101
2.6.2 Les travaux d'Olivet et al. (1984), Sahabi et al. (2004) et Labails et al. (2010) 101
Conclusion 104

## 3 Le projet MIRROR : Objectifs, données et méthodes

**3.1** Objectifs, et données acquises 108
3.1.1 Les objectifs du projet MIRROR 109
3.1.1.1 Contexte général du projet 109
3.1.1.2 Objectifs scientifiques généraux 109
3.1.1.3 Démarche utilisée 110
3.1.2 Les données acquises 112
3.1.2.1 Les données de sismique profonde 112
3.1.2.2 Les données bathymétriques 120
3.1.2.3 Les données magnétiques 121
3.1.2.4 Les données Chirp 121
3.1.3 Synthèse des données utilisées dans la région d'étude 121
**3.2** Les travaux réalisés sur les données sismiques de MIRROR : Traitement SMT 122

et modélisation SGA
3.2.1 La chaîne de traitement des données SMT 122
3.2.2 La chaîne de traitement des données SGA 123
3.2.2.1 Pré-traitement des données SGA 123
3.2.2.2 Représentation de données sismiques grand-angle 125
3.2.2.3 Traitement des données / Amélioration du rapport signal/bruit 126
3.2.3 Modélisation des données SGA 128
3.2.3.1 Principe, approche et stratégie de modélisation directe RAYINVR 128
3.2.3.2 Modélisation des données MIRROR 131

## 4 Structure profonde de la marge Nord-Ouest Africaine

**4.1** Introduction 146
**4.2** Geodynamic and geological setting 146
**4.3** Previous work 149
**4.4** Seismic experiment 150
4.4.1 Data acquisition 150
4.4.2 Data quality and processing of the multi-channel seismic data 151
4.4.3 Data quality and pre-preprocessing of the wide-angle seismic data 151
**4.5** Wide-angle seismic data modeling 154
4.5.1 Error analyses 157
4.5.2 Gravity modeling 158
**4.6** Results 163
4.6.1 Structure of the profiles perpendicular to the margin 163
4.6.2 Structure of the profiles parallel to the margin 164
**4.7** Discussion 169
4.7.1 Nature of the crust 169
4.7.1.1 The unthinned continental crust 169
4.7.1.2 The domain of crustal thinning 170
4.7.1.3 The oceanic domain west of the WACMA magnetic anomaly 175
4.7.2 Crustal structure at the WACMA magnetic anomaly 181
4.7.3 Volcanism on the NW African margin 181
**4.8** Comparison with the conjugate Nova Scotia margin 181
**4.9** Conclusions 183

## 5 Variation des structures crustales le long de la marge Nord-Ouest Africaine

**5.1** Introduction 189
5.1.1 Opening of the central Atlantic ocean 190
5.1.1.1 Magnetic anomalies identified along the margin 190
5.1.1.2 Timing/Plate reconstructions 191
5.1.1.3 Process of opening and influence on the resulting deep structure 192

5.1.2 Segmentation of the NW-African Margin 195
**5.2** Review on the crustal architecture 196
5.2.1 The southern segment (20°-29°N) 196
5.2.2 The central segment (29°-35°N) 199
5.2.3 The North African salt basin (35°N) 203
5.2.4 The Gulf of Cadiz 205
**5.3** Discussion 208
5.3.1 Continental domain : structure of the unthinned crust/width of zone of crustal thinning 210
5.3.2 The ocean-continent transition zone 212
5.3.3 Oceanic crust : thickness, composition, basement topography 213
5.3.4 Volcanism : volcanism associated to the Canary Hot Spot and the initial opening 215
5.3.5 Comparison to the conjugate North American margin 216
**5.4** Conclusions 221

**6 Synthèse**

**6.1** Introduction 226
**6.2** La segmentation des marges homologues de l'Atlantique central 226
6.2.1 Les anomalies magnétiques marginales 226
6.2.2 Les bassins à évaporites marginaux 227
**6.3** La structure profonde le long de la Marge continentale Est américaine 229
**6.4** La structure profonde le long de la Marge continentale Nord-Ouest Africaine 231
**6.5** Reconstructions palinspastiques : le segment Meseta-Nouvelle Ecosse (Smart-Mirror) 237
6.5.1 Discussion : Parties Océaniques 242
6.5.2 Discussion : Parties intermédiaires 245

**7 Conclusions et perspectives** 249

**Références bibliographiques** 255

**Table des figures** 290
**Liste des tableaux** 309

**Annexe A** 310
**Annexe B** 326

# Introduction

## Contexte et objectifs de la thèse

Les marges continentales passives naissent de la divergence de deux plaques tectoniques. Elles représentent la zone de liaison entre un domaine continental et un domaine océanique.

Depuis les deux premières modèles fondateurs, dits « conservatifs », de formation des marges passives, Mckenzie (1978) et Wernicke (1985), comprendre la façon dont la lithosphère continentale s'amincit conduisant à la rupture lithosphérique et l'accrétion océanique, reste l'un des principaux défis en Sciences de la Terre.

L'étude de la structure profonde des marges homologues dans le cadre des reconstructions cinématiques des stades initiaux d'ouverture, permettent de discuter la nature du domaine de transition entre la croûte océanique et continentale et donner les éléments géologiques et géophysiques clés qui doivent être intégrer dans toute réflexion sur les processus relatifs aux mécanismes du *rifting*, ainsi que la formation et l'évolution des bassins sédimentaires associés.

L'Atlantique central, bordé par deux marges continentales passives conjuguées : la marge Nord-Ouest Africaine et la marge Sud-Est Canadienne et Est Américaine, représente un laboratoire naturel pour répondre à certaines grandes questions non résolues liées au mécanisme de *rifting* et au début de l'accrétion océanique en particulier :

- le rôle de l'extension et du volcanisme dans la formation des marges passives ;
- la nature de la zone de transition continent-océan ;
- la symétrie ou l'asymétrie des marges conjuguées ;

La marge est américaine est l'une des marges les mieux connues du monde. Elle a fait l'objet de plusieurs investigations géophysiques dans le but de connaitre sa structure profonde (LASE Study Group, 1986; Austin *et al.*, 1990; Holbrook *et al*., 1994; Talwani *et al*., 1995). Plus récemment, la structure profonde de la marge est canadienne a été également imagée dans le cadre du projet SMART (Funck *et al.*, 2004; Wu *et al.*, 2006; Louden *et al.*, 2010). Sur la marge Nord-Ouest africaine, un grand effort d'exploration a été conduit en 2001 et 2002, par l'IFREMER et l'IUEM dans la cadre d'une coopération large qui regroupe outre la France, le Maroc, l'Allemagne et le Portugal. Deux campagnes océanographiques de sismique réflexion réfraction ont été réalisées : Sismar sur la marge de la Meseta au large d'El jadida (2001) (Contrucci *et al*., 2004; Jaffal *et al.*, 2009), et Dakhla sur la marge saharienne au large de Cintra (2002) (Klingelhoefer *et al.*, 2009; Labails et Olivet, 2009),

En parallèle, aux travaux sur les données de la structure profonde acquises lors de ces deux campagnes, des travaux sur la cinématique de l'Atlantique Central ont été abordées. Sahabi (2004), a précisé la reconstitution initiale de l'ATLC (Afrique / Meseta / Amérique du Nord) sur la base de la cartographie de l'extention des bassins salifères marginaux et celle des anomalies magnétiques marginales (S1/ECMA). L'âge proposé est fin Sinumerien (195 Ma) soit 20 Ma plutôt que l'âge proposé par Klitgord et Schouten. Par la suite Labails *et al.*, (2010) a précisé l'évolution mésozoïque de l'ATLC, en abandonnant l'idée d'un saut de

dorasle à l'époque de la BSMA. Cette anomalie océanique serait la trace d'une accélération de l'ouverture asymétrique de l'ATLC au Callovien (165 Ma).

Des comparaisons des segments homologues de marges de l'ATLC ont été tentées, en particulier entre la meseta et l'est canadien. La reconstruction initiale de Sahabi. (2004) et Sahabi *et al*. (2004), montre que le profil de SISMAR acquis au large d'El Jadida au Maroc a été considéré à tord comme l'homologue du profil SMART 1 acquis au large de la Nouvelle Ecosse. Il tombe en face de la marge de Terre Neuve soit 160 km au nord de SMART-1.

C'est donc dans ce nouveau contexte cinématique de l'ATLC que le projet MIRROR (*The deep Moroccan Margin as Imaged by Reflection and Refraction seismic data: Ocean-continent transition of a rifted margin*) a vu le jour. Il s'agit d'acquérir des nouveaux données de sismique combinée réflexion et grand-angle sur un profil exactement conjuguée au profil acquis au large de la Nouvelle-Écosse SMART-1.

L'objectif de ce travail est i) d'étudier la structure profonde du profil Mirror à la latitude de Safi, par la modélisation des données de sismique grand-angle de la campagne MIRROR. Les modèles de vitesse vont permettre de mieux imager la structure des domaines continental, transitionnel et océanique, ii) de comparer le profil Mirror aux autres profils situés plus au Nord (Sismar) et plus au Sud (Dakhla) afin de préciser la variation crustale le long de la marge NW africaine ; iii) et de comparer le profil Mirror avec le profil de la marge homologue de la Nouvelle Écosse (Smart 1) ; et le profil Dakhla avec le profil Lase de la marge américaine. Cette comparaison permettra de ressortir les éléments géologiques et géophysiques qui seront à intégrer dans toute réflexion sur un modèle de formation des marges.

**Organisation du mémoire**

Le travail que nous présentons dans la présente thèse s'articule autour de six chapitres distincts :

Le premier chapitre, est consacré à un état de l'art sur les marges continentales passives, la composition et la nature des domaines qui les constituent, les différents types de marges passives connues ainsi que les processus et les modèles proposés pour leurs formations.

Dans le chapitre 2, nous présentons l'état actuel de nos connaissances sur l'Atlantique central et ces deux marges conjuguées. Nous présenterons, pour chaque marge, les différentes structures géologiques marginales, les différentes anomalies magnétiques ainsi que la structure profonde. Ensuite, nous présenterons les principaux modèles cinématiques de l'évolution mésozoïque de l'Atlantique central.

Le chapitre 3 présente le projet MIRROR ; les objectifs de la campagne en mer et les données acquises ainsi que les travaux réalisés sur les données (traitement sismique multitrace et modélisation sismique grand-angle).

Le chapitre 4 expose les résultats de modélisation sismique grand-angle et la discussion des domaines structuraux de la zone d'étude MIRROR, sous forme d'un article publié dans la revue « Tectonophysics ».

Le chapitre 5 est consacré à une comparaison de la variation des structures crustales entre les différents segments de la marge Nord-Ouest Africaine. Le texte présenté dans ce chapitre fait l'objet d'un article de revue publié dans la revue «Tectonophysics»

Le chapitre 6 est consacré à une synthèse sur la base des résultats obtenus dans ce travail et les travaux antérieurs sur la structure profonde des marges conjuguées de l'Atlantique central.

Enfin, nos travaux sur les données de sismique multitrace et de sismique haute résolution sont présentés en deux annexes : le premier annexe est consacré à une étude de Morphologies de la pente continentale au large de Dakhla sur la base des données de sismique haute résolution et de bathymétrie, ce travail a été publié dans la revue « Bulletin de la Société Géologique de France ». Le deuxième annexe est consacré à une étude d'évolution stratigraphique des bassins mésetiens et atlasiques par un calcul d'épaisseur sédimentaire basée sur l'interprétation d'un ensemble de données sismique réflexion, acquise le long de la marge Atlantique Marocaine, les résultats de ce travail ont fait l'objet d'une présentation sous forme de poster à la conférence internationale *AAPG Europe Region's 2015 Petroleum Geoscience & Exploration Conference* à Lisbon au Portugal.

# Chapitre 1 :

# Les marges continentales passives


**1.1 Introduction 7**

**1.2 Composition et natures : croûte continentale / océanique 8**

1.2.1 La croûte continentale 9

1.2.2 La croûte océanique 11

**1.3 Les marges continentales passives 15**

1.3.1 Marge au stade Rift 15

1.3.2 Marges passives volcaniques a SDR 17

1.3.3 Marges passives sédimentaire salifère 19

1.3.4 Les marges passives de coulissement 27

1.3.5 Les marges continentales jeunes 28

**1.4 Formation des marges passives : l'amincissement crustal et la déchirure continentale 34**

1.4.1 Le Rifting 34

1.4.2 Rôle du manteau dans le rifting 36

1.4.3 Modèles de formation de rift à la marge et la naissance des marges passives 37

1.4.3.1 Modèles fondateurs 38

1.4.3.2 Nouveaux Modèles 42

1.4.3.3 Modèles analogiques 47

1.4.3.4 Modèles numériques 48

## 1.1 Introduction

Au début du XXème siècle, le scientifique allemand Alfred Wegener propose la théorie de dérive des continents selon laquelle les continents actuels étaient regroupés en un supercontinent la Pangée qui s'est fragmenté pour donner naissance à de vastes masses continentales. Cette théorie rejetée à l'époque est devenue réalité scientifique à la fin des années 60, à la découverte des anomalies magnétiques océaniques.

La surface de la Terre est ainsi constituée d'une douzaine de grandes plaques tectoniques et d'une multitude de plus petites plaques qui se déplacent les uns par rapport aux autres (Fig.1-1).

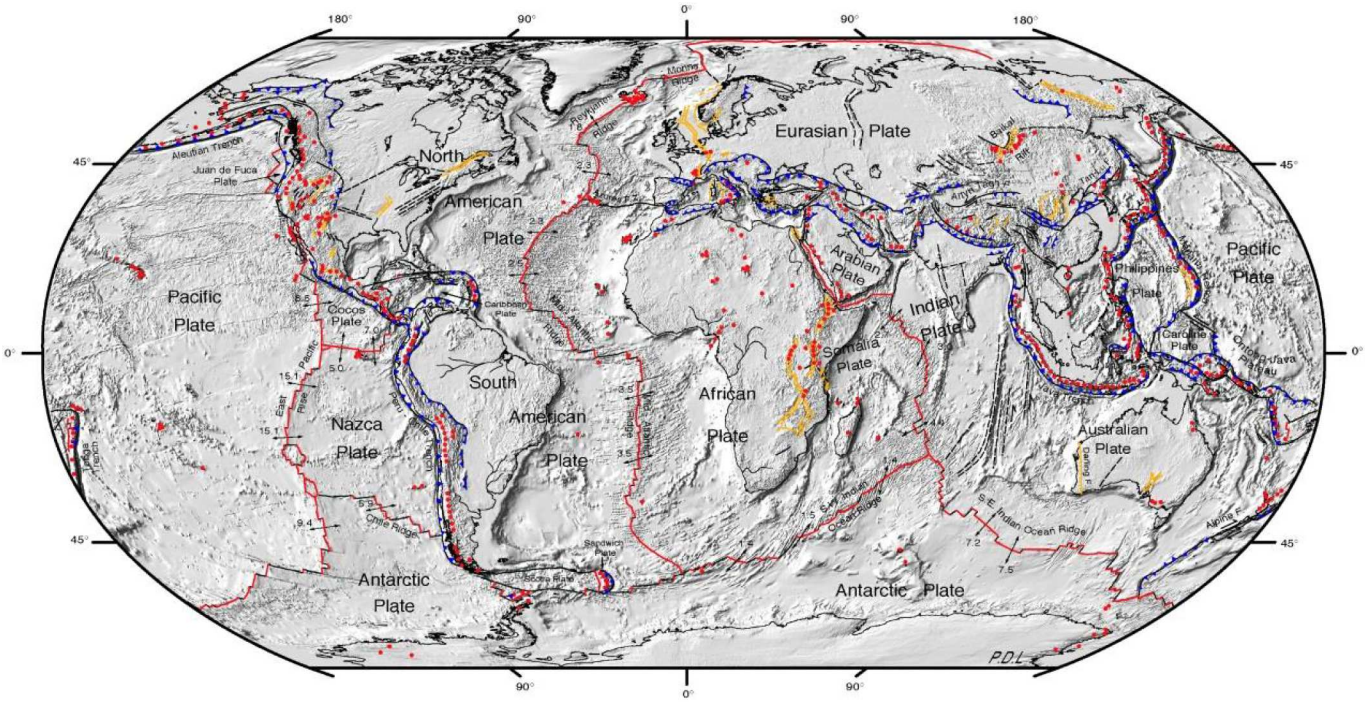



Fig.1-1 : Carte des principales plaques tectoniques. Les limites des principales plaques sont indiqués par : les lignes rouges (dorsales) et jaunes (rift) qui indiquent les zones de divergence et les lignes bleues qui indiquent les zones de subduction et obduction ( Garner, 2015).

Les plaques tectoniques ou lithosphériques sont constituées de croûte océanique et/ou continentale et d'une partie du manteau supérieur. C'est en fonction de la nature de la croûte qui surmonte le manteau qu'on distingue des plaques purement océaniques (Pacifique, Nazca, Philippines), des plaques mixtes avec passage latéral de la croûte océanique à la croûte continentale (Afrique, Eurasie, Amérique du Sud, Amérique du Nord, l'Antarctique …), plus rarement des plaques uniquement continentales (plaques anatolienne et iranienne). On distingue trois mouvements relatifs possibles entre ces plaques lithosphériques : divergence, convergence et coulissement.

Les marges continentales sont l'expression des mouvements des plaques tectoniques En fonction de ces mouvements relatifs, on distingue trois grandes familles de marges

continentales, les marges convergentes dites actives, les marges divergentes dites passives et les marges coulissantes (Fig. 1-2).

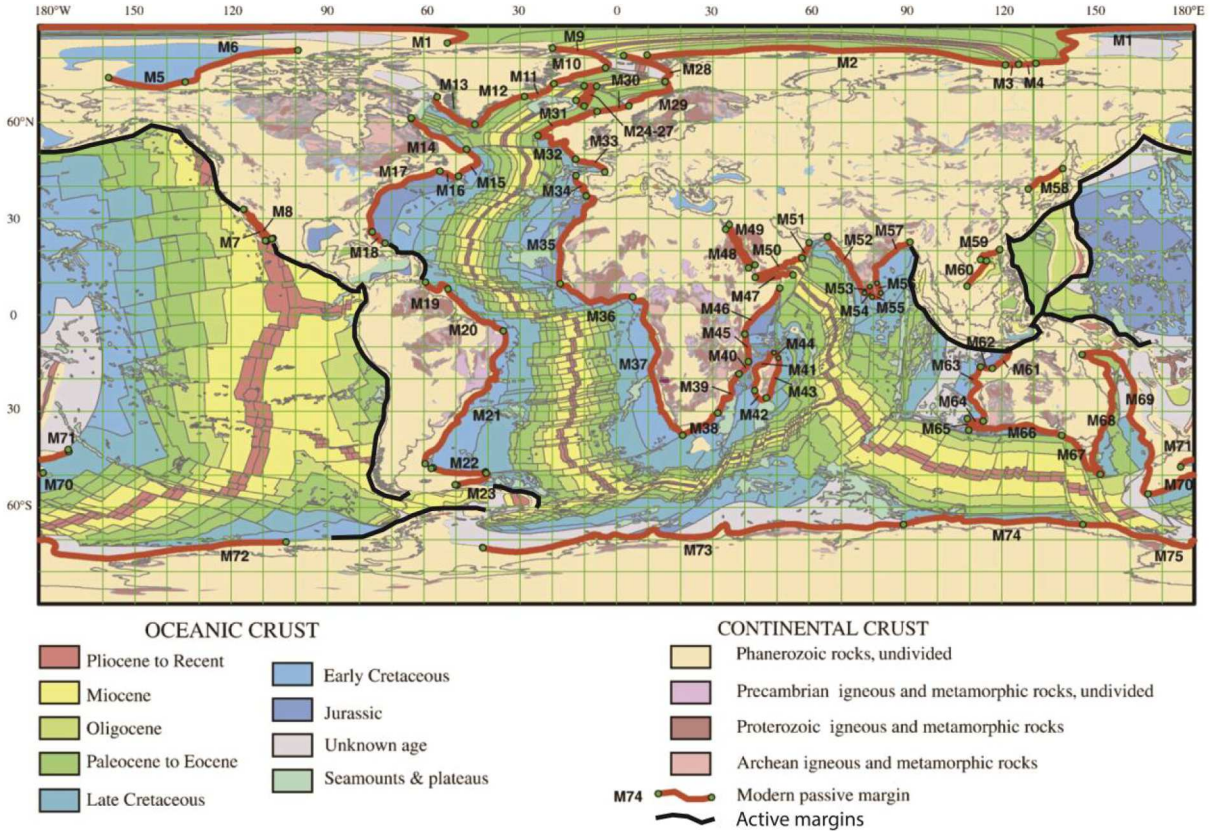



Fig. 1-2 : Carte du monde des âges de la croûte continental et océanique, localisant les marges passives du globe (tiretés rouges épais) (Commission de la Carte Géologique du Monde, 2000). La Répartition des marges actives est ajoutée à la figure d'après Boillot et Coulon, (1998) (tiretés épais noires).

Les marges continentales dites actives, représentent la limite de deux plaques lithosphériques convergentes. La majorité des marges actives sont le résultat de la subduction d'une plaque de lithosphère océanique sous une autre plaque dans l'asthénosphère. Elles sont caractérisées à la fois par une forte séismicité et par une haute activité volcanique. Souvent associées à des fosses profondes, elles se situent principalement à la périphérie du Pacifique, où elles constituent une ceinture quasi-continue (tiretés épais noires) (Fig. 1-2).

Les plaques tectoniques sont constituées de croûte océanique et/ou continentale et d'une partie du manteau supérieur. Nous présenterons dans le paragraphe suivant la composition et la nature de ces deux types de croûtes. Les marges continentales passives donneront lieu à un paragraphe particulier où nous ferons une description de leurs différents types, avant de parler de leurs modes de formation.

### 1.2 Composition et natures : croûte continentale / océanique

Dans le concept de la tectonique des plaques, les marges continentales passives comportent un domaine continental et un domaine océanique, ces deux domaines étant séparés par une zone

de transition océan-continent (TOC). Chaque domaine est caractérisé par des propriétés physiques et des structures particulières.

### 1.2.1 La croûte continentale

Les connaissances relatives à la structure en vitesse et densité ainsi que la composition pétrologique de la croûte continentale ont été déduites d'abord par les observations des roches crustales à l'affleurement, puis à partir des compilations de données de sismique réfraction et de forages acquises en domaine continental.

#### a) Propriétés physique de la croûte continentale

Différentes cartes et modèles des caractéristiques physiques de la croûte continentale ont été proposés. Christensen et Mooney (1995) ont étudié la structure et la vitesse moyenne de la croûte continentale grâce à une compilation de donnée de sismique réfraction qui regroupe des mesures acquises sur les domaines continentaux à une échelle globale. Ces mesures, comparées à des mesures de laboratoire, donnent une vitesse moyenne de 6.45 ± 0.21 km/s et une épaisseur moyenne de 41 ± 6.2 km pour la croûte continentale.

Les vitesses des ondes P dans la croûte continentale dépendent de deux paramètres essentiels : la profondeur et la pétrologie des roches. L'épaisseur et la structure de la croûte continentale, dépendent de la province géologique dans laquelle elle se trouve. Le tableau 1 montre le pourcentage, l'épaisseur et la vitesse moyenne de la croûte continentale et les vitesses du manteau dans chaque type de province géologique (Christensen et Mooney, 1995).

| province géologique | Orogenèse | Boucliers et plate-forme | arc volcanique | Rifts | Croûte amincie |
|---|---|---|---|---|---|
| Proportion | 15 % | 69 % | 6 % | 1 % | 9 % |
| Épaisseur de la croûte (km) | 46.3 ± 9.5 | 41.5 ± 5.8 | 38.7 ± 9.6 | 36.2 ± 7.9 | 30.5 ± 5.3 |
| Vitesses moyenne des ondes P (km/s) | 6.39 ± 0.2 | 6.42 ± 0.2 | 6.44 ± 0.2 | 6.36 ± 0.2 | 6.21 ± 0.2 |
| Vitesses du manteau (km/s) | 8.01 ± 0.2 | 8.13 ± 0.1 | 7.95 ± 0.2 | 7.93 ± 0.1 | 8.02 ± 0.1 |

Tab.1 : Proportion, épaisseur et vitesses des ondes P pour chaque type de province géologique (Christensen et Mooney, 1995).

La figure 1-3 montre la variation de l'épaisseur de la croûte continentale à l'échelle du globe d'après Mooney *et al.* (1998 ; 2002) :

- Les épaisseurs de croûte et les vitesses moyennes augmentent de la marge à l'intérieur du domaine continental ;

- Les croûtes les plus épaisses sont celles des boucliers ainsi que celles situées sous les ceintures orogéniques (35-45 km). Elles sont généralement stables, plus âgées, et divisées en trois couches ;
- Les croûtes d'âge jeunes sont généralement moins épaisses (28-35 km) et se trouvent sous les bassins sédimentaires épais. Elles sont souvent divisées en deux couches et se distinguent aussi de la croûte continentale épaisse et stable, par la vitesse plus faible de la croûte inférieure (6.16 km/s contre 6.49 km/s pour la croûte stable).

La densité moyenne de la croûte est de 2835 kg /m$^3$ ; elle est de l'ordre de 2660 kg /m$^3$ dans la croûte supérieure et de 3100 kg /m$^3$ dans la croûte inférieure (40 km de profondeur) (Christensen et Mooney, 1995).

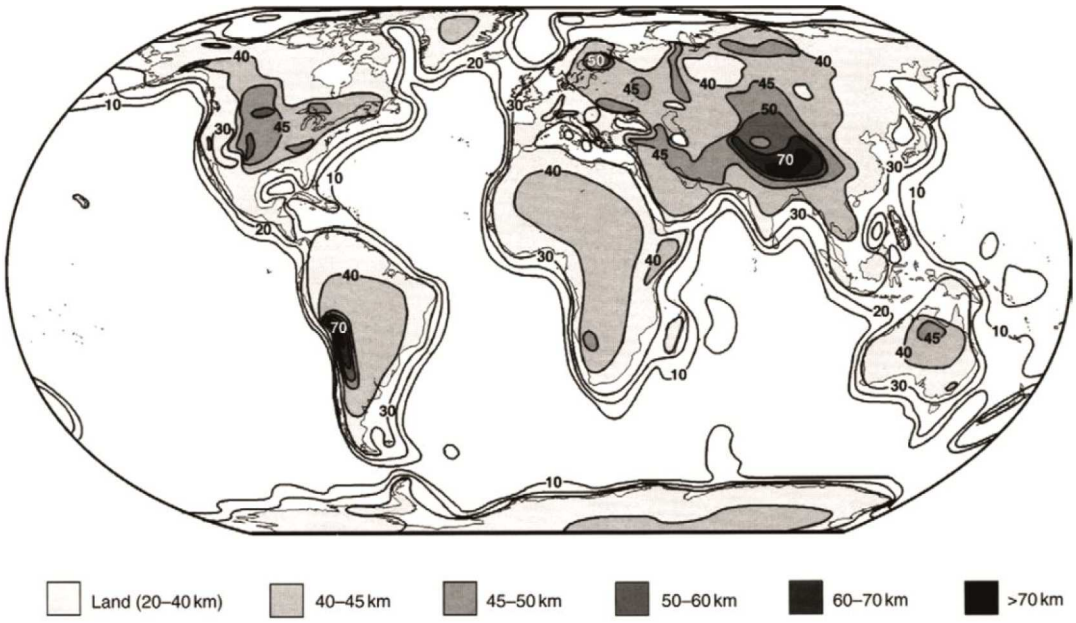



Fig. 1-3 : Carte mondiale des épaisseurs de croûte continentale (Mooney *et al*., 2002).

### b) Propriétés pétrologiques de la croûte continentale

En plus des roches sédimentaires, la croûte supérieure est composée de granitoïdes, de roches métamorphiques (de type gneiss et micaschistes). La croûte inférieure est composée de roches à faciès métamorphique type granulite et des roches mafiques (Fig. 1-4, Hans Wedepohl, 1995).

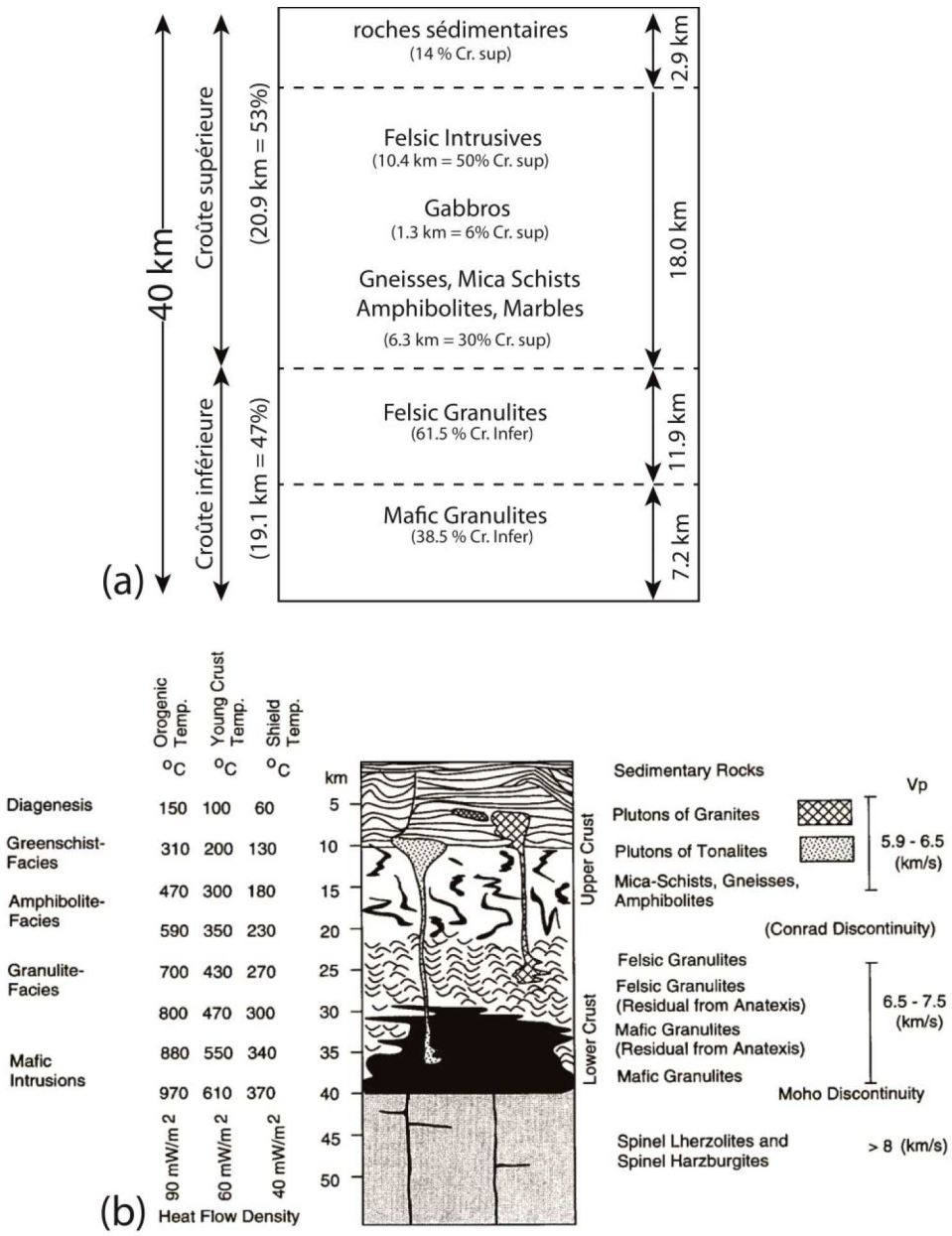



Fig. 1-4 : (a) Coupe schématique de la croûte continentale. (b) Schéma de la subdivision de la croûte continentale avec indication des épaisseurs, natures, et vitesses d'ondes sismiques P pour chaque partie crustale (d'après Hans Wedepohl, 1995).

### 1.2.2 La croûte océanique

La structure en vitesse et densité et la composition pétrologique de la coûte océanique ont été déduites à partir des études sismiques, de forages profonds ainsi que par l'étude des formations ophiolitiques exposées à terre par obduction aux niveaux des chaînes de montagnes.

#### a) Propriétés physiques de la croûte océanique

La structure de la croûte océanique a été décrite depuis les années 60 à partir des données de sismique : la croûte océanique présente une épaisseur plus petite que la croûte continentale. Elle présente aussi de nombreuses variations d'une marge à l'autre.

La croûte océanique typique peut être divisée en trois couches (Raitt, 1963). Une couche sédimentaire L1 (L1 pour Layer 1), qui surmonte deux autres couches, L2 et L3, qui forment la partie ignée de la croûte, (Tab.2).

| | Vp (km/s) | Épaisseur de la couche (km) |
|---|---|---|
| La couche 2 (L2) | 5.07 ± 0.63 | 1.71 ± 0.75 |
| La couche 3 (L3) | 6.69 ± 0.26 | 4.86 ± 1.42 |
| Manteau | 8.13 ± 0.24 | |
| Croûte océanique complète | | 6.57 ± 0.61 |

Tab. 2 : Vitesses et épaisseurs de la croûte océanique « normale » d'après (Raitt, 1963)

Cependant, suite au développement de la modélisation de sismogrammes synthétiques, il a été possible d'ajouter plus de précision quant à l'épaisseur et les vitesses de chaque couche (White *et al.,* 1992) (Tab.3).

| | Vp (km/s) | Epaisseur de la couche (Km) |
|---|---|---|
| La couche 2 (L2) | 2.5 – 6.6 | 2.11 ± 0.55 |
| La couche 3 (L3) | 6.6 – 7.6 | 4.97 ± 0.90 |
| Manteau | >7.6 | |
| Croûte océanique complète | | 7.08 ± 0.78 |

Tab. 3 : Vitesses et épaisseurs de la croûte océanique normale d'après (White *et al*.,1992)

Spudich et Orcutt (1980a) ont analysé l'amplitude du signal relatif à chaque niveau crustal de la croûte océanique. Les fortes amplitudes du signal sismique ont été enregistrées au niveau de la L2, et les faibles amplitudes au niveau de la L3. Les auteurs expliquent cette différence d'amplitude, par une différence de gradient. La L2 se caractérise par un fort gradient de vitesses (0,5 à 1,5 $s^{-1}$), tandis que ce gradient de vitesse est plus faible (0,1 à 0,2 $s^{-1}$) au niveau de la L3.

Les gradients de vitesse élevés de la L2 sont dus essentiellement à la diminution de la porosité, causée par la fermeture des failles et des fissures sous le poids croissant des sédiments s'accumulant sur la croûte à ce niveau (Klingelhöfer *et al.,* 2000). Tandis que les faibles gradients de vitesse de la couche L3 sont là depuis la genèse de la croûte océanique au niveau de la dorsale, car la couche 3 est générée par des gabbros de la chambre magmatique en profondeur avec une pression et une température très élevées qui ne permettent pas le développement de failles (Spudich et Orcutt, 1980b ; White *et al.,* 1992).

L'épaisseur de la croûte océanique a été largement étudiée. Certains auteurs l'ont associé à l'âge de la croûte : plus la croûte est âgée, plus elle est épaisse (Christensen et Salisbury, 1975

; Goslin *et al.*, 1972 ; McClain et Atallah, 1986). D'autres auteurs proposent aussi que l'épaisseur de la croûte océanique dépende ainsi du taux d'accrétion océanique (Jackson *et al.*, 1982).

Cependant, une compilation des données de sismique grand-angle (Bown et White, 1994), indique que l'épaisseur de la croûte océanique augmente légèrement avec l'âge et qu'il ne varie que très peu avec la variation du taux d'accrétion, sauf dans le cas d'accrétion à vitesse très faible . En effet, la croûte océanique générée par des dorsales à taux d'ouverture entre 2 et 15 cm/an (lente à rapide) est très homogène avec une épaisseur entre 6 et 7.2 km. Dans le cas des taux d'accrétion plus faibles (moins de 2 cm/a ; dorsales ultra-lentes), l'épaisseur de la croûte océanique diminue (White et Klein, 2014) (Fig. 1-5). Mutter (1993) a démontré que compte tenu de la structure de la croûte océanique, c'est surtout l'épaisseur de la couche 3 qui varie

La densité au niveau de la croûte océanique est variable. Elle est de 2650 à 2800 kg/m3 pour la couche L2, et de 2900 à 3000 kg/m3 pour la L3 (Carlson et Raskin, 1984).

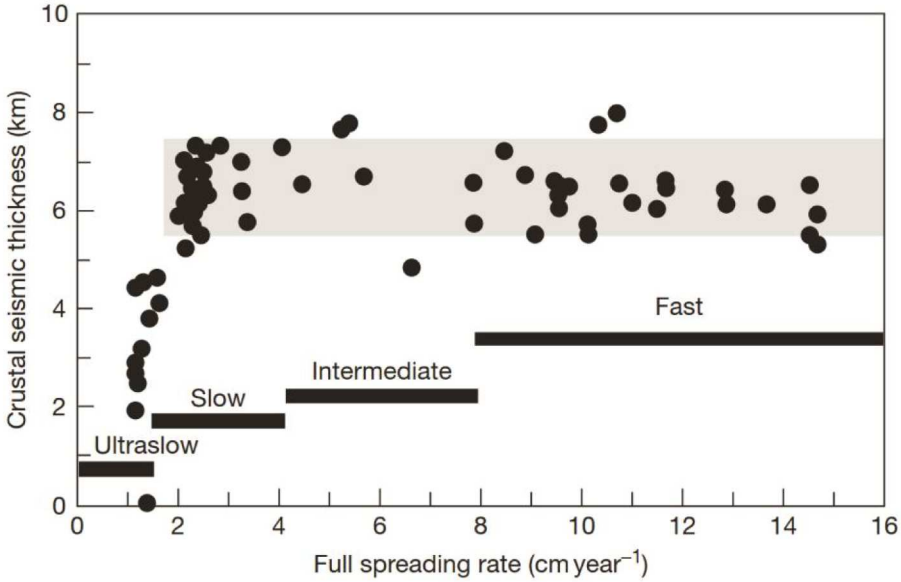



Fig. 1-5 : Épaisseurs de la croûte océanique en fonction du taux d'accrétion pour des dorsales situées hors influence de point chaud (modifié par White et Klein, 2014 à partir de Dick et al., 2003 et White *et al*., 2001).

### b) Propriétés pétrologiques de la croûte océanique

La croûte supérieure L2 est divisée en deux couches. Une couche L2-A composée de coulées de laves basaltiques (pillow-lavas). Au puits ODP 1256D, cette couche de roches volcaniques effusives fait 881 m d'épaisseur. La couche L2-B correspond à un complexe filonien dit « *sheeted dykes* ». Cette couche a une épaisseur de 1060m d'épaisseur au puits ODP 1256 D (Umino *et al.*, 2008).

Trois modèles géologiques possibles ont été proposés pour aborder la composition pétrologique de la croûte inférieure L3 (Cannat, 1993). La première hypothèse est qu'elle est constituée par des roches gabbroïques, la deuxième qu'elle serait constituée par des péridotites serpentinisées et la troisième hypothèse par des intrusions gabbroïques dans des péridotites mantelliques qui peuvent être partiellement serpentinisées. (Fig.1-6). Par ailleurs, il a été proposé que la composition de la couche 3 peut varier avec le taux d'ouverture (Cannat 1996). Dans le cas des dorsale ultra-lentes, la couche 3 serait constituée essentiellement par du manteau serpentinisé pur (Jokat *et al*., 2003).

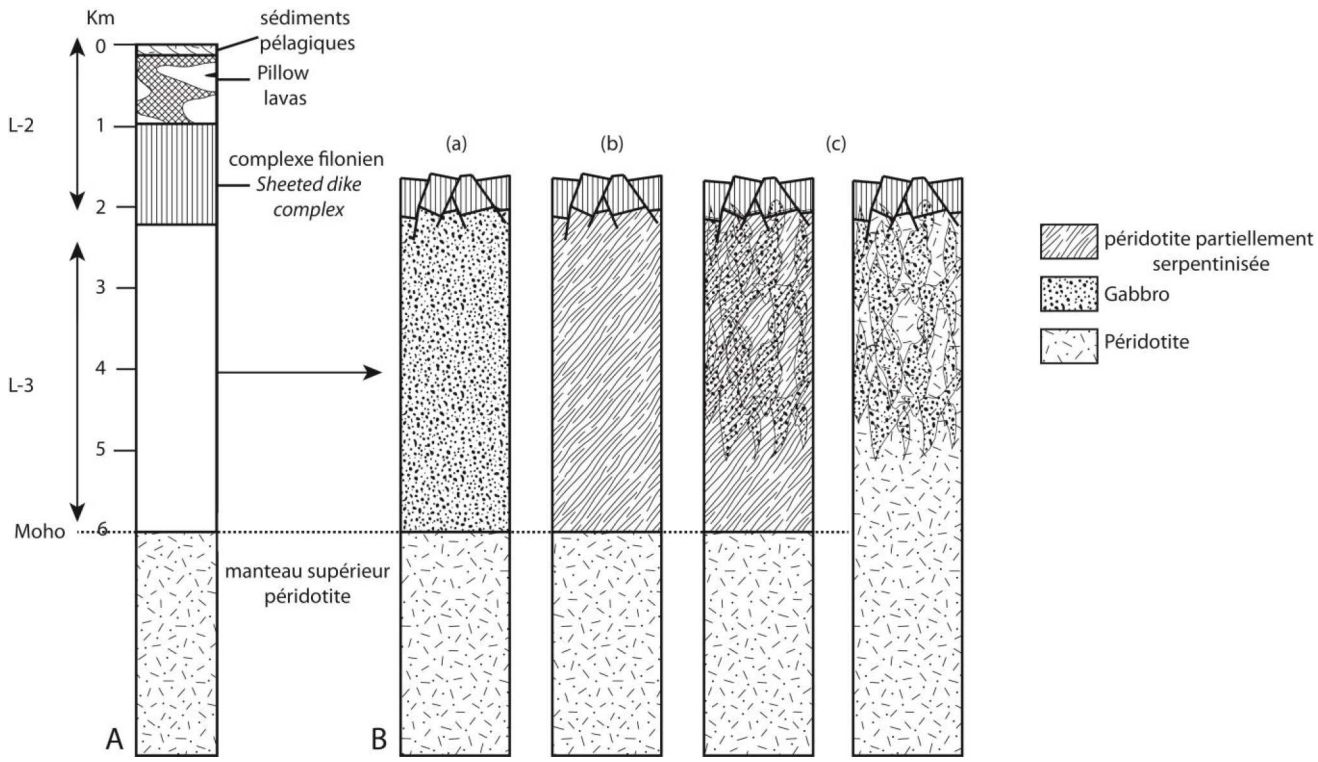



Fig. 1-6 : (A) Schéma de la structure interne de la croûte océanique modifiée d'après (White et Klein, 2014). (B) Modèles géologiques possibles pour la couche L-3 de la croûte océanique modifiée d'après (Cannat, 1993) : (a) couche continue de gabbro, (b) couche continue constituée de péridotites partiellement serpentinisées, (c) couche constituée de gabbros intrudés dans des péridotites mantelliques ces dernières peuvent être partiellement serpentinisées.

## 1.3 Les marges continentales passives

Les marges continentales passives résultent de l'écartement de deux plaques lithosphériques. Elles représentent donc la zone de transition entre lithosphère continentale et océanique. Elles se sont formées suite à l'amincissement de la lithosphère continentale qui aboutit à sa déchirure et à la formation de la première croûte océanique. Elles sont aussi nommées marges stables parce qu'elles ne montrent aucune activité sismique dense, cependant la divergence lithosphérique peut être cause d'un volcanisme abondant. Elles bordent en général les océans en expansion et sont le siège d'une sédimentation importante. Elles représentent un élément fondamental pour la compréhension de l'extension et de l'amincissement de la lithosphère menant à la rupture continentale.

On distingue plusieurs types de marges passives divergentes en fonction de leur morphologie, de leur remplissage sédimentaire, du volcanisme et de l'environnement géodynamique dans lequel elles se sont formées. Nous présenterons dans ce paragraphe une typologie des marges passives fondées sur une description de leurs principaux caractéristiques. Nous partirons des marges au stade rift jusqu'à celui de marges continentales passives après la rupture continentale et l'ouverture de l'océan.

### 1.3.1 Marge au stade Rift

Les rifts sont des fossés d'effondrement (grabens) qui prennent naissance dans un régime tectonique extensif. Les principaux exemples de ces Rifts sont : le rift Est-Africain, le rift du Rio Grande, le rift du lac Baïkal, ou encore le rift Ouest-Européen. Dans ce paragraphe, le cas du rift du lac Baïkal est présenté.

**Structure profonde d'un rift : exemple du lac Baïkal**

Le rift du lac Baïkal est situé à la limite de la plate-forme sibérienne au Nord-Ouest et la ceinture plissée Mongolienne au Sud-Est. Il est formé d'une succession de demi-grabens cénozoïques qui s'étend sur 1500 km en Sibérie (Molnar et Tapponnier, 1975; Zonenshain et Savostin, 1981) (Fig. 1-7). L'origine de ce rift et sa naissance fut toujours l'objet d'un débat scientifique. La plupart des scientifiques russes soutiennent l'hypothèse de rift actif qui résulte d'une remontée asthénosphérique chaude sous la lithosphère continentale (Logatchev et Florensov, 1978; Gao *et al.*, 1994, 2003; Zorin *et al.*, 1989, 2003). D'autres scientifique suggèrent comme origine l'hypothèse de la collision entre la plaque Indienne et la plaque Asiatique (Molnar et Tapponnier, 1975; Zonenshain et Savostin, 1981; Kiselev et Popov, 1992; Achauer et Masson, 2002).

La structure profonde de ce rift a été imagée par un profil grand-angle situé au sud de ce rift (Fig. 1-8) modélisé et interprété par Thybo et Nielsen, (2009).

L'épaisseur crustale varie entre 41 km dans le craton sibérienne et 46 km vers le SE, avec trois couches où les vitesses sismiques varient verticalement entre 6.0-6.4, 6.4-6.8 et 7.2-7.3 km/s. Le modèle de vitesse montre que ce rift est formé d'un graben de 40 km de largeur, rempli par 10 km de sédiment.

Le manteau supérieur est modélisé avec des vitesses de 8.2-8.3 km/s.

Entre les distances 130 et 210 km, sous le rift, des vitesses sismiques élevées (7.4-7.6 km/s) ont été modélisées à la base de la croûte inférieure. Selon Thybo et Nielsen, (2009), ces vitesses élevées sont dus à des intrusions magmatiques pendant la phase lente de la formation de rift.

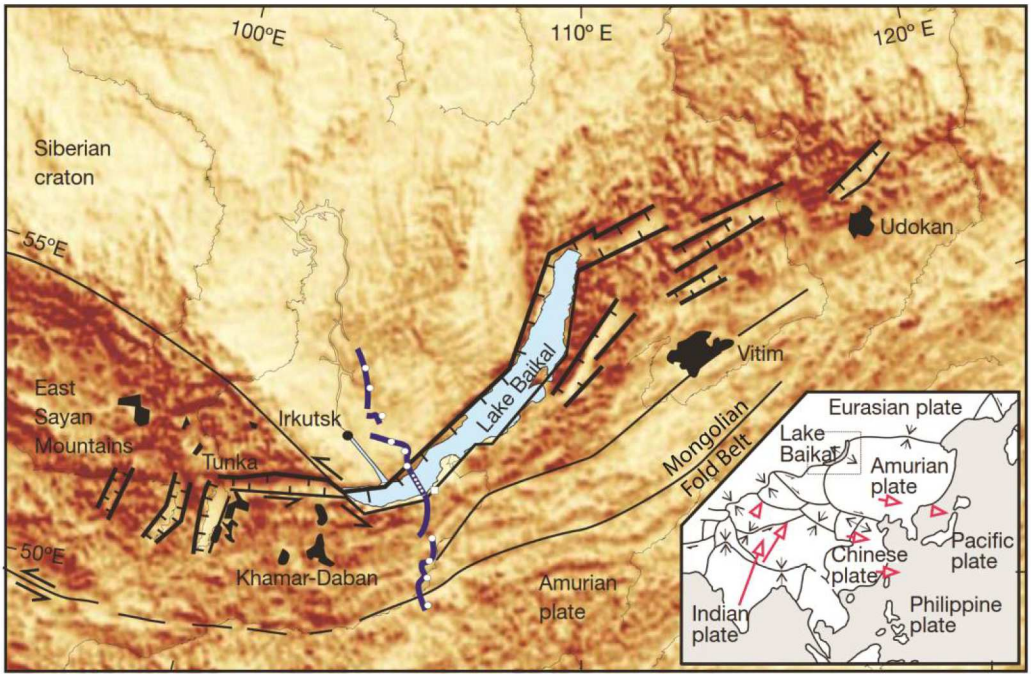



Fig. 1-7 : Carte du rift de baikal, la ligne bleu correspond au profil sismique grand-angle discuté dans ce paragraphe (Thybo et Nielsen, 2009).

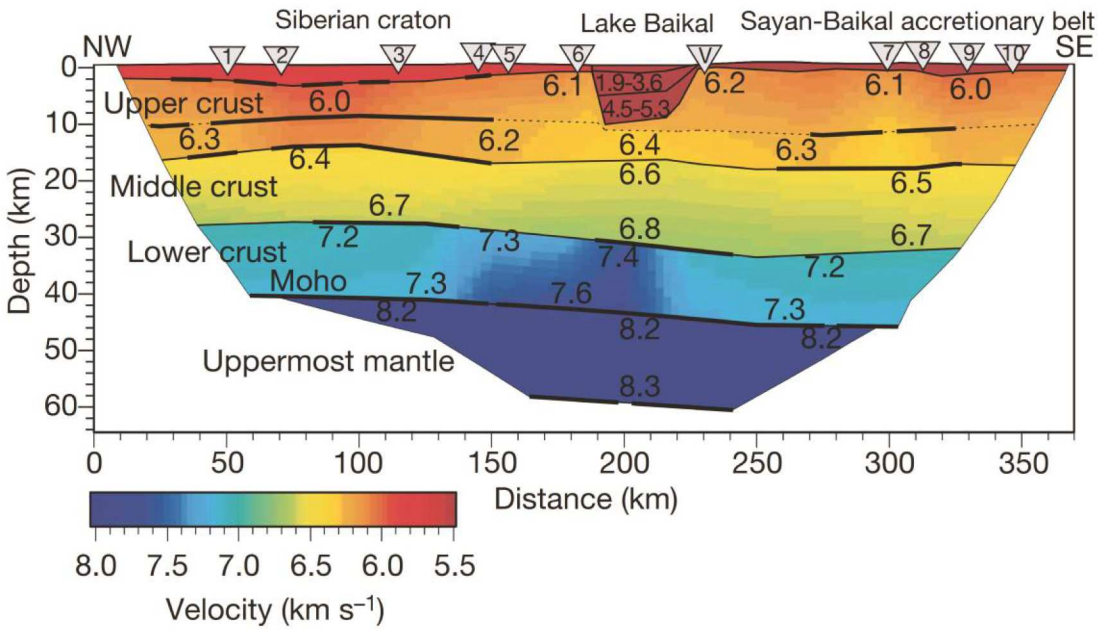



Fig. 1-8 : Modèle de vitesses du profil sismique grand-angle acquis le long du rift de Baikal. Les stations sismiques sont indiquées par des triangles (Thybo et Nielsen, 2009).

Cet exemple montre :

- Un bassin sédimentaire important en surface.
- Pas de remonté de Moho.
- La présence des anomalies de vitesses au niveau de la croûte inférieure, situées à l'aplomb du bassin.

### 1.3.2 Marges passives volcaniques à SDR (*Seaward Dipping Reflectors Sequence*)

Les marges volcaniques sont associées à une grande activité magmatique. D'après Geoffroy, (2005) elles sont liées aux rifts rapides où la déformation en extension est accompagnée d'une fusion du manteau et de l'accrétion d'une croûte magmatique épaisse. Cette forte productivité magmatique apparaît sous forme d'un empilement de coulées de laves mises en place dans la croûte en forme de filons et sills. Dans une section de sismique réflexion (Fig. 1-9), ces empilements sont imagés par des réflecteurs inclinés vers l'océan connue sous le nom de *Seaward Dipping Reflectors Sequence* ($SDR_S$) (e.g. Mutter *et al.*, 1982 ; Morgan *et al.*, 1989 ; Hopper *et al.*, 2003 ; Mjelde *et al.*, 2007, 2005 ; Hirsch *et al.*, 2009).

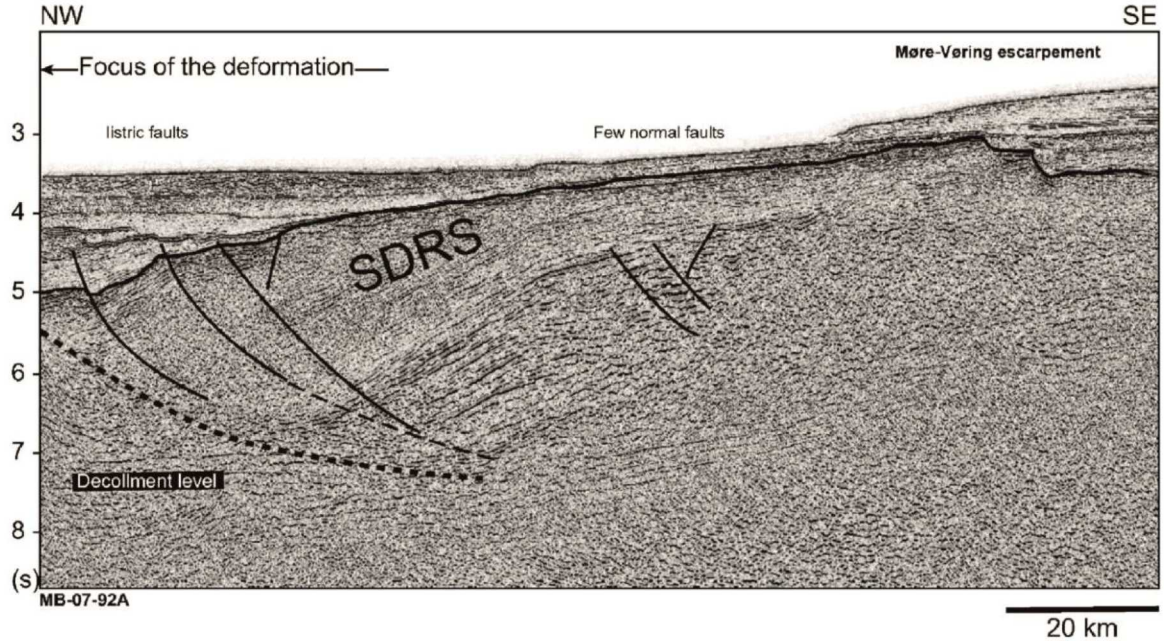



Fig. 1-9 : Exemple des réflecteurs inclinés vers l'océan connue sous le nom de Seaward Dipping Reflectors observés le long de la marge centrale Norvégienne (Gernigon *et al*., 2006).

La transition continent-océan est souvent marquée par la présence d'un corps à vitesse et densité élevée (Vp ~ 6.9 - 7.8 $kms^{-1}$) (e.g. Bauer *et al.*, 2000 ; Mjelde *et al.*, 2007, 2005). Ce corps souvent appelé HVLC (*High Velocity Lower Crust*) est interprété comme étant du matériel magmatique sous-plaqué et/ou de la croûte inférieure avec des intrusions volcaniques (e.g. Kelemen et Holbrook, 1995 ; Holbrook *et al.*, 2001; Mjelde *et al.*, 2007)**.**

La structure profonde des marges volcaniques a été largement étudiée par la sismique réfraction. La marge de Vøring dans l'Atlantique Nord, la marge de Namibie dans l'Atlantique sud, ainsi que les marges volcaniques conjuguées de Hatton Bank et Est-

Groënland constituent les exemples typiques du marge volcanique (e.g. Bauer *et al.*, 2000 ; Geoffroy *et al.*, 2001; Klingelhöfer *et al.*, 2005 ; Hopper *et al.*, 2003; Mjelde *et al.*, 2007; Raum *et al.*, 2002; White et Smith, 2009).

**Structure profonde d'une marge volcanique : exemple de la marge de Vøring**

La marge de Vøring dans la province Nord-Est Atlantique du Norvège a été étudiée par un profil de sismique grand-angle (OBS-profile 99, Mjelde *et al.*, 2005) (Fig. 1-10). Dans cette marge volcanique, la phase finale de rifting, la rupture et le début de la phase d'accrétion océanique sont accompagnés d'une importante activité magmatique probablement liée au point chaud de l'Islande. La transition océan-continent dans cette zone est d'une largeur de 26 km et caractérisée par des vitesses élevées à la base de la croûte inférieure (7.0-7.3 km/s) (Fig. 1-10 zone vert claire à jaune). Ces vitesses sont interprétées comme des intrusions mafiques et/ou un sous-plaquage magmatique qui s'étend vers la partie continentale et océanique de la marge. Dans cette zone, des vitesses intermédiaires de 6.9 km/s ont été modélisées, et interprétées comme une partie de la croûte continentale intrudée.

En profondeur au large de la zone transitionnelle, des séquences importantes de « *SDR* » ont été imagées. Ces réflecteurs volcaniques sont nommée « SDR »s intérieurs et « *SDR* »s extérieurs qui marquent la croûte océanique (Mjelde *et al.*, 2005).

Cette marge est caractérisée aussi par une croûte océanique très épaisse avec un maximum de 23.5 km. D'après les auteurs la couche 3 est formée essentiellement de roches gabroïques sans inclusions de péridotites du manteau supérieur (Mjelde *et al.*, 2005).

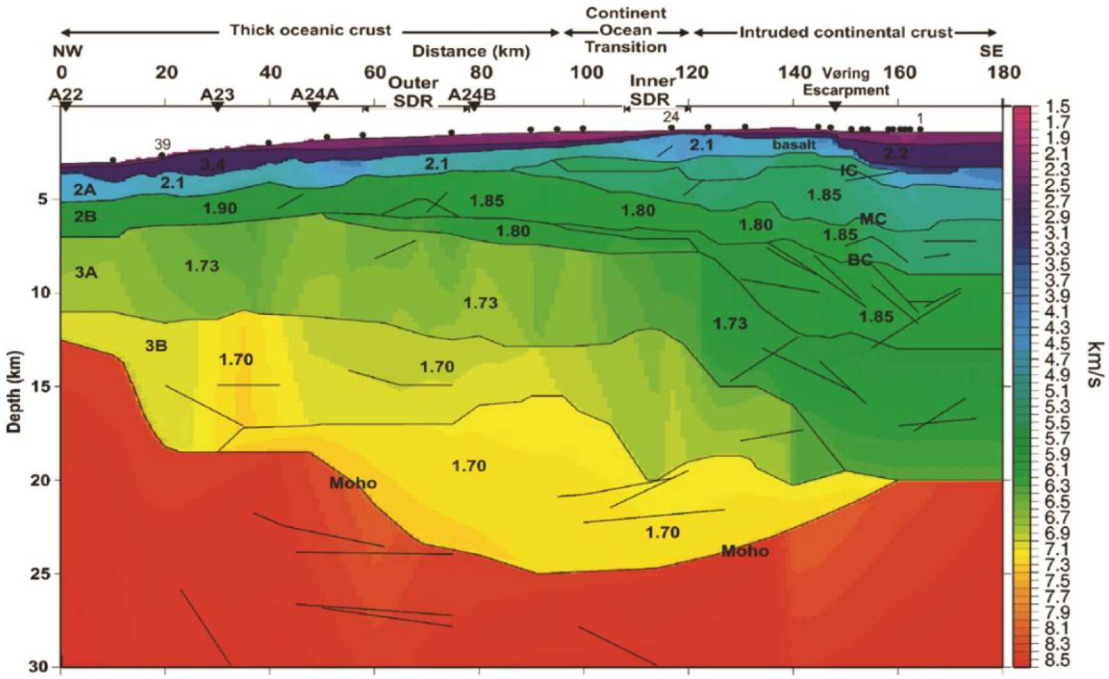



Fig. 1-10 : Modèle de vitesse des ondes P de la marge volcanique de Vøring dans la province Nord-Est Atlantique au large du Norvège. (Mjelde *et al*., 2005).

La figure 1-11 résume les caractéristiques des marges passives volcaniques d'après Geoffroy, (2005) :

- Croûte océanique épaisse.
- Présence des SDR (simple ou multiple).
- Zone à vitesse anormale.
- Pas de bassin sédimentaire.

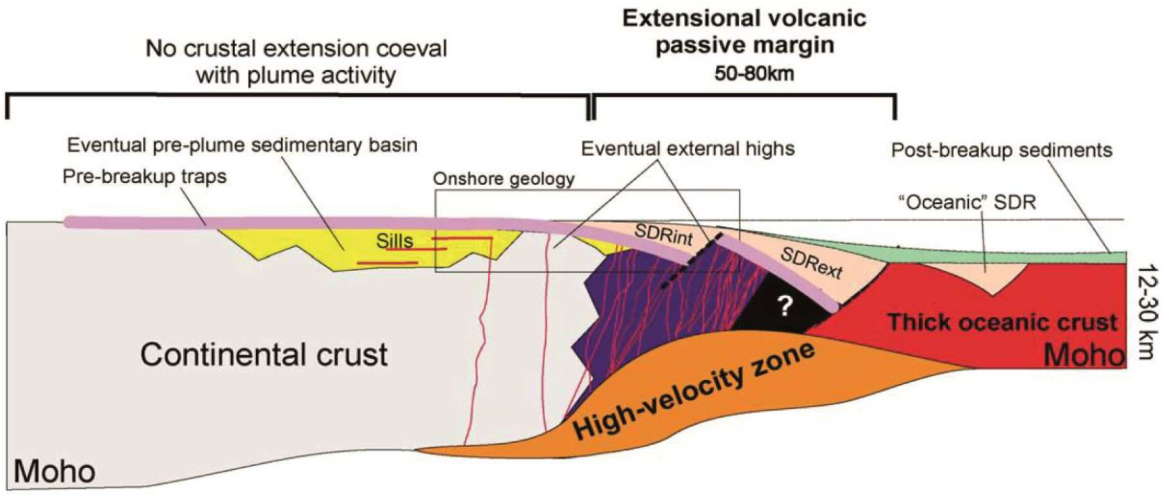



Fig. 1-11 : Coupe schématique transverse d'une marge passive volcanique. SDRint et SDRext : prismes de laves inclinées vers l'océan, en position interne ou externe (Seaward-Dipping Reflectors). (Geoffroy, 2005).

### 1.3.3 Marges passives sédimentaire salifère

Ces marges ne présentent pas de produits magmatiques tels que les SDRs. Elles sont caractérisées par la présence de quelques blocs basculés et des failles, identifiables sur les données sismiques (e.g. Horsefield *et al.*, 1994; Chian *et al.*, 1995; Lau *et al.*, 2006). La transition continent-océan est marquée par la présence d'un corps à vitesses anormales, ces vitesses sont variables selon les marges, généralement supérieures aux vitesses de la croûte et inférieures à celles du manteau. L'interprétation de ce corps peut varier selon le contexte géodynamique, l'héritage structural ainsi que l'état et la rhéologie de la lithosphère. La TOC (transition océan-continent) de la marge de la Terre-Neuve (Newfoundland), montre un corps de vitesses élevées (Vp 7.6 - 7.9 kms−1) interprété comme étant du manteau exhumé (Lau *et al.*, 2006). Sur la marge Ouest-Ibérique, un corps d'environ 40 km situés à la TOC, est interprété comme étant une croûte continentale amincie caractérisé par la présence de roche gabroiques et/ou de la serpentinites à la base de la TOC (Afilhado *et al.*, 2008). D'autre auteurs proposent une croûte para-océanique (*proto-oceanicm crust*) pour expliquer ce corps de vitesse anormale dans la TOC (e.g. Aslanian *et al.*, 2009; Afilhado *et al.*, 2015; Moulin *et al.*, 2015).

Dans les marges passives sédimentaires salifères, on trouve les marges dites amagmatiques, les marges à bassin sag et les marges sans bassin sag

**Structure profonde d'une marge passive a-magmatique : exemple des marges conjuguées de l'Ibérie et Terre-Neuve**

Les marges conjuguées de l'Ibérie et Terre-Neuve sont de type a-magmatique, ces marges sont les plus étudiées du globe (forage scientifique profonde, sismique profonde …).

La structure profonde de la marge Sud Ibérique, à été étudier par un profil sismique grand angle (IAM-9) interprété et modélisé par Dean *et al.,* (2000).

Le modèle de vitesse (Fig. 1-12-a) montre une croûte continentale de 28 km d'épaisseur où les vitesses varient verticalement de 5.5 à 6.8 km/s. cette croûte s'amincit pour atteindre une épaisseur de 7 km sur une zone de 80 km de largeur. La zone d'amincissement se caractérise par la présence des blocs basculés larges d'une dizaine de kilomètres. Une zone de croûte transitionnelle a été modélisée sur une largeur de 170 km, avec deux rides de péridotites qui ont été directement échantillonnées. Dean *et al.,* (2000), à modéliser un corps de 4 km d'épaisseur où les vitesses varient verticalement entre 7.3 à 7.9 km /s, ce corps de hautes vitesses selon les auteurs correspond à une zone de péridotite mantélique avec un taux de serpentinisation de l'ordre de 25 %. La croûte océanique normale a été modélisée à l'Ouest se profile avec une épaisseur de 6.5-7 km.

La structure profonde de la marge Terre-Neuve (Fig. 1-12-b), a été étudier par un profil sismique grand angle acquis durant la campagne SCREECH interprété et modéliser par Lau *et al.,* (2006).

La croûte continentale non amincie est modélisée par trois couches séparées d'une épaisseur combinée de 36 km et des vitesses sismiques entre 5.8-6.5, 6.3-6.5 et 6.7-6.9 km /s. Ce segment de la marge montre un amincissement crustal rapide de 35 à 3 km d'épaisseur sur environ 90 km de distance, cette zone se caractérise par la présence de grands blocs basculés (20 km de large). La zone de transition océan-continent s'étend sur 80 km de large interprété comme du manteau partiellement serpentinisé. Dans cette zone transitionnel, un corps d'une épaisseur de 5-6 km où les vitesses varient de 7.6 à 7.9 km/s a été modélisé et interprété comme du manteau exhumé avec un taux de serpentinisation de 10 %. À la position de l'anomalie M4, les auteurs ont modélisé une croûte océanique où les vitesses d'ondes P allant de 4.5-6.3 km/s à 6.3-7.2 km /s.

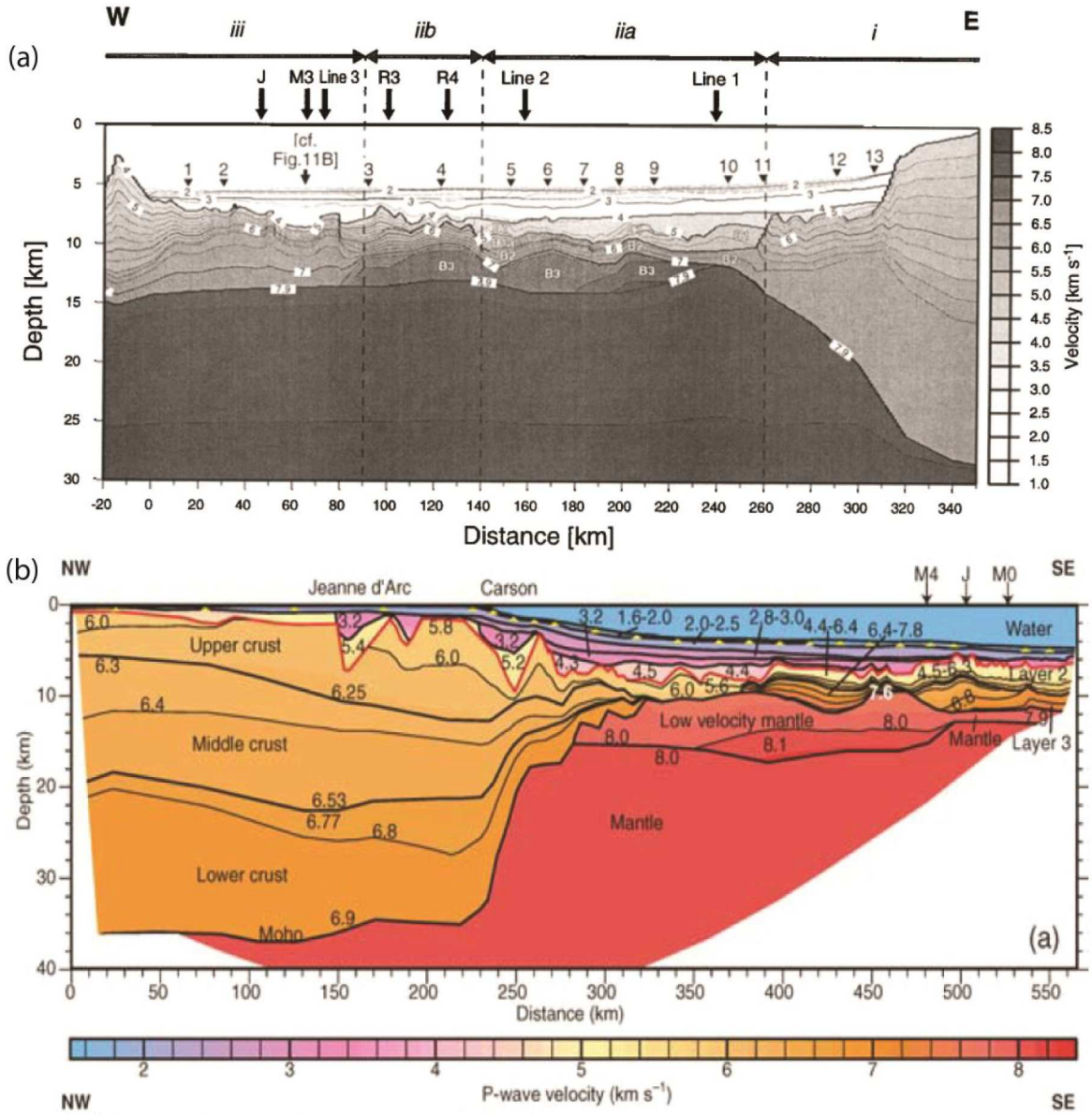



Fig. 1-12 : Modèles de vitesse des ondes P des deux marges conjuguées, Ibérie (a) d'après Dean et al., (2000) et Terre-Neuve (b) d'après Lau *et al*., (2006).

Les marges conjuguées de l'Iberie et Terre-Neuve ce caractérisent par :

- Présence de grands blocs basculés dans les deux segments homologues
- Asymétrie dans l'amincissement de la croûte
- Asymétrie de la zone transitionnel

Ces marges conjuguées sont donc asymétriques (Fig. 1-13). D'après Lau *et al.* (2006) la rupture continentale entre l'Iberie et Terre-Neuve s'est produite sur le bord d'un rift large (270km de largeur), formant donc ces deux marges conjuguées.

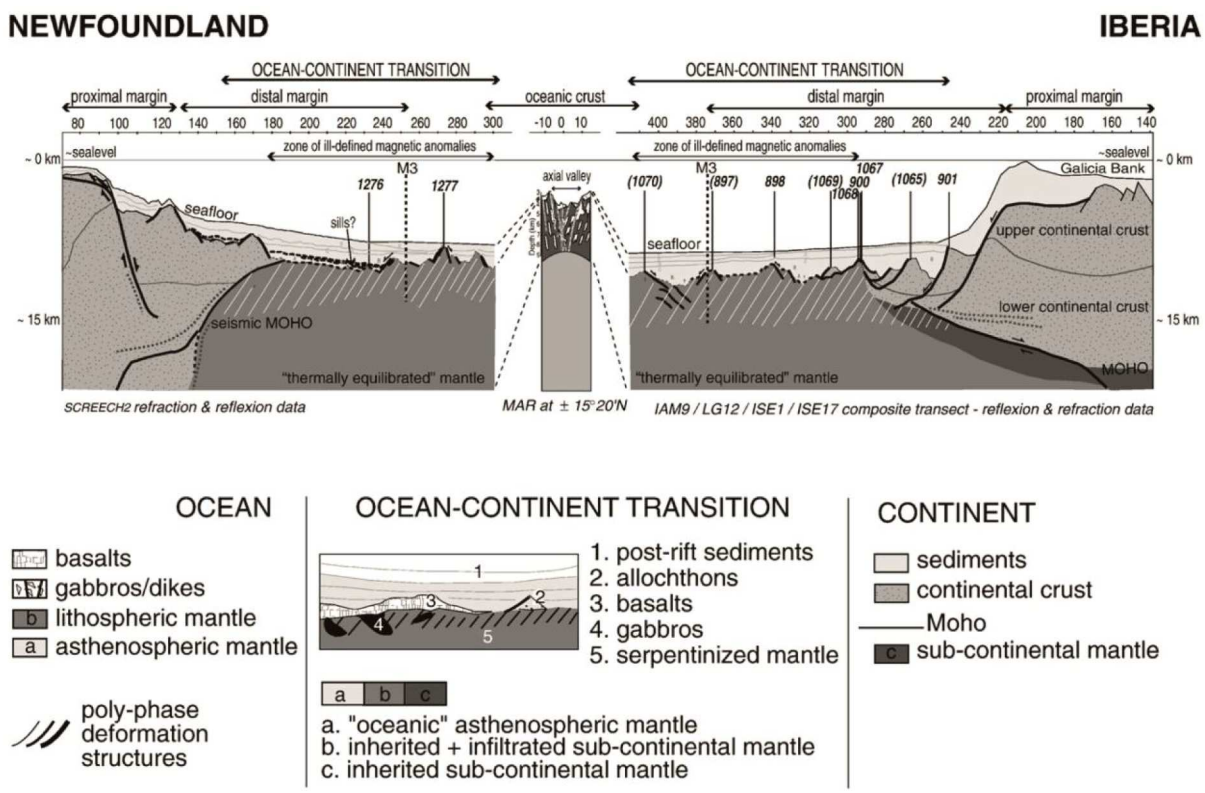



Fig. 1-13 : Section transversale le long des marges peu-volcaniques de l'Iberie et Terre-Neuve (Manatschal et Müntener, 2009).

**Structure profonde d'une marge passive à bassin sag: exemple de la marge Angolaise**

Durant la campagne ZaïAngo, de nouvelles données sismiques grand-angle/multi-traces ont été acquise dans le segment Sud-Ouest Atlantique de la marge Angolaise (Contrucci *et al.*, 2004; Moulin *et al.*, 2005).

Aucune structure volcanique comme les SDRs ou les filons et sills n'a été imagée sur cette marge.

La structure profonde de cette marge (Contrucci *et al.*, 2004) (Fig. 1-14), montre une croûte continentale de 30 km d'épaisseur qui s'amincit pour atteindre une épaisseur de seulement 4 km sur une zone de 50 km de largeur. Une zone de croûte transitionnelle a été modélisée, avec deux couches séparées. Une couche de croûte supérieure de 3 à 7 km d'épaisseur et des vitesses de 5.8-6.8 km/s, et une croûte inférieure avec des hautes vitesses a sa base, (7.2-7.8 km/s), dans la partie Est de cette zone transitionnelle. Les auteurs proposent deux hypothèses regardant la nature de la croûte dans cette zone, soit une croûte inférieure avec des intrusions de roches ultramafiques à la base sur du manteau serpentinisé par de l'eau qui s'infiltre via des failles dans la croûte fortement amincie dans le manteau supérieur (Contrucci *et al.*, 2004).

La croûte océanique et de l'ordre de 7 km d'épaisseur avec des vitesses de 5.8 au 7.5 à sa base. Elle est probablement formée par une alternance de gabbros, basalte et serpentine (Contrucci *et al.*, 2004).

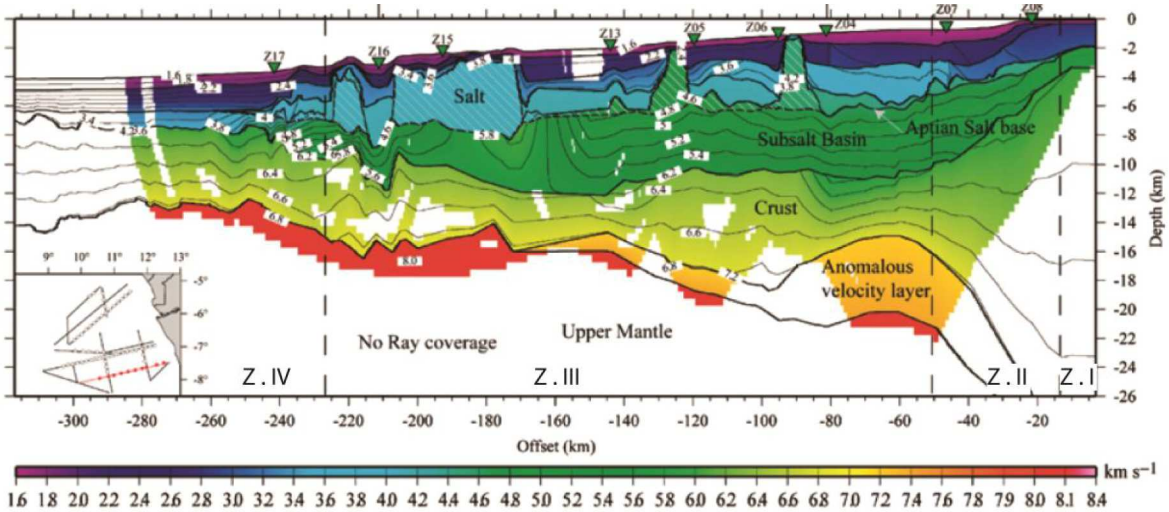



Fig. 1-14 : Structure profonde de la marge passive non-volcanique d'Angola (marge Atlantique sud-ouest Africaine).Cette marge est divisée en 4 zones. Une zone I de croûte continentale non-amincie suivie d'une zone II d'amincissement, la zone III montre une large zone transitionnelle et la zone IV représente le domaine océanique. Les triangles verts montrent la position des OBS (Contrucci *et al*., 2004).

- **Bassin Sag Angolaise**

Sur une largeur de 200 km, un bassin sédimentaire salifère sag était imagé dans les données sismiques. Ce bassin situé en dessus de la zone transitionnel, entre la plate-forme continentale et le domaine océanique fait 10 km d'épaisseur (Moulin *et al.*, 2015), il a été modélisée avec des vitesses qui varient verticalement entre 4.7 à 5.8 km /s (Contrucci *et al.*, 2004) (Fig. 1-14). Ce bassin se caractérise par la présence d'une couche salifère continue, d'âge Aptien, qui surmonte la totalité du domaine transitionnel. Selon les auteurs, la géométrie du sel indique que ce bassin s'est formé par des mouvements verticaux purs (Fig. 1-15)

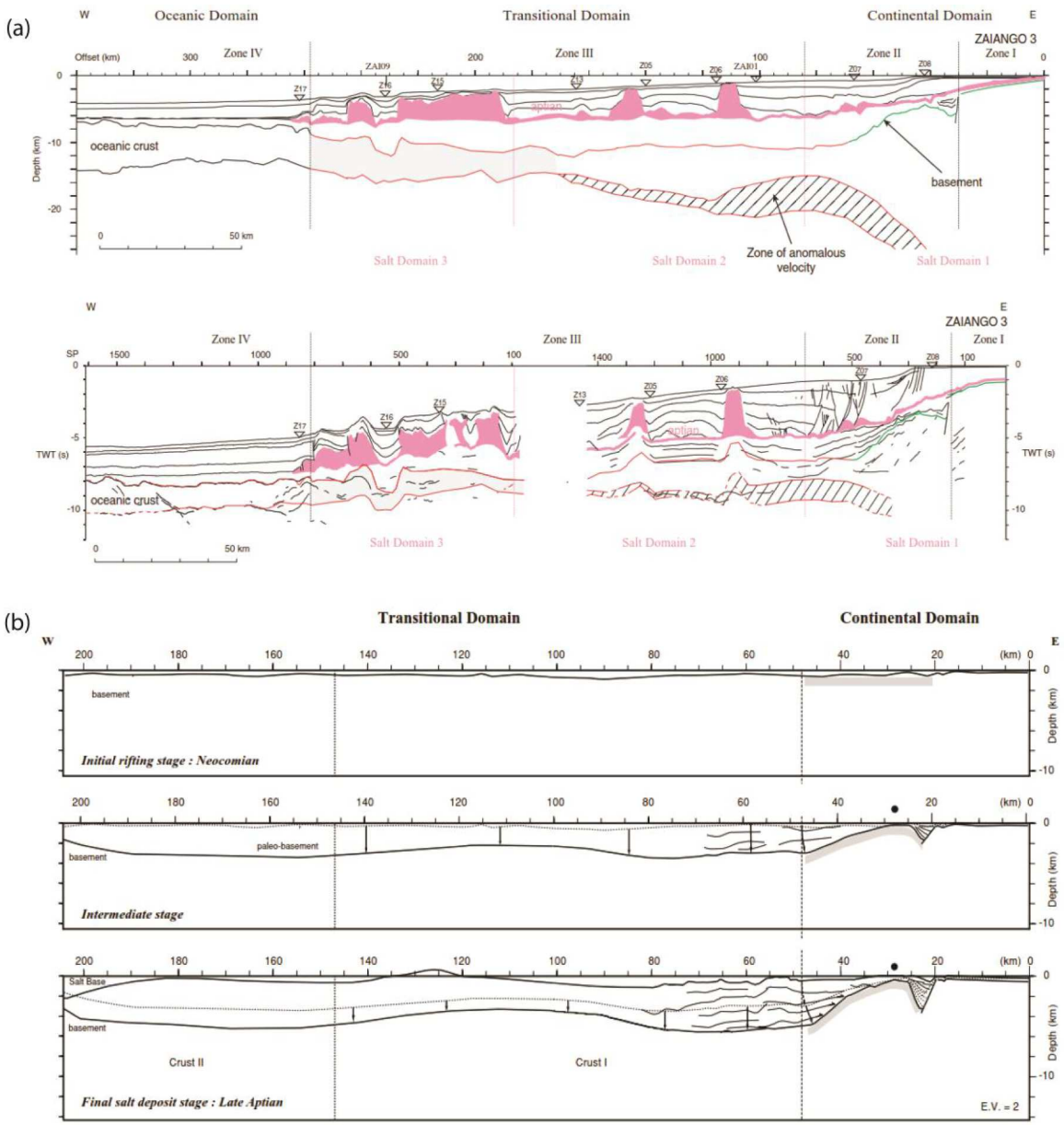



Fig. 1-15 : (A) : modèle de vitesse converti en TWT et superposé sur le profil réflexion SMT interprété. La couleur rose correspond à la couche salifère. (B) : évolution tectonique du bassin sag de la marge Angolaise, ligne noire correspond au socle, la ligne pointée correspond au paléo-socle et les flèches noires aux mouvements verticaux (Moulin *et al.*, 2005).

## Structure profonde d'une marge passive sans bassin sag: exemple de la marge Gabonaise

À 200 km vers le Nord du segment Sud-Ouest Atlantique de la marge Angolaise, la marge passive au large du Gabon est classée comme marge continentale sédimentaire salifère sans bassin sag. La structure profonde de cette marge à été étudier par Dupré *et al.*, (2011) a la base d'une modélisation gravimétrique et une analyse des données sismiques réflexion le long de trois profils (Fig. 1-16).

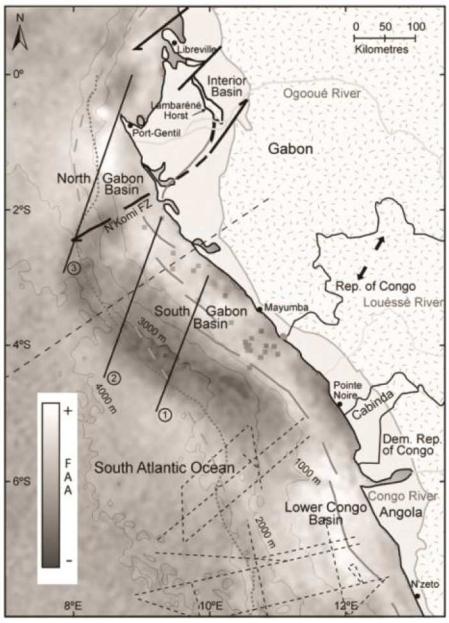



Fig. 1-16 : Lignes noires épais représentent les trois profils réflexion – gravimétriques acquis au large du Gabon, ligne tiretée représentent les profils grand-angle / réflexion de la campagne ZaïAngo au large d'Angola (Contrucci *et al.,* 2004). Carte d'anomalie à l'air libre (Dupré *et al.*, 2011).

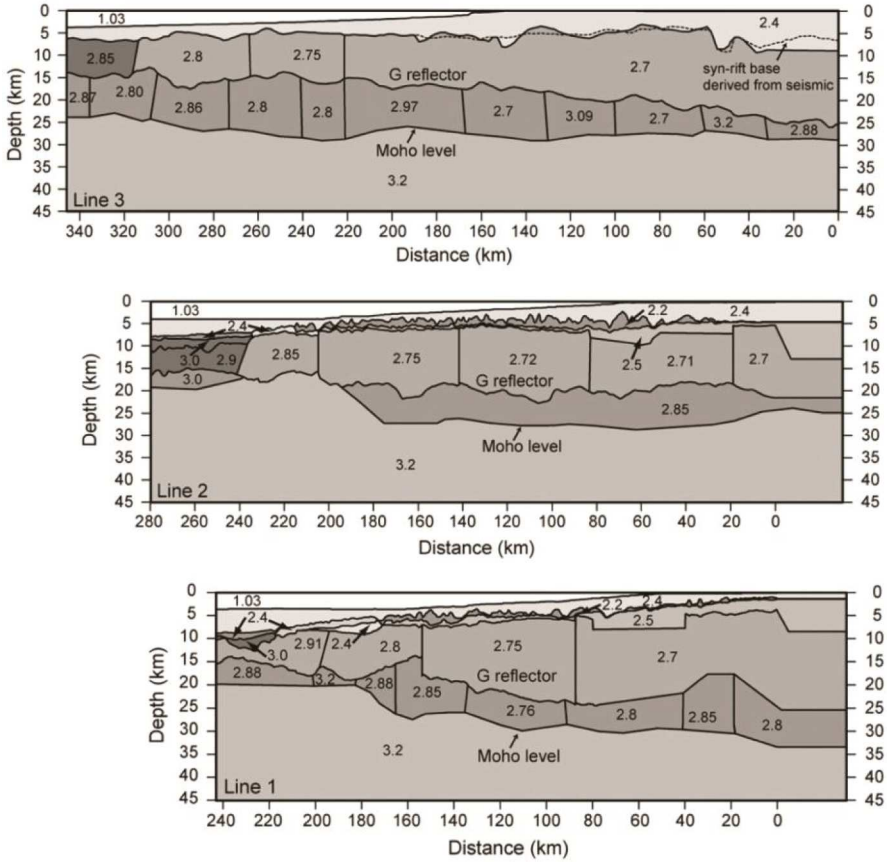



Fig 1-17 : Structure profonde de la marge Gabonaise, réalisée à partir de données gravimétriques et sismique réflexion le long de trois profils perpendiculaire à la marge (Dupré *et al.*, 2011).

La croûte continentale amincie de la marge Gabonaise et divisé en deux couches, séparées par un réflecteur fort et plus ou moins continu appelé G. l'épaisseur de cette croûte continentale amincit varie le long de la marge, au nord elle diminue de ~ 20 à ~ 8 km (Fig. 1-17 line 3) et de ~ 16 à ~ 8 km (Fig. 1-17 line 2), le profil sud montre une croûte relativement épaisse de l'ordre de 28 km sous la plate-forme continentale qui diminue à 6 km vers le domaine océanique (Fig. 1-17 line 1). La zone d'amincissement est accompagnée par la présence de quelques blocs basculés imagée dans les données sismiques. Une couche continue de 160 km de largeur a été modélisée le long du profil 2 avec une densité constante de 2.85 g/cm³. Les auteurs l'interprètent comme roches volcaniques intrudé dans la croûte inférieure à travers un système de dikes et sills. La croûte océanique été imagée à l'extrémité ouest du profil.

Pas de bassin sédimentaire sag comme celui imagée au large de la marge Angolaise n'a été imagée le long de cette marge cependant un bassin salifère peu profond a été imagée au sud le long du profil 1 avec une épaisseur maximum de 7km /s.

**Comparaison des deux marges sédimentaires salifères à sag et sans sag :**

- les deux marges présentent un corps de vitesses élevées d'une largeur et géométrie comparable.
- La zone d'amincissement s'accompagne par la présence de quelques blocs basculés.
- Bassin sag important imagé uniquement le long de la marge Angolaise (Fig. 1-18).

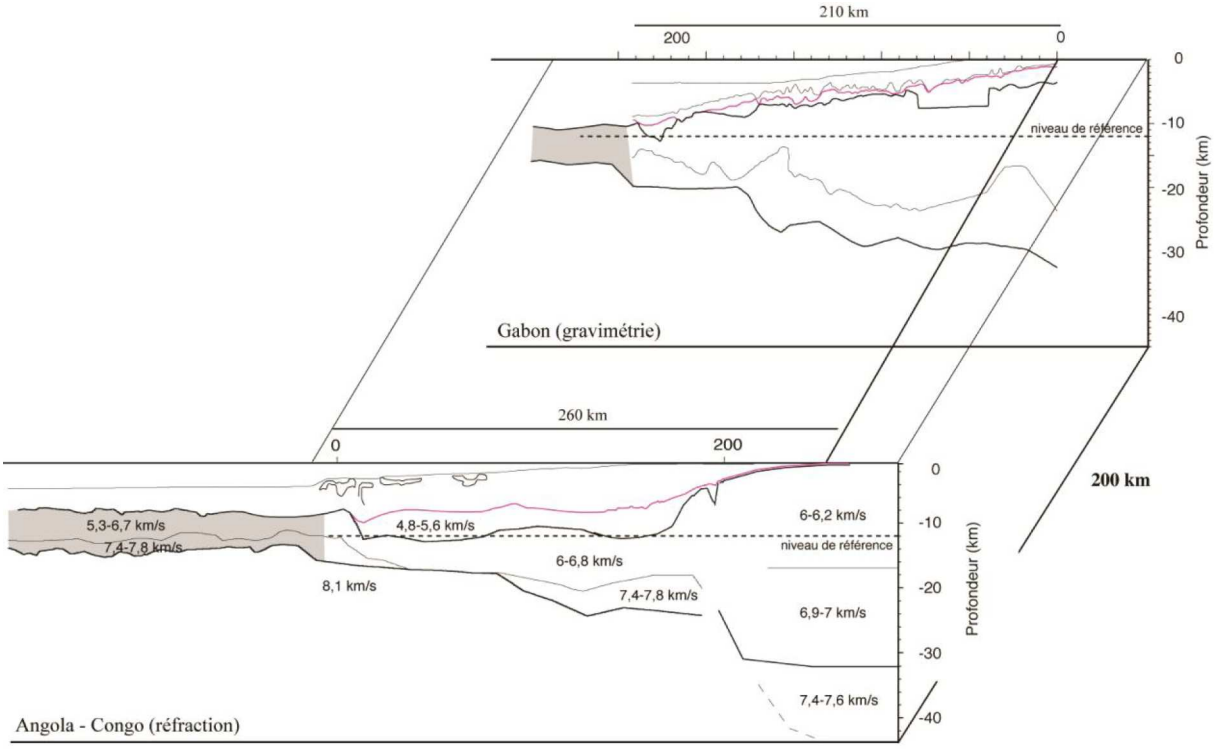



Fig. 1-18 : comparaison des deux bassins sag imagée par le profil sismique grand-angle et réflexion acquise au large de la marge Angolaise et le profil gravimétrique et réflexion de la marge Gabonaise. Figure issue de Moulin *et al*., (2006).

### 1.3.4 Les marges passives de coulissement (marges transformantes)

Ces marges résultent du mouvement coulissant de deux plaques (Fig. 1-19). Elles se différencient des autres marges passives par :

- La transition entre la croûte continentale d'épaisseur normale et la croûte océanique adjacente est extrêmement rapide ;
- La frontière entre la lithosphère continentale et la lithosphère océanique néoformée est une interface sub-verticale qui a donné naissance à la marge ;
- Ni la déformation ni les mouvements verticaux ne sont synchrones sur l'ensemble de la marge.

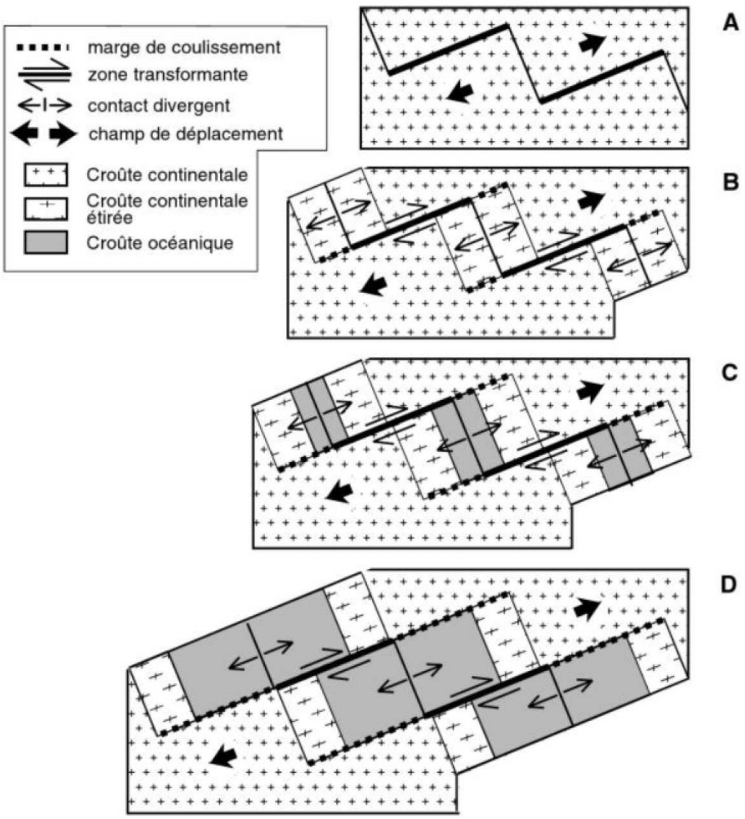



Fig. 1-19 : les stades d'évolution des marges passives de coulissement. Au cours des stades A et B, deux plaques continentales coulissent l'une contre l'autre. Au stade C, le coulissement s'effectue en partie entre une lithosphère continentale et une lithosphère océanique, enfin il est intra-oéanique dans le stade D. D'après Mascle et Blarez, 1987 dans Boillot et Coulon, 1998.

**Structure profonde d'une marge passive de coulissement: exemple de la marge de la Guyane française est au Nord-Est du Brésil**

Parmi les exemples de ces marges on trouve la marge de la Guyane française est au Nord-Est du Brésil. Cette marge est située à l'extrémité ouest de l'Atlantique équatorial. La structure profonde de ce segment à été étudié le long d'un profil sismique grand-angle est modélisée et interprétée par Greenroyd *et al., (*2008) (Fig. 1-20).

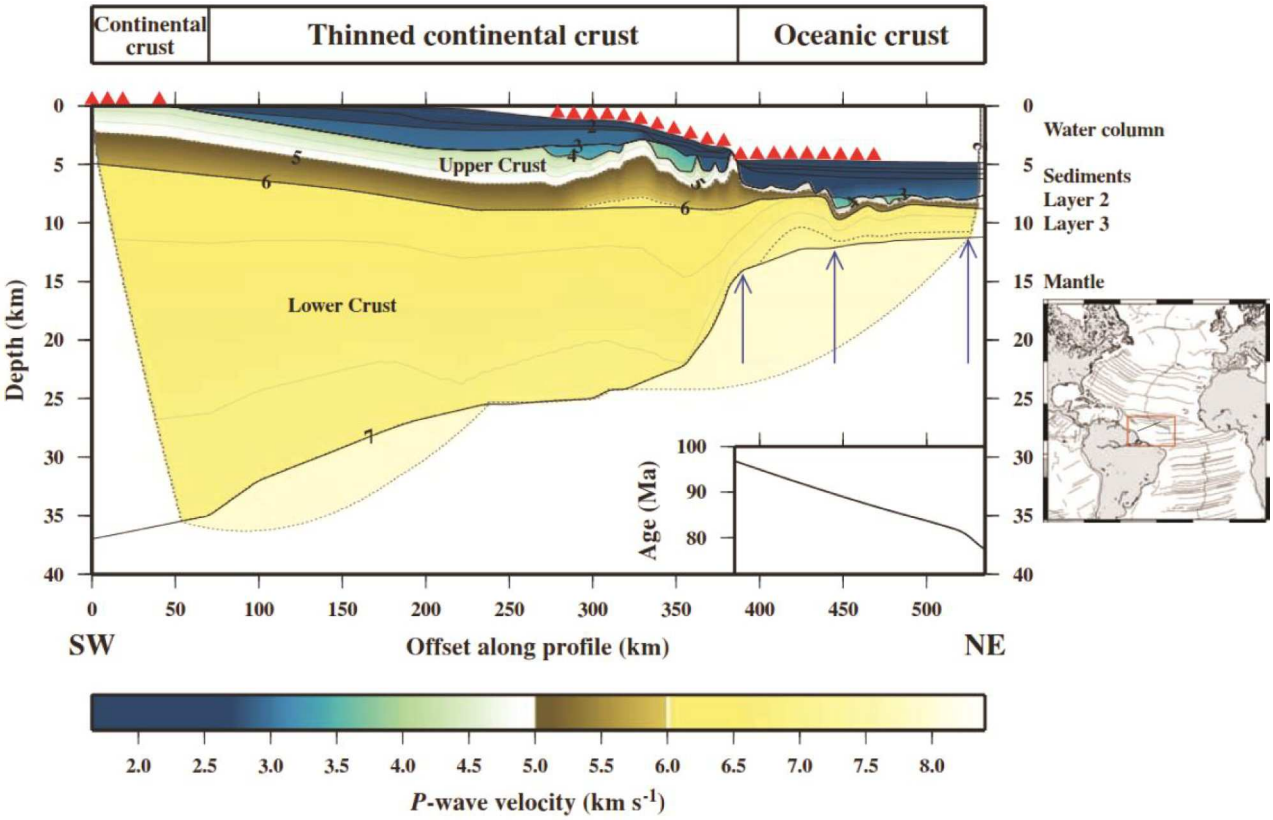



Fig. 1-20 : Structure profonde de la marge passive de coulissement de la Guyane française est au Nord-Est du Brésil.

La structure profonde de ce segment est caractérisée par une croûte continentale non-amincie de ~35-37 km. Lette zone d'amincissement est divisée en deux régions : une région entre 70 et 235 km où la croûte s'amincie de ~35 à 22 km, et une deuxième région entre 320 et 387 km où la croûte s'amincie de ~21 à 10 km. Cette croûte amincie est modélisée par deux couches ou les vitesses sismiques varient verticalement entre 4.3-5.7 et 6.4-6.9 km/s. Les auteurs n'ont pas modélisé de domaine intermédiaire. Le domaine océanique se caractérise par une croûte de 3.3-5.7 km d'épaisseur modélisée par deux couches avec des vitesses sismiques entre 4.3-6.2 km/s et 6.4-7.4 km/s. La vitesse élevée à la base de la croûte (7.4 km/s) résulte selon les auteurs d'un degré de serpentinisation du manteau supérieur associé à l'infiltration d'eau le long des failles de la croûte amincie (Greenroyd *et al.*, 2008).

### 1.3.5 Les marges continentales jeunes

**Structure profonde des marges passives jeunes : exemple des marges conjuguées du bassin provençal**

L'ouverture du bassin liguro-provençal est liée à la convergence des plaques lithosphériques Africaine et Européenne (Olivet, 1996). Cette ouverture a commencé à la fin de l'éocène avec la rotation du bloc corso-sarde (Rehault *et al.*, 1984; Gattacceca *et al.*, 2007)

Ce bassin arrière arc (e.g. Mauffret *et al.*, 1995; Séranne, 1999) est bordé par deux marges continentales conjuguées, le golfe du Lion et la marge Ouest de la Sardaigne. La structure

profonde de ces marges jeunes conjuguées ont été étudier durant la campagne SARDINIA (Gailler *et al.*, 2009; Afilhado *et al.*, 2015; Moulin *et al.*, 2015) (Fig. 1-21).

Les modèles de vitesse des trois profils sismique grand-angle au large du golfe de lion, consistent en trois couches sédimentaires, qui varient entre 1.4 km est un maximum de 7.6 km et représentent des vitesses de 2.05-5.4 km /s. La croûte continentale non amincie est modélisée par deux couches séparées d'une épaisseur combinée de 30 km et des vitesses sismiques entre 5.5-6.5 km/s et 6.4-7.0 km /s. Des blocs dans la croûte ont été identifiés le long de la pente continentale. Sur une longueur de 170 km, la croûte continentale s'amincit vers le sud-est jusqu'à une épaisseur de 8 km. À la fin de cette zone de Necking, une croûte de composition inconnue a été modéliser avec une épaisseur de 5 km et des vitesses élevées à la base de la croûte inférieure (6.6-7.5 km /s). Ce domaine transitionnel d'après les auteurs fait 140 km de largeurs et interpréter comme une couche de croûte inférieure très amincie exhumée le long d'un détachement à pendage vers le continent sus-jacent à une couche intrudé et hétérogène (gabbros ou granulites). Vers le large une croûte de 4-5 km d'épaisseur a été modélisée et interprétée comme une croûte océanique atypique (Moulin *et al.*, 2015).

Sur la marge conjuguée de l'Ouest de la Sardaigne, la croûte continentale non amincie est modélisée par deux couches séparées d'une épaisseur combinée de 27 km et des vitesses sismiques entre 5.9-6.4 km/s et 6.5-6.7 km /s. Des blocs dans la croûte ont été également identifiés le long de la pente continentale de cette marge avec une largeur de 10-20 km. Sur une largeur de 75 km, la croûte continentale s'amincit vers l'Ouest jusqu'à une épaisseur de 6 km. À la fin de cette zone de Necking, une croûte a été modélisée avec des vitesses sismiques élevées de 6,8 à 7,25 km/s dans la croûte inférieure que les auteurs l'interprètent comme une couche d'origine continentale très aminci, fracturé et intrudé dans ce domaine intermédiaire. Une croûte de 4 km d'épaisseur était modélisée vers le large, interprète comme une croûte océanique atypique (Afilhado *et al.*, 2015).

Sur cet exemple on peut conclure que les deux marges conjuguées du golfe du Lion et de l'Ouest de la Sardaigne montrent une symétrie, même si le domaine de transition est plus petit sur la marge de la Sardaigne, les deux marges conjuguées montrent la présence de quelques blocs basculés, la nature de la zone transitionnel et similaire sur les deux côtes, ainsi que l'épaisseur et la nature de la croûte océanique, ce qui ne supporte pas l'hypothèse d'un mécanisme de cisaillement simple pour former le bassin liguro-provençal.

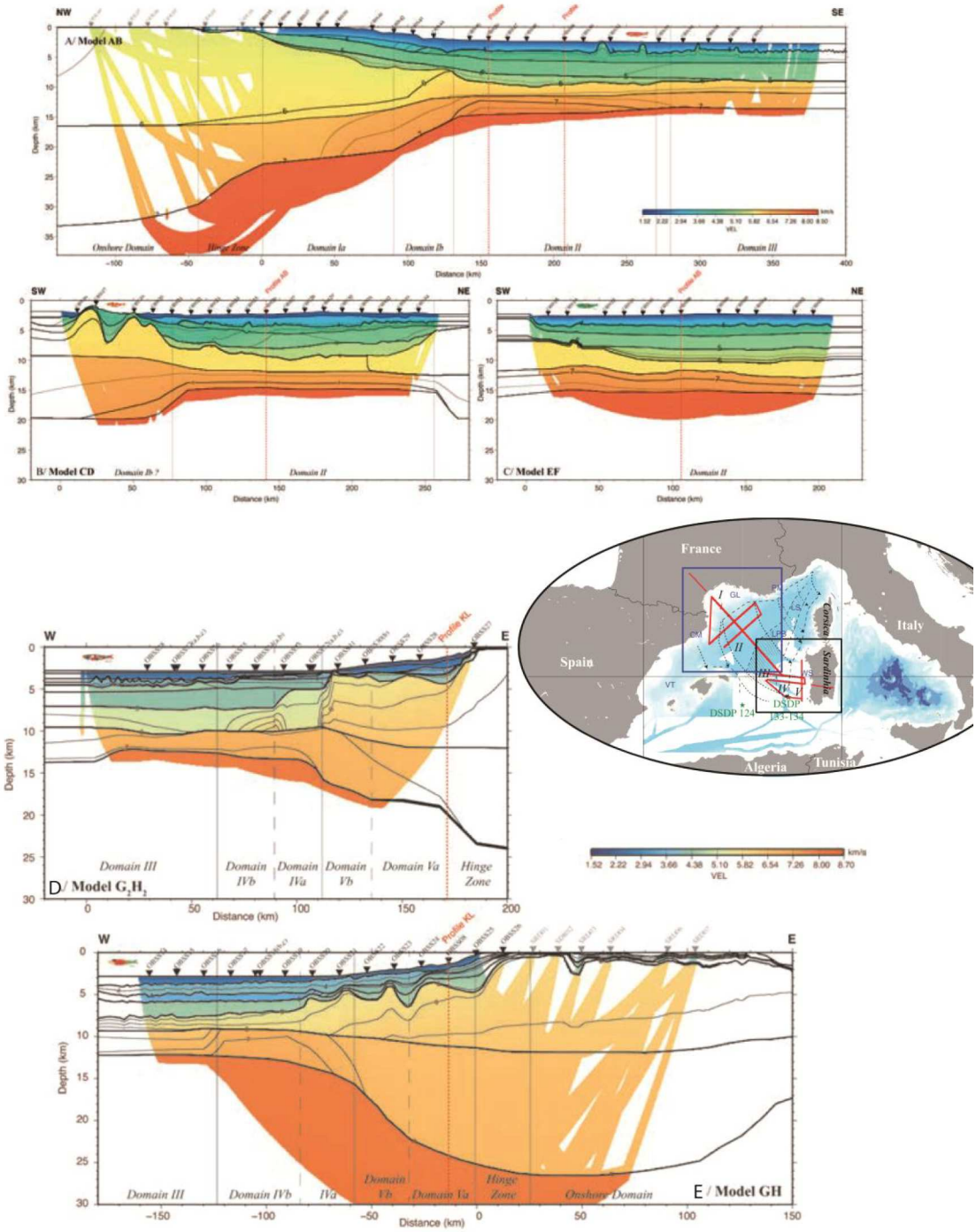



Fig. 1-21 : Modèles de vitesses, A, B et C, acquises au large de la marge du golfe de Lyon d'après Moulin *et al* ., (2015). Modèles de vitesses, D et E, acquises au large de la marge Sardaigne d'après Afilhado *et al.*, (2015).

## Structure profonde des marges passives jeunes : exemple des marges du golfe d'Aden

Le golfe d'Aden est un bassin océanique jeune (Oligo-Miocène), qui sépare les plaques Arabie et Somalie. Ces marges conjuguées sont encore proches et sont facilement corrélables (d'Acremont *et al.*, 2005).

Il est limitée à l'Ouest par le point chaud d'Afar qui représente une grande province volcanique où se rejoignent les rides du golfe d'Aden, de la mer Rouge et le rift Est-Africain. L'activité du point chaud a commencé il y a 45 Ma dans le Sud de l'Ethiopie.(George *et al.*, 1998), et son paroxysme est daté dans le Nord du pays vers 30 Ma-35 Ma (Ebinger et Sleep, 1998; Kenea *et al.*, 2001), c'est à cette période que le rifting a débuté (Roger *et al.*, 1989; Bott *et al.*, 1992; Watchorn *et al.*, 1998). L'accrétion océanique a commencé entre 17,6 et 20 Ma (Leroy *et al.*, 2004 ; Fournier *et al.*, 2008)

Deux grandes discontinuités divisent le golfe d'Aden en trois parties (Manighetti *et al.*, 1997): (a) La zone de fracture Shukra-El Sheik qui sépare la partie centrale (marges conjuguées de la somalie et du Yémen) de la partie la plus occidentale, fortement affectée par le volcanisme du hotspot d'Afar (Fig. 1-22) (Dauteuil *et al.*, 2001; Hébert *et al.*, 2001; Manighetti *et al.*, 1998). (b) La zone de fracture d'Alula-Fartak qui sépare la partie centrale du golfe de la partie orientale (marges conjuguées de Socotra-somalie et du Dhofar) (Tamsett et Searle, 1990).

La partie orientale est la plus étudiée du golfe d'Aden, la structure et l'évolution de ces marges conjuguées ont été étudiées durant les campagnes ENCENS-Sheba-2000 (D'Acremont *et al.*, 2006) et ENCENS-2006 (Autin *et al.*, 2010; Watremez *et al.*, 2011).

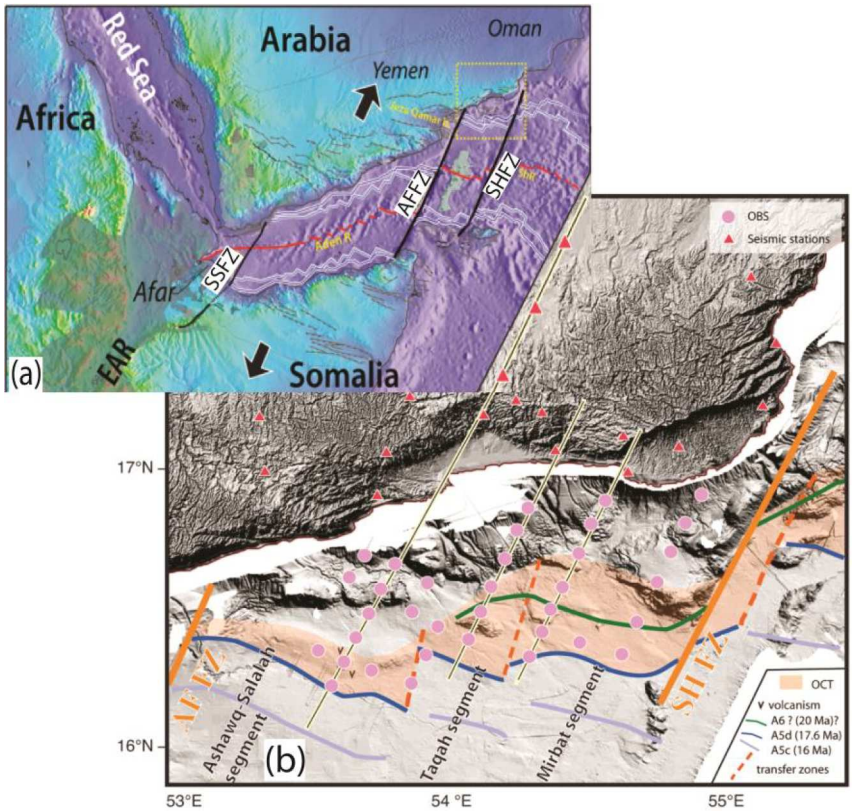



Fig. 1-22 : (a) Contexte géodynamique du golfe d'Aden. SSFZ: zone de fractures Shukra-el-Sheik ; AFFZ : zone de fractures d'Alula-Fartak. SHFZ, zone de fractures Socotra Hadbeen (b) Carte de la marge nord-est du golfe d'Aden, les sismomètres sont indiquées par des cercles violets et des triangles rouges (Leroy *et al.*, 2010).

La structure profonde de cette partie du golfe d'Aden peut être divisée en trois segment (Fig. 1-23) (Leroy *et al.*, 2010):

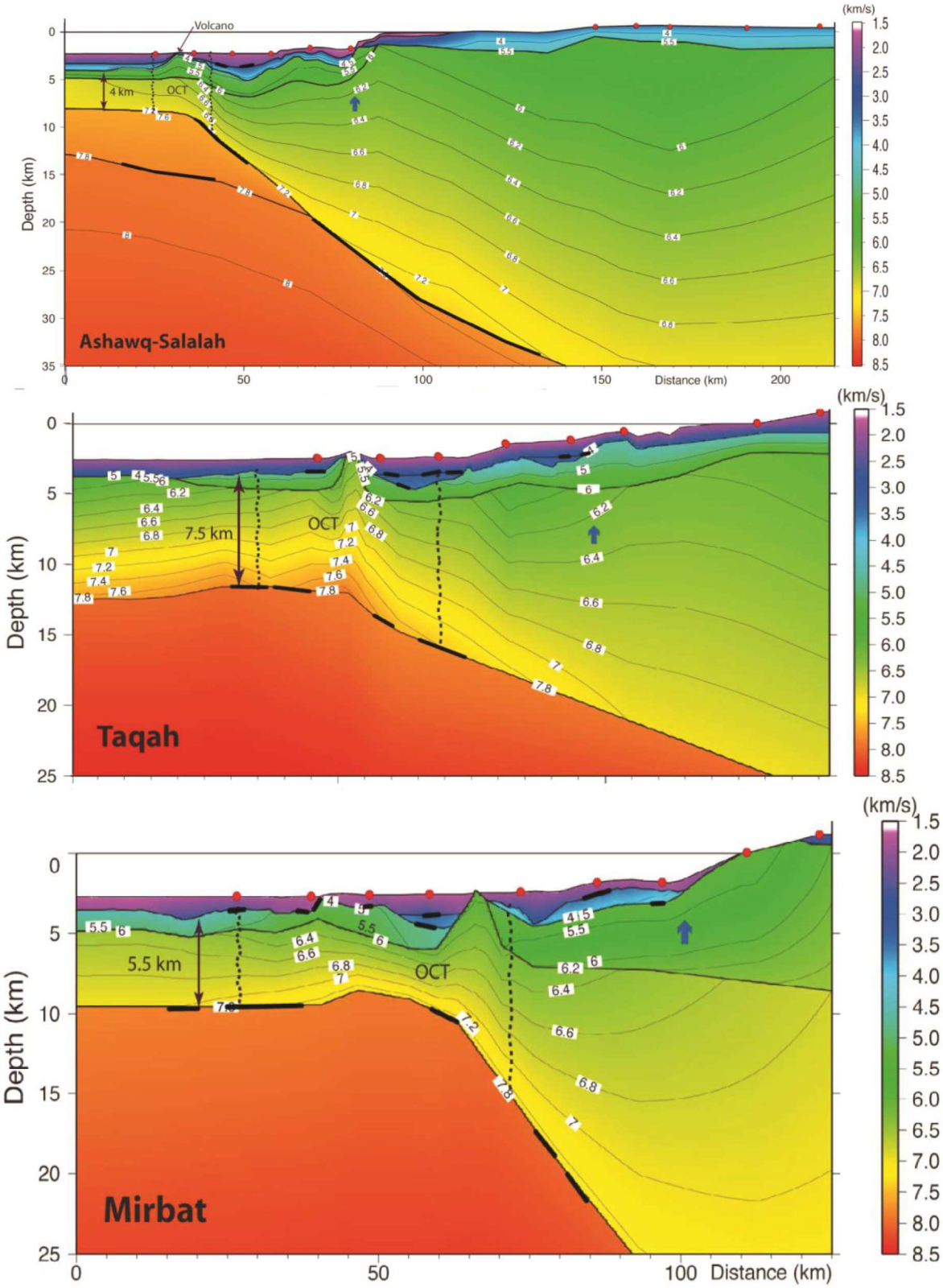



Fig. 1-23 : Modèles de vitesses le long de la marge nord-est du golfe d'Aden (Leroy *et al.*, 2010)

Segment ouest (Ashawq-salalah) : le domaine continentale se caractérise par une croûte non-amincie (>35km) où les vitesses varient de 5.5 km/s à 7.2 km/s. Une zone de transition étroite de 15 km de largeur et d'une épaisseur de 13 km a été modélisée. Ce domaine intermédiaire été divisé en deux couches, une supérieure avec des vitesses qui varie de 4 km/s à 7.2 km/s et une couche inférieure avec des vitesses élevées qui varient de 7.6 à 7.8 km/s. Cette couche inférieure à vitesses élevées est interprétée par les auteurs comme un corps intrusif sous-plaqué. Cette interprétation est supportée par l'activité magmatique élevée dans ce segment. La croûte océanique est de 9km d'épaisseur. Le manteau supérieur été modélisé avec de faibles vitesses (7.8-7.9 km/s).

Segment central (Taqah) : les caractéristiques de la croûte changent largement par-apport au segment Ouest. La croûte continentale est moins épaisse (>25km); ces vitesses varient entre 6 et 7 km/s. La zone intermédiaire devient large (35 km) et moins épais (8 km) et les vitesses sismiques varient de 5 km/s à 7.9 km/s. Cette zone de vitesse élevée à la base de la croûte est interprétée par les auteurs comme une région de manteau exhumé serpentinisé. La croûte océanique est de 7.5 km d'épaisseur. Le manteau supérieur été modélisé par des faibles vitesses (7.8-7.9 km/s). Les auteurs n'ont pas trouvé d'indice d'activité magmatique au large de ce segment.

Segment Est (Mirbat) : l'épaisseur de la croûte continentale est >25km, avec des vitesses qui varient verticalement de 6.2 à 7 km/s. Le domaine intermédiaire devient plus large (50 km) et son épaisseur varie de 8 km de la partie continentale à 5.5 km au large. Cette zone se caractérise aussi par des vitesses élevées à la base (7.3 km/s) et que les auteurs l'interprètent comme une région de manteau exhumé serpentinisée. La croûte océanique et de 5.5 km d'épaisseur. Le manteau supérieur a été modélisé par des faibles vitesses (7.8-7.9 km/s).

Les remarques que l'on peut tirer de l'exemple du golfe d'Aden :

- Très segmenté (< 100 km).
- Très abrupte à moins abrupte
- Peu de blocs basculés.
- Les domaines intermédiaires (transitionnels) varient de 15 à 50 km.

## 1.4 Formation des marges passives : l'amincissement crustal et la déchirure continentale

### 1.4.1 Le Rifting

La lithosphère terrestre est composée de la croûte et d'une partie du manteau supérieur (le manteau lithosphérique) (Fig. 1-24). La différence entre lithosphère continentale et océanique revient à définir la partie crustale qui surmonte le manteau. La lithosphère terrestre est caractérisée par une épaisseur variant suivant les endroits, de l'ordre de 10-15 km sous les dorsales et de 150-300 km au voisinage des cratons.

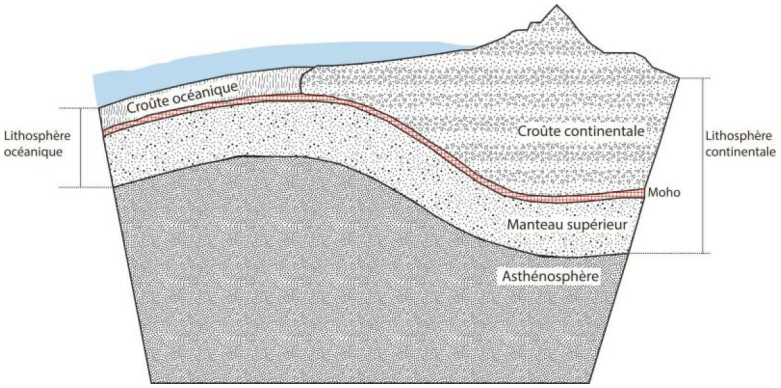



Fig. 1-24 : schéma illustrant les différentes parties formant la lithosphère

L'extension de la lithosphère continentale peut conduire à son amincissement puis à la création des rifts. En fonction de l'épaisseur de la croûte, du flux de chaleur de la région et du vitesse de déformation, trois modes principaux d'extension lithosphérique peuvent être distingués. Ces modes sont le rift large, le rift étroit et le core complex (Buck, 1991) (Fig. 1-25) :

Le rift étroit : Ces rifts résulteraient d'une extension concentrée dans la croûte ainsi que la zone la plus mince de la lithosphère (e.g. England, 1983; Kusznir and Park, 1987). Cette zone s'étale sur une centaine de km de largeur. Elle est caractérisée par une forte présence de failles normales. Ce rift prend naissances au sein d'une croûte continentale de 30-40 km d'épaisseur et un flux de chaleur initial de 60 $mW.m^{-2}$ (Brun et Choukroune, 1983; Buck, 1991). Sa rhéologie est caractérisée par deux couches fragiles, la croûte supérieure et le toit du manteau lithosphérique, et deux couches ductiles la croûte inférieure et le manteau lithosphérique (Buck, 1991) (Fig. 1-25-c). Les exemples les plus connus de ce type de rift sont : le système de rifts cénozoïques européens (Illies et Greiner, 1978), le Gulf de Suez (Steckler *et al.*, 1988), le rift Est-Africain (Ebinger *et al.*,1989), le rift du Baïkal (Zorin, 1981) ainsi que le rift du Rio Grande (Morgan *et al.*, 1986).

Le rift large : La formation de ce type de rift résulterait de l'amincissement de la croûte continentale épaisse et du manteau lithosphérique sur une largeur supérieure à l'épaisseur de la lithosphère (Buck, 1991). La largeur de la zone de concentration d'extension peut atteindre plus de 1000 km, comme dans le cas de la province géologique de Basin and Range (Hamilton, 1987). Les rifts larges sont caractérisés par des structures en horst et graben, et prennent naissance dans des lithosphères caractérisées par des flux de chaleur initiaux

supérieurs à 60 mW.m$^{-2}$ et une épaisseur crustale initiale de 40-60 km (Brun et Choukroune, 1983; Buck, 1991). Leur rhéologie est caractérisée par une croûte supérieure fragile, une croûte inférieure ductile et un manteau lithosphérique entièrement ductile (Fig. 1-25-b). L'exemple type de ces rifts est le Basin & Range située dans le sud-ouest des États-Unis et le nord-ouest du Mexique (Hamilton, 1987).

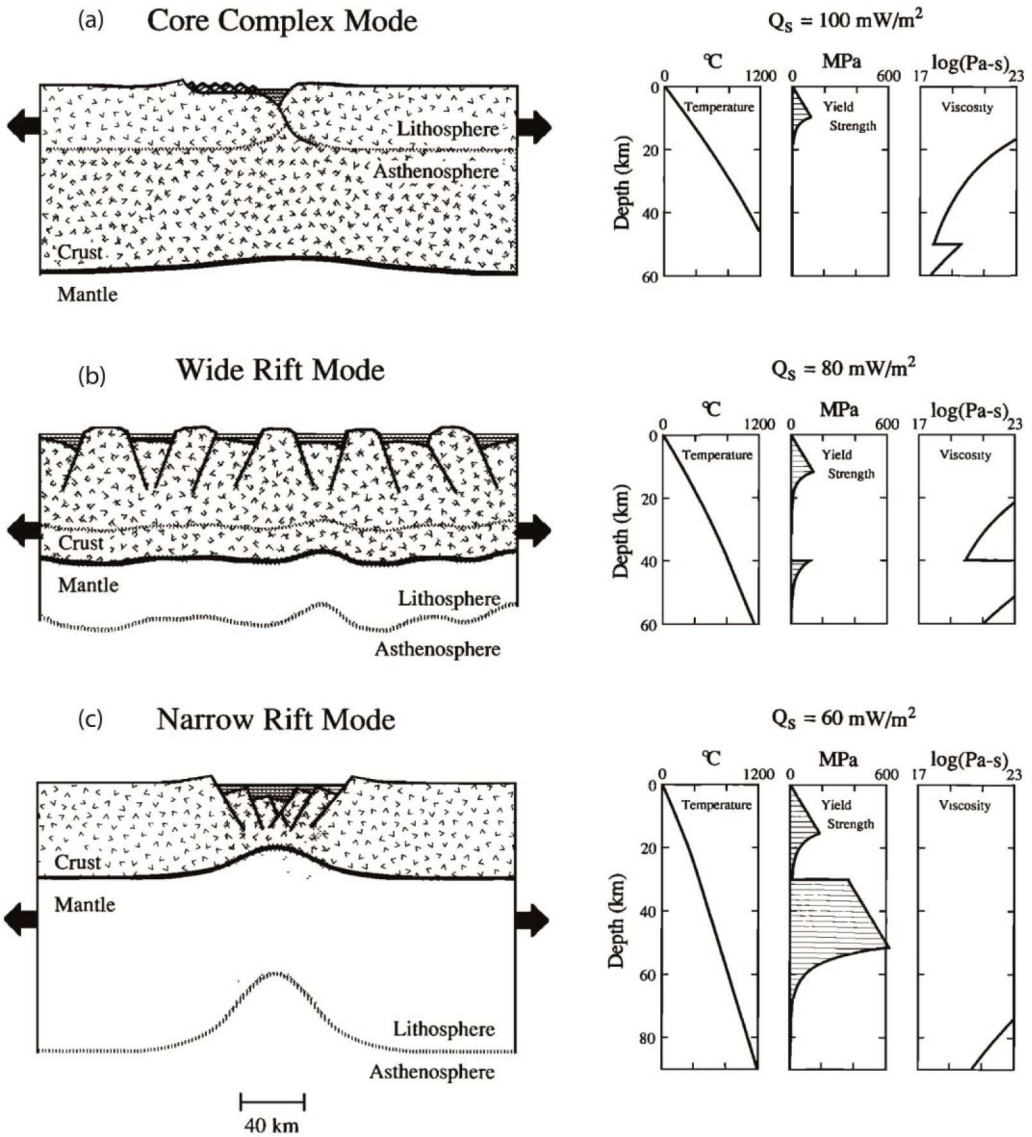



Fig. 1-25 : Les différents modes d'extension de la lithosphère continentale. (a) core complex B le rift large et C le rift étroit QS : flux de chaleur en surface initial (Buck, 1991).

Certaines auteurs suggèrent un mode d'extension appeler le « *core complex* » qu'ils définissent comme une anomalie au sein du mode « rift large » (Brun, 1999). D'autres auteurs par conséquent, considèrent ce mode d'extension comme un mode particulier d'extension de la lithosphère continentale, dans lequel l'extension se concentre dans une zone étroite (< 100 km) (Buck, 1991). Dans ce mode, l'extension commencerait dans des lithosphères ayant des flux de chaleur initiaux supérieurs à 100 mW.m$^{-2}$ et une épaisseur crustale d'environ 60 km (Fig. 1-25-a). Ce mode d'extension a été déterminé suite à la découverte d'un corps métamorphique appelée «*Metamorphic Core Complex*» dans la région du Great Basin aux

Etats-Unis. Il s'agit d'une zone composée essentiellement de roches fortement métamorphisées originaires de la croûte inférieure et entourées par des roches non métamorphiques ou avec un métamorphisme antérieur (Davis et Coney, 1979; Coney, 1980; Crittenden *et al.*, 1980; Lister et Davis, 1989).

### 1.4.2 Rôle du manteau dans le rifting

Il a été proposée qu'un rift peut se former à la suite de deux modèles distincts : le rifting actif ou passif (Sengör and Burke, 1978). La distinction entre les deux modèles se réfère à l'activité du manteau sub-lithosphérique (Rosenbaum *et al.*, 2008). (Fig. 1-26).

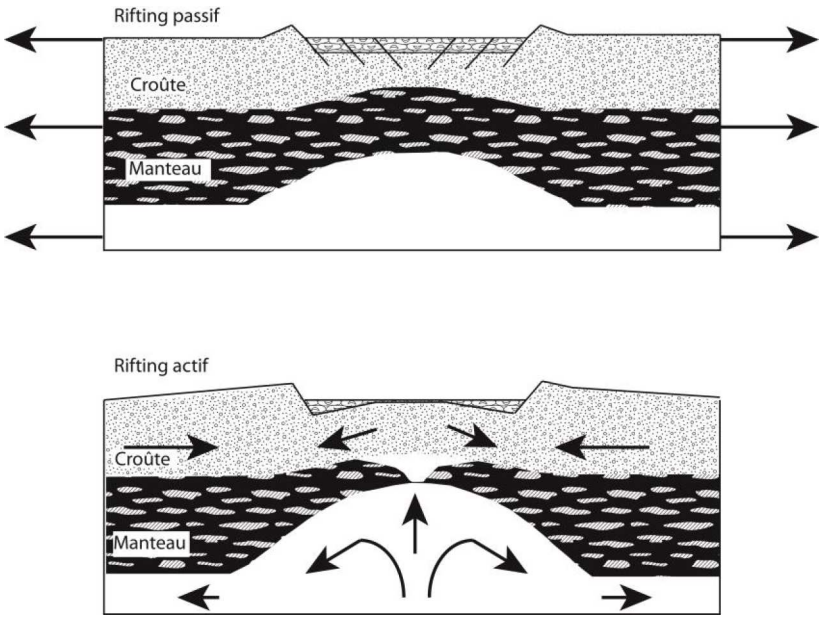



Fig. 1-26: Modèles schématiques de rift passif et actif d'après Huismans et al. (2001).

Le rifting est actif quand l'extension résulte du processus dynamique du manteau (Houseman et England, 1986). Le rift dans ce cas est créé par l'activité et la remontée d'un panache mantellique conduisant à l'amincissement et au bombement de la lithosphère (Sengör et Burke, 1978; Storey, 1995). La diminution continue de la pression mantellique, liée à l'amincissement de la lithosphère, induit une fusion adiabatique du manteau avec des taux de fusion augmentant avec le temps. Après la rupture, une subsidence thermique se produit. Les failles qui accommodent l'extension sont syn-magmatiques et à pendage vers le continent (Geoffroy, 2005). Les marges volcaniques sont supposées être produites par ce type de rifting (Geoffroy, 2005). (Fig. 1-27).

Le rifting est passif quand l'extension résulte de forces originaires des limites des plaques tectoniques ou générées par une variation de l'énergie potentielle associée au champ gravitationnel (Rosenbaum *et al.*, 2008). L'extension provoque un affaissement qui se comble de sédiments. Le manteau remonte passivement sous la zone amincie. Les failles qui accommodent l'extension sont à pendage vers l'océan (Geoffroy, 2005). Selon Geoffroy, (2005) les marges non-volcaniques sont produites par un rifting passif. (Fig. 1-27).

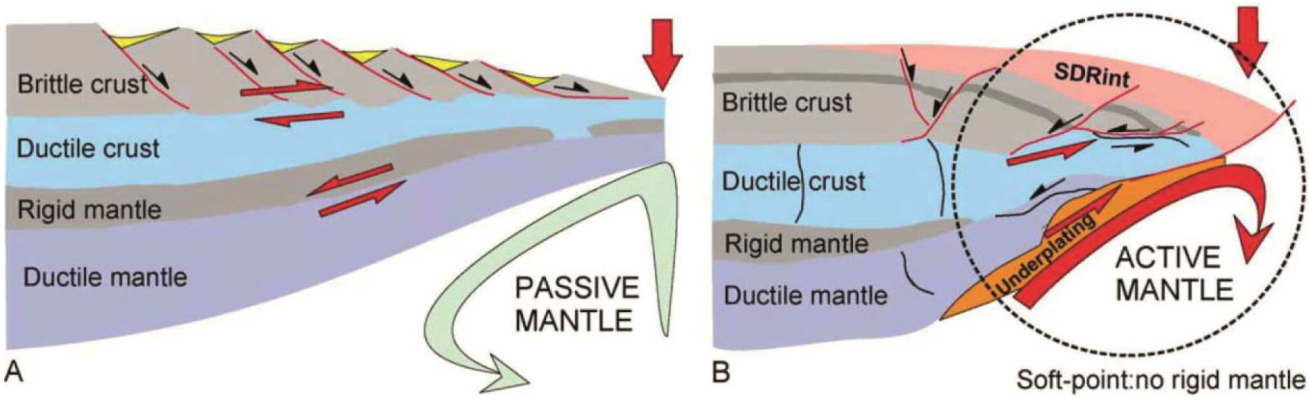



Fig. 1-27 : Relation possible entre la dynamique du manteau (A : passive, B : active) et la déformation en extension de la lithosphère continentale au niveau, (A), d'une marge sédimentaire et (B) d'une marge volcanique (SDR ; underplating). La flèche rouge verticale indique la zone de rupture lithosphérique. Les flèches noires indiquent la direction et le pendage des failles normales dans la croûte supérieure (Geoffroy, 2005).

### 1.4.3 Modèles de formation de rift à la marge et la naissance des marges passives

Les modèles de formation d'un rift continentale et son évolution vers une marge passive, débattus par la communauté scientifique sont de deux types : les modèles conservatifs et les modèles non-conservatifs. Le premier type de modèles conserve le volume de la croûte continentale, et propose que l'extension est le principal moteur de l'amincissement, cet amincissement est lié donc au mouvement horizontal sans action du manteau terrestre (e.g. McKenzie, 1978; Wernicke, 1985). Le deuxième type de modèles, non-conservatifs, inclut une transformation de la partie crustale, et suggère d'autres facteurs, hormis l'extension comme cause de l'amincissement et dans lequel le manteau à un rôle non négligeable dans le processus de la formation des marges (e.g. Sleep, 1971 ; Moretti et Pinet, 1987) (Fig. 1-28).

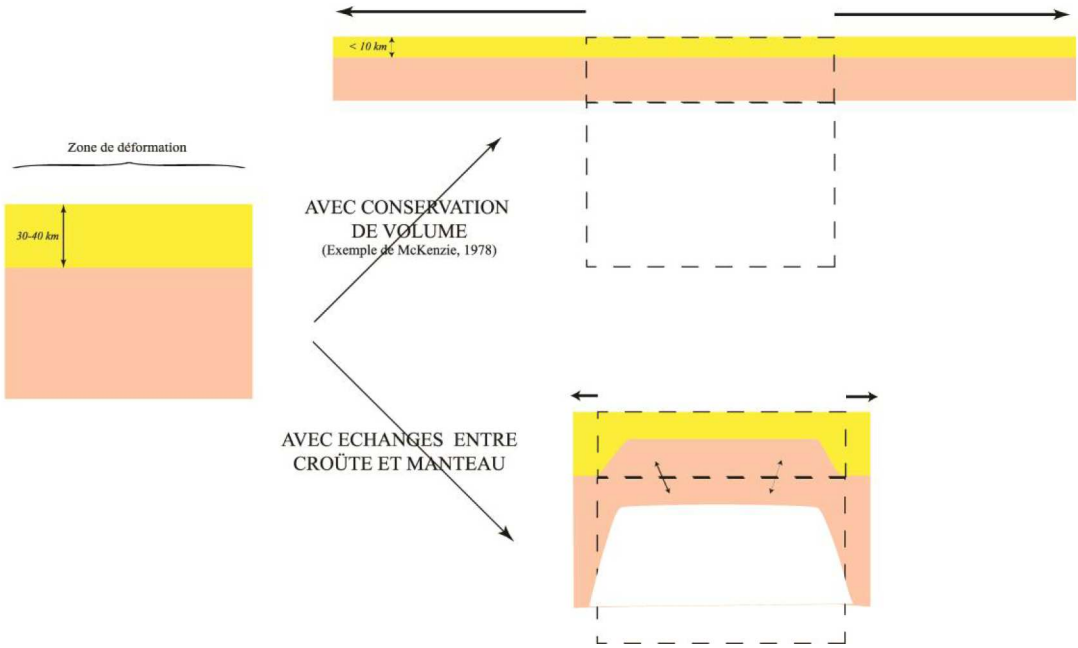



Fig. 1-28 : schéma illustrant le processus d'amincissement pour les modèles conservatifs et les modèles non-conservatifs (Moulin *et al.*, 2006).

#### 1.4.3.1 Modèles fondateurs

##### a) les modèles conservatifs

Les deux premières modèles conservatifs de formation des marges passives sont les modèles de cisaillement pur (McKenzie, 1978) et de cisaillement simple (Wernicke, 1985). Leur différence est basée sur le rôle du cisaillement lié à l'extension. (Fig. 1-29) :

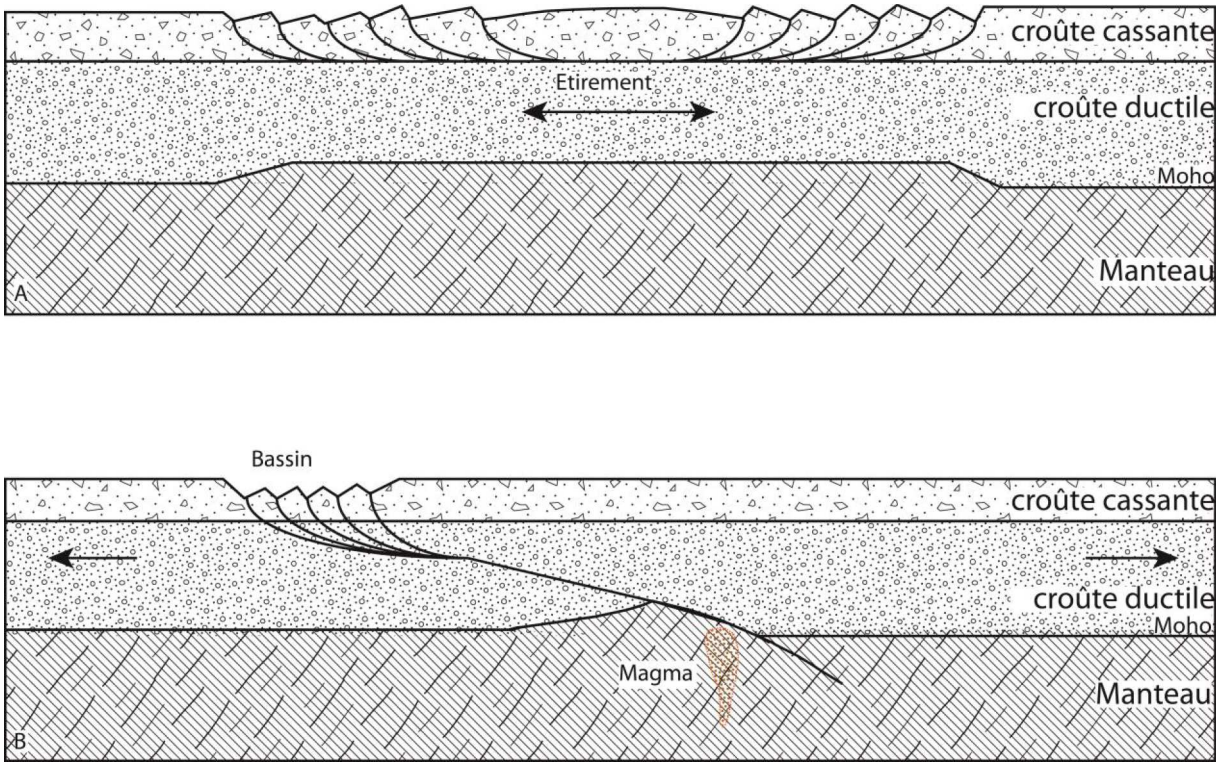



Fig. 1-29 : Modèles d'ouverture : A Cisaillement pur – symétrique (McKenzie, 1978), B Cisaillement simple – asymétrique (Wernicke, 1985).

Le modèle de cisaillement pur (McKenzie, 1978), « *pure stretching* », est fondé sur une déformation symétrique de la lithosphère qui produit des marges plus ou moins symétriques (Fig. 1-29-A). Ce modèle est fondé sur le principe de la subsidence et se base sur deux étapes successives (Fig. 1-30) :

- une étape syn-rift d'amincissement de la lithosphère qui est suivie par une première phase de subsidence initiale ou tectonique. Ce déséquilibre est compensé par une remontée asthénosphérique par compensation isostatique ;
- une seconde étape post-rift, liée à la remontée de matériel chaud, qui provoque une remonté de la base de la lithosphère. Quand le rift devient inactif, la lithosphère commence à se refroidir et s'épaissit, sa base commence à s'approfondir jusqu'à sa profondeur initiale. Un nouveau affaissement se produit c'est la subsidence thermique.

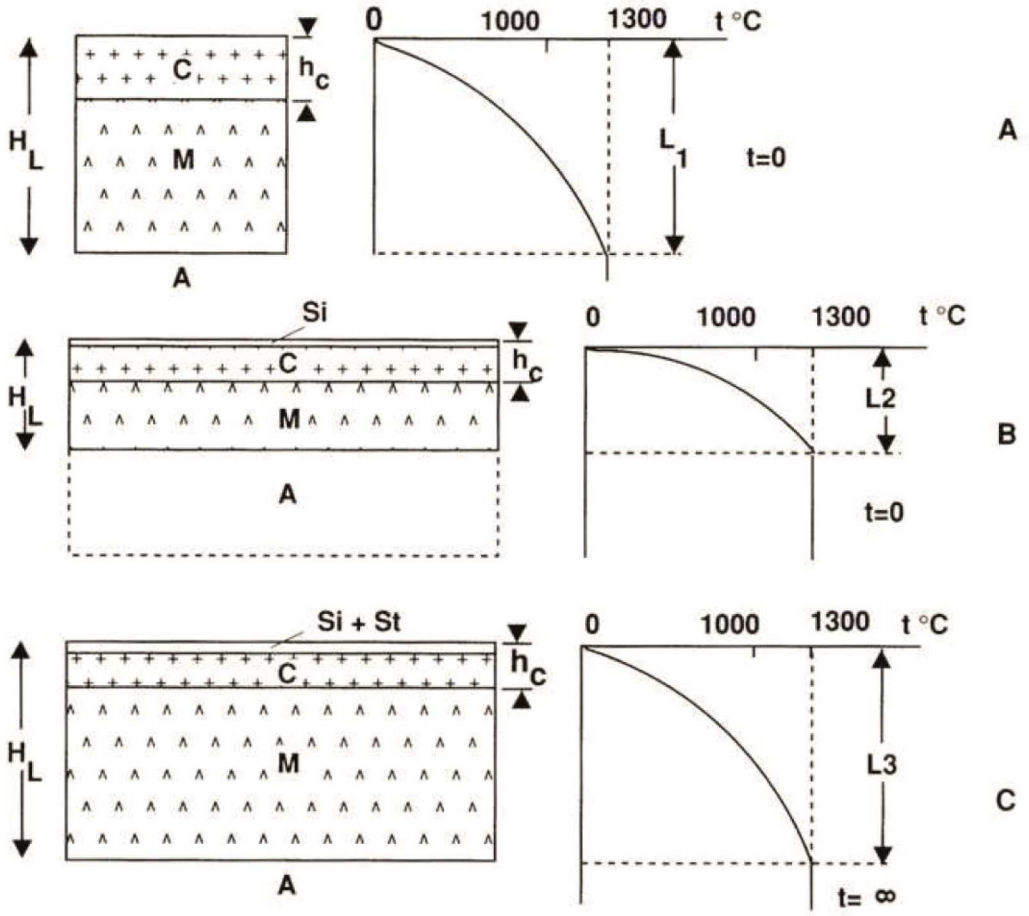



Fig. 1-30 : Evolution de la subsidence de la lithosphère continentale soumise à une déformation. La lithosphère (L) est définie étant la couche située entre la surface de température T = 0°C et l'isotherme 1300°C (cette isotherme représente la base de la lithosphère, frontière entre lithosphère et l'asthénosphère). Le gradient thermique dans la lithosphère est supposé constant, HL : épaisseur de la lithosphère ; C : croûte continentale et hc : épaisseur de la croûte ; A : Asthénosphère ; M : Manteau ; Si : subsidence initiale et St : subsidence thermique (in Boillot et Coulon, 1988 modifié d'après McKenzie, 1978).

Le modèle de cisaillement simple de Wernicke(1985) « *simple shear* », explique l'amincissement et la rupture continentale par une seule grande faille de détachement traversant la totalité de la lithosphère (Fig. 1-29-B). Les deux marges résultant sont dissymétriques avec :

- une marge constituée de la croûte continentale supérieure, découpée en blocs avec des failles normales;
- une marge constituée de la croûte inférieure avec l'affleurement de produits mantelliques.

### b) les modèles non-conservatifs

En distingue quatre modèles (in Keen et Beaumont, 1990) :

- **Modèles érosifs**

Deux types de modèles se situent dans cette catégorie :

- Modèle d'érosion de la croûte supérieure : le soulèvement d'une marge pendant le rifting, peut produire une érosion importante de la croûte supérieure (Sleep, 1971). Cette érosion est responsable de l'amincissement de la croûte et induit une subsidence de la marge sous le niveau marin ;
- Modèle thermomécanique convectif : dans ce modèle, l'amincissement est lié à une convection thermique à la base de la lithosphère (Sengör and Burke, 1978; Spohn and Schubert, 1982). Ce processus d'amincissement se produit soit par l'augmentation de l'apport de chaleur à la base de la lithosphère qui pourrait déplacer le solidus ou par un flux de matière à la base de la lithosphère. Dans ce cas-là l'amincissement est mécanique (Fig. 1-31-B).

- **Modèles métamorphiques**

Dans ces modèles, l'amincissement est lié à un changement de phase métamorphique dans la croûte inférieure qui donne naissance à des roches plus denses (e.g. Artyushkov, 1981; Artyushkov and Sobolev, 1983; Falvey, 1974; Falvey and Middleton, 1981; Neugebauer and Spohn, 1982).

Un changement de faciès métamorphique de schistes vers un faciès amphibolite se produit avec une augmentation de 10 % de densité ainsi qu'une augmentation en vitesse sismique de 6.5 au 7.3 km/s (Fig. 1-31-C1) (Falvey, 1974). Il a été suggéré que la transformation métamorphique de gabbros en éclogites (Fig. 1-31-C2), pousse l'éclogite plus dense à se détacher de la croûte supérieure et à s'enfoncer en profondeur (Artyushkov, 1981). Ce changement métamorphique rend la partie inférieure de la croûte plus dense et plus lourde ce qui provoquera sa disparition dans le manteau (in Keen and Beaumont, 1990).

- **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, 1982, 1971; Bott and Dean, 1972 in Keen and Beaumont, 1990). Ce flux résulte de la différence hydrostatique créée à la limite continent-océan (Vetter and Meissner, 1979).
Ce mécanisme peut amincir la croûte continentale et causer une subsidence, cependant il requiert un rift préexistant (Fig. 1-31-D).

- **Fusion Partielle** (in Keen et al 1990) ??

La fusion partielle et la cristallisation fractionnée du magma peuvent se produire de la réduction de pression lors de la remontée asthénosphérique (Beaumont *et al.,* 1982; Foucher *et al.,* 1982).
Ce magma peut migrer jusqu'aux premiers niveaux de la croûte et intrude la croûte continentale, ou former un corps de sous-plaquage sous la croûte continentale. Ce magma peut aussi stagner dans l'asthénosphère jusqu'à sa libération au stade final de la rupture continentale.

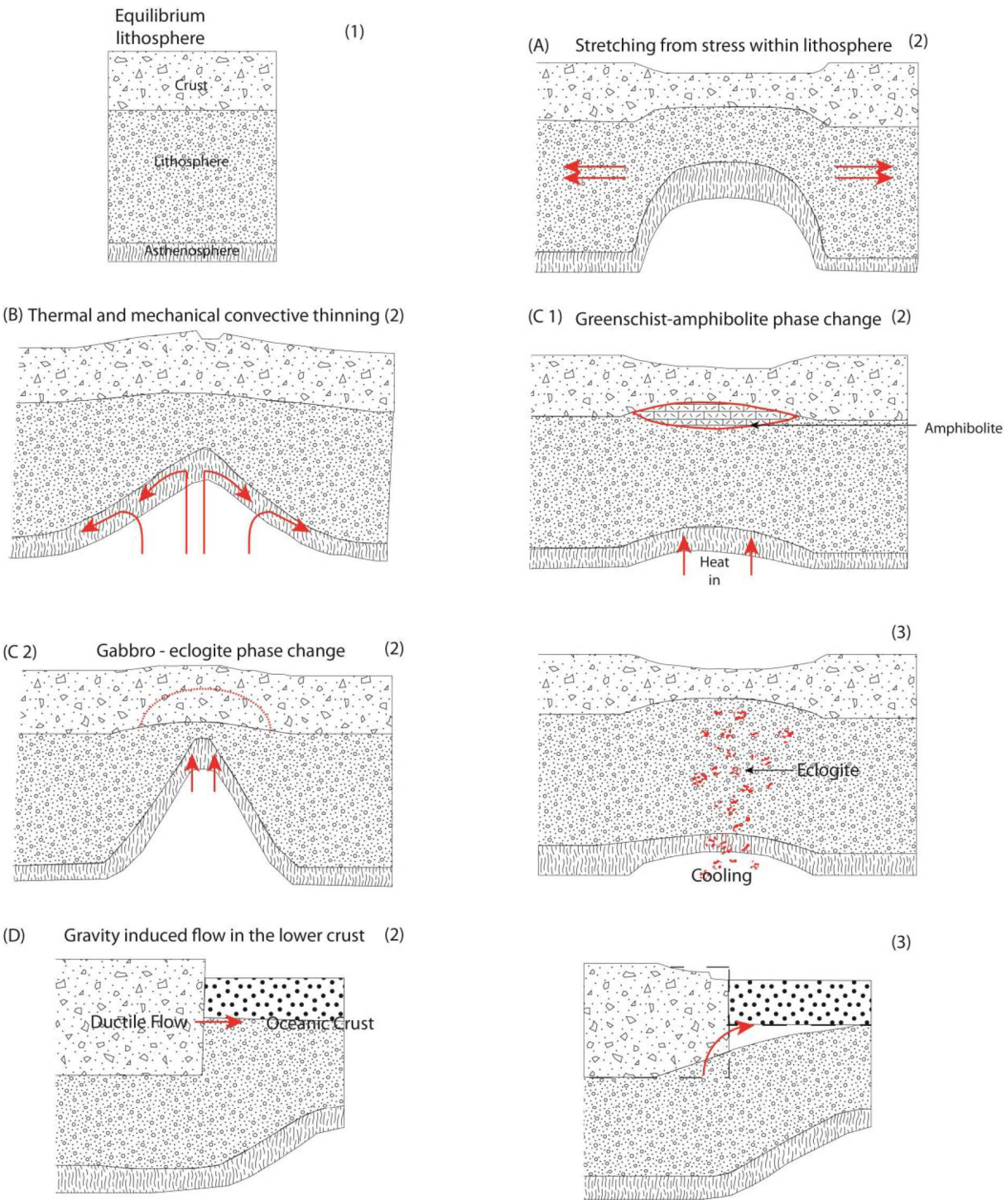



Fig. 1-31 : Modèles d'extension non-conservatifs d'après Keen et Beaumont, 1990. (1) représente le stade d'équilibre avant le début du rifting, (2) représente les processus de rifting, le schéma (3) dans les modèles (C-2) et (D) montre les effets tardifs qui peuvent avoir lieu dans la phase rift ou au début de la phase post-rift.

Cependant, ces deux types des modèles dites fondateurs ne sont pas en mesure d'expliquer l'ensemble des observations recueillis dans les marges continentales passives et d'autres modèles par la suite ont été proposés dans le but d'expliquer le processus menant à la formation des marges passives.

### 1.4.3.2 Nouveaux Modèles

#### a) Les modèles de détachement

Les modéles de détachement sont basés sur une étude réalisée dans la région de « *Basin and Range* » aux États-Unis. Il a été proposé que les failles de détachement jouent un rôle important dans le processus d'extension de la lithosphère (Lister *et al.*, 1986). Le modèle proposé suivant cette étude est intermédiaire entre cisaillement pur et simple: la partie crustale de la lithosphère est soumise à une déformation asymétrique tandis que le manteau lithosphérique est soumis à une déformation symétrique.

Selon ce modèle, deux types de marges sont formés de part et d'autre de la faille de détachement : une marge de la plaque supérieure « *upper-plate margin* » (Fig. 1-32-b), formée essentiellement de la croûte surmontant le détachement, et une marge de la plaque inférieure « *lower-plate margin* » (Fig. 1-32-a), formée des produits de la zone de détachement, et recouverte par des blocs de la plaque supérieure.

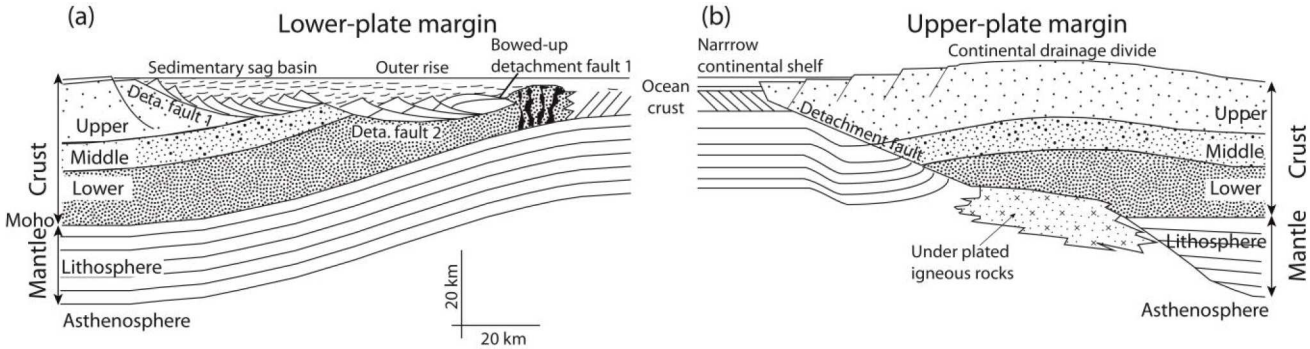



Fig. 1-32 : Modèles de détachement de Lister *et al.*(1986), avec les deux types de marges passives formées (a) *lower-plate margin* et (b) *upper plate margin.*

Additionnellement, les auteurs proposent cinq modèles d'extension explicatifs de l'évolution et l'architecture des marges passives, basés toujours sur le concept des failles de détachement (Lister *et al.*, 1991). La modélisation numérique des mouvements verticaux montre que la variation du soulèvement crustal et de la subsidence peuvent être expliquée par des variations dans la géométrie des détachements ainsi qu'au changement dans les contraintes d'étirement lithosphérique.

Dans le cas d'une remontée asthénosphérique, des sous-plaquages magmatiques importants sont prédits. L'arrivée de matériaux chauds provoquerait le soulèvement des structures sus-jacentes. La rupture continentale se produit dans la zone de concentration de la remontée asthénosphérique.

Les différents modèles d'extension basés sur le concept de failles de détachement sont (Fig. 1-33) :

- le « l*ithospheric wedge model* » est un modèle type cisaillement simple. L'extension s'effectue par un déplacement le long d'une zone unique de détachement (Fig. 1-33-A);

- le « *stepped detachement models* » appelé aussi modèle de délamination « *Delamination model* », est caractérisé par un détachement qui s'effectue horizontalement sur des distances considérables dans la partie crustale. En fonction de la variation de la résistance avec la profondeur, des zones de cisaillement plates se forment. Les couches de résistance supérieure à la déformation agissent comme guides en contrôlant la trajectoire des zones de détachement à travers la lithosphère (Fig. 1-33-B);
- les « *Detachment plus pure shear models* » fusionnent le détachement et les zones de cisaillement plates avec l'extension en cisaillement pur de la croûte et/ou du manteau supérieur. Ces modèles résultent d'une extension lithosphérique à travers une zone de détachement conduisant à la séparation latérale des zones étirées dans la croûte supérieure et dans la lithosphère profonde (Fig. 1-33-C&D);
- le « *Stepped detachment plus pure shear model* » résume l'ensemble des caractéristiques des quatre modèles précédents (Fig. 1-33-E).

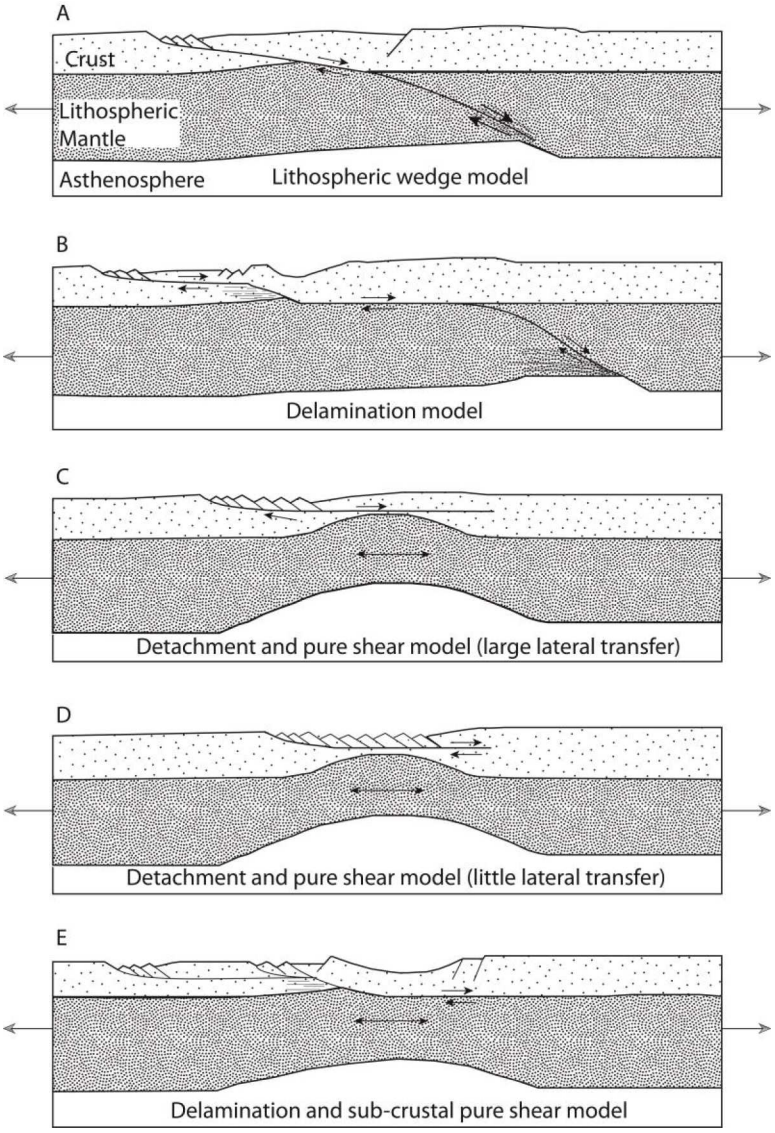



Fig. 1-33 : Les différents modèles d'extension de Lister *et al.*,1991, basé sur le principe de détachement le long d'une faille majeure.

### b) Le Modèle des marges Ibérie-Terre Neuve

Les 18 sites forés au cours du projet de forage scientifique DSDP (Leg 47B) et ODP (leg 103, 149, 173, et 210), combinés à un ensemble de données géophysiques sur les marges Ibérie-Terre Neuve, ont permis la découverte de manteau exhumé au niveau de la TOC (Transition Océan Continent), sur une zone de 200 km de large (Sibuet, 1979; Boillot *et al.,* 1987; Sawyer, 1994; Whitmarsh, 1998; Shipboard Scientific Party, 2004).

Basés sur cette découverte et des données de terrain acquises sur la marge fossile téthysienne des Alpes, un nouveau modèle d'extension a été proposé (Whitmarsh *et al.,* 2001; Manatschal, 2004 ; Lavier et Manatschal, 2006). Selon ce modèle, la déformation crustale se produit via des systèmes de failles de détachement et engendre ensuite un amincissement extrême, jusqu'à l'exhumation du manteau supérieur.

Whitmarsh *et al.,* (2001) propose sur cette base, un modèle de rifting comprenant une phase de pré-rift symétrique et une phase d'ouverture asymétrique. Ce modèle peut être résumé en quatre phases (Fig. 1-34):

La première phase, correspond à une phase pré-rift et inclut le début du rifting au niveau de la croûte continentale en équilibre isostatique de 30 km d'épaisseur.

La deuxième phase inclut l'amincissement ou « *Necking* » lithosphérique. Le rifting initial est contrôlé par un fluage ductile de la croûte inférieure et associé à une phase de subsidence. Les bassins sont limités par des failles listriques qui se stabilisent dans la croûte moyenne ce qui permet un découplage des déformations entre la croûte supérieure et le manteau. L'extension est distribuée sur toute la future marge. La croûte amincie sera refroidie au cours du rifting. Le magmatisme est presque absent pendant les processus de ce rifting symétrique.

Pendant la troisième phase une faille de détachement lithosphérique est créée. La modification de la structure thermique de la lithosphère ainsi que la remontée asthénosphérique commencent à influencer les processus de rifting. Les zones de faiblesse dans le manteau supérieur guident la localisation de la dernière phase de rifting et de la rupture continentale. La transition du rifting symétrique non-volcanique jusqu'à l'accrétion océanique comprend une phase asymétrique dominée par le cisaillement simple qui coïncide avec une phase magmatique plus intense. Cette transition est caractérisée par la concentration de l'extension le long des failles au niveau de la croûte continentale et dans le manteau supérieur via les zones de cisaillement, ce qui permettra l'exhumation du manteau continental dans une zone appelée ZECM « *Zone of Exhumed Continental Mantle* ».

La phase finale est celle du début de l'accrétion de la croûte océanique avec l'augmentation de la fusion et l'intrusion de gabbros et de basaltes.

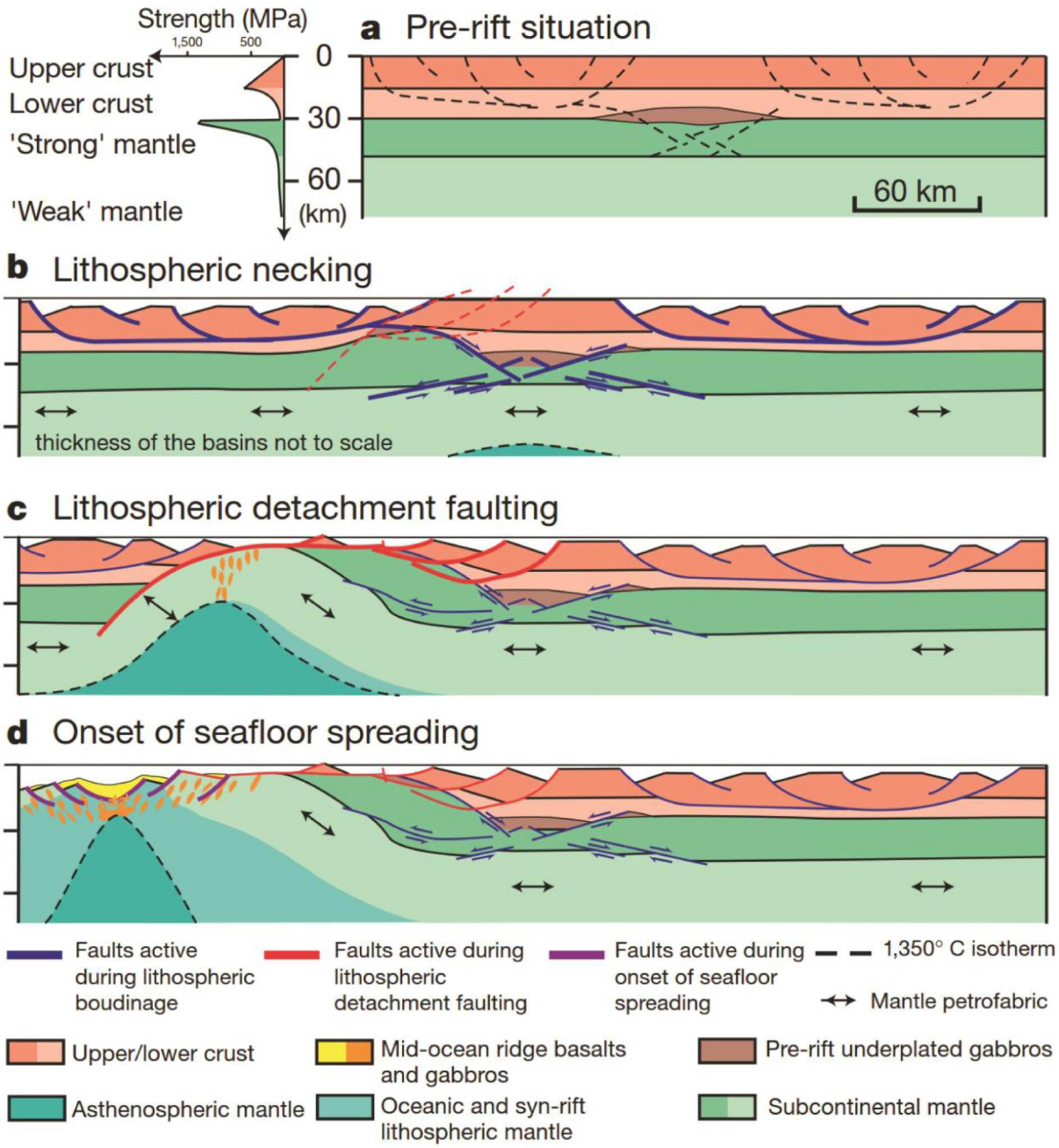



Fig. 1-34 : Le Modèle conceptuel de développement d'une marge passive non volcanique de Whitmarsh *et al*. (2001)

### c) Modèles des contraintes cinématiques

Selon Aslanian *et al*., (2009) et Aslanian et Moulin, (2013), tout modèle de formation de marge proposé devrait tenir compte des contraintes géologiques imposées par la reconstitution cinématique initiale sur les mouvements horizontaux des plaques.

Les observations faites au niveau des marges continentales passives du segment central de l'océan Atlantique Sud montrent que les modèles liés au mouvement horizontal, où il n'y a pas d'action du manteau terrestre et dans lequel le volume de croûte au départ est le même qu'à l'arrivée, ne fonctionnent pas. Selon les auteures la croûte continentale ne pourrait pas

garder son volume tout au long du processus d'amincissement : un changement du volume serait nécessaire.

Aslanian *et al.*, (2009) et Aslanian et Moulin, (2013), sur la base de reconstitutions cinématiques initiales de l'Atlantique Sud aussi bien que sur les résultats de travaux de sismique grand-angle et réflexion acquis au large du segment central de l'Atlantique Sud (Contrucci *et al.*, 2004; Moulin *et al.*, 2005), proposent un modèle de formation des marges qui peut être résumé en 3 phases (Fig. 1-35):

- Une phase d'extention « *rifting* » produite sur une grande surface, au cours de laquelle quelques blocs basculés peut apparaître en dessus de la plate-forme ;
- Une phase d'exhumation qui correspond à la phase principale d'amincissement, au cours de laquelle les bassins *de type SAG peuvent être formés. Le stade final de* cette phase est marqué par le dépôt des premières sédiments (connues sous le nom de la couche "La Chela" dans l'océan de l'Amérique Sud), ainsi que le dépôt de la couche de sel, dans un environnement peu profond;
- La phase de la rupture et l'océanisation.

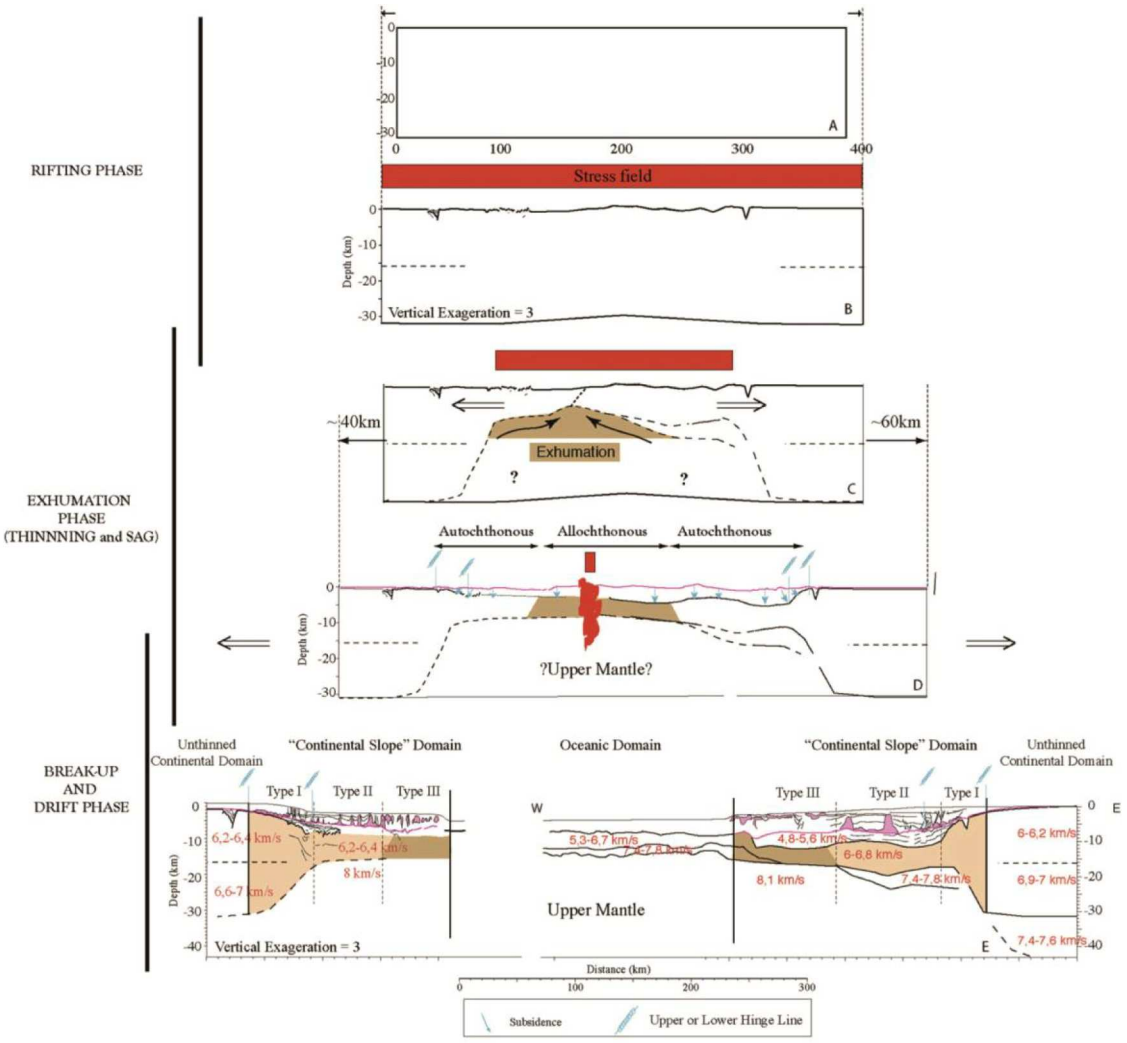



Fig. 1-35 : Modes d'extension conduisant à la rupture continentale d'après Aslanian *et al*., 2009. La phase de rifting (A - B). La phase d'exhumation (C - D). La rupture et la phase de drifting (D – E).

### 1.4.3.3 Modèles analogiques

Des modèles analogiques peuvent reproduire au laboratoire, les cisaillements observés lors de la formation d'une marge (Brun et Beslier, 1996). Il s'agit d'un modèle à quatre couches (deux couches fragiles (1,3) représentant la croûte supérieure et le toit du manteau lithosphérique, et deux couches ductiles représentant la croûte inférieure et le manteau lithosphérique (2,4)) (Fig. 1-36-a). Le but est d'étudier les modes de l'amincissement et la rupture continentale afin de proposer un modèle de formation d'une marge passive et l'exhumation du manteau associé.

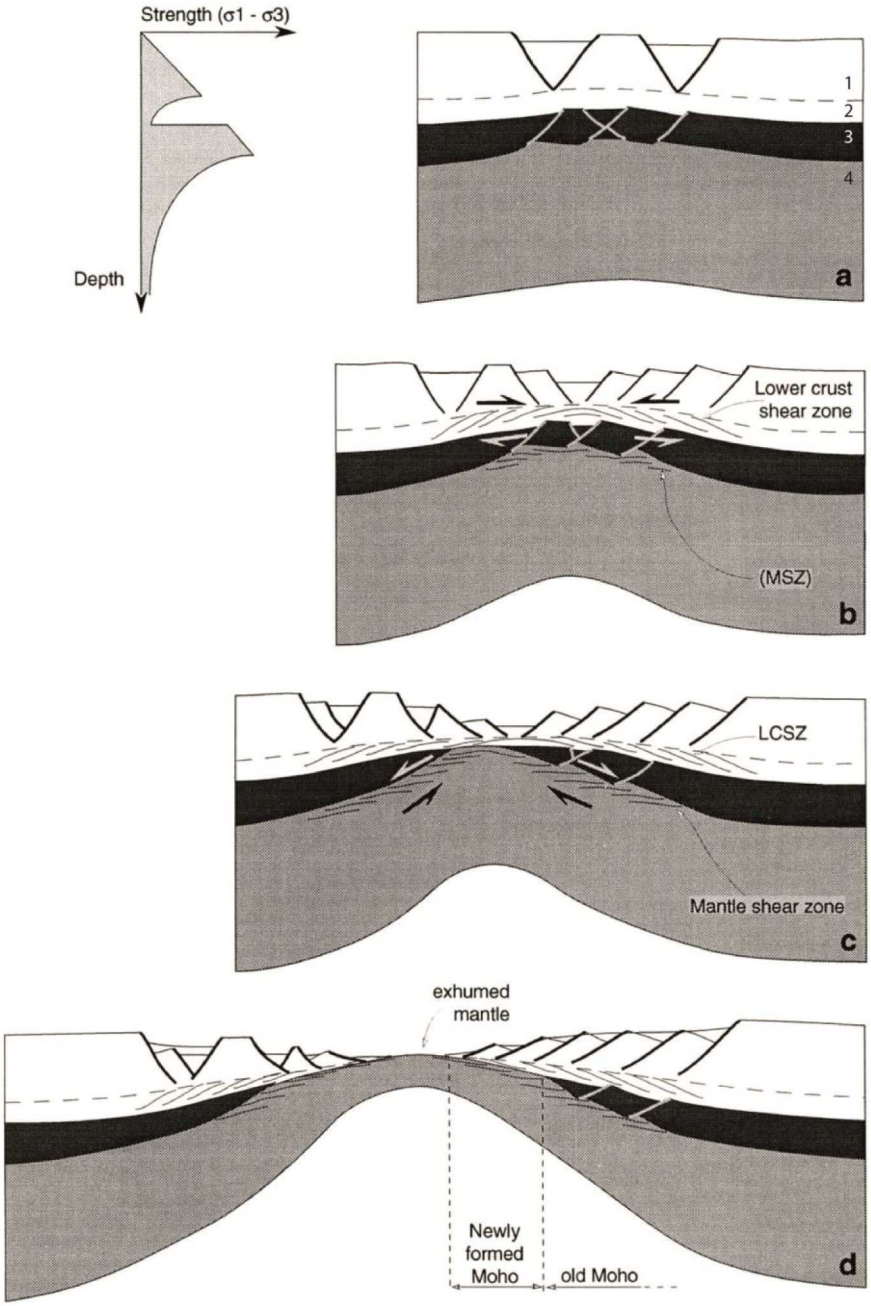



Fig. 1-36 : Schémas des modélisations analogiques de l'amincissement et de la rupture continentale de Brun et Beslier, (1996).

Dans ces modèles, l'amincissement lithosphérique est symétrique (cisaillement pur), mais les structures internes associées à la zone du « *necking* » est asymétrique. Cette asymétrie résulte du développement de zones de cisaillements simples conjugués, localisées dans les couches ductiles. Les niveaux fragiles sont fracturés et divisés en blocs ou boudinés. Les zones de cisaillements simples conjugués au niveau des couches ductiles seront associées au basculement des blocs crustaux (Fig. 1-36 b-c). Au stade final de la déformation, les zones de cisaillement de la croûte inférieure et du manteau ductiles sont directement superposées et la localisation de la déformation dans cette zone de faiblesse conduit à l'exhumation du manteau lithosphérique (Fig. 1-36-d).

#### 1.4.3.4 Modèles numériques

La modélisation numérique sert à vérifier si les différentes hypothèses concernant les mécanismes de l'extension lithosphérique et la formation des marges passives sont valables. Il s'agit de reproduire numériquement une hypothèse géologique qui ajuste les données de terrain (forages, sismiques… etc.).

##### a) Pérez-Gussinyé et Reston (2001) *(*la marge ouest-ibérique)

Pérez-Gussinyé et Reston (2001) se basent sur la modélisation de l'évolution thermique et rhéologique de la lithosphère au cours de l'extension. Le but est de déterminer à partir de quel taux d'extension la croûte continentale entre entièrement en régime rhéologique cassant et la serpentinisation du manteau commence.

On se basant sur leur modèle numérique, les auteurs proposent les phases d'évolution suivantes (Fig. 1-37) :

- (a) au début de l'extension (facteur d'extension $\beta = 1$, t = 0Ma) la croûte se déforme par mécanismes cassant et plastique, deux zones de faiblesse de déformation plastique existent au niveau de la croûte moyenne et inférieure ;
- (b) au cours de l'extension, les roches sont amenées à des niveaux moins profonds et se refroidissent. La diminution de la température et de la pression mène la croûte à se comporter de plus en plus de façon cassante. Quand l'extension atteint ($\beta = 2.6$, t = 7.7Ma) seule la croûte inférieure continue à se déformer plastiquement tandis que La croûte moyenne entre dans le régime cassant ;
- (c) quand le facteur d'extension atteint ($\beta = 4.2$, t = 11.5Ma), la croûte en entier passe dans le régime cassant. Les failles à travers la croûte permettent à l'eau de mer d'atteindre le manteau supérieur et la serpentinisation commence;
- (d) Les serpentinites créent une zone de faiblesse à la base de la croûte ce qui permettra à la limite croûte-manteau (CMB) d'agir comme une surface de décollement entre la croûte et le manteau ;

- (e) L'extension crustal finale se déroule le long de ces nouvelles surfaces décollements qui mènent finalement à la rupture en permettant la séparation de la croûte et l'exhumation du manteau.

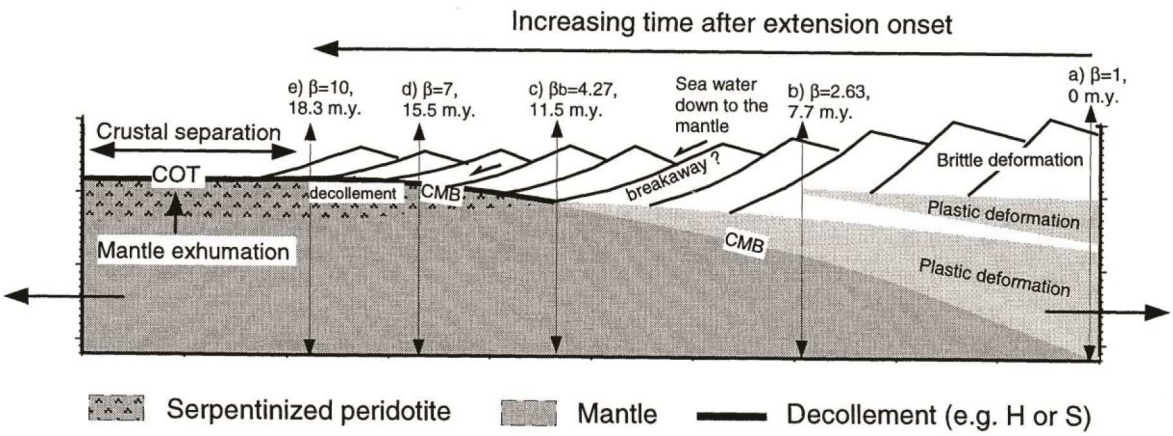



Fig. 1-37 : schéma illustrant l'évolution temporelle du centre de rift d'une marge passive non-volcanique, depuis le début de l'extension jusqu'à la rupture (Pérez-Gussinyé et Reston, 2001).

### b) Lavier et Manatschal, 2006

Lavier et Manatschal, (2006) basés sur une modélisation numérique de l'extension lithosphérique comparée ensuite aux observations du terrain, on permit le développement des modèle existants (Whitmarsh *et al.*, 2001), en ajoutant une dimension spatiale. Selon ces auteurs, l'extension continentale conduisant à la rupture continentale et à la formation des marges passives peut être résumes en 3 phases majeures (Fig. 1-38) :

La première phase d'étirement « *stretching mode* » se caractérisent par la formation de failles listriques qui découpent la croûte supérieure et s'enracinant dans la croûte moyenne. Durant ce stade des bassins sédimentaires importants qui peuvent atteindre des profondeurs de 4 km et une largeur de 30 km vont être formées ;

La deuxième phase est également caractérisée par un étirement « *thinning mode* » mais qui est concentrée dans une zone étroite au sein de la future marge distale. Cette zone se situe sous une couverture sédimentaire épaisse. Elle est caractérisée 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 ;

La phase finale d'exhumation « *Exhumation mode* » est caractérisée par la formation des failles de détachement concaves permettant l'exhumation de roches mantelliques et donc la serpentinisation du manteau.

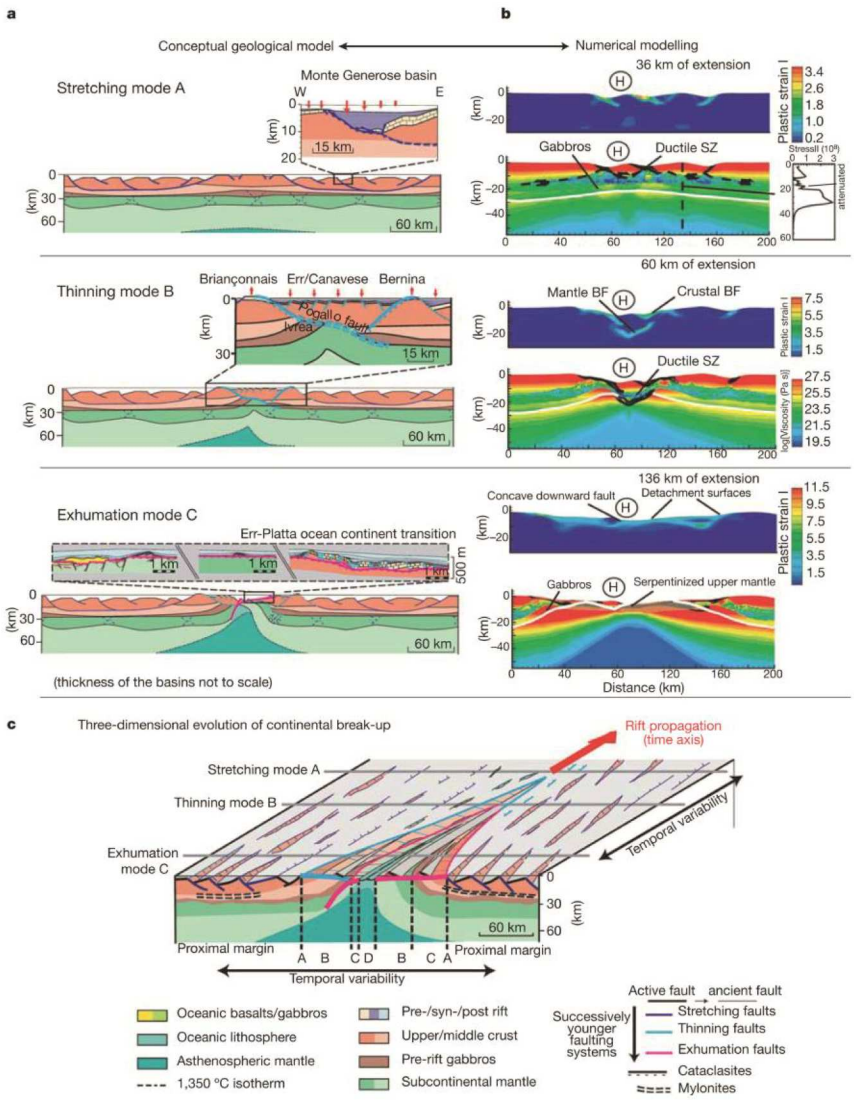



Fig. 1-38 : Modèles d'extension conduisant à la rupture continentale, et représentation 3D de l'évolution des différentes phases de rifting (a) modèles géologiques conceptuels, (b) modèles numériques, (c) évolution 3D de la rupture continentale (Lavier et Manatschal, 2006).

### c) Huismans et Beaumont, 2011

Les modèles numériques de Huismans et Beaumont, (2011) montrent deux types d'extension lithosphérique menant à la cassure. La différence entre les deux types revient à définir l'état de la croûte inférieure (croûte forte ou faible). Un premier type de marges dans lequel on assiste à une cassure de la croûte inférieure avant le manteau, ce type correspondant aux modèles analogues aux marges conjuguées de l'Iberie-Terre-Neuve, où des portions importantes de manteau lithosphérique sont exposées au fond de la mer. Le deuxième type de marges dans lequel on assiste à une cassure dans le manteau avant la croûte, ce type correspondant aux modèles de marges Atlantiques sud. Dans ce type, Huismans et Beaumont, (2011), supportent les travaux d'Aslanian *et al*., 2009 et 2013 dans l'Atlantique sud et propose un modèle non conservatif où une croûte continentale mince couvre de vastes régions en dessous de laquelle la croûte inférieure et le manteau lithosphérique ont apparemment été éliminés.

Le modèle numérique non-conservatif présente deux phases (Fig. 1-39) :

- La première phase représente le début de l'étirement dans une grande zone de la croûte supérieure et intermédiaire, avec une localisation de l'amincissement au niveau du manteau lithosphérique sous-jacent, l'étirement continu et l'amincissement progressif de la croûte conduit à la phase finale de ce stade qui est la rupture lithosphérique (Fig. 1-39-a );
- Au cours de la deuxième phase le manteau lithosphérique flue sans déformation, en laissant la croûte en contact direct avec les remontées chaudes de l'asthénosphère. Ces dernières en se refroidissant forment une lithosphère océanique sous-plaquée. Dans ce stade la croûte inférieure fragile et chaude sera extrudée vers l'axe du rift (Fig. 1-39-b), et la région de la croûte supérieure montre une concentration de l'amincissement et sera exhumée à l'axe du rift (Fig. 1-39-c).

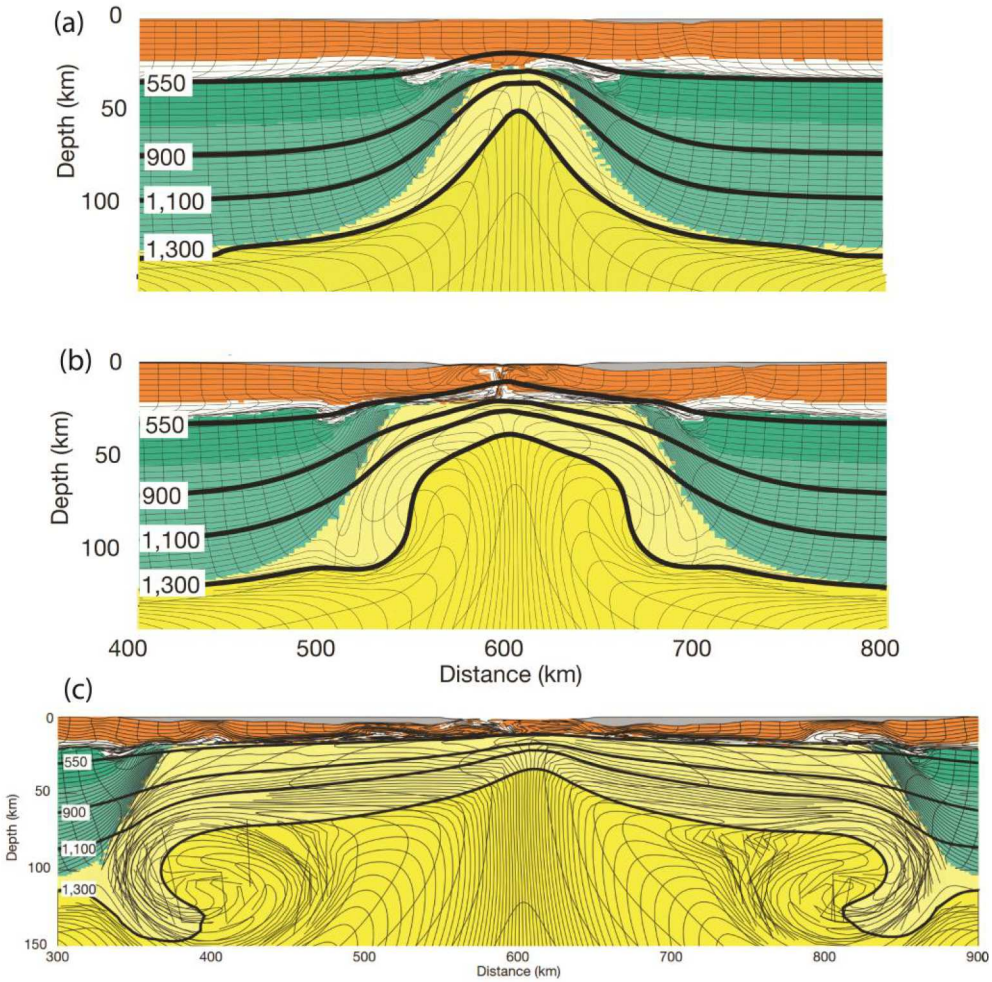



Fig. 1-39 : Résultats des modélisations numériques des modes d'extension conduisant à la rupture continentale d'après Huismans et Beaumont, 2011. Les lignes noires représentent les isothermes. La couche sédimentaire est présentée par des polygones de couleur grise, les polygones orange représentent la croûte supérieure et intermédiaire, et les polygones blancs représentent la croûte inférieure, les régions jaune clair représentent le manteau lithosphérique et les régions de couleur jaune foncé représentent l'asthénosphère.

# Chapitre 2 :

# Les marges homologues de L'Atlantique Central (ATLC)


**2.1 Introduction** **55**

**2.2 Les bassins triasico-liasiques liés à l'ouverture de l'ATLC** **57**
2.2.1 Les bassins de la marge nord-est américaine 57
2.2.1.1 Les bassins de la marge de Nouvelle Ecosse et de Georges bank 57
2.2.1.2 Les bassins de la marge de Baltimore et de Caroline 60
2.2.2 Les bassins de la marge nord-ouest africaine 62
2.2.2.1 Les bassins mésétiens et atlasiques 62
2.2.2.2 Les bassins de la marge du craton nord-ouest africaine 69

**2.3 Le magmatisme lié à l'ouverture de l'Atlantique : la province magmatique de l'ATLC** **72**
2.3.1 Le magmatisme sur la marge nord-est américain 73
2.3.2 Le magmatisme sur la marge nord-ouest africaine 74

**2.4 Les anomalies magnétiques bordières et les bassins océaniques homologues adjacents aux marges de l'ATLC** **75**
2.4.1 Les anomalies magnétiques bordières 75
2.4.1.1 sur la marge nord-est américaine 75
2.4.1.2 sur la marge nord-ouest africaine 77
2.4.2 les Zones Magnétiques Calmes du Jurassique (ZMCJ) 79
2.4.2.1 sur la marge nord-est américaine 79
2.4.2.2 sur la marge nord-ouest africaine 80
2.4.3 Zones des Anomalies Magnétiques Mésozoïques (ZAMM) 81
2.4.4 Zones Magnétiques Calmes du Crétacé (ZMCC) 82

**2.5 La Structure profonde des marges homologues de L'ATLC** **82**
2.5.1 La Marge continentale nord-est américaine 82
2.5.1.1La structure profonde de la marge continentale sud est canadienne 82
2.5.1.2 La structure profonde de la marge continentale est des Etats-Unis 87
2.5.2 La Marge Nord-Ouest Africaine 91
2.5.2.1 La structure profonde de la marge continentale du Maroc 92
2.5.2.2 La structure profonde de la marge continentale sénégalo-mauritanienne 98

**2.6 Les modèles cinématiques de l'évolution de l'Atlantique Central 100**
2.6.1 Les travaux de Klitgord et Schouten (1986) 101
2.6.2 Les travaux d'Olivet et al. (1984), Sahabi et al. (2004) et Labails et al. (2010) 101
Conclusion 104

## 2.1 Introduction

L'Atlantique Central (ATLC) est bordé au Nord par la zone de fracture Pico et Gloria et au Sud par les zones de fracture 15°20'N et Guinée au Sud (Fig 2-1). Avec ces deux marges passives conjuguées NO-Africaine et SE canadienne- Est Américaine, il représente l'un des océans les plus anciens du globe.

La rupture continentale entre ces deux marges conjuguées s'est faite en une seule phase entre le Trias moyen et le Lias inférieur (230 – 180 Ma) (Le Roy et Piqué, 2001; Michard *et al.*, 2008). Le processus de rifting a donné naissance à un vaste système de grabens et demi-grabens d'orientation NE-SW liés par des failles transfert E-W (Medina, 1995; Le Roy, 1997; Le Roy et Piqué, 2001; Hafid *et al.* 2008). Les premiers dépôts sédimentaires offshore correspond à la série triasique rouge (Brown, 1980) suivie par les dépôts salifères du Jurassique inférieur durant le stade final de *rifting* (Davison, 2005).

L'âge du début de l'accrétion océanique dans l'ATLC reste controversé. La fin du Jurassique inférieur au début du Jurassique moyen (185 Ma à 175 Ma) est un âge souvent proposé, en particulier pour la partie nord de la l'Atlantique Central, entre la Nouvelle-Écosse et le Maroc (Withjack *et al.* 1998; Roeser *et al.* 2002; Schettino et Turco, 2009). D'autres auteurs ont proposé un âge antérieur entre 195 Ma à 185 Ma (Wade et MacLean, 1990; Olsen, 1997; Laville *et al.*, 1995; Le Roy et Piqué, 2001). Le début de cet événement géodynamique est parfois supposé diachronique avec une ouverture initiale à 200 Ma dans le segment sud de l'Atlantique Central, soit 15 Ma avant son ouverture dans la partie nord. En 2004, Sahabi *et al.* ont réalisé une reconstitution cinématique initiale de l'Atlantique Central qui prend comme éléments clés, l'âge et la position des anomalies magnétiques marginales homologues : la ECMA et la WACMA, ainsi que les limites vers l'océan des bassins salifères homologues. Ils proposent un âge fin du Sinémurien (190 Ma) pour la création de la première croûte océanique de l'ATLC.

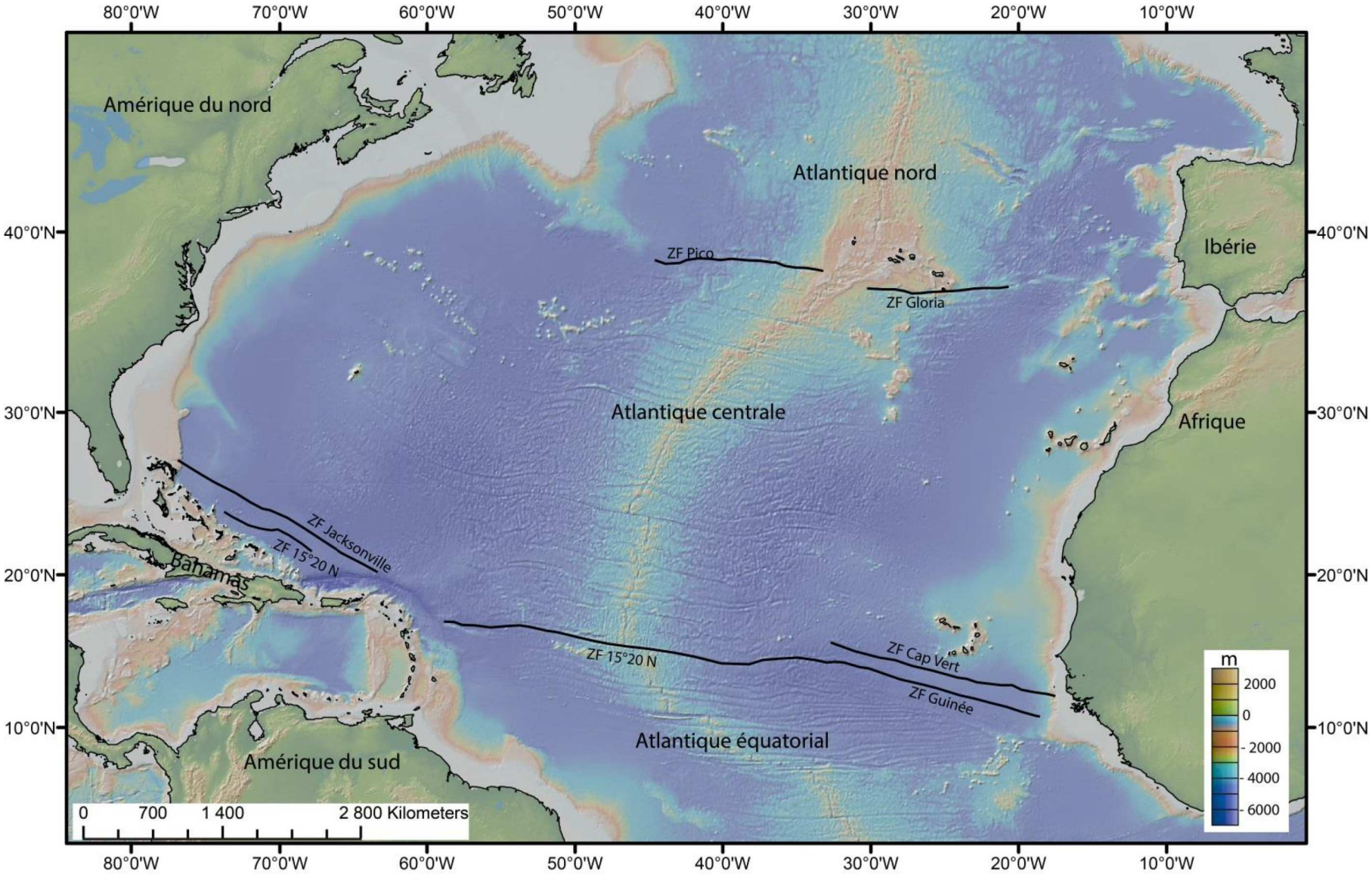



Fig. 2-1:L'Atlantique Central, situé entre les zones de fracture Pico et Gloria, au Nord, et les zones de fracture 15°20'N et Guinée, au Sud. La carte est réalisée à partir des données topographiques et bathymétriques de la grille de Ryan *et al*. (2009).

## 2.2 Les bassins triasico-liasiques liés à l'ouverture de l'Atlantique central

Dans ce paragraphe, nous présenterons les bassins triasico-liasiques liés à l'ouverture de l'Atlantique central, en précisant pour chaque bassin, la géomorphologie, les principales structures tectoniques ainsi que la sédimentation qui accompagne le rifting.

### 2.2.1 Les bassins de la marge nord-est américaine

Entre la faille E-O Cobequid-Chedabucto au Nord et le Blake plateau au sud, les bassins de la marge Nord-Est américaine sont les plus étudiés de l'Atlantique Central tant à terre qu'en mer. On distingue deux grands ensembles :

- Un ensemble septentrional constitué par les bassins de la Nouvelle-Ecosse et de Georges Bank ;
- Un ensemble méridional qui intègre les bassins de Baltimore et de la Caroline.

#### 2.2.1.1 Les bassins de la marge de Nouvelle Ecosse et de Georges Bank

La géomorphologie de la marge Sud-Est Canadienne se caractérise par une plate-forme continentale d'une largeur moyenne de 200 km et se situe à une profondeur moyenne d'environ 125 m (Wade et MacLean, 1990). Cette plate-forme peut être divisée en trois zones physiographiques. Une zone interne, intermédiaire et externe (King et MacLean, 1976; Wade et MacLean, 1990) :

- La zone interne, qui s'étend de la ligne de rivage jusqu'à la bordure des séquences de la plaine côtière, peut être considérée comme une extension sous-marine des zones côtières de la Nouvelle-Écosse. Elle se caractérise par une topographie accidentée. Elle s'étend de la côte à des profondeurs d'environ 100 -120 m (Davis et Browne, 1996; MacLean *et al.*, 2013) ;
- La zone intermédiaire est constituée de bassins généralement larges et comprend une série de chenaux profonds et des formes irrégulières qui correspondent à des anciens lits de cours d'eau (Wade et MacLean, 1990) ;
- La zone externe renferme une série des bancs sablonneux (Wade et MacLean, 1990).

La limite entre la plate-forme continentale et le talus continental se trouve approximativement à l'isobathe de 200 m, à une profondeur d'environ 2000 m. Le talus Néo-Ecossais est recoupé par une série de canyons sous-marins, formés au cours du Pléistocène. La plaine abyssale se trouve à une profondeur d'eau d'environ 5000 m (Wade et MacLean, 1990; MacLean *et al.*, 2013) (Fig. 2-2).

La marge continentale Sud-Est Canadienne contient deux principaux bassins : le bassin Néo-Écossais et le bassin du Georges Banc (Fig. 2-2). Le bassin Néo-Ecossais s'étend du bassin du Georges Banc au sud jusqu'à la faille E-O Cobequid-Chedabucto au Nord. Cette faille majeure représente le contact entre le bloc de Meguma au Sud et le bloc d'Avalon au Nord formés au cours de l'orogénèse hercynienne. Le deuxième bassin, repose sous la plate-forme

continentale et se prolonge sous le talus continental au sud-sud-ouest de la Nouvelle-Écosse entre les latitudes 42°-40° N (Jansa et Wade, 1975a, 1975b) (Fig. 2-2).

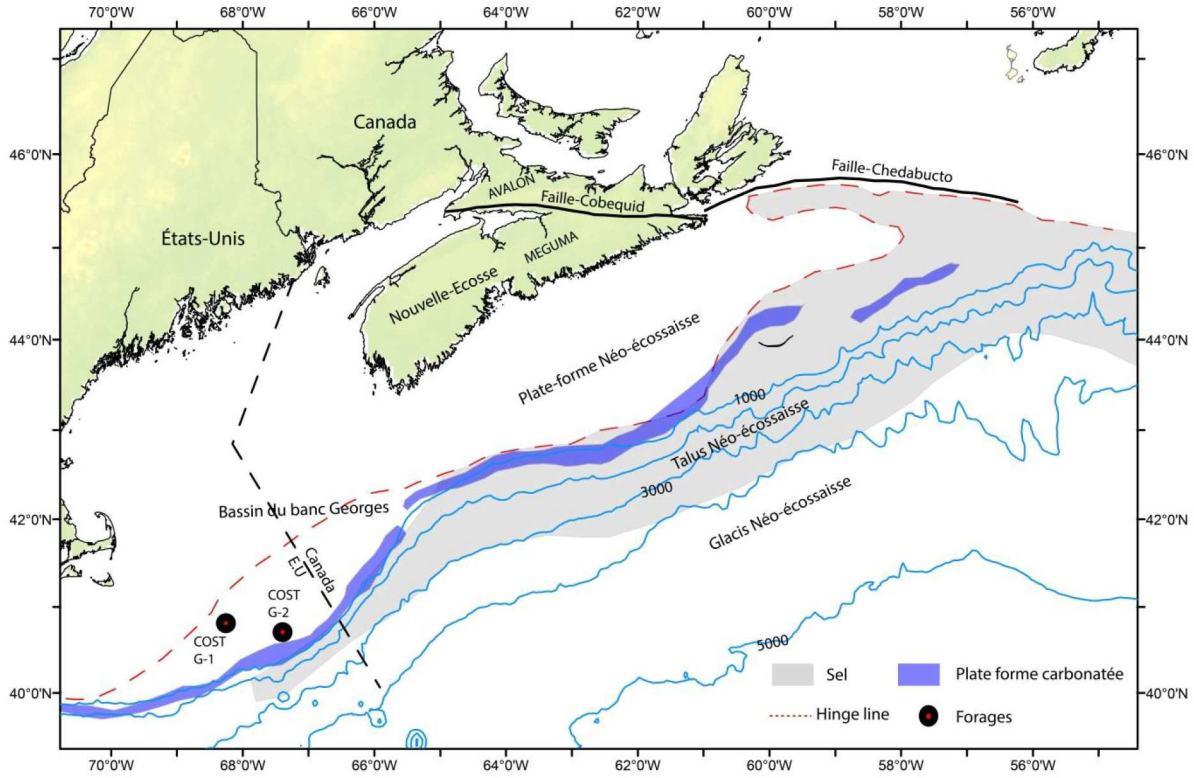



Fig. 2-2 :Carte topographique et bathymétrique de la marge canadienne, les contours bathymétriques de 1000m sont issues de la grille de Ryan *et al*., (2009), la topographie est issue de la grille GLOBE (Maruyama *et al.,* 1999), la hinge line et la position du sel d'après Sahabi *et al*., (2004), La physiographie de la marge d'après Wade et MacLean, (1990).

Le bassin Néo-Ecossais est formé par un complexe de grabens de direction Nord-Est. Dans cette région, le socle appalachien est constitué de strates sédimentaires faiblement métamorphisées du groupe cambro-ordovicien de Meguma. Les couches sédimentaires les plus épaisses ont été déposées au voisinage de la bordure de la plate-forme et de la partie supérieure du talus continental (Wade et MacLean, 1990) (Fig. 2-3).

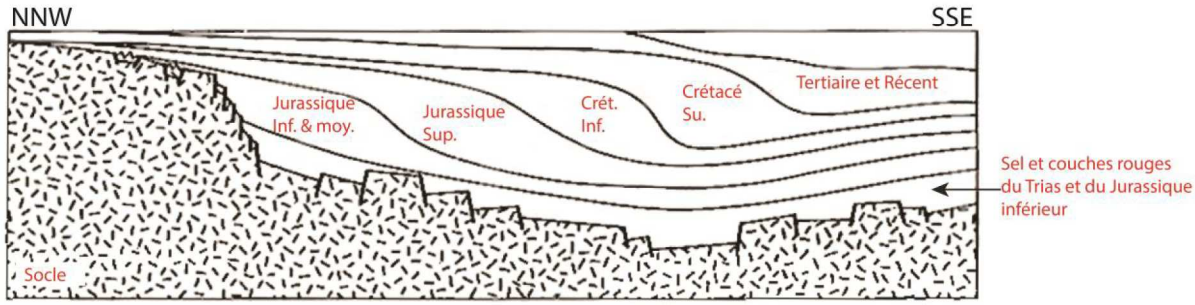



Fig. 2-3: Coupe géologique schématique à travers la plate-forme Néo-Écossaise et son talus (Wade et MacLean, 1990).

Pour le bassin du Georges Banc, il s'agit de sédiments du Jurassique au Tertiaire, qui reposent en discordance sur un socle déformé en blocs (Schultz et Grover, 1974). Les travaux postérieurs (Klitgord *et al*., 1982; Schlee et Fritsch, 1982; Klitgord et Hutchinson, 1985) ont montré l'existence de plusieurs grabens sous-jacents a la discordance de Schultz et Grover (1974).

En plus des travaux de McIver, (1972) et de Jansa et Wade, (1975a), (1975b), l'évolution tectonique et litho-stratigraphique des bassins Sud-Est Canadienne a été largement étudiée dans les travaux de Given, (1977) ; d'Eliuk, (1978);de Jansa *et al.* 1979 et de Wade, 1981.

Les dépôts syn-rifts les plus anciens sont des roches détritiques rouges du Trias supérieur et des évaporites d'âge Rhétien à Héttangien-Sinémurien, des formations d'Eurydice et d'Argo respectivement (Jansa et Wade, 1975a; Wade, 1981) (Fig 2-4).

Les dépôts post-rifts sont représentés par des roches clastiques continentales et des dolomites évaporitiques des formations de Mohican et d'Iroquois d'âge Jurassique inférieur. Au Jurassique moyen et supérieur, un complexe de facies clastiques et carbonatés s'est développé à la périphérie du bassin. Ce sont les formations de Mic Mac, d'Abenaki et de Verrill Canyon. Le Crétacé inférieur est caractérisé par le dépôt de formations fluvio-deltaïque de Missisauga et de Logan Canyon. Le Crétacé supérieur ce caractérise par le dépôt des shales marins transgressifs et les calcaires de la formation de Dawson Canyon ainsi que les marnes de la formation de Wyandot. La formation de Banquereau, regroupe l'ensemble des sédiments déposés durant toute la fin du Crétacé et durant les épisodes de transgression du Paléogène et de régression du Néogène, il s'agit essentiellement de grés et de conglomérats (Wade et MacLean, 1990) (Fig. 2-4).

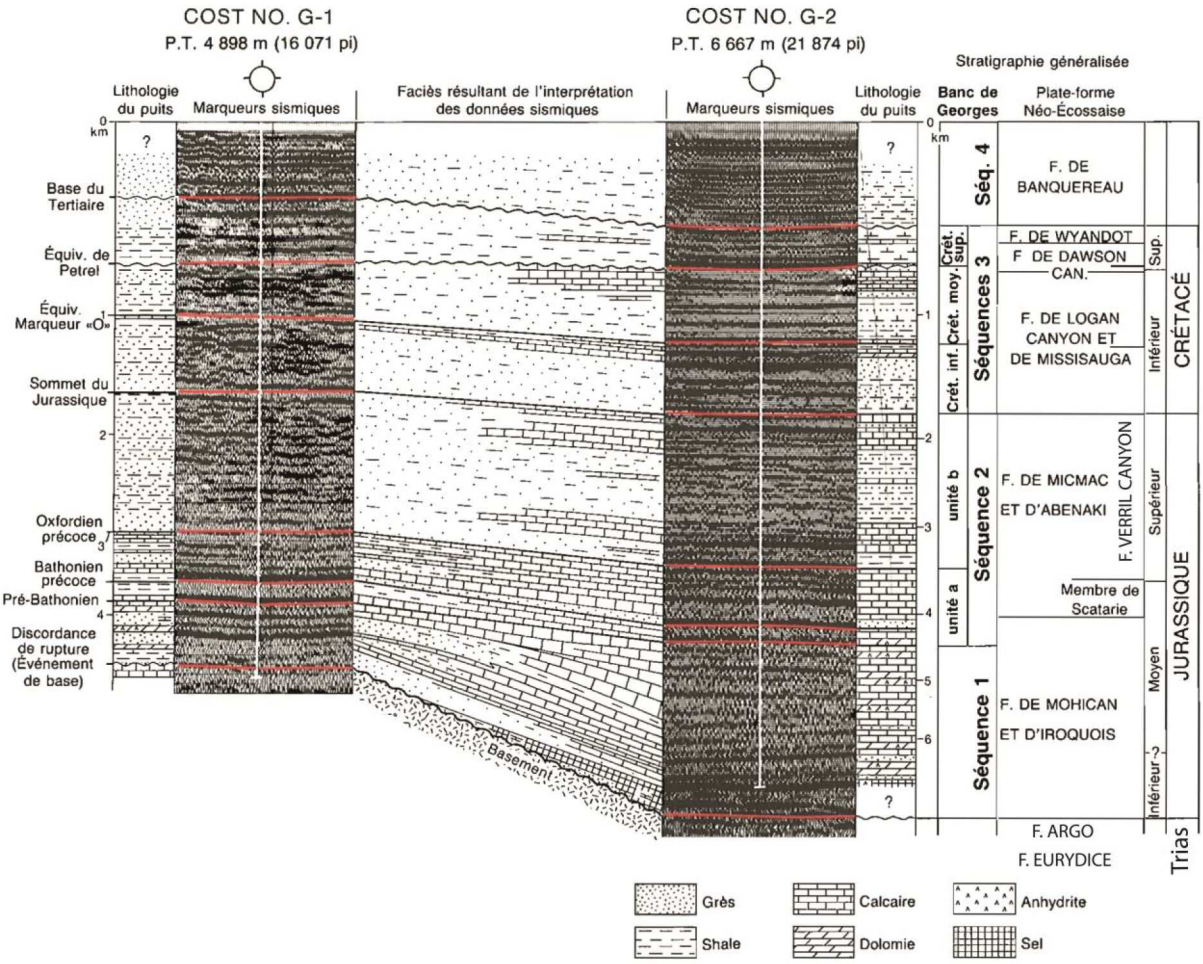



Fig. 2-4 : Colonne stratigraphique généralisée du bassin du Georges Banc, basée sur des données des puits COST G-1 et G-2 et leur corrélation avec la stratigraphie du bassin Néo-Ecossais d'après Wade et MacLean, 1990 (la position des puits dans la figure 2-2).

Au large de ce segment, il existe une large zone de diapirs de sel qui s'étend de la partie orientale du banc de Georges jusqu'aux Grands Bancs occidentaux et que Jansa et Wade, (1975a) définissent sous le nom de "Province des crêtes sédimentaires ". Wade et MacLean, (1990), sur la base des données sismiques et des forages montrent qu'il ne s'agit pas de crêtes, mais plutôt de structures salifères détachées et grossièrement circulaires qu'ils ont définies sous le nom de "province diapirique du talus".

### 2.2.1.2 Les bassins de la marge de Baltimore et de Caroline

La marge est américaine s'étend du sud du bassin de Georges Banc au Nord jusqu'au Blake plateau au sud. Au Nord du Cap Hatteras, le plateau continental s'étend de la côte à des profondeurs d'environ 200 m, suivi par le talus continental qui s'étend jusqu'à des profondeurs de 1800 – 2500 m. Au Sud du Cap Hatteras, le talus continental est recoupé par le Blake plateau à des profondeurs de 800-1200m. Cette marge se caractérise par une falaise de pente extrêmement raide appelée Blake Escarpment, située au large de la Floride Ces provinces physiographiques, sont recoupées par de nombreux canyons qui s'étendent jusqu'au

glacis continental, le plus important étant celui de Hudson, qui coupe le plateau continental sur une distance de 30 km (U.S. Geological Survey, 2013).

La marge est américaine est divisée en deux segments : un segment Nord qui se caractérise par la présence de couches sédimentaires d'âge Jurassique Inférieur, et un autre segment Sud où on note l'absence des dépôts Jurassique-Inférieure (Schlische *et al.*, 2003; Withjack *et al.*, 2012) (Fig. 2-5). L'ensemble des bassins de la côte Est Américaine sont asymétriques en demi-graben délimitée par une série de failles dites bordières.

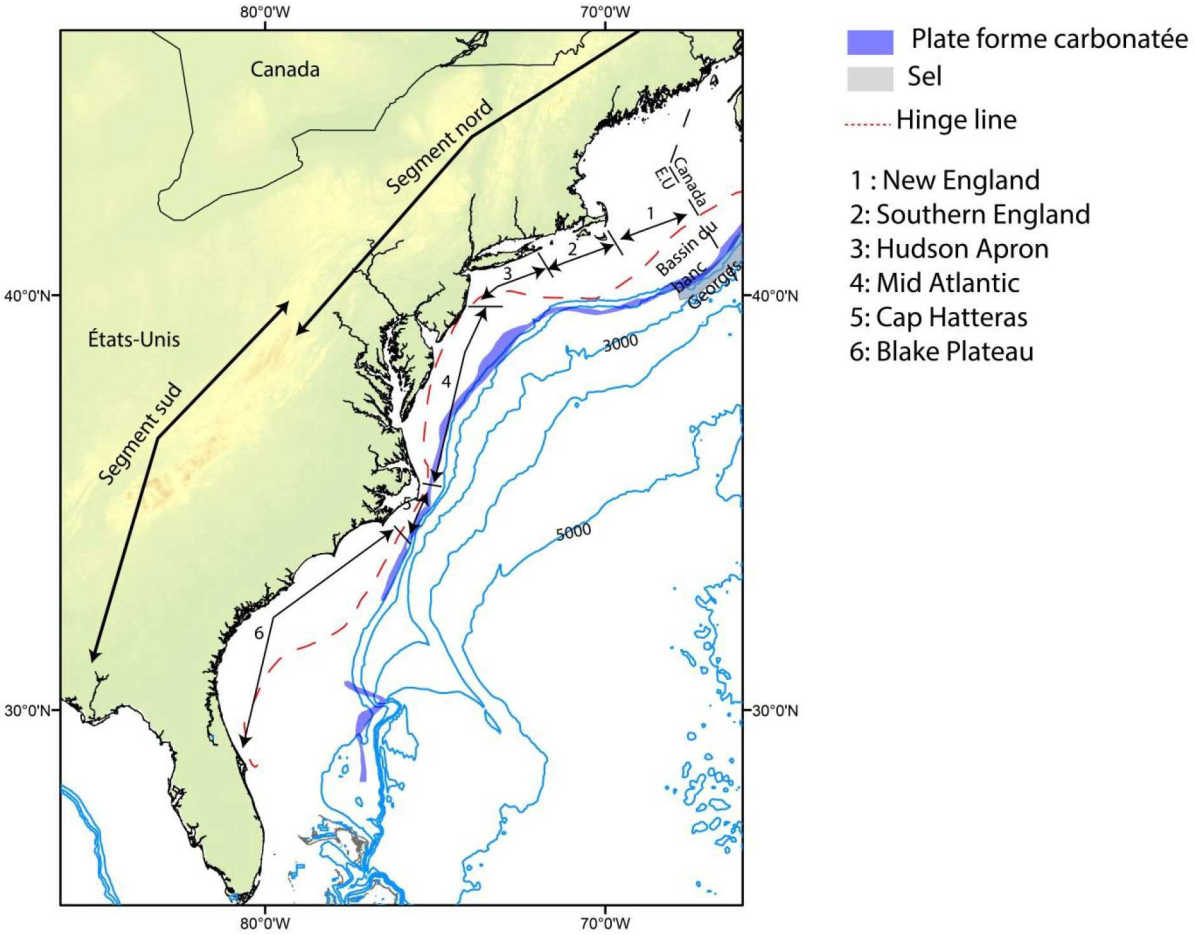



Fig. 2-5: Carte topographique et bathymétrique de la marge continentale Est Américaine, les contours bathymétriques de 1000m issues de la grille de Ryan *et al*. (2009), la topographie et issues de la grille GLOBE (Maruyama *et al*., 1999), la hinge line et la position du sel d'après *Sahabi et al.* (2004).

Les dépôts pré-rifts sont représentés par le socle précambrien et des séries paléozoïques déformées. Ces séries ont été déformées pendant l'orogénèse des Appalaches, et la plus-part des failles bordières de ces bassins sont des structures paléozoïques réactivées au cours de cet évènement géologique (Lindholm, 1978; Ratcliffe et Burton, 1985; Ratcliffe *et al.*, 1986; Swanson, 1986).

Les dépôts syn-rifts sont reconnus à terre dans des grabens étroits (Manspeizer, 1985) : il s'agit des conglomérats et de dépôts lacustres de plus de 5 km d'épaisseur d'âge Trias

supérieur au Jurassique inférieur. Des dépôts similaires sont difficiles à distinguer en mer, cependant au sud au large de Long Island, des grabens similaires ont été identifiés recouverts en discordance par des séries post-rifts épaisses considérées comme des dépôts du Jurassique (Hutchinson *et al.*, 1986). Des dépôts évaporitiques au large de la Caroline, ont été interprétés comme une série syn-rift, représenté par des diapirs salifères traversant les séries post-rifts (Grow, 1981; Schlee et Jansa, 1981).

La série post-rift semble présenter des dépôts évaporitiques, des clastiques ainsi que des carbonates (Mountain et Tucholke, 1985; Poag, 1985; Poag et Sevon, 1989). Ces séries sédimentaires montrent une épaisseur variable entre moins de 6 km au large de la Nouvelle-Angleterre jusqu'à plus de 12 km au large du segment Mid-Atlantic au sud ( Poag, 1985; Klitgord *et al.*, 1988; Poag et Sevon, 1989; Wyeret Watts, 2006). Le segment sud se caractérise par une plate-forme carbonatée, datant du Bathonien, et qui surmonte directement des dépôts triasico-liasiques, et il n'yaurait pas de séquence correspondant au Jurassique inférieure (Klitgord *et al.*, 1988; Schlische *et al.*, 2003).

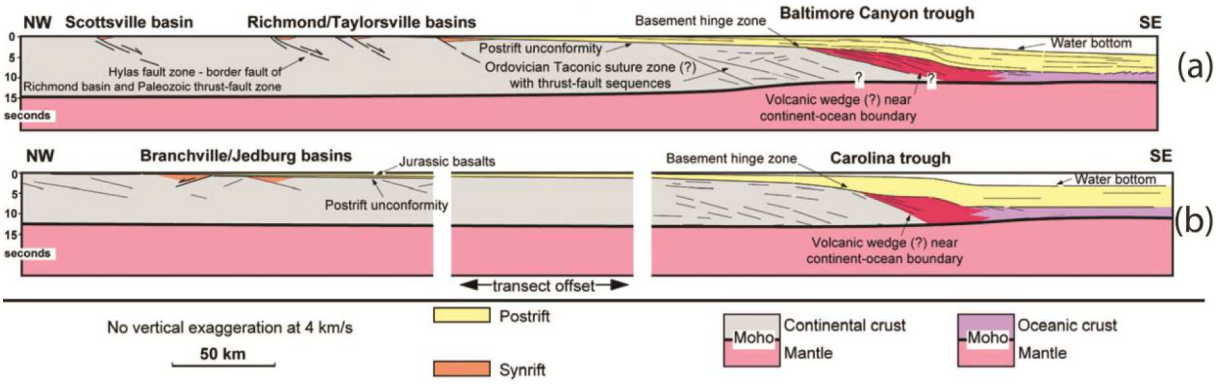



Fig. 2-6 : exemple des séries post rift et syn-rift, (a) au large du Baltimore et (b) au large de la Caroline d'après Withjack et al. (2012).

### 2.2.2 Les bassins de la marge continentale nord-ouest africaine

La marge nord-ouest africaine de l'ATLC s'étend depuis la pointe nord du Maroc jusqu'à la Guinée au sud. Cette marge reste peu connue par-rapport à son homologue nord-est américaine. Cependant, au cours des dernières décennies, cette marge a fait l'objet de nombreuses études géologiques et géophysiques scientifiques, mais aussi industrielles. Les bassins triasico-liasiques de cette marge s'organisent selon deux grands ensembles :

- Un ensemble septentrional constitué par les bassins mésétiens et atlasiques ;
- Un ensemble méridional qui intègre les bassins au large du craton ouest africain

#### 2.2.2.1 Les bassins mésétiens et atlasiques

Il s'agit des bassins des Doukkala-Abda et d'Essaouira-Agadir (Fig. 2-7).

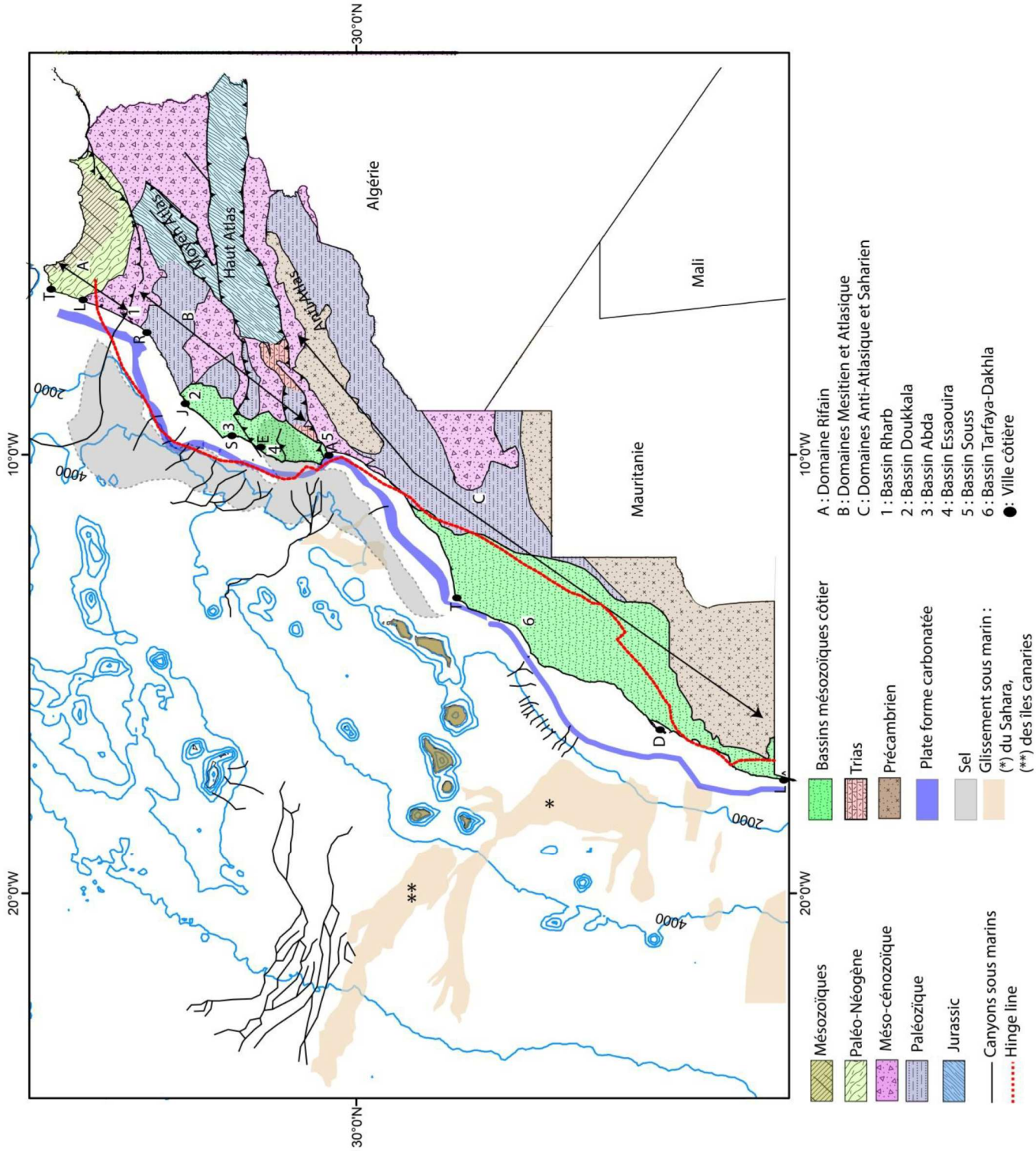



Fig. 2-7: Carte géologique simplifiée de la marge continentale marocaine, les principaux affleurements à terre sont schématisé d'après Hollard *et al.*, (1985) et Hafid *et al.*, (2006). Les contours bathymétriques sont indiqués tous les 2000m, la plate-forme carbonatée et le sel d'après Davison, (2005); Klitgord et Schouten, (1986); Tari *et al.*, (2003) Tari et Jabour, (2013) et Sahabi *et al.*, (2004). La hinge line d'après Sahabi *et al.*, (2004). Les glissements sous-marins (slide) et les canyons sous-marins d'après Wynn *et al.*, (2000).

### a) Le bassin Doukkala-Abda

La géomorphologie de la marge au large du bassin de Doukkala-Abda se caractérise par une plate-forme continentale d'une largeur moyenne de 40 km, la pente continentale forme un vaste plateau avec un escarpement spectaculaire de 2000 m, connue sous le nom d'escarpement d'El Jadida, qui réalise la transition avec le glacis et la plaine abyssale de Seine (Ruellan *et al.*, 1985).

Le bassin de Doukkala – Abda appartient au domaine de la Meseta occidentale, il correspond à une zone de couverture post-Paléozoïque sub-tabulaire, généralement peu épaisse et reposante sur la plate-forme varisque. L'intensité de la déformation de son socle hercynien est variable et sa couverture souvent structurée en horsts et grabens (Piqué, 1994; Le Roy et Piqué, 2001).

Le rifting triasique s'exprime par des hémigrabens contrôlés par des failles N20 dominantes avec des pendages Est et Ouest (Amrhar, 1995; Le Roy, 1997; Laville *et al*., 2004).

La couverture sédimentaire syn-rift correspond à des formations triasiques, discordantes sur le Paléozoïque. Les données de deux puits pétroliers implantés dans ce bassin, MAC1 au Sud de la ville de Safi et DOT1 à l'Est de Safi (Fig. 2-8-a), montrent qu'il s'agit d'une épaisse série (2130 m à MAC1 et 1240 m à DOT1), à dominance évaporitique. On y distingue deux séries (Fig. 2-8-b) (Echarfaoui *et al*., 2002) :

- Une série inférieure (Tr-1) représentée par une série argileuse, à intercalations salifères et anhydritriques, surmontée par des basaltes, avec des niveaux argilo-salifères à la base ;
- Une série supérieure (Tr-2) formée d'épisodes argileux et salifères à la base, surmontés par une formation de sel massif à intercalations argileuses et localement à anhydrites (MAC1) ;

Les séries sédimentaires post-rifts montrent une épaisseur variable entre 700 m à DOT1 et 545 m à MAC1 pour les séries jurassiques, et entre 54 m à DOT1 et 214 m à MAC1 pour les séries crétacé (Echarfaoui *et al.*, 2002). On y distingue trois séries (Fig. 2-8-b) (Echarfaoui *et al*., 2002) :

- Une série inférieure (J-1) du Toarcien–Callovien supérieur, formée par des calcaires (DOT1) et des calcaires dolomitiques, à intercalations argileuses et anhydritiques (MAC1) ;
- Une série intermédiaire (J-2) du l'Oxfordien–Berriasien, constituée essentiellement de niveaux calcaires et calcarodolomitiques passant à des faciès anhydritiques de confinement ;
- Une série supérieure (Cr) du Berriasien à l'Hauterivien–Valanginien, essentiellement marneux à DOT1, à MAC1, il est surtout formé de dolomies calcaires et marneuses à anhydrite et de marnes calcaires et dolomitiques.

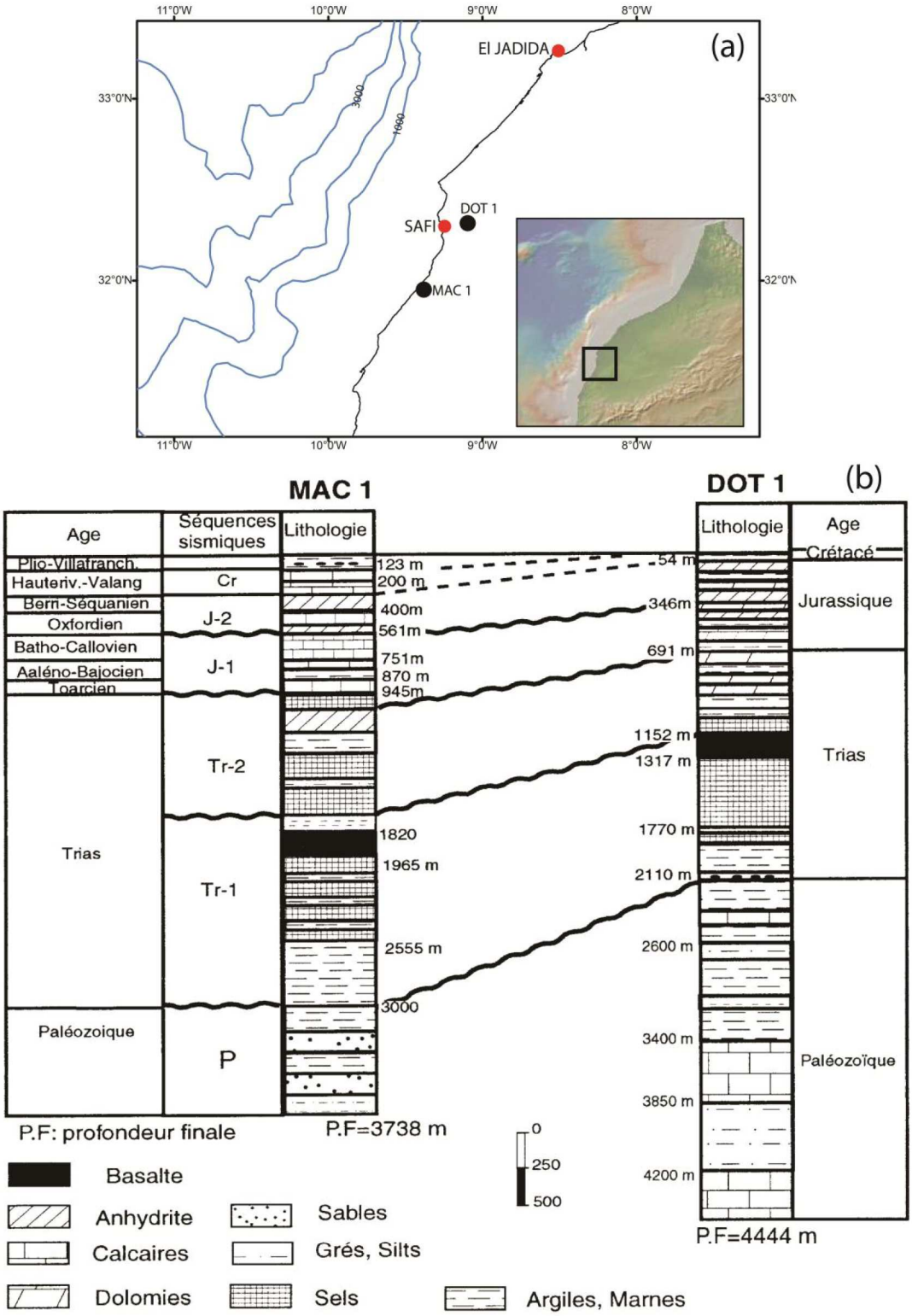



Fig. 2-8 : (a) Carte montrant la localisation des forages (MAC1 et DOT1). (b) Corrélation sismostratigraphique des puits MAC1 et DOT1 d'après Echarfaoui *et al*., (2002).

Le plateau de Mazagan (au large d'El Jadida) constitue le prolongement vers l'océan de ce domaine mésétien. Il s'agit d'un plateau à socle peu-profond limité par la plateforme carbonatée (Ruellan *et al.*, 1985). Les forages DSDP 544, 545, 546, 547 sur le plateau de

Mazagan montrent qu'il s'agit d'un socle Précambrien et Paléozoïque recouvert par une série évaporitique épaisse du Trias supérieur – Jurassique inférieur (Hinz *et al.*, 1982a, 1982b, 1984).

La figure 2-9-a illustre le passage du plateau de Mazagan au bassin océanique profond. Cette ligne sismique acquise au large d'El Jadida, montre des blocs basculés du plateau au bassin profond. Les séries syn-rifts correspondent aux dépôts trisique et les dépôts de la base du jurassique (Fig. 2-9-a). Dans le bassin profond, la sédimentation postrift est contrôlée par l'halocinèse (tectonique salifère), des dômes de sel affectent la plupart de la séquence stratigraphique de Jurassique au Pliocène (4-5 km d'épaisseur) (Tari *et al*,. 2003 ; Hafid *et al*,. 2008).

Vers le sud, au large de Safi, une ligne sismique interprétée dans Tari *et al.* (2003) et Hafid *et al.* (2008) (Fig 2-9-b), montrent la même structure imagée à la latitude du plateau de Mazagan. Des blocs basculés du plateau continental au bassin profond, la sédimentation postrift est déformée par la présence des dômes de sel affectant la plupart de la séquence stratigraphique du Jurassique au Pliocène.

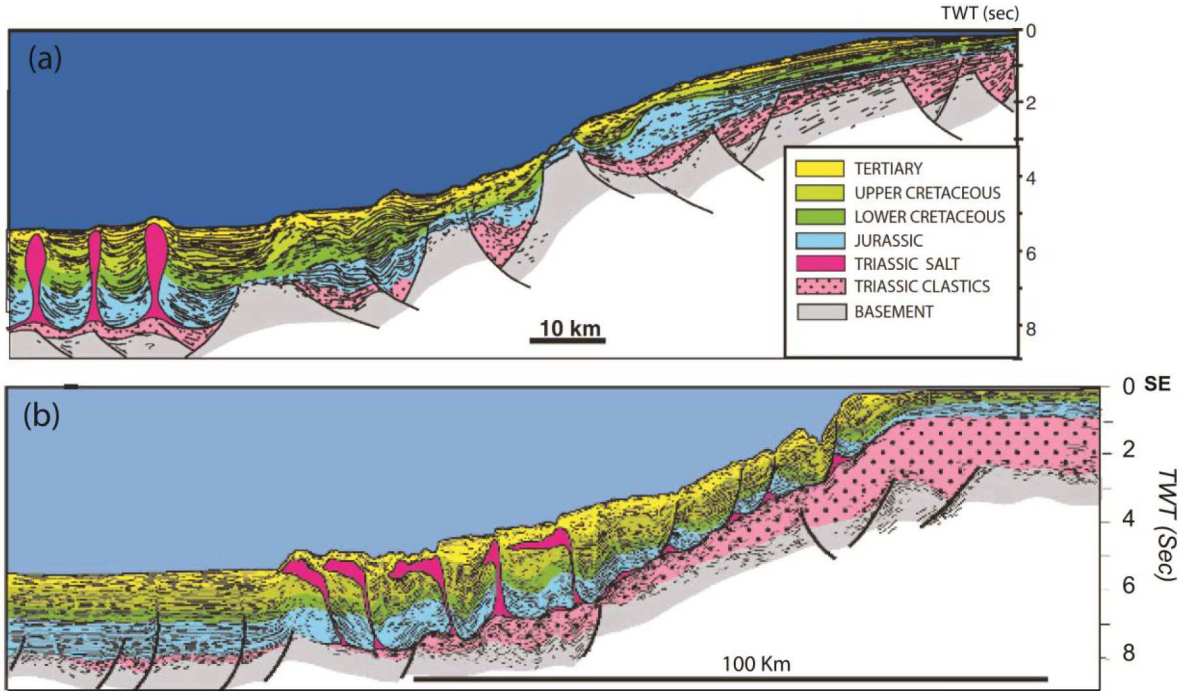



Fig. 2-9 : Lignes sismiques interprétées dans (a) le plateau de Mazagan et (b) l'offshore de Safi d'après Tari *et al.*, (2003) modifiée par Hafid *et al*., (2008).

D'après Tari *et al.* (2003); Davison, (2005) et Hafid *et al*., (2008), la majeure partie de dômes de sel du bassin de Doukkala – Abda se trouve à des profondeurs d'eau supérieure à 200 m.

En effet, la marge nord-ouest africaine au large du bassin Doukkala-Abda (la meseta marocaine) se caractérise par la présence d'une province salifère connue sous le nom du bassin de Seine ou la plaine abyssale de Seine. Ce bassin a été étudié pour la première fois pendant la campagne Nestlante II par Pautot et Le Pichon, (1970) qui ont mis en évidence, sur une coupe de sismique réflexion, une succession de dômes salifères. Selon Sahabi, (2004) et

Sahabi *et al*. (2004), la province salifère à l'Ouest de la Meseta marocaine s'étend sur environ 800 km de longueur et qu'il s'inscrit exactement dans les limites des anomalies magnétiques S1 et de son prolongement vers le Nord S', avec une exception au large de Safi, où les auteurs ont observé des diapirs à une distance d'une dizaine de kilomètres à l'Ouest de l'anomalie S. Ce bassin constitue le symétrique du bassin salifère de la marge de Nouvelle Ecosse et de Georges Bank (province diapirique du talus) (Sahabi, 2004; Sahabi *et al.* 2004).

**b) Le Bassin Essaouira – Agadir:**

La géomorphologie de la marge au large du bassin d'Essaouira-Agadir se caractérise par une plate-forme continentale d'une largeur moyenne de 40 km et montre un pendage de 0.3°. Le secteur le plus étroit avec 20 km et une pente forte de 0.6° se situe à la latitude du Cap Rhir au sud. La pente et le glacis sont de l'ordre de 350 km au droit du Cap Sim (Le Roy, 1997)

Ce bassin fait partie du domaine du Haut Atlas occidental (Hafid *et al.*, 2000; 2006), et il représente l'un des bassins les plus explorés au Maroc. Le long de la marge atlantique marocaine, le bassin d'Essaouira-Agadir représente le seul bassin salifère atlantique qui se prolonge à terre (Hafid *et al.*, 2008). Ce bassin peut être défini comme un synclinorium qui se prolonge au large, où les formations méso-cénozoïques sont modérément déformées par la tectonique compressive tertiaire et l'halocinèse méso-cénozoïque (Bouatmani *et al.*, 2003; Broughton et Trepanier, 1993; Hafid, 1999, 2000; Mehdi *et al.*, 2004; Souid, 1983).

En plus des travaux de Duffaud, (1960), Duffaud et al. (1966), de Souid, (1983) et de Bouaouda, (1987), l'évolution tectonique et litho-stratigraphique du bassins Essaouira-Agadir a été largement étudiée dans les travaux de Piqué et Laville, (1993a ; 1993b); Mehdi, (1994); Medina, (1995); Le Roy, (1997); Hafid, (1999), (2000); Le Roy et Piqué, (2001); Bouatmani *et al.* (2003); Mehdi *et al.* (2004); Hafid *et al*. (2006), (2008).

Les dépôts syn-rifts triasiques les plus anciens sont des conglomérats, des grès, des argilites et des évaporites ainsi que des coulées de basaltes qui marquent la limite Trias–Jurassique (Bouatmani *et al*., 2004). Ces dépôts syn-rifts sont affectée par des failles normales de direction N-S et E-W (Le Roy, 1997; Hafid, 1999; Le Roy et Piqué, 2001; Mehdi *et al.*, 2004).

Les dépôts post-rifts sont formés de sédiments épicontinentaux carbonatés alternant avec des dépôts fluvio-deltaïques, d'âge Lias supérieur à Eocène. Ces formations post-rifts sont contrôlées par la tectonique, l'halocinèse ainsi que par les variations eustatiques (Le Roy, 1997; Hafid, 1999; Mehdi *et al.*, 2004).

La partie offshore du bassin Essaouira-Agadir, montrent des structures beaucoup plus complexes en raison de la tectonique salifére ainsi que la compression atlasique en réponse à la convergence Afrique-Europe (Hafid, 1999, 2000; Hafid *et al.*, 2006, 2008).

La figure 2-10 illustre un profil de sismique réflexion, terre-mer, acquis au large de ce bassin et interprété par Hafid *et al.* (2008). Le socle est déformé par la présence de nombreuses failles à pendage Est dans la partie onshore du bassin et à pendage Ouest pour la partie

offshore. La sédimentation post-rift est déformée par la présence des dômes de sel qui affectent la plupart de la séquence stratigraphique de jurassique au tertiaire. La figure 2-11 montre un schèma srtructural et la position des dômes de sel dans le bassin d'après Hafid *et al.* (2006).

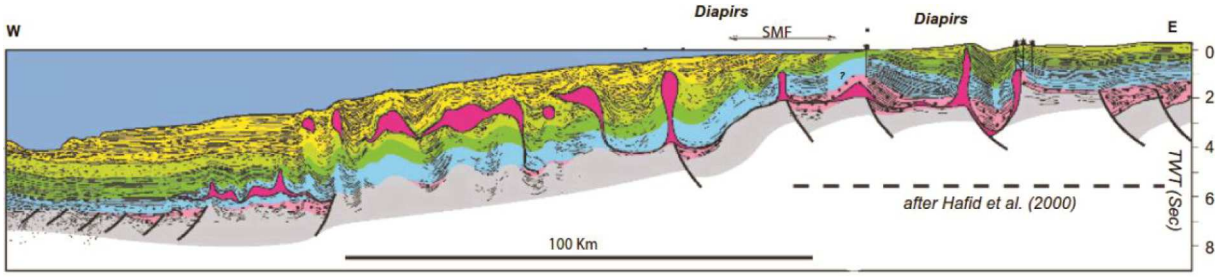



Fig. 2-10 : Ligne sismique, terre-mer, acquis dans le bassin d'Essaouira interprétées par Hafid *et al.*, (2008).

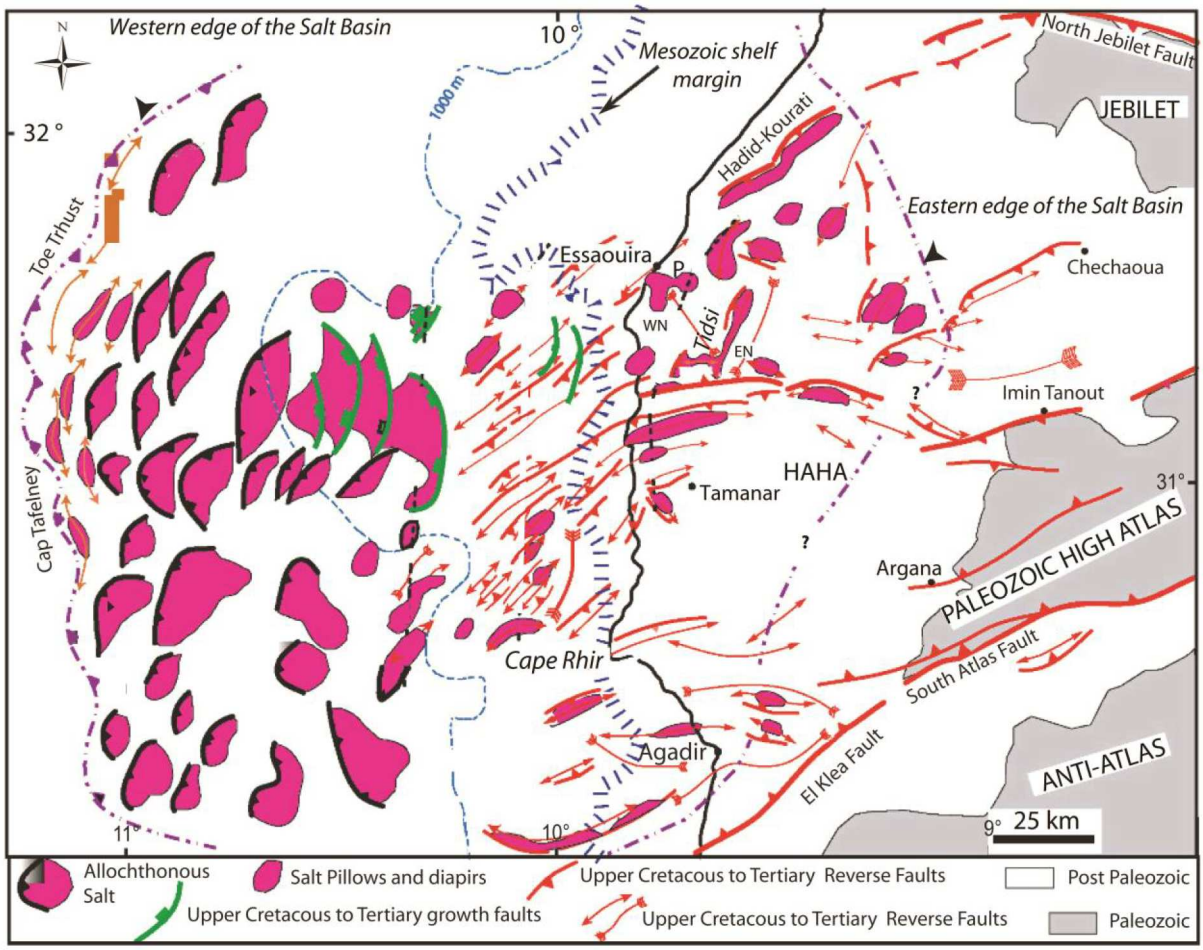



Fig. 2-11 : Schéma structural et position du dôme de sel dans le bassin d'Essaouira-Agadir d'après Hafid *et al.*, (2006).

Le bassin d'Essaouira-Agadir à l'exception de tous les bassins de la marge nord-ouest africaine, va connaitre une deuxième évolution structurale liée à la compression atlasique du Crétacé supérieur au Tertiaire. Cette compression dirigée NNO-SSW en réponse de la

convergence Afrique-Europe, modifiera la morphologie de la marge continentale dans cette zone (Hafid *et al.*, 2006, 2008). Elle est responsable de :

- soulèvement du plateau continental et de la création d'une flexure de marge dite SMF (*Shelf margin flexure*) à la limite de la plateforme carbonatée (Fig. 2-10);
- la création d'un bassin flexural d'une largeur de 100 km au large de Haha ;
- la formation de la chaîne plissée du Cap Tafelney (Hafid *et al.*, 2006, 2008).

#### 2.2.2.2 Les bassins de la marge du craton NO africain

Il s'agit des bassins de Tarfaya- Laâyoune (Fig. 2-7) et sénégalo-mauritanien (Fig. 2-13).

##### a) Le bassin Tarfaya- Laâyoune

Ce basin, situé dans le Maroc méridional est limité au Sud et à l'Est par la dorsale de Reguibat, au Nord par les affleurements Précambriens et Paléozoïques de l'Anti-Atlas (Fig 2-7).

La géomorphologique de la marge au large de ce bassin se caractérise par le plateau continental le plus large de la marge N-O Africaine (> 100 km de largeur), sa pente continentale varie entre 50-250 km de largeur avec un angle d'inclinaison entre 1 à 6°, pouvant atteindre 40° au voisinage du canyon Ouest Saharien (Wynn *et al.*, 2000). Le glacis continental est identifié à des profondeurs d'eau de 1500-4000 m (Masson *et al.*, 1997). La largeur de cette unité morphologique varie de 100 à 1500 km (Wynn *et al.*, 2000).

Dans ce bassin le rifting est caractérisé par des horsts et grabens triasiques (El Khatib, 1995; Le Roy, 1997). Les dépôts syn-rifts et postrifts est connue sur la base des données sismiques et de forages réalisés on offshore et on onshore (Hafid *et al.*, 2008).

Les dépôts syn-rifts d'âge Trias supérieur – Lias basal, formés de conglomérats à la base et des formations rouges gréso-silto-argileuses qui sont interrompus par endroit par des basaltes. En offshore, il s'agit des dépôts évaporitiques sur la pente et sous le plateau du bassin de Tarfaya. Des diapirs de sel importants ont été aussi imagés dans les profils sismiques acquises au large de ce bassin, ces derniers ont déformés l'ensemble de la couverture sédimentaire, et certains ont même atteint le fond marin (Fig. 2-12). Ces dépôts sont interprétés comme l'extrémité sud de l'extension du sel de la marge atlantique marocaine (Hafid *et al.*, 2008). Au sud, aucun dépôt salifère n'a été imagé. En revanche des dépôts évaporitiques ont été identifiés à terre (Ranke *et al*,. 1982).

Les dépôts post-rifts reposent en discordance sur les séries syn-rifts. Il s'agit des dépôts détritiques et carbonatés reconnus par forage d'âge Lias moyen et Dogger (Le Roy, 1997 ; Hafid *et al.*, 2008), en dessus se dépose en discordance la plate-forme carbonatée du Jurassique supérieur (Jansa et Wiedmann, 1982).

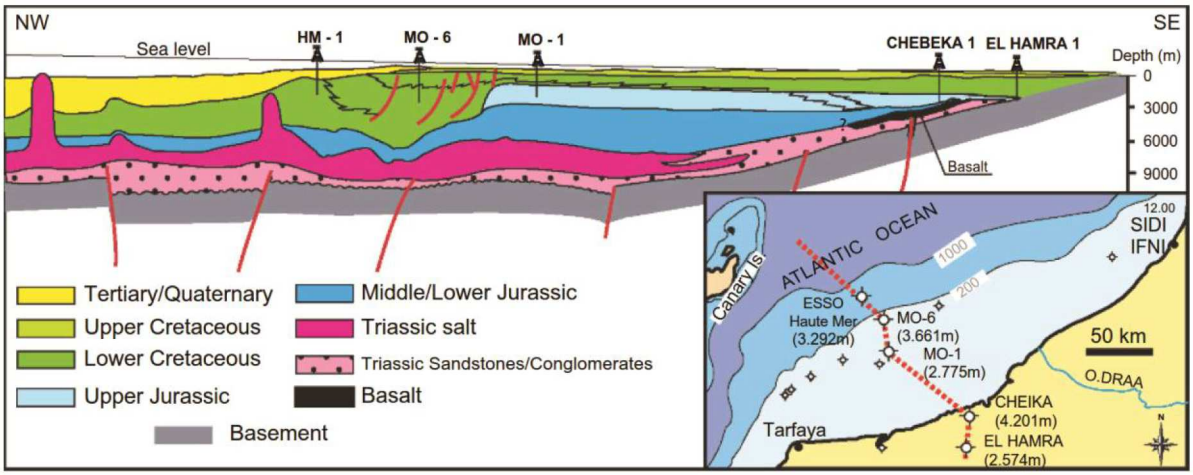



Fig. 2-12 : Ligne sismique, acquise dans le bassin de Tarfaya interprété par Hafid *et al.*, (2008).

### b) Le bassin Sénégalo-mauritanien

La géomorphologie du sous bassin de la Mauritanie se caractérise par un plateau continental relativement étroit, qui s'étend en moyenne sur 30 à 40 km avec une pente de 2.5 à 3°. À la latitude du cap Blanc, il a une largeur de 60 km, et s'élargit vers le sud pour s'étendre au-delà de 100 km au droit du banc d'Arguin (Domain et Richer de Forges, 1985). Le rebord du plateau et la pente continentale est entaillés par un système de canyons et de nombreuses fosses sous-marins qui se regroupent vers le bas de la pente (Antobreh et Krastel, 2006). Plusieurs méga-affaissements ont été identifiés le long de la pente continental (Krastel *et al.*, 2012).L'ensemble du glacis continental est très large, il se trouve à des profondeurs d'eau de 2500-3000 m. Vers le Nord et à la latitude du Cap Timiris, la pente et le glacis continentaux se caractérisent par la présence d'un certain nombre de monts sous-marins (Jacobi et Hayes, 1982). Vers le sud, au Sénégal le plateau continental est peu profond, de quelques kilomètres, au large de la péninsule du Cap Vert, un système important de canyon sous-marins est imagé au niveau de la pente continentale (Commission Nationale de Délimitation et d'Extension du Plateau Continental, 2009)

A terre, la limite Nord du bassin sénégalo-mauritanien est le socle Précambrien de la dorsale de Reguibat ; la couverture siluro-dévonienne du bassin de Bové représente sa limite sud. A l'Est, il est bordé par la chaîne hercynienne des Mauritanides (Dillon et Sougy, 1974; Lécorché *et al.*, 1983; Villeneuve et da Rocha Araujo, 1984). C'est le bassin le plus vaste parmi tous les bassins côtiers de la marge Atlantique nord-ouest africaine, avec une partie offshore de plus que 100.000 km$^2$ et une partie onshore de 340.000 Km$^2$ (De Klasz, 1978; Brownfield et Charpentier, 2003;). Il couvre la Mauritanie, le Sénégal, la Gambie, la Guinée-Bissau et la Guinée, d'où le nom du bassin côtier MSGB. Il est subdivisé en trois sous-bassins: le sous bassin de la Mauritanie au Nord du fleuve de Sénégal, le sous bassin Nordique situé entre le sud du fleuve de Sénégal et le Nord du fleuve Gambie et le sous bassin de Casamance au Sud du fleuve de Gambie (Brownfield et Charpentier, 2003; Hansen *et al.*, 2008) (Fig. 2-13).

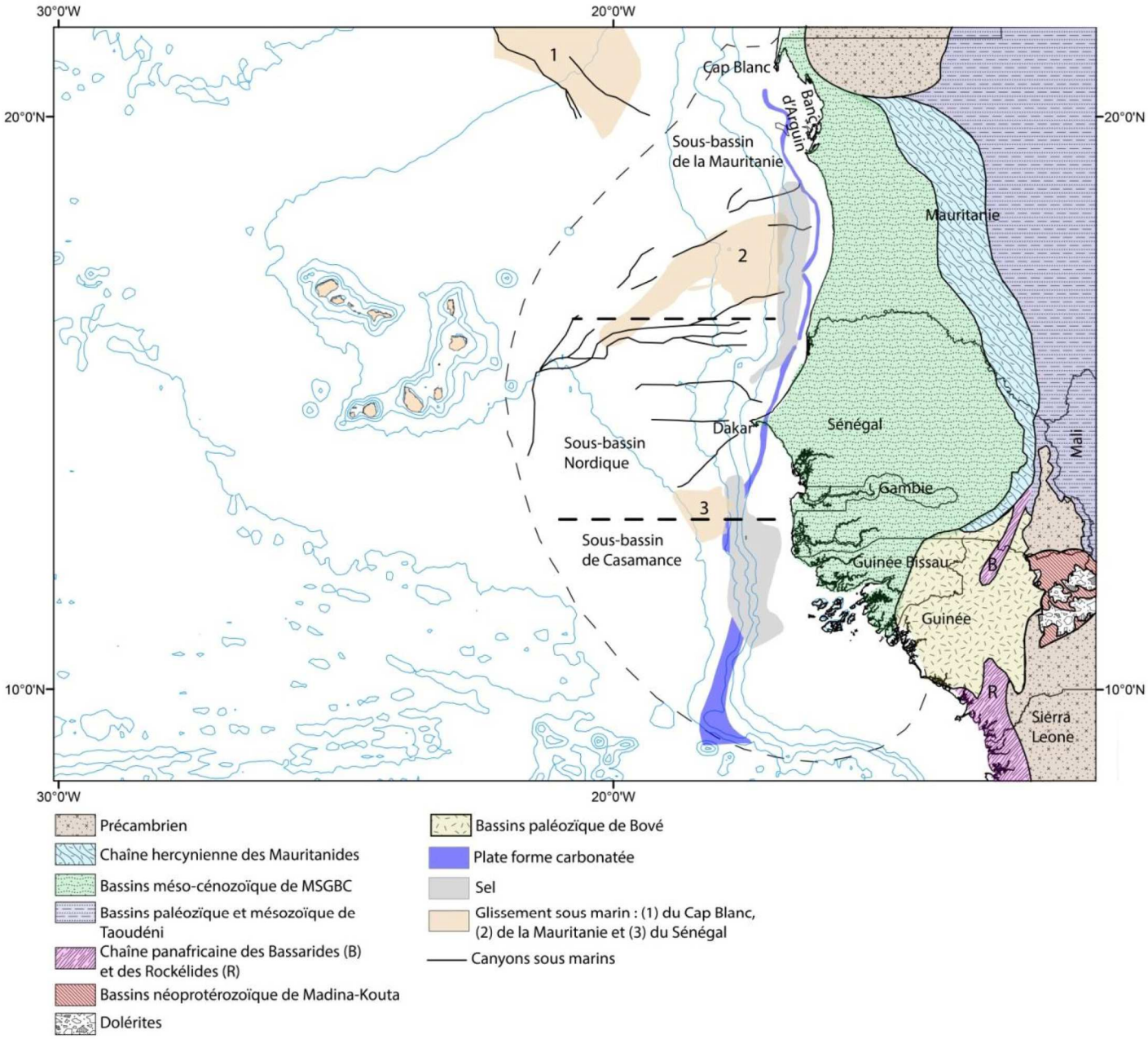



Fig 2-13 : Carte géologique de la marge continentale sénégalo-mauritanienne, les principaux affleurements à terre sont schématisés d'après Ponsard *et al.*, (1988) et Ndiaye, (2012). Les contours bathymétriques 1000m sont issues de de la grille de Ryan *et al*. (2009) Les tirés épais noirs marquent la limite du bassin sénégalo-mauritanien on offshore, la plate-forme carbonatée et le sel d'après Davison, (2005) et Tari *et al.* (2003). Les glissement sous-marin (slides) d'après Antobreh et Krastel, (2006); Krastel *et al*. (2006) et Krastel *et al*. (2012). Les canyons sous-marin d'après Wynn *et al*. (2000) et Benabdellouahed *et al.* (2015).

L'évolution du bassin sénégalo-mauritanien peut se résumer en trois phases (Brownfield et Charpentier, 2003) :

- Une phase pré-rift : il s'agit de roches d'âge Précambrien au Dévonien qui affleurent dans le bassin de Bové au Sud du Sénégal et au niveau de la Guinée. La section la plus

complète de la phase pré-rift a été forée dans le sous bassin de la Casamance, et il montre des grès ordoviciens, des schistes d'âge Silurien, plus des grès et des schistes du Dévonien ;

- Une phase syn-rift : comprend une section clastique du Trias, recouvert par une section d'évaporites de 200 m d'épaisseur datée du Trias au Jurassique inférieur. La province salifère est très peu étendue par rapport aux provinces salifères marocaines, elle se trouve au large de la Mauritanie où elle s'étend sur 300 km de côte dans une direction N-S et une largueur de 60 km (Davison, 2005).Elle a été aussi cartographiée au large du sous bassin de la Casamance au Sud, mais le sel n'a pas été reconnu dans le sous bassin nordique à part quelques diapirs au Sud (Tari *et al.*, 2003);
- Une phase post-rift : cette phase est composée d'une section Jurassique moyen-Holocène. Les unités inférieures de cette section post-rift sont composées d'une couche épaisse (>2000 m) de roches carbonatées d'âge Jurassique moyen au Néocomien.

## 2.3 Le magmatisme lié à l'ouverture de l'Atlantique : la province magmatique de l'Atlantique Central (CAMP)

L'ouverture de l'océan Atlantique Central est accampagnée par la mise en place d'une grande province ignée connue sous le nom de CAMP « *Central Atlantic Magmatic Province* ». Elle est datée à la limite Trias-Jurassique (200 Ma) (Hames *et al.,* 2003; Nomade, 2001). Le volume de magma au niveau de cette province est estimé à environ $2*10^6$ $km^3$, ce qui la classe comme l'un des plus grands événements magmatiques du Phanérozoïque, et il a été suggéré qu'il était responsable de la plus grande extinction en masse d'organismes vivants à la fin du Trias (Courtillot *et al.,* 1996). L'origine de cette province magmatique n'est pas connue, cependant certains auteurs suggèrent qu'il s'agit d'un panache asymétrique sub-horizontale (Oyarzun *et al.,* 1997; McHone, 2000). Cette activité magmatique est exprimée par des dykes, des sills ainsi que des affleurements de laves qui s'étendent depuis la Terre-Neuve et la Bretagne au Nord jusqu'au craton d'Amazonie et d'Afrique occidentale au sud *(*Ragland *et al.,* 1983; McHone, 2000; Jourdan *et al.,* 2003, 2009; Knight *et al.,* 2004; Chabou *et al., 2007*). D'après Marzoli *et al.,* (1999) l'extension totale de cette province magmatique dépasserait la superficie de $7.10^6$ $km^2$. La figure 2-14 montre que la répartition du magmatisme sur les deux marges conjuguées, NE Américaine - NO Africaine, est différentes, il est beaucoup plus développée à l'intérieur de l'Afrique que dans l'Amérique du Nord.

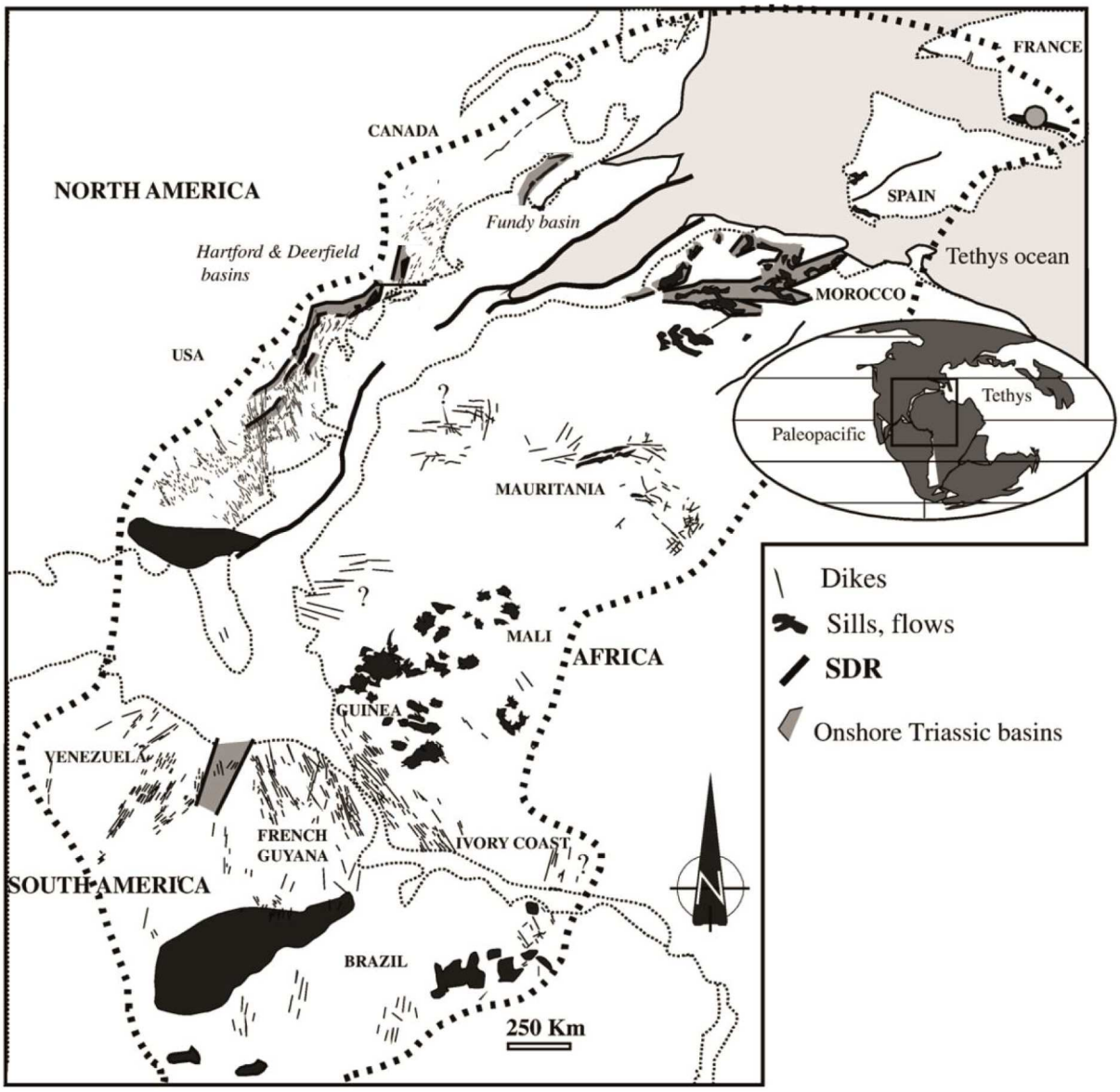



Fig 2-14 : Répartition du magmatisme dans la province CAMP d'après Knight *et al.*, (2004) et McHone, (2000) modifiée par Jourdan *et al*., (2009).

### 2.3.1 Le magmatisme sur la marge nord-est américaine

Cette activité magmatique est exprimée par des dykes isolés en Nouvelle-Écosse ainsi que des coulées basaltiques dans le bassin de Fundy (Sutter, 1985). Vers le sud, dans la marge est américaine ce magmatisme triasico-liasique et représenté par de nombreux dykes et sills ainsi que des SDRs (*Seaward Dipping Reflectors*) le long de la ceinture appalachienne est américaine (Fig 2-14), ces structures volcaniques (SDR) ont été largement discutées dans les différentes études d'imagerie de la structure profonde le long de la marge est américaine (paragraphe 2-5).

L'âge de cette activité magmatique au NE des Etats Unis, a été daté dans les travaux de Dunning et Hodych, (1990), Hames *et al*., (2000); Beutel *et al*., (2005) et Nomade *et al*.,

(2007), entre 197.5 ± 1.7 et 200.9 ± 1.5 Ma. Ces âges ont été déterminés à partir des analyses isotopiques et les datations par la méthode U/Pb effectuées sur de nombreux dykes et sills.

En Nouvelle Écosse les analyses isotopiques $^{40}Ar$ – $^{39}Ar$ et les datations par la méthode U/Pb effectuées sur les roches volcaniques de la région de *North Mountain* au sud-ouest de la Nouvelle Ecosse donnent un âge moyen de 201 ± 2,5 Ma (Hodych et Dunning, 1992 ; Kontak et Archibald, 2003).

### 2.3.2 Le magmatisme sur la marge nord-ouest africaine

Dans les bassins triasiques de la meseta marocaine le magmatisme est représenté par des sills de dolérites et des coulées basaltiques (Fig. 2-14), ces structures magmatiques sont intercalées dans les couches rouges triasiques et où l'épaisseur atteint localement la centaine de kilomètres (Bertrand, 1987).

Dans l'Anti-Atlas marocain, au sud des bassins de la meseta (Fig. 2-14), le magmatisme est représenté par des sills mis en place au sein des séries paléozoïques plissées et des dykes, comme celui de Foum Zguid et d'Irhem.

L'activité magmatique continue vers le sud dans l'Afrique de l'Ouest (Mauritanie, Guinée et Côte d'ivoire), avec une forte présence de dykes de différentes direction, des sills ont été cartographiés au Mali et au Guinée (Bertrand, 1987; Bertrand et Villeneuve, 1989).

Concernant l'âge de mise en place du magmatisme, Fiechtner *et al.,* (1992) a la base d'une analyse isotopique $^{40}Ar$ – $^{39}Ar$, réalisée sur les coulées basaltiques de la Meseta marocaine, suggère que l'activité magmatique du CAMP dans les bassins triasico-liasiques marocains, s'est produite entre 210 et 196 Ma (base Rhétien – sommet Héttangien).

Dans le bassin d'Essaouira-Agadir, l'âge calculé par la méthode K/Ar des coulées basaltiques de la formation d'Amskroud donnent un âge de 156 +/- 7 Ma (Ferrandini *et al.,* 1991; Amrhar, 1995). Dans le bassin d'Argana, des coulées basaltiques appartenant aux épisodes triasico-liasique et bajocien-bathonien ont été également mises en évidence (Ait Chayeb *et al*., 1998).

Les analyses isotopiques $^{40}Ar$ – $^{39}Ar$ effectuées par Sebai et al., (1991) sur les roches magmatiques des dykes de Foum zguid au Sud du Maroc donnent un âge moyen de 198+/- Ma, et celles effectuées sur des dykes au Mali donnent un âge de 201+/-2 – 203+/-3 Ma.

On verra dans le paragraphe structure profonde qu'aucune structure volcanique qui peut correspondre à des SDR n'a été imagée dans la marge nord-ouest africaine à part la suggestion de Roeser *et al.,* (2002). Nous y reviendrons par la suite.

## 2.4 Les anomalies magnétiques bordières et les bassins océaniques homologues adjacents aux marges de l'ATLC

Dans l'ATLC, quatre zones magnétiques peuvent être distinguées, en fonction de la position de l'allure et de l'amplitude des anomalies magnétiques qui y sont présentes.

### 2.4.1 Les anomalies magnétiques bordières

Il s'agit de l'anomalie africaine la WACMA (*West African Coast Magnetic*) et son homologue américain la ECMA (*East Coast Magnetic Anomaly*), dans ce paragraphe on parlera aussi de l'anomalie dite de côte, la BMA (*Brunswick Magnetic Anomaly*) reconnue uniquement sur la marge américaine.

#### 2.4.1.1 sur la marge nord-est américaine

##### a) BMA (Brunswick Magnetic Anomaly

Cette anomalie est identifiée sur la marge atlantique des États-Unis, il s'agit d'une anomalie négative, de forte amplitude (200 nT), qui se caractérise par deux segments : un segment offshore orienté (N-S) au large de la Caroline du Sud entre les latitudes 31.5°N et 33.5°N ou il présente une structure parallèle à la ECMA, et un segment à terre connue aussi sous le nom de l'anomalie de Altamaha (Austin *et al.*, 1989; Higgins et Zietz, 1983) orienté (E-O) (Fig. 2-15).

L'origine de la Brunswick Magnetic Anomaly (BMA) reste toujours une question controversée.

Sur la base des données magnétiques et gravimétriques, Hutchinson *et al.* (1983) associent la BMA à un rift mésozoïque. Nelson *et al.* 1985a, à partir de profils sismiques acquis au niveaux de la plaine côtière de la Géorgie et le Nord de la Floride , associe la BMA plutôt à une suture de collision continentale datée de la fin du Paléozoïque entre l'Afrique et l'Amérique du Nord. Austin *et al.*, (1990) dans un travail postérieur à celui de Nelson *et al.* (1985a, 1985b) associent la BMA à la séparation mésozoïque des continents Africain et Nord-Américain. McBride et Nelson, (1988) considèrent que la BMA à la même origine que la ECMA et que les deux anomalies sont associées à une zone fortement magnétisée située au niveau de la plaque supérieure de la suture Alleghanienne, et liée à un magmatisme mafique.

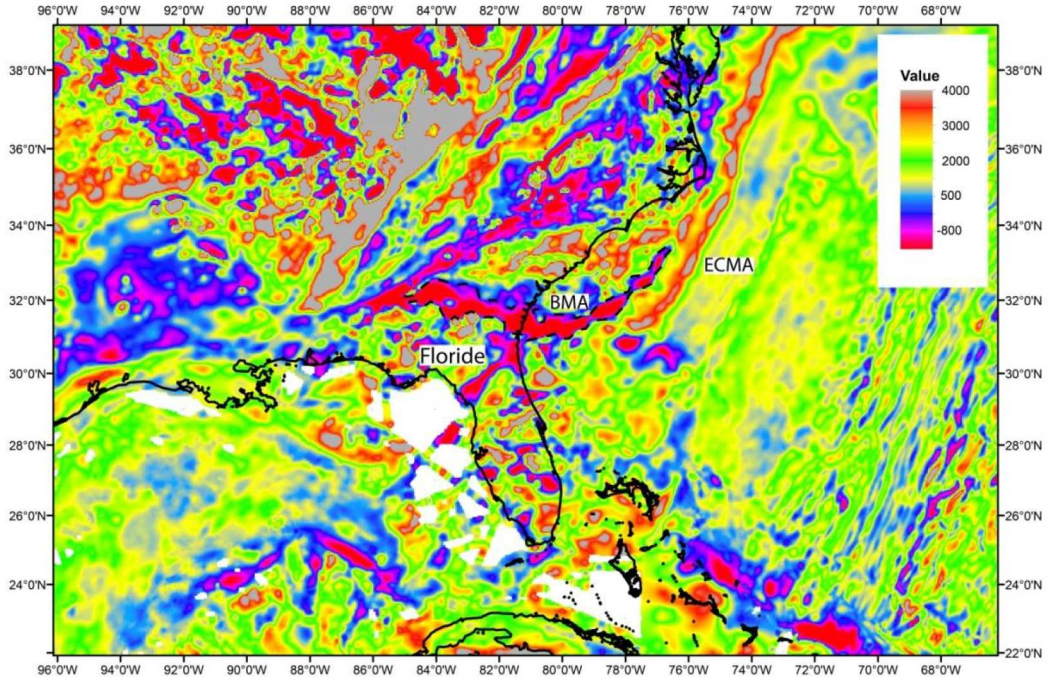



Fig. 2-15: Carte des anomalies magnétiques issues de la grille EMAG2 (Maus *et al.*, 2009). Ligne tiretée noire marque le contour de l'anomalie BMA, et les lignes noires marquent les traits de côtes.

### b) ECMA (East Coast Magnetic anomaly)

L'ECMA est une anomalie magnétique positive, continue et de forte amplitude entre 200 et 350 nT. Elle s'étend depuis la Caroline du Sud (31°N) jusqu'à la Nouvelle-Écosse au Nord (44°N) (Drake *et al.*, 1959).

Sahabi, 2004 et Sahabi *et al.*, 2004, divisent la ECMA en trois segments en fonction de l'allure de l'anomalie (Fig. 2-16):

- Un segment méridional entre 31°N et 36.5°N, au large de la Caroline du Sud : dans ce segment l'anomalie montre un dédoublement avec deux parties de forte amplitude entre 200 et 350 nT. Sa bordure orientale coïncide avec la limite vers l'océan du bassin salifère de la Caroline. Sa bordure occidentale se confond avec la « *hinge line* » et l'anomalie de la BMA ;
- Un segment médian entre 36.5°N et 40°N, situé à la latitude du bassin de Baltimore : l'anomalie montre un seul segment à forte amplitude (~200 nT) avec une largeur entre 60 et 80 km avec deux orientations différentes : au Sud de 39.5°N, l'orientation de l'anomalie est NNE-SSO. Au Nord de 39.5°N l'orientation de l'anomalie est ENE-OSO ;
- Un segment septentrional entre 41°N et 44°N, au large de la Nouvelle-Ecosse : elle montre une partie de forte amplitude au sud qui se dédouble à partir de la latitude 41.5°N. Son amplitude varie entre 100 nT et 250 nT et diminue vers le nord jusqu'à disparaître au nord. Du sud vers le nord, la direction de la ECMA passe d'une direction NNE-SSO à OSO-ENE et enfin NNE-SSO.

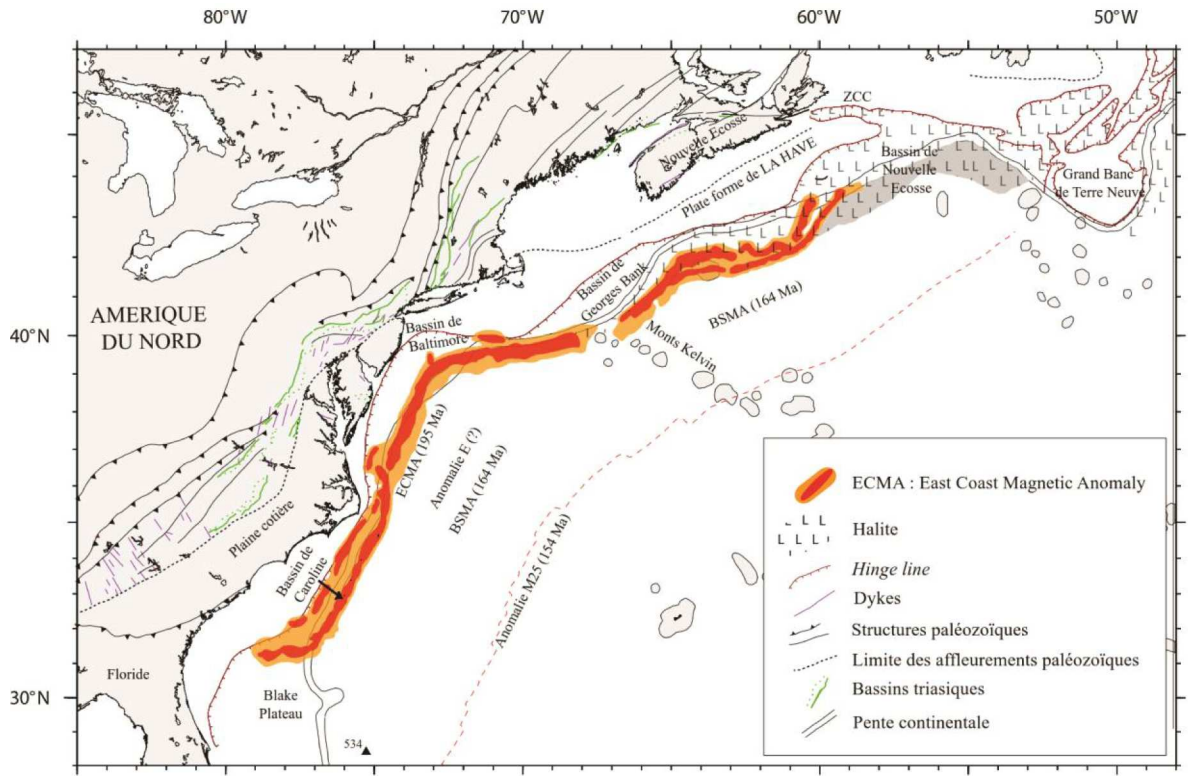



Fig. 2-16: Carte générale de la marge est américaine (Sahabi *et al*., 2004). La East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) a été représentée en deux tons, en fonction de sa forme et de son amplitude, à partir de la carte de Verhoef *et al.* (1996). Le bassin de Caroline est situé à l'aplomb de la partie externe de la ECMA. Les autres bassins (Baltimore, Georges Bank et Nouvelle Ecosse) se situent dans des rentrants de la hinge line par rapport à la ECMA. Les affleurements volcaniques (dykes) reportés d'après Sheridan *et al.* (1988) appartiennent à la province magmatique de l'Atlantique Central (CAMP). La carte montre également la répartition des dépôts de halite avec, en grisé, l'extension d'un glissement post-ouverture océanique (Sahabi *et al.*, 2004). L'anomalie E est la première anomalie magnétique notable à partir de la marge. Le forage DSDP 534 qui a permis de dater la BSMA est indiqué.

#### 2.4.1.2 Sur la marge nord-ouest africaine :

##### a) WACMA(West african Coast Magnetic Anomaly)

Avec une amplitude environ deux fois plus faible, l'anomalie bordière de la côté Africaine (*West African Coast Magnetic Anomaly* ou *WACMA*) est considérée comme homologue à l'ECMA du côté Africain. Comme son homologue cette anomalie peut être divisée en trois segments (Sahabi, *2004;* Sahabi *et al.*, 2004) (Fig. 2-17).:

- WACMA Nord : ce segment s'étend entre 26.5°N et 34.6°N, il regroupe le système d'anomalies S. Ce segment a été divisé en deux sous-segments :
  - Septentrional : situé entre 32.25°N et 34.6°N, il se caractérise par une anomalie de faible amplitude (40nT) orientée N-S avec une longueur de 200 km. Cette anomalie limite vers l'océan le bassin salifère NO marocain dans sa partie nord;
  - Méridional : située entre 26.5°N et 32.25°N avec une longueur de 800 km qui regroupe les anomalies S1 & S3. L'anomalie S1 montre deux segments de

direction N-S. L'anomalie S3 double la S1 dans un seul segment située entre 29° et 30.5°N. cette partie méridionale de la WACMA Nord constitue l'homologue de l'ECMA Nord au large de la marge Canadienne.

- WACMA Centre : adjacente à la marge, située au large du Sahara et du Nord de la Mauritanie entre 20.5°N et 25°N. Il s'agit d'une anomalie magnétique positive d'amplitude variante de 80 nT à 100 nT. Elle est doublée à l'ouest par une large anomalie négative à forte amplitude variant entre 100 et 220 nT. Son orientation montre deux directions : au nord elle est orientée NE-SO et au Sud elle est orientée N-S ;
- WACMA Sud : elle regroupe l'anomalie située au large de la Mauritanie et du Sénégal, située entre les latitudes 15°N et 18°N. Elle a été identifiée par Liger (1980) sur une longueur de 300 km. Elle a été interpréter comme terminaison sud de l'anomalie S par Roussel et Liger. (1983) et Olivet *et al*. (1984).

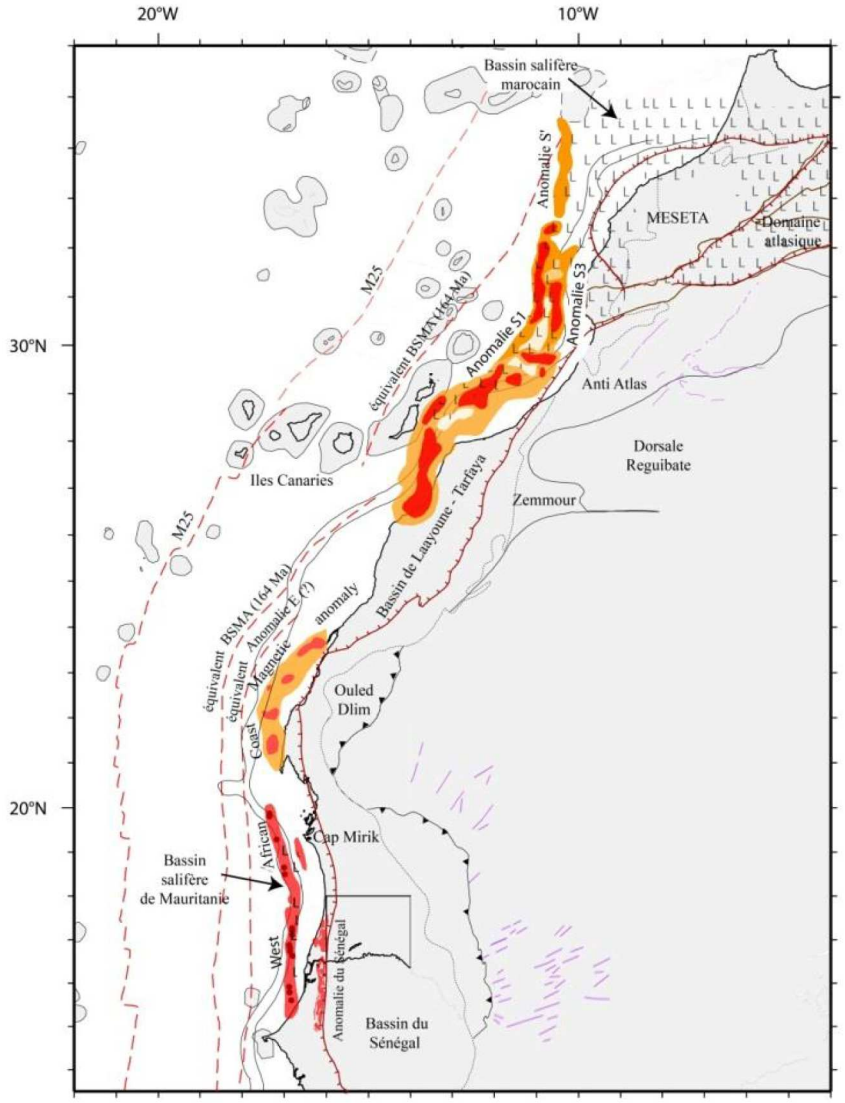



Fig. 2-17: Les trois segments de l'anomalie magnétique ouest-Africaine (WACMA) d'après (Sahabi *et al.*, 2004).

### 2.4.2 Les Zones Magnétiques Calmes du Jurassique (ZMCJ)

Le socle océanique de l'ATLC est caractérisée par des zones adjacentes aux marges qui montrent des anomalies d'amplitudes faibles et irrégulières. Ce sont les zones magnétiques calme du Jurassique observées au large de la côte est américaine (Keller *et al.,* 1954), et aussi en face de la marge nord-ouest africaine au large de Dakar (Heezen *et al.,* 1953).

#### 2.4.2.1 Sur la marge nord-est américaine :

La zone magnétique calme du Jurassique (ZMCJ) est située entre la ECMA et l'isochrone M25. Elle fait 350 km de largeur au large du Cap Hatteras au sud et 250 km au large de la Nouvelle Ecosse au Nord. Deux anomalies océaniques, BSMA et l'anomalie E, ont été reconnues au large des côtes est américaines, au Sud de la Nouvelle-Ecosse (Fig. 2-18):

La Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA) est une anomalie positive, parallèle à l'ECMA avec une direction SSO-NNE. Elle se situe entre les latitudes 26°N et 39°N. Elle a été datée par le forage DSDP 534 de la base du Callovien (Sheridan *et al.,* 1982, 1983). Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer l'origine de cette anomalie. Selon Sheridan (1974) et Vogt (1973), elle correspondrait à la trace laissée à la suite d'un saut de dorsale vers l'Est au Jurassique moyen. Pour Grow et Markl (1977) et Markl et Bryan, (1983), elle correspond à un relief du socle océanique qui fait frontière entre une morphologie rugueuse à l'Ouest et relativement lisse à l'Est. Olivet *et al.* 1984, Sahabi. (2004), ainsi que Labails *et al.* (2010), l'interprètent comme une structure océanique qui résulte d'une accélération du taux d'ouverture de l'ATLC.

L'anomalie E fut identifiée par Rabinowitz (1974), elle se situe à l'Ouest de la BSMA entre les latitudes 27°N et 39°N. Son âge précis est inconnu. L'auteur la définit comme séparant la véritable "zone magnétique calme", à l'ouest, d'une zone magnétique à anomalies de faible amplitude, à l'est. Pour Rabinowitz, cette anomalie marque la limite vers le continent de la croûte océanique.

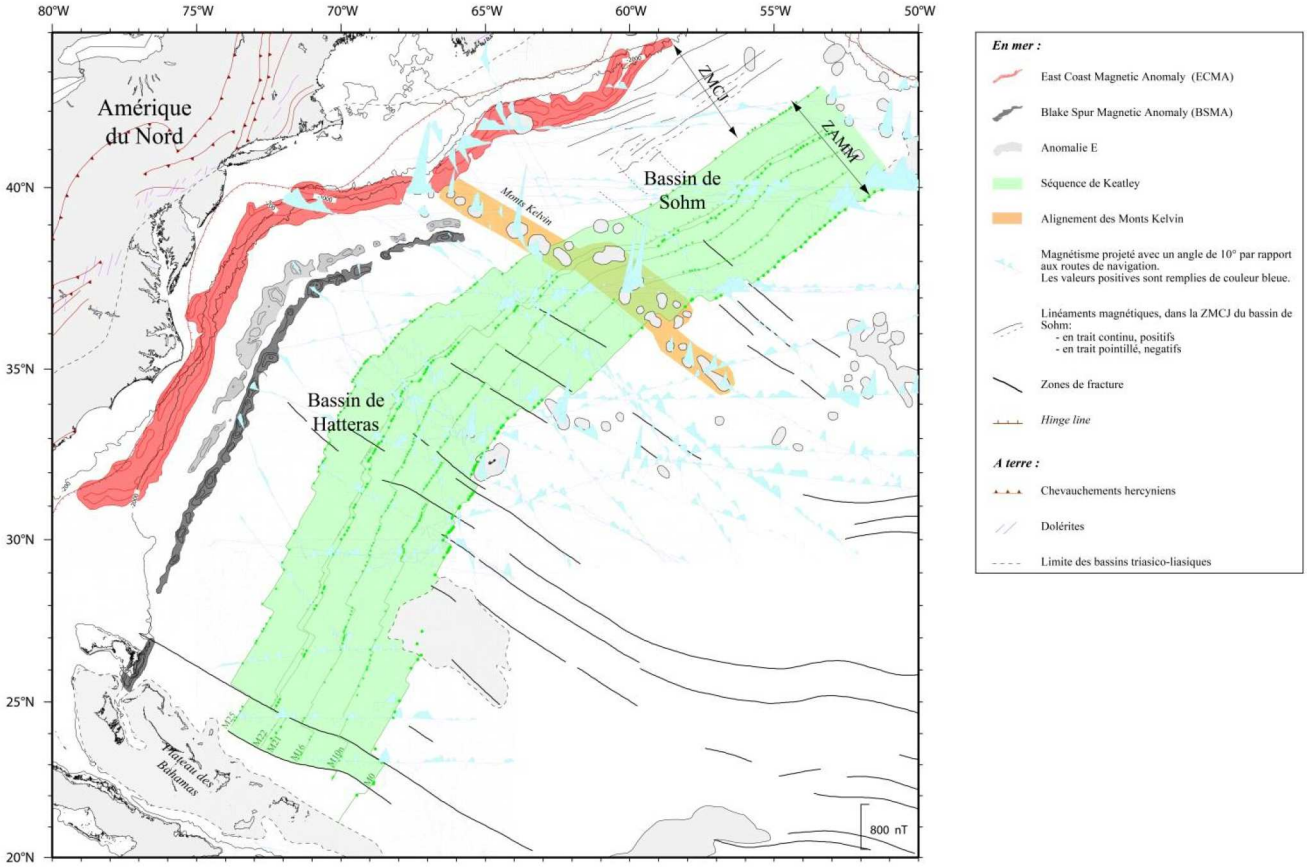



Fig. 2-18: Illustration des anomalies magnétiques de la Zone Magnétique Calme du Jurassique (ZMCJ) et de la Zone des Anomalies Magnétiques Mésozoïques (ZAMM). Les profils magnétiques ont été projetés avec un angle de 10° par rapport aux routes de navigation. Les anomalies ECMA, anomalie E et BSMA ont été également reportées. Notons la différence d'amplitude entre les anomalies magnétiques situées dans la ZMCJ et dans la ZAMM (Labails, 2007).

#### 2.4.2.2 Sur la marge nord-ouest africaine :

Sur la marge nord-ouest africaine, la zone magnétique calme du Jurassique (ZMCJ) s'étend sur 300 km de largeur et se situe entre la WACMA et l'isochrone M25 (Fig. 2-19). La plus part des signatures magnétiques sont due à l'expression de structures volcaniques cénozoïques (Roest *et al.*, 1992). Des linéaments orientés NNE-SSO, liés à l'accrétion océanique mésozoïque ont été déterminés dans le bassin de Seine (Roeser *et al.*, 2002). Les équivalents de la BSMA et l'anomalie E n'ont pas été rapportées dans les travaux antérieurs, cependant Sahabi (2004) puis Labails *et al.* (2010), ont identifié une anomalie située à 80 km vers l'Ouest de la WACMA, entre le sud des îles de canaries et les îles de Cap Vert, et ils l'interprètent comme l'équivalent africain de la BSMA de la marge homologue. Cette anomalie a été appelée (*African Blake Spur Magnetic Anomaly* : ABSMA).

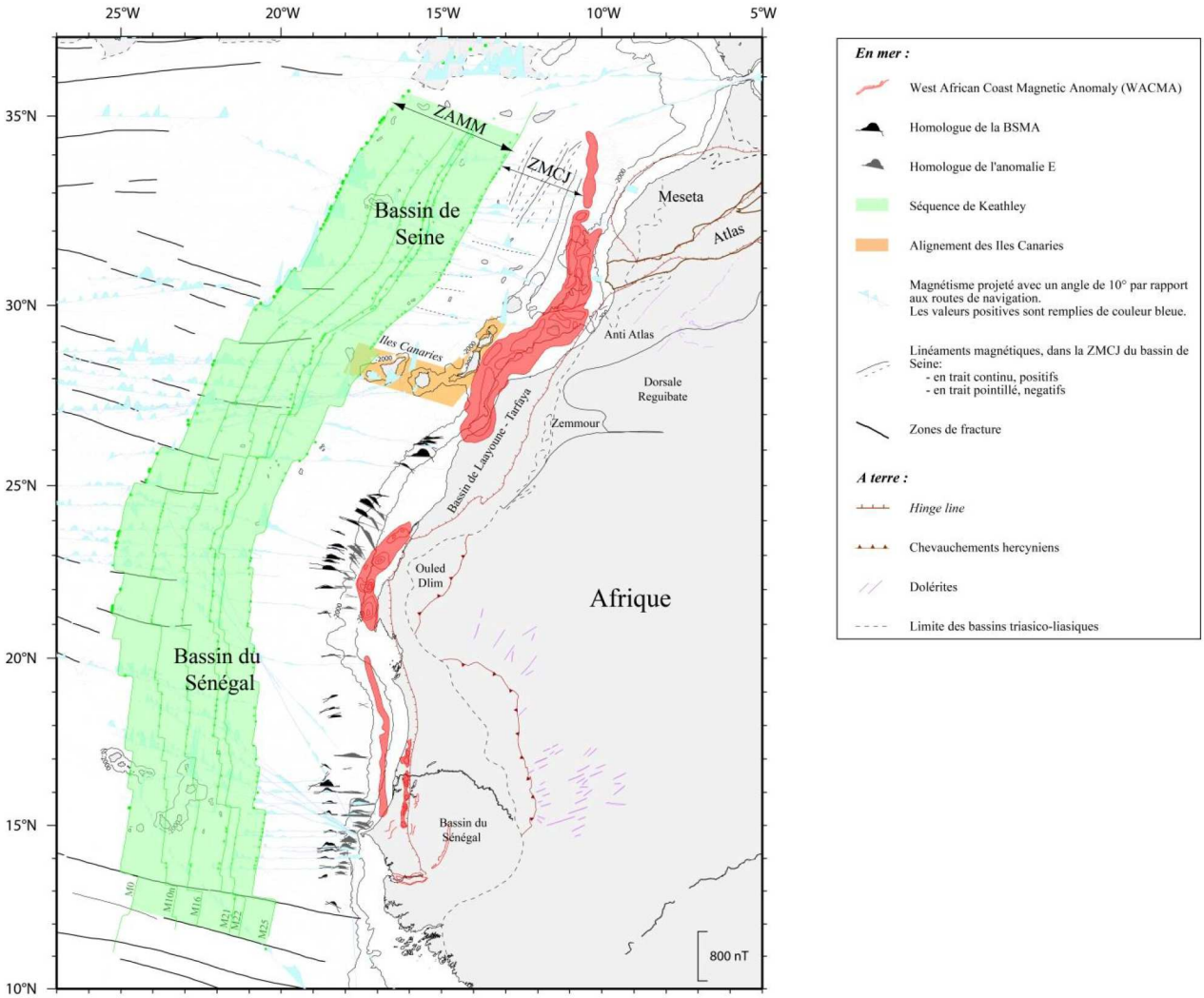



Fig. 2-19: Illustration des anomalies magnétiques de la Zone Magnétique Calme du Jurassique (ZMCJ) et de la Zone des Anomalies Magnétiques Mésozoïques (ZAMM) du côté africain. Les profils magnétiques ont été projetés avec un angle de 10° par rapport aux routes de navigation.Notons, comme du côté américain, la différence d'amplitude des anomalies magnétiques situées dans la ZMCJ et dans la ZAMM : les amplitudes de la ZMCJ sont très faibles (Labails, 2007).

### 2.4.3 Zone des Anomalies Magnétiques Mésozoïques (ZAMM)

Elle a été cartographiée par Bracey, 1968) au Nord des Bahamas. Il s'agit d'une zone des anomalies magnétiques océaniques créées entre les époques des anomalies M0, qui marque la base de l'Aptien (125 Ma; Gradstein *et al.*, 2004), et l'anomalie M25, qui marque la base du Kimméridgien (~154 Ma, Gradstein et al., 2004). L'amplitude de ces anomalie varie de 20 nT et 50 nT entre les anomalies M22 et M25 et de 100 nT à 300 nT entre les anomalies M0 et M22.

Au large de la côte est américaine, cette zone fait 300 km de largeur au Nord dans le bassin de Sohm et 400 km au sud dans le bassin Hatteras (Fig. 2-18). Du côté Africain, cette zone est d'une largueur de 400 km le long de la marge (Fig. 2-19). Le segment Nord de l'Atlantique Central, entre la Meseta au Maroc et la Nouvelle-Ecosse au Canada, est caractérisé par la

présence d'une anomalie magnétique de grande amplitude appelée anomalie J décrite par Pitman et Talwani (1972) et que Larson et Hilde, (1975) ont montré qu'elle correspond à l'intervalle M0-M4. D'autres études suggèrent que cette anomalie est liée à une activité magmatique anormale pendant une accrétion océanique subaérienne (Rabinowitz *et al.,* 1979).

### 2.4.4 Zones Magnétiques Calmes du Crétacé (ZMCC)

Cette zone est située entre les anomalies M0 (121 Ma) et C34 (84 Ma - Santonien). Elle est formée au cours d'un intervalle de polarité normale où il n'y a pas eu d'inversions significatives du champ magnétique terrestre. Elle présente le plus souvent des anomalies de faible amplitude (< 100 nT) (Dyment, 2000). Du côté américain, la largeur de la ZMCC varie du 500 km au nord à 800 km au sud. Elle fait 600 km au côté Africain. Sur les deux marges homologues, cette zone se caractérise par un important changement de direction des zones de fractures, lié à une réorganisation cinématique survenue au crétacé moyen il ya 90 Ma (Olivet *et al.,* 1984).

## 2.5 La Structure profonde des marges homologues de l'Atlantique Central

### 2.5.1 La Marge continentale Nord-Est Américaine

La marge continentale NE américaine est l'une des marges passives les plus étudiées au monde, en particulier en terme de structure profonde. La marge de la Nouvelle-Écosse, a été étudiée dans le cadre du projet SMART (*Scotian MARgin Transects refraction lines*), qui a permis l'acquisition de trois profils sismiques grand-angle et sismique réflexion (Funck *et al.,* 2004; Louden *et al.,* 2010; Wu *et al.,* 2006). La marge, de Baltimore, a été étudiée dans le cadre de deux projets, qui ont permis l'acquisition de deux profils combinés sismique grand-angle et réflexion: il s'agit du profil LASE (*Large Aperture Seismic Experiments*) acquis au nord de la zone (LASE Study Group, 1986), et le profil EDGE 801 dans sa partie méridionale (Holbrook *et al.,* 1994a; Sheridan *et al.,* 1993). La marge de Caroline, a été étudiée par deux profils : le profil USGS 32 (Tréhu *et al.,* 1989) et le profil BA-6 (Austin *et al.,* 1990; Holbrook *et al.,* 1994b; Oh *et al.,* 1995).

#### 2.5.1.1 La structure profonde de la marge continentale sud est canadienne

La marge continentale de la Nouvelle-Écosse, est située entre une marge volcanique au sud (Etats Unis) et une marge non-volcanique vers le Nord (Marge de la Terre Neuve) (Louden *et al.,* 2010). Les trois profils réfraction SMART perpendiculaires à la marge ont été acquis dans le but d'étudier ce passage de marge volcanique à une marge non-volcanique, de définir la limite océan-continent ainsi que les propriétés physiques des domaines crustaux au large de ce segment.

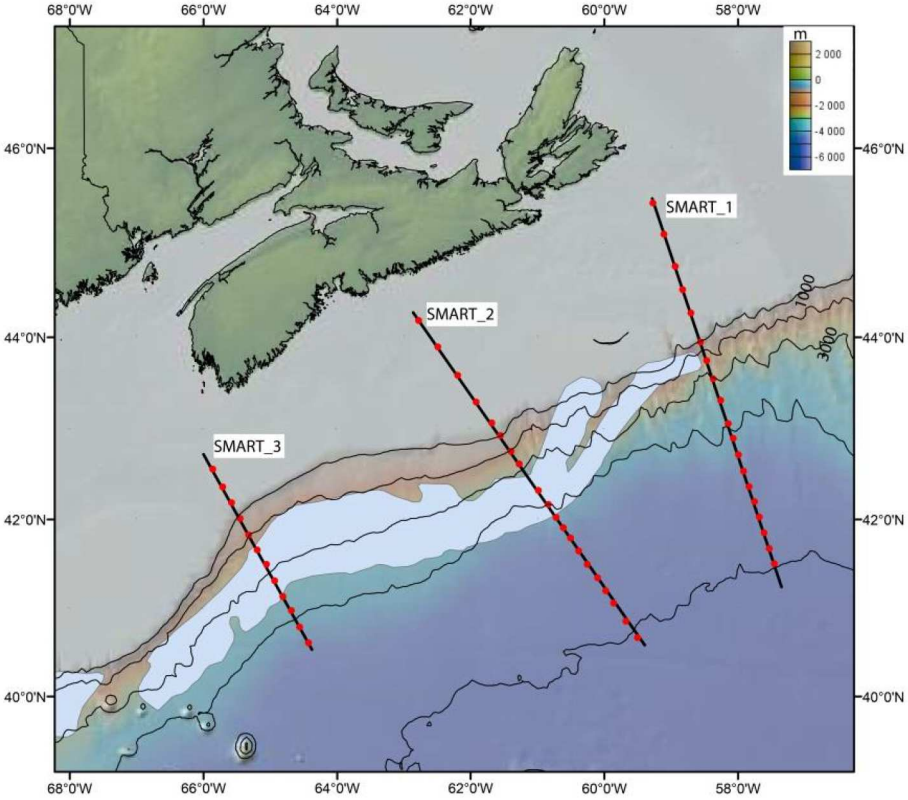



Fig. 2-20 : Les lignes noires représentent les profils Smart, les positions des OBS sont indiquées par des cercles rouges. Le tracé de l'anomalie ECMA d'après Sahabi *et al.*, (2004) se présente en gris clair. La carte est réalisée à partir des données topographiques et bathymétriques de la grille de Ryan *et al.*, (2009).

### a) La structure profonde le long du profil SMART-1 :

Le profil SMART-1 représenté sur la figure 2-21 a été modélisé et interprété par Funck *et al.* (2004). Le modèle de vitesses montre une croûte continentale de 35 km d'épaisseur divisée en trois couches. La couche supérieure s'amincie sur une distance de 230 km : elle passe de 10 à 3 km, avec des vitesses de 5.7-6 km/s. La couche intermédiaire montre une épaisseur de 6.5 km à l'extrémité NO du profil et elle s'étale sur 50 km. La couche inférieure s'amincie de 20 à 5 km sur une distance de 180 km. Cette couche a été modélisée avec des vitesses de 6.7-6.9 km/s. Un bassin sédimentaire qui atteint un maximum de 14 km d'épaisseur, a été modélisé avec des vitesses de 1.8-5 km/s. Le domaine transitionnel fait 150 km de largeur et se caractérise par une croûte inférieure qui fait 5 km d'épaisseur modélisée avec des hautes vitesses qui varie verticalement entre 7.2 et 7.6 km/s. Cette croûte inférieure est interprétée comme du manteau partiellement serpentinisé. Au-dessus, la croûte supérieure a été divisée en deux zones. Vers le continent une zone de 70 km de largeur et une vitesse de 5.4 km/s a été interprétée comme étant une croûte continentale fortement altérée de 3-4 km d'épaisseur. Vers le large, la croûte supérieure de ce domaine transitionnel correspond à un corps de 5.1-5.2 km/s interprétée comme du manteau exhumé fortement serpentinisé. Enfin plus à l'Est, on trouve une croûte océanique de 4 km d'épaisseur, divisée en couche inférieure de 6.4-6.55 km/s et une couche supérieure de 4.6-5 km/s.

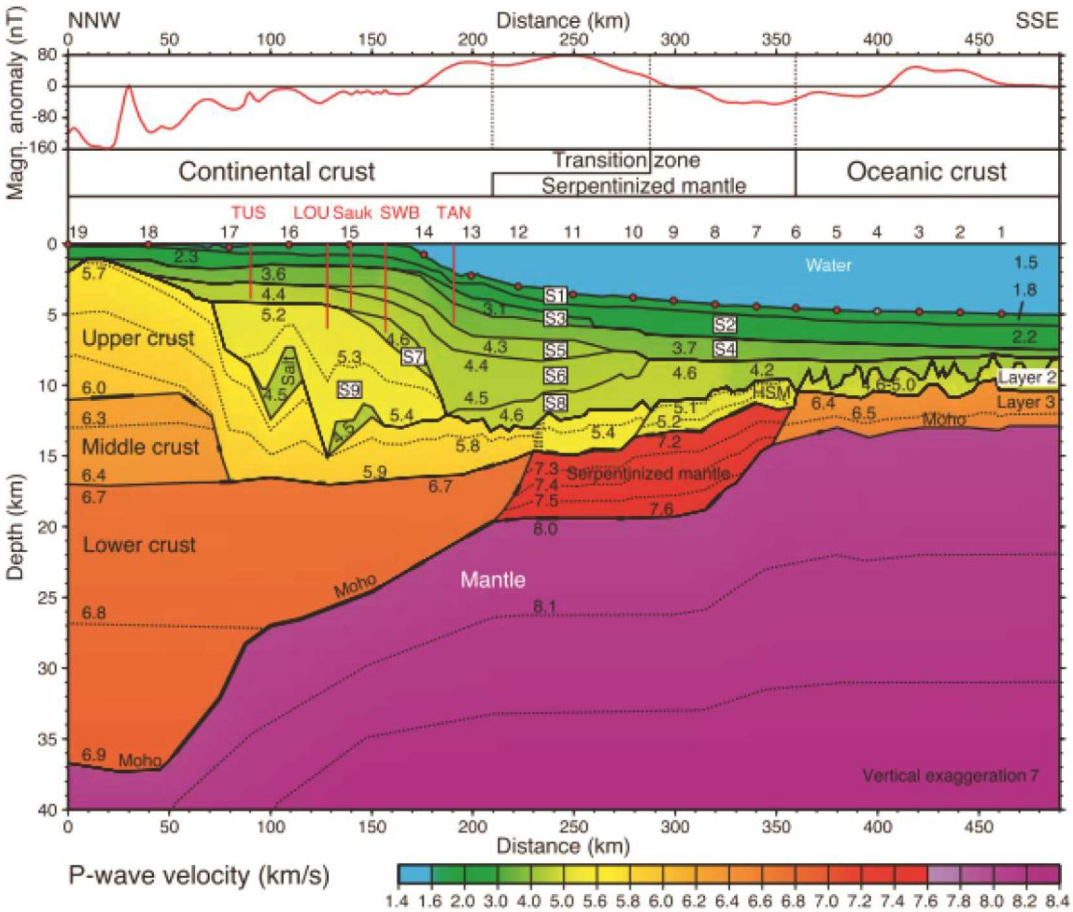



Fig. 2-21 : Modèle de vitesses du profil SMART-1 d'après Funck *et al.*, (2004). Les positions des OBS sont indiquées par des cercles rouges. Les lignes verticales rouges représentent la position des forages.

Dans cette zone, l'anomalie magnétique ECMA est d'une faible amplitude et disparaît juste au Nord du profil. Aucune structure volcanique qui pourrait s'apparenter à des SDRs n'a pu être observée sur les profils sismiques multitraces acquis dans cette zone (Funck *et al.*, 2004).

### b) La structure profonde le long du profil SMART-2 :

Le profil SMART-2 représenté sur la figure 2-22 a été modélisé et interprété par Wu *et al.* (2006). Le modèle de vitesse montre une croûte continentale divisée en trois couches. Il s'agit d'une couche supérieure de 4 km qui s'amincit à 2 km sur une distance de 285 km, avec des vitesses de 5.5 - 5.7 km/s, une croûte intermédiaire de 12 km d'épaisseur qui s'amincit vers le SE jusqu'à sa disparition sur une distance de 245 km et une croûte inférieure de 6.8-6.9 km/s, avec une épaisseur de 18 km qui s'amincit sur une distance de 300 km a une épaisseur de 2 km.

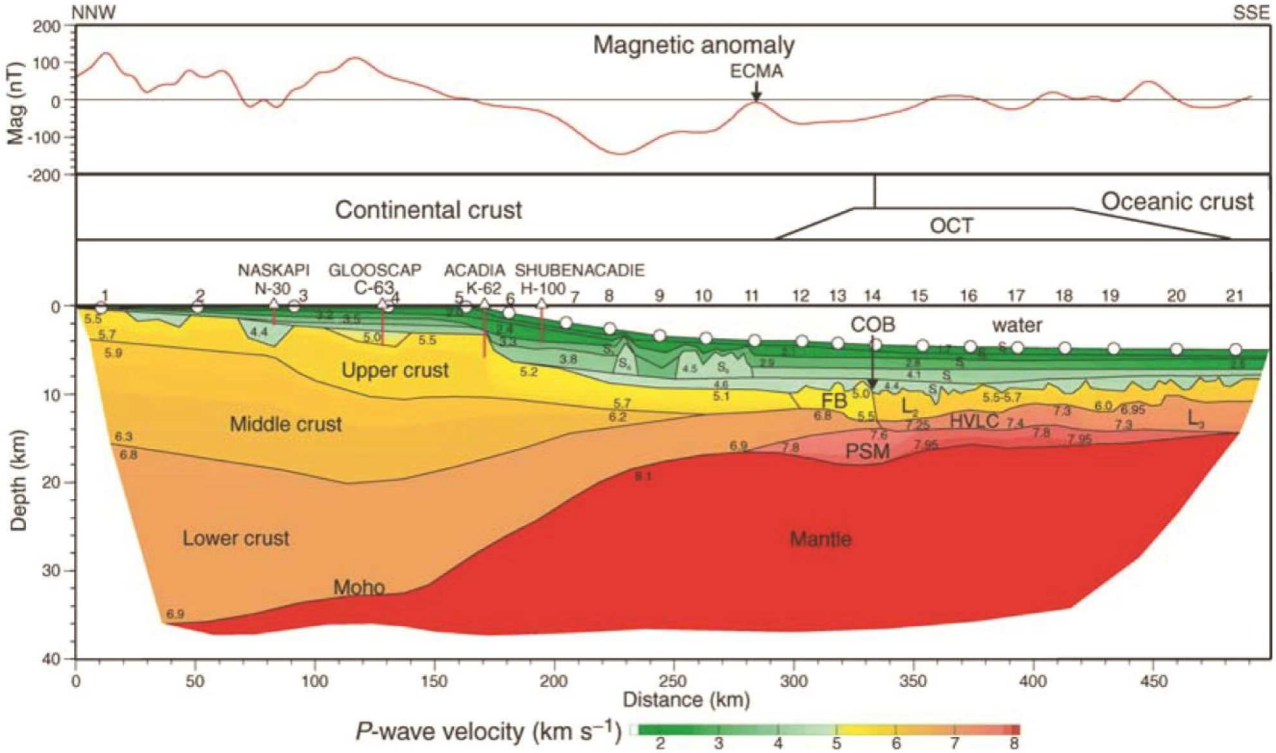



Fig. 2-22 : Modèle de vitesses du profil SMART-2 d'après Wu *et al*. (2006). Les positions des OBS sont indiquées par des cercles blancs.

Vers le large, la limite de la croûte continentale se caractérise par un socle très déformé et faillé. Sous cette zone continentale, aucun indice de sous placage magmatique n'a été modélisé. Cependant, à la limite de ce domaine continental, sous le socle faillé, une zone de 4 km d'épaisseur avec des vitesses sismiques élevées de 7.6-7.95 km/s, s'étalant sur une largeur de 200 km a été imagée et interprétée comme du manteau partiellement serpentinisé. Cette zone forme la partie inférieure du domaine de transition continent-océan. La partie supérieure de ce domaine transitionnel est formée par la croûte continentale fortement faillée et aussi une partie de la croûte océanique dite initiale qui fait 4-5 km d'épaisseur. Cette croûte océanique se compose de 2 couches : la couche 2 de 1-3 km d'épaisseur avec des vitesses de 5.6-6.0 km/s; la couche 3 de 1-2 km d'épaisseur est caractérisée par des vitesses plus hautes (7.25-7.4 km/s) que dans la croûte océanique dite normale. Cette dernière est interprétée comme une couche à composition mixte entre péridotite serpentinisée et gabbro typique de la couche océanique 3. Selon les auteurs, la croûte océanique normale est imagée à la fin du profil, avec une épaisseur entre 5 et 7 km et des vitesses entre 6.95 et 7.3 km/s pour la couche 3.

Dans cette zone, l'anomalie magnétique ECMA coïncide avec la limite du domaine continentale. Aucune structure volcanique qui pourrait s'apparenter à des SDRs n'a pu être observée sur les profils sismiques multitraces acquis dans cette zone (Wu *et al.*, 2006).

### c) La structure profonde le long du profil SMART-3 :

Le profil SMART-3 représenté sur la figure 2-23 a été modélisé et interprété par Louden *et al.* (2010). La croûte continentale non-amincie dans ce segment est d'une épaisseur de 36 km. Elle a été modélisée par trois couches où les vitesses sismiques varient verticalement entre 5.75-6.00, 6.30-6.45 et 6.70-6.85 km/s (Fig. 2-23-a).

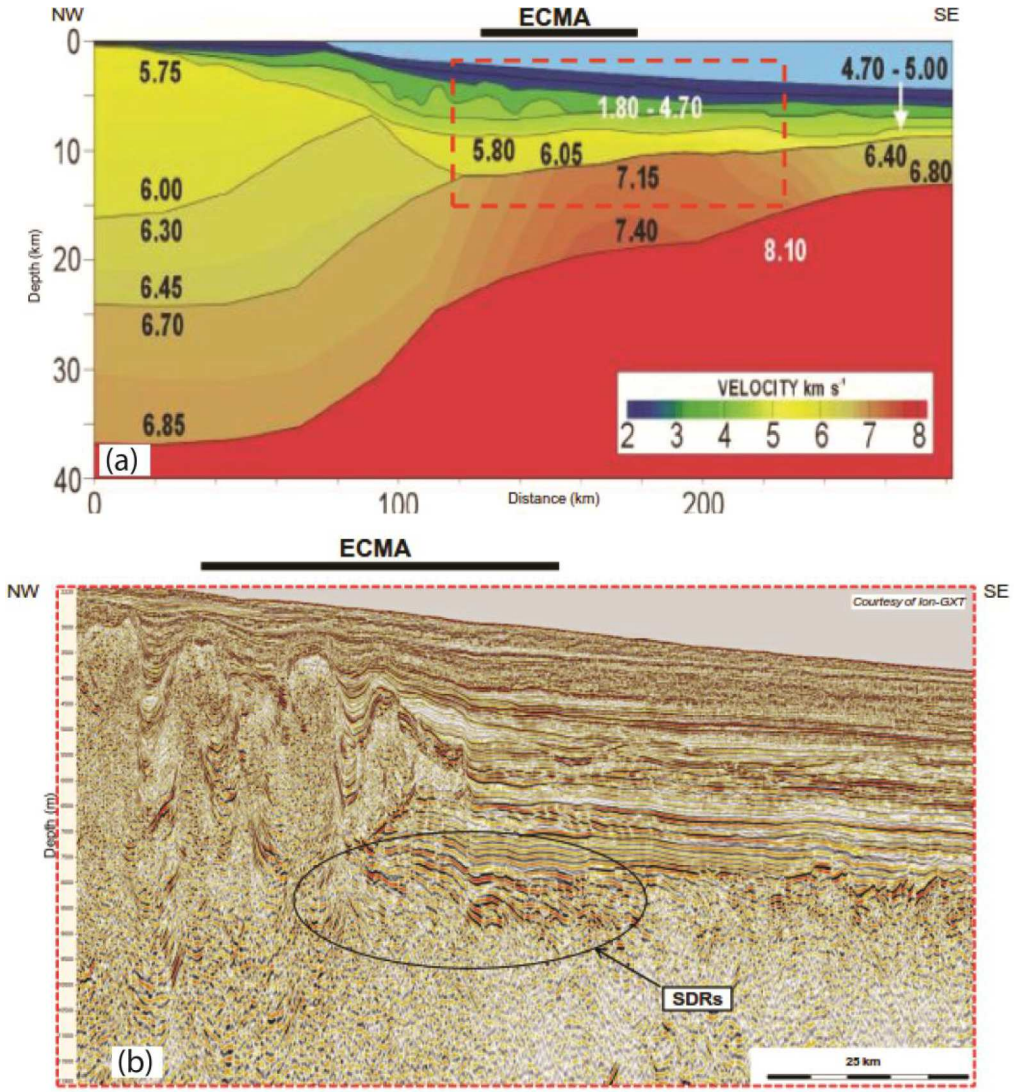



Fig. 2-23 : (a) Modèle de vitesses sismiques du profile SMART-3 d'après Louden *et al.*, (2010). (b) profile SMT, NovaSPAN 100, retraité par Louden *et al*., (2010), tiré parallèlement au profil SMART-3.

La zone d'amincissement fait 120 km de large. Au NW, l'amincissement concerne surtout la croûte supérieure, jusqu'à une distance de 120 km où la croûte intermédiaire disparait. Des vitesses sismiques élevées > 7.2 km/s ont été modélisées à la base de la croûte au niveau de l'emplacement de l'anomalie magnétique ECMA. Les profils de sismique réflexion multi-trace acquis dans cette zone (Fig. 2-23-b) montre la présence de réflecteurs de haute amplitude pentés vers l'océan : *SDR*s (Louden *et al.*, 2010). Ces auteurs ont interprété cette structure à haute vitesse comme un corps intrusif sous-plaqué, qui serait probablement à l'origine de l'anomalie magnétique.

A l'est se situe une croûte océanique normale de 7 km d'épaisseur modélisée en deux couches avec des vitesses entre 4.70-5.00 et 6.40-6.80 km/s.

Au pied de la marge se trouve un bassin sédimentaire d'une épaisseur maximale de 9 km avec des vitesses sismiques qui varient verticalement entre 1.80-4.70 km/s

#### 2.5.1.2 La structure profonde de la marge continentale est des États-Unis

Durant les années 80, la structure profonde de la marge Est des États-Unis a été étudiée à partir des données de sismique réfraction acquises selon la méthode des « ESP » (*Expanding Spread Profile*). Cette technique d'acquisition nécessite la mise en œuvre de deux navires, l'un possède une source et l'autre possède un récepteur. L'enregistrement des données se fait par l'éloignement des deux navires dans des directions opposées parallèlement à la marge. En combinant cinq « ESP », une coupe structurale de la marge a été proposée (LASE Study Group, 1986). Dans le but de mieux étudier la variation stratigraphique des séquences sédimentaires et de caractériser les principaux structures volcaniques, le profil réfraction ESP LASE a été couplé avec le profil de sismique réflexion USGS25. Par la suite, deux autres profils ont été acquis le long de cette marge (BA-6 et EDGE 801) en combinant la sismique réflexion et la sismique réfraction OBS.

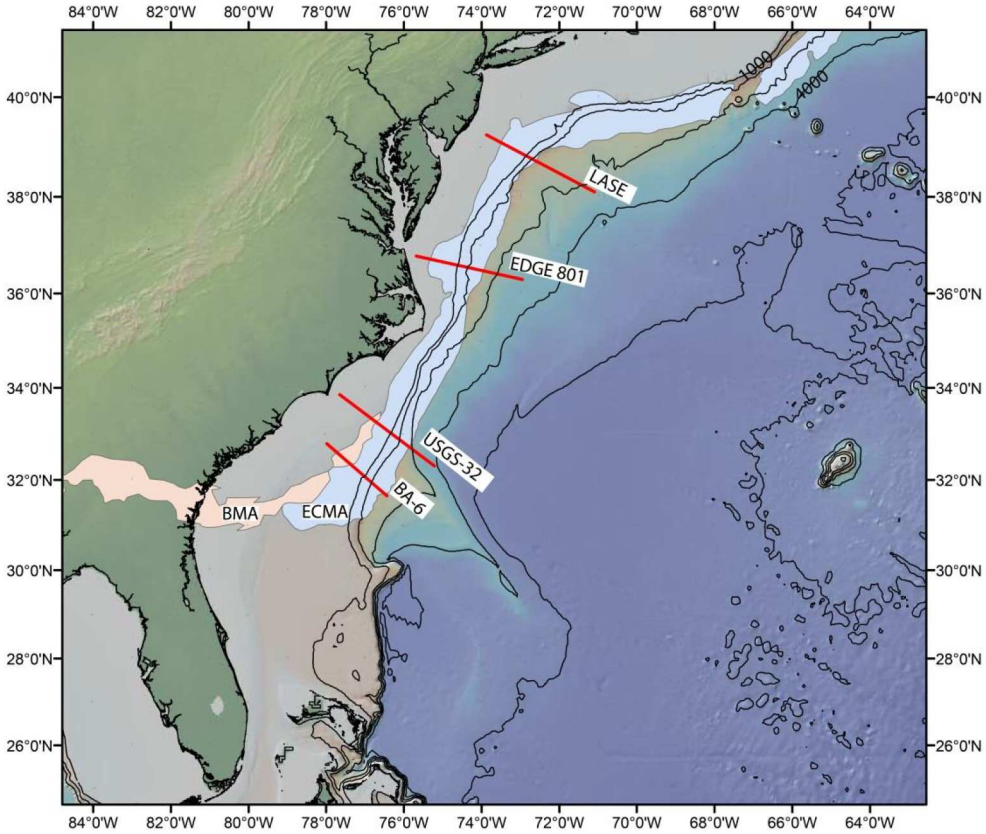



Fig 2-24 : Carte de position des profils sismiques sur la marge est américaine. Les lignes rouges représentent les profils LASE, EDGE 801, USGS-32 et BA-6. L'anomalie ECMA d'après Sahabi *et al*., (2004) et l'anomalie BMA d'après Parker Jr, (2014). La carte est réalisée à partir des données topographique et bathymétrique de la grille de Ryan *et al*. (2009).

### a) La structure profonde du bassin de Baltimore

Les modèles de vitesses le long des deux profils combinant la sismique réflexion et la sismique réfraction, EDGE 801 et LASE, ont été modélisés et interprètes par Holbrook *et al.*, (1994a); LASE Study Group, (1986) (Fig. 2-25 & 2-26).

La croûte continentale fait entre 35 et 40 km d'épaisseur, avec des vitesses qui varient entre 5.9 et 6.8 km/s. Le modèle final montre que les vitesses augmentent jusqu'à 7.5 km/s sous la zone transitionnelle et diminue à 6.9-7.0 km/s sous le domaine océanique.

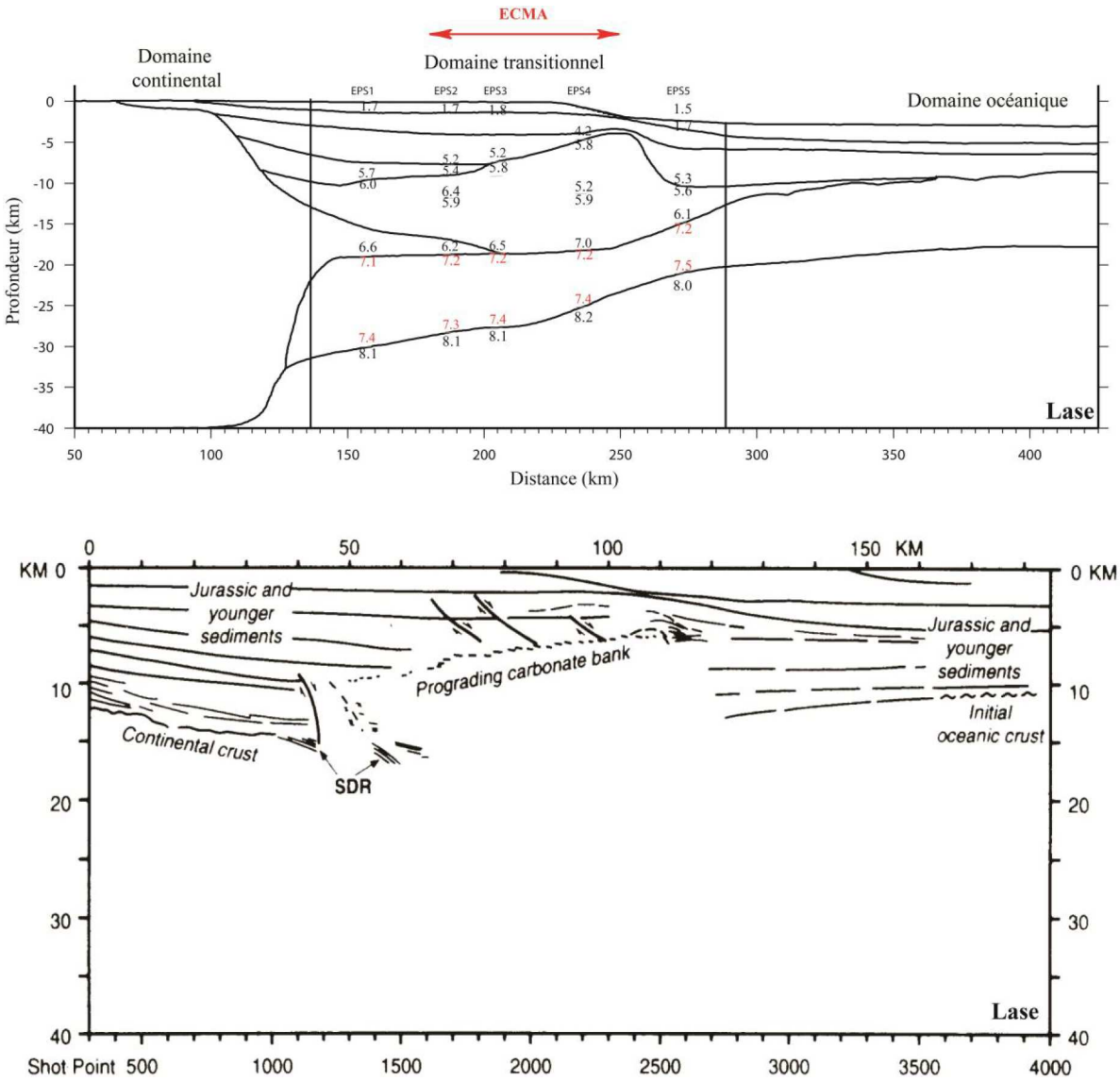



Fig 2-25 : Modèle de vitesse de réfraction du profil LASE (en haut) et le profil de sismique réflexion LASE interprétés d'après Talwani *et al.* (1995) (en bas) (LASE Study Group, 1986); Holbrook *et al.*, 1994a; Talwani *et al.*, 1995)

Le domaine transitionnel fait 25 km d'épaisseur et sa largeur varie entre 150 km au Nord et 100 km au Sud. Deux couches séparées ont été utilisées pour modéliser cette région, une couche supérieure avec des vitesses de 6.3-6.5 km/s, qui coïncide sur les profils de sismique réflexion par la présence des *SDR*. Ces structures volcaniques sont visibles à des profondeurs

de moins de 5 km et se poursuivent jusqu'à une profondeur de 25 km avec des épaisseurs de 10 à 15 km sur le profil EDGE 801. Selon les auteurs, ces réflecteurs correspondent à des basaltes extrudés à la fin du *rifting*. La couche inférieure, de ce domaine transitionnel, montre un corps à haute vitesse de l'ordre de 7.2 à 7.5 km/s. Le long du profil LASE, ce corps à haute vitesse continue jusqu'au domaine océanique à l'Est de l'anomalie magnétique ECMA. Selon les auteurs, il correspond à un sous-placage magmatique (LASE Study Group, 1986).

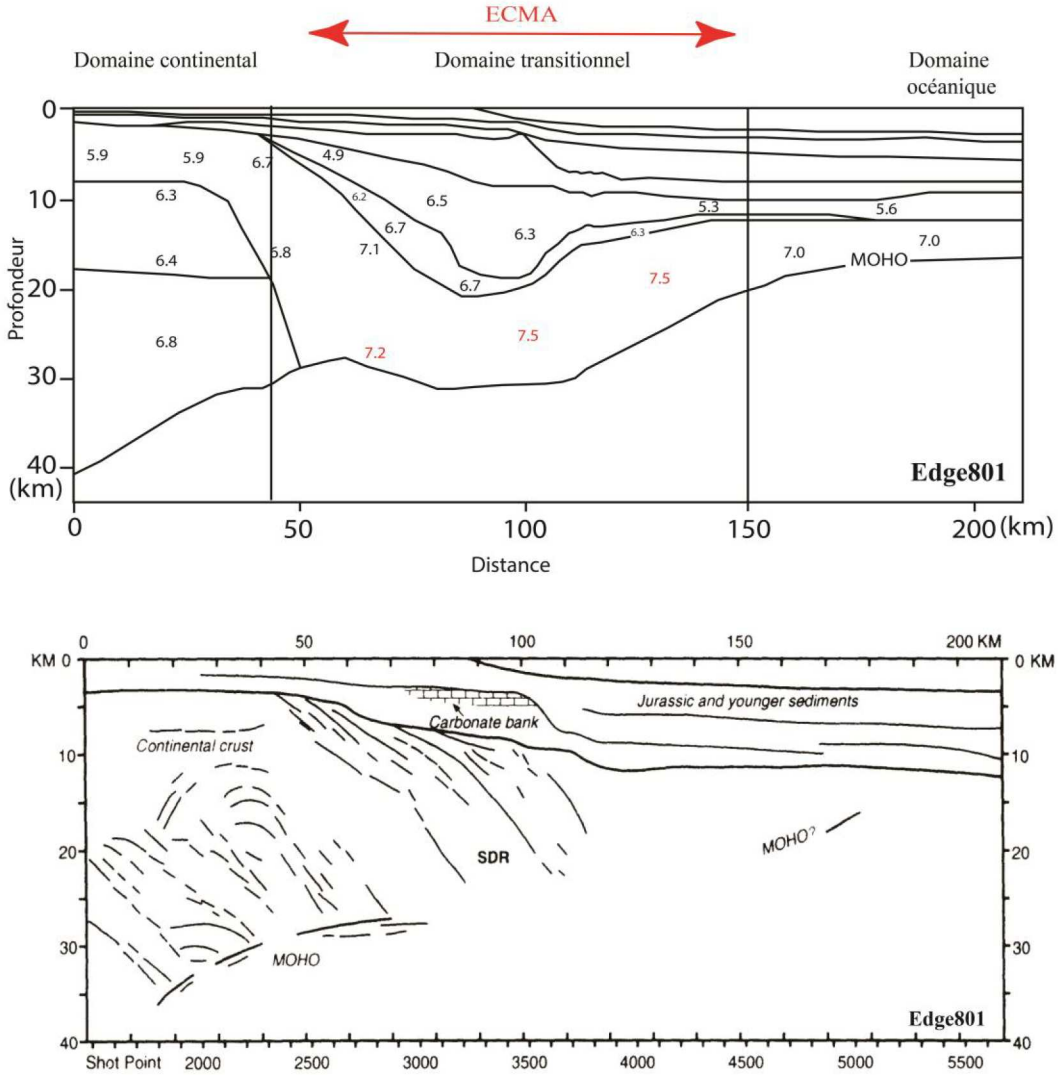



Fig. 2-26 : Modèle de vitesse de réfraction du profil EDGE-801 (en haut) et le profil de sismique réflexion EDGE-801 interprétés d'après Talwani *et al*. (1995) (en bas) (Holbrook *et al*., 1994a; Talwani *et al.*, 1995).

Au sud, le long du profil EDGE 801, la limite entre la croûte continentale appalachienne et le corps magmatique à vitesse élevée qui forme la croûte inférieure s'étend sur une largeur de 20 km. Dans cette zone, la réflectivité à l'intérieur de la croûte, qui implique la présence d'hétérogénéités, disparaît et les vitesses augmentent de 5.9 km/s à > 7km/s, ce qui implique selon, Holbrook *et al.* (1994a), l'existence d'une intrusion massive de roches magmatiques au niveau de la croûte continentale appalachienne.

Vers la croûte océanique, la vitesse de la couche inférieure magmatique diminue de 7.5 km/s à 7.0 km et l'épaisseur de cette croûte diminue de 15 km à 8 km. Pour les auteurs, le corps magmatique sous plaqué ainsi que la couche supérieure des basaltes qui formeraient les *SDR*, sont à l'origine de l'anomalie magnétique ECMA (LASE Study Group, 1986; Holbrook *et al.*, 1994a).

### b) La structure profonde du bassin de la Caroline

La structure profonde de la marge de Caroline a été étudiée par les profils de sismique réflexion et réfraction, USGS 32 modélisé et interprété par Tréhu *et al.*, (1989), et le profil BA-6 modélisé et interprété par Austin *et al.*, 1990; Holbrook *et al.*, 1994b; Oh *et al.*, 1995 (Fig. 2-27).

Les vitesses varient entre 5.6 et 6.8 km/s dans la croûte continentale, qui se divise en trois couches avec une épaisseur crustale varie entre 30-34 km, et couverte par une couverture sédimentaires de 1-4 km d'épaisseur (Tréhu *et al.*, 1989; Holbrook *et al.*, 1994b). Cette croûte continentale appalachienne est très peu déformée par le rifting (Nelson *et al.*, 1985a ; 1985b ; Austin *et al.*, 1990).

Le domaine transitionnel montre une croûte épaisse de 10 à 24 km. Ce domaine est modélisé avec une couche supérieure de 6.5-6.9 km/s associée à l'observation d'un ensemble de réflecteurs interprétés comme des SDRs. Cette couche de réflecteurs volcaniques surmonte une croûte inférieure de haute vitesse, entre7.2 et 7.5 km/s, d'une épaisseur de 13 km (Tréhu *et al.*, 1989; Holbrook *et al.*, 1994b). Il est interprété comme étant du matériel magmatique sous plaqué et/ou intrudé sous une croûte amincie d'origine continentale durant le stade *rifting*. la *East Coast Magnetic Anomaly* (ECMA) se situe dans la zone de transition contient-océan sur les deux profils USGS 32 et Ba-6.

Dans cette zone, la limite entre le domaine continental aminci et le domaine transitionnel coïncide avec la position de l'anomalie BMA (*Brunswick Magnetic Anomaly*) sur le profil BA-6 (Holbrook *et al.*, 1994b).

La croûte océanique de 8 km d'épaisseur, montre une vitesse comprise entre 6.2 et 7.0 km/s avec une couverture sédimentaire de 8 km d'épaisseur (Tréhu *et al.*, 1989; Holbrook *et al.*, 1994b).

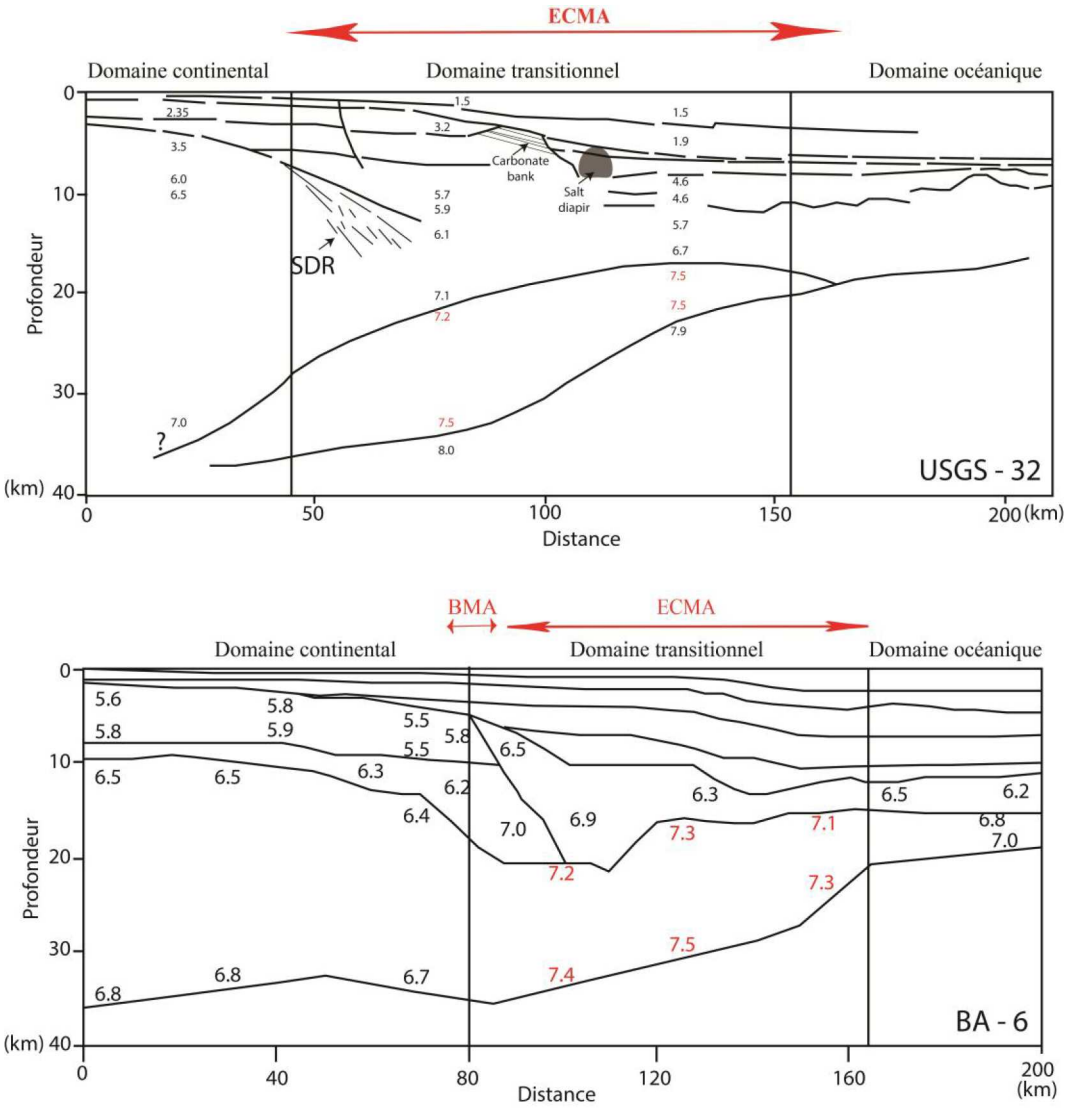



Fig. 2-27: Modèles de vitesse de réfraction des deux profils USGS-32 et BA-6 perpendiculaires à la marge américaine d'après Tréhu *et al.*, (1989); Holbrook *et al.*, (1994b); Talwani *et al.*, (1995).

### 2.5.2 La Marge Nord-Ouest Africaine

La structure profonde de la marge continentale du Maroc a été étudiée par Hinz *et al.* (1982a) et Holik *et al.* (1991), sur la base de la modélisation gravimétrique et des données sonobuoy. Depuis, plusieurs travaux ont été réalisés sur cette même marge (Meseta et Sahara) suite à l'acquisition de nouvelles données de sismique profonde grand-angle et multi-trace dans le cadre des projets Sismar (2001) et Dakhla (2003). Cependant, la structure profonde de la marge sénégalo-mauritanien situé plus au sud, reste toutefois peu connue. Elle a fait l'objet d'une seule étude basée sur des données sismique réfraction réalisée par Weigel *et al.* (1982).

### 2.5.2.1 La structure profonde de la marge continentale du Maroc

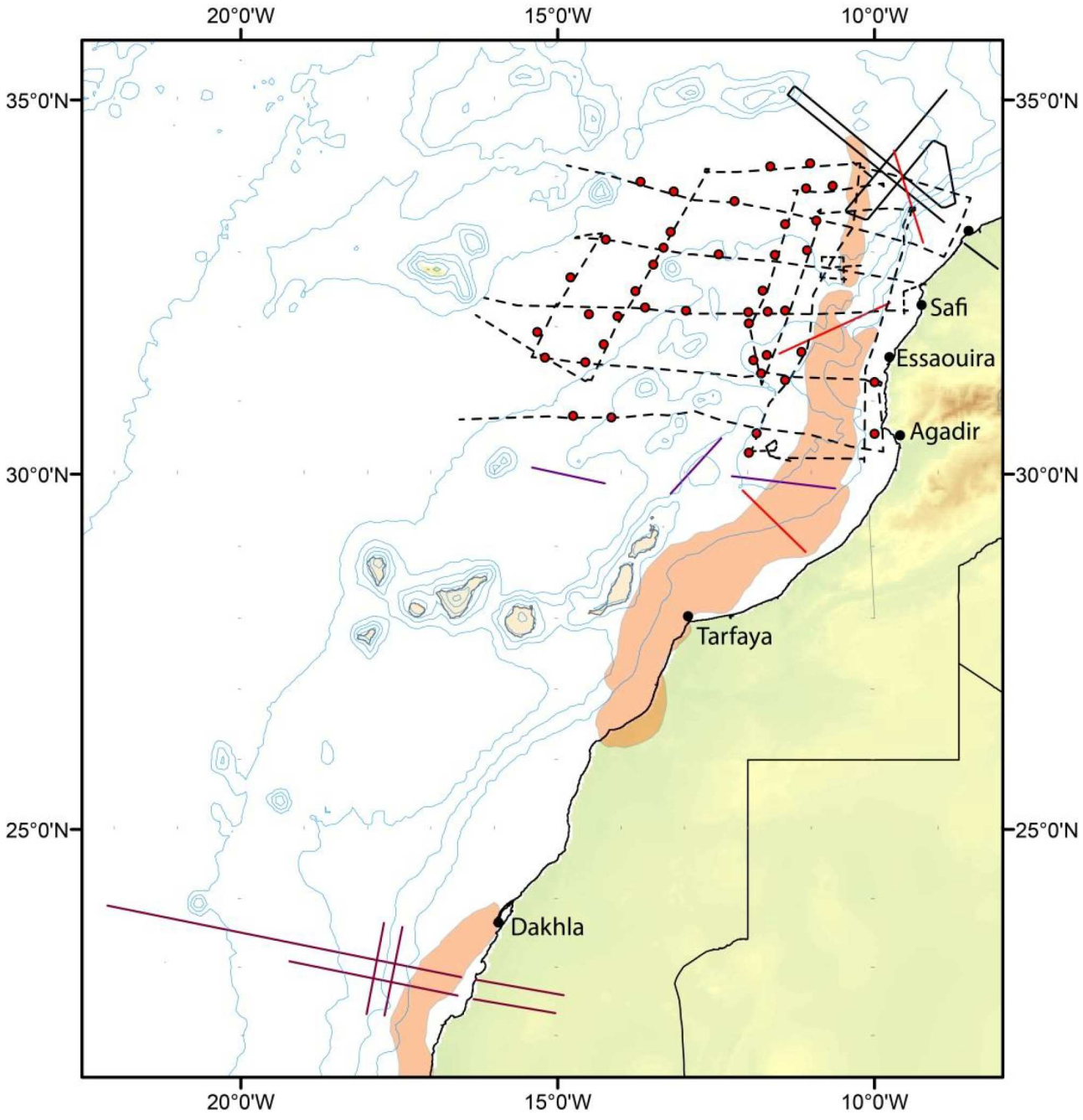



Fig. 2-28 : Plan de position des profils sismiques acquis au large de la marge continentale du Maroc. Les lignes noirs représentent les profils de la campagne Sismar (2001) (Contrucci *et al*., 2004; Jaffal *et al*., 2009). Les lignes rouge représente les profils des données gravimétriques de Hinz *et al.* (1982a). Les lignes noires tiretée et les cercles rouges représentent les profils SMT et sonobuoy de Holik *et al*,. (1991). Les lignes en violet montrent les profils sismique réfraction de Weigel *et al*,. (1982). Les lignes en violet foncé représentent les profils de la campagne Dakhla (Klingelhoefer *et al*., 2009). Le tracé de l'anomalie S1 d'après Sahabi *et al.*, (2004), se présente en orange. La carte est réalisée à partir des données topographiques et bathymétriques de la grille de Ryan *et al.*, (2009).

### a) La structure profonde du bassin de Doukkala

La modélisation gravimétrique de Hinz *et al,*. (1982a) montre une croûte continentale a environ 30 km d'épaisseur à la côte et qu'elle s'amincit à 5 km sous la zone de diapirs salifères. Cette variation d'épaisseur est accompagnée par une variation de profondeur de Moho, qui remonte progressivement de 30 km à 17 km à la verticale de l'escarpement pour finir à 13 km à l'extrémité Ouest du profil (Fig. 2-29).

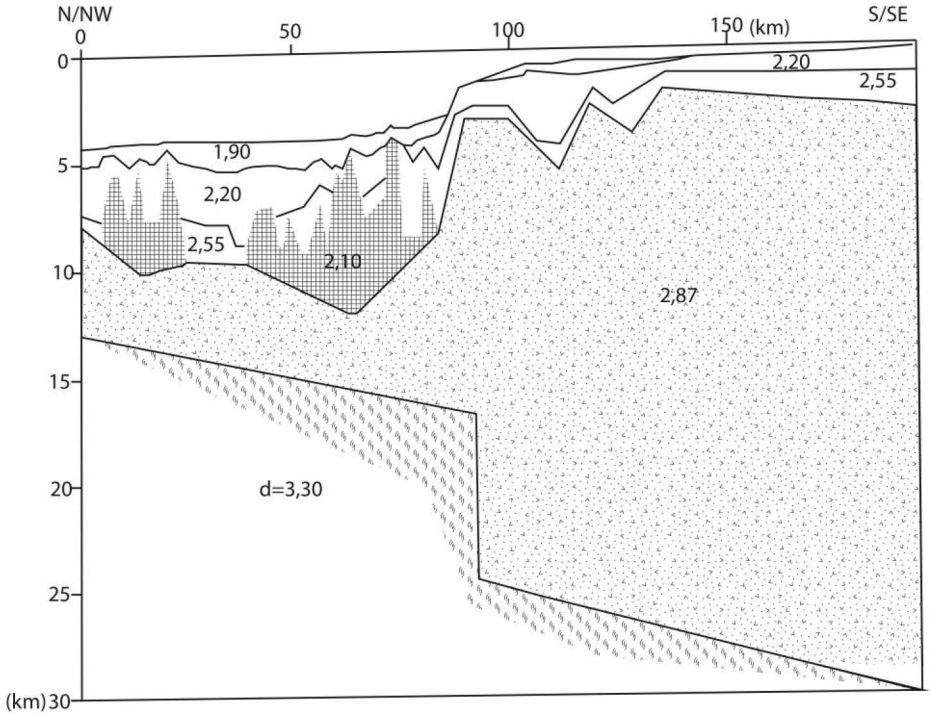



Fig. 2-29 : Structure profonde de la marge Atlantique au large d'El Jadida, réalisée à partir de données gravimétriques et sismique réflexion par Hinz *et al.* (1982).

La campagne SISMAR menée en Avril 2001 au large d'El Jadida avait comme objectif principal d'imager la structure profonde de la marge passive, en particulier sous le bassin salifère de Seine (Malod *et al.*, 2001).

Les modèles de vitesse de sismique grand-angle des profils acquis lors de Sismar (Fig. 2-30) réalisés par Contrucci *et al.* (2004) et Jaffal *et al.* (2009), consistent en trois couches sédimentaires, qui varient entre 1.5 km et un maximum de 6 km. La stratification sédimentaire est perturbée par la présence de nombreux diapirs de sel, qui représentent des vitesses de 4.4-4.8 km/s. La croûte continentale non amincie est modélisée par trois couches distinctes d'une épaisseur totale de 35 km et des vitesses sismiques entre 5.2-6.4, 6.6-6.8 et 6.8-7.0 km/s. Sur une longueur de 150 km, la croûte continentale s'amincit vers le Nord-Ouest jusqu'à une épaisseur de 7 km. Des blocs dans la croûte ont été identifiés le long de la pente continentale. Entre la distance 110 et 160 km, la croûte a été modélisée par deux couches avec des vitesses de 6.2-6.4 et de 6.6-6.8 km/s. Cette zone a été interprétée comme une croûte continentale amincie ou une croûte transitionnelle qui représente la limite continent-océan. Tenant compte de la position de l'anomalie S1, la croûte océanique commencerait au NO entre les distances 110 km et 120 km (Contrucci *et al.*, 2004). Le manteau supérieur a été modélisé en utilisant

des vitesses de 8.0-8.3 km/s. La modélisation sismique grand-angle n'a pas mis en évidence de corps à vitesse anormalement élevée dans la croûte inférieure qui pourrait correspondre à un sous-placage ou à du manteau exhumé serpentinisé (Contrucci *et al.*, 2004; Jaffal *et al.*, 2009).

L'analyse des données SMT n'a pas mis en évidence de corps volcanique qui pourrait représenter des SDR (Jaffal *et al.*, 2009).

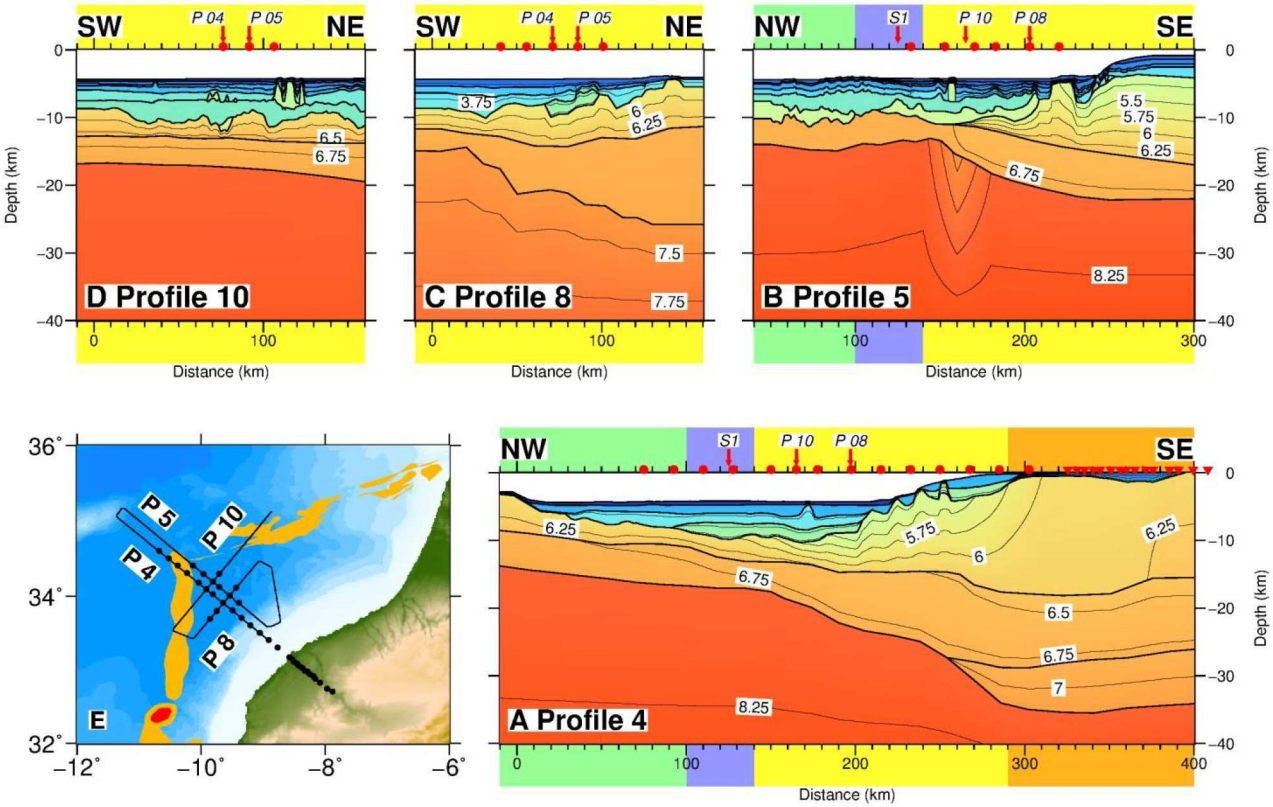



Fig. 2-30. Résultats des modélisations sismiques grand-angle (Contrucci *et al*., 2004; Jaffal *et al.*, 2009). Les limites des couches et les contours de vitesse à 0,25 km/s d'intervalle sont présentés sur les modèles. Les positions des OBS et des stations terrestres sont indiquées par des cercles rouges et des triangles inversés rouges. Les bandes vertes, bleues, jaunes et oranges correspond respectivement aux domaines océaniques, transitionnelles, croûte continentale amincie et croûte continentale non amincie.

### b) La structure profonde des bassins Safi-Essaouira-Agadir

C'est au large de Safi que les données de sismique réflexion réfraction MIRROR ont été acquises. Leur présentation et leur interprétation feront l'objet d'un chapitre à part. Nous nous limiterons ici à présenter les travaux antérieurs concernant la structure profonde des bassins côtiers de Safi-Essaouira-Agadir, (Fig. 2-28).

A la latitude entre Safi et Essaouira, la modélisation gravimétrique de Hinz *et al.*, (1982a), a mis en évidence un amincissement crustal assez régulier depuis la côte vers le bassin profond. L'épaisseur de la croûte passe de 15 à 6-7 km, de la bordure du plateau au pied de la pente

continentale. Cet amincissement est accompagné par une remontée du Moho qui passe de 22 à 15 km de profondeur (Fig. 2-31). À terre, les données de sismique réfraction de Makris *et al.*, (1985) imagent une épaisseur crustale de 30 km.

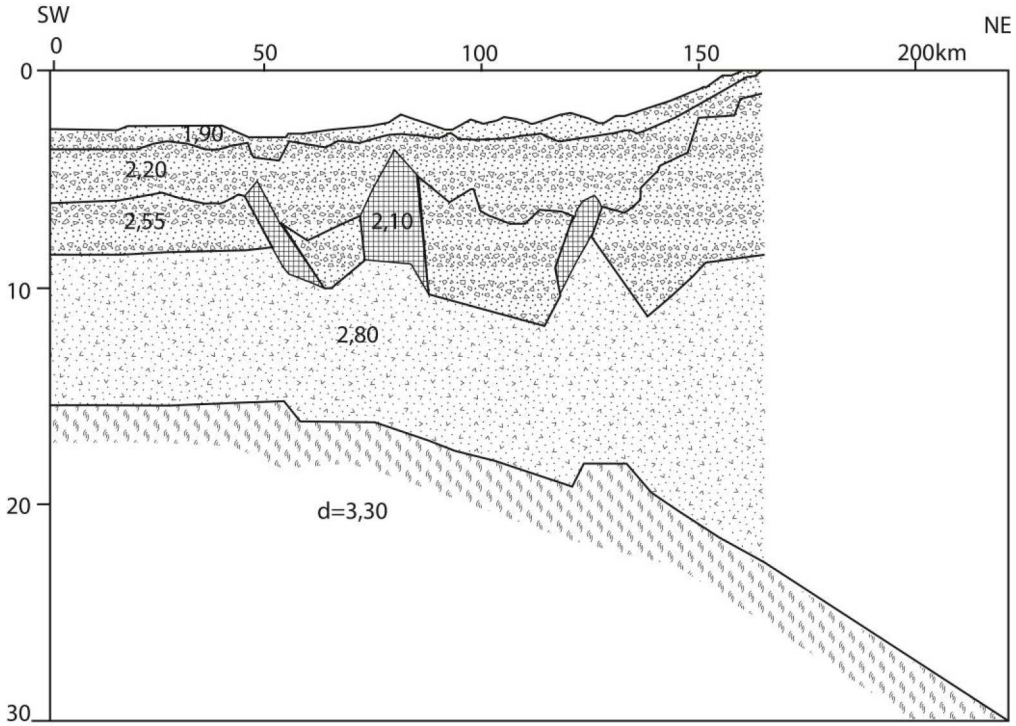



Fig. 2-31 : structure profonde de la marge atlantique entre Safi et Essaouira, réalisée à partir de données gravimétriques de Hinz *et al*,. (1982a).

Un corps à vitesse élevée, a été imagé par Weigel *et al.* (1982) au sud de la latitude d'Agadir, et interprété comme du matériel mantellique refroidi et contracté. Les données sismiques réfraction de Weigel *et al.* (1982) n'ont pas permis la modélisation du manteau supérieur ni l'observation de la croûte océanique normale le long des profils 39/I et 39/II. Selon les auteurs, cette dernière serait absente sur une distance de 200 km entre la plateforme continentale marocaine et le Nord-Est des îles Canaries. Cependant le long du profil 39/III vers le large, deux sections sismiques ont enregistrés des vitesses crustales de 4.9 km/s, 6.3 km/s et 7.9 km/s à l'Est de l'île de *Selvagem Grande* et interprété comme couche océanique 2 et 3 d'une croûte océanique normale qui se trouve à l'Ouest de ce profil, autrement dit à l'Ouest de l'isochrone M-25.

La modélisation des données réfraction des bouées de sismique de surface (*sonobuoys*) de Holik *et al.*, (1991), acquises pendant la mission Conrad , révèle une zone de vitesse sismique élevée dans la croûte inférieure (7.1-7.4 km/s). Ce corps se situe entre l'anomalie WACMA et l'isochrone M25 (Fig. 2-32). Selon les auteurs, cette zone correspondrait à une couche volcanique produite par le passage sur le point chaud des îles Canaries il y a 60 Ma. Le manteau a été modélisé par des vitesses de 8.1-8.4 km/s (Holik *et al.*, 1991).

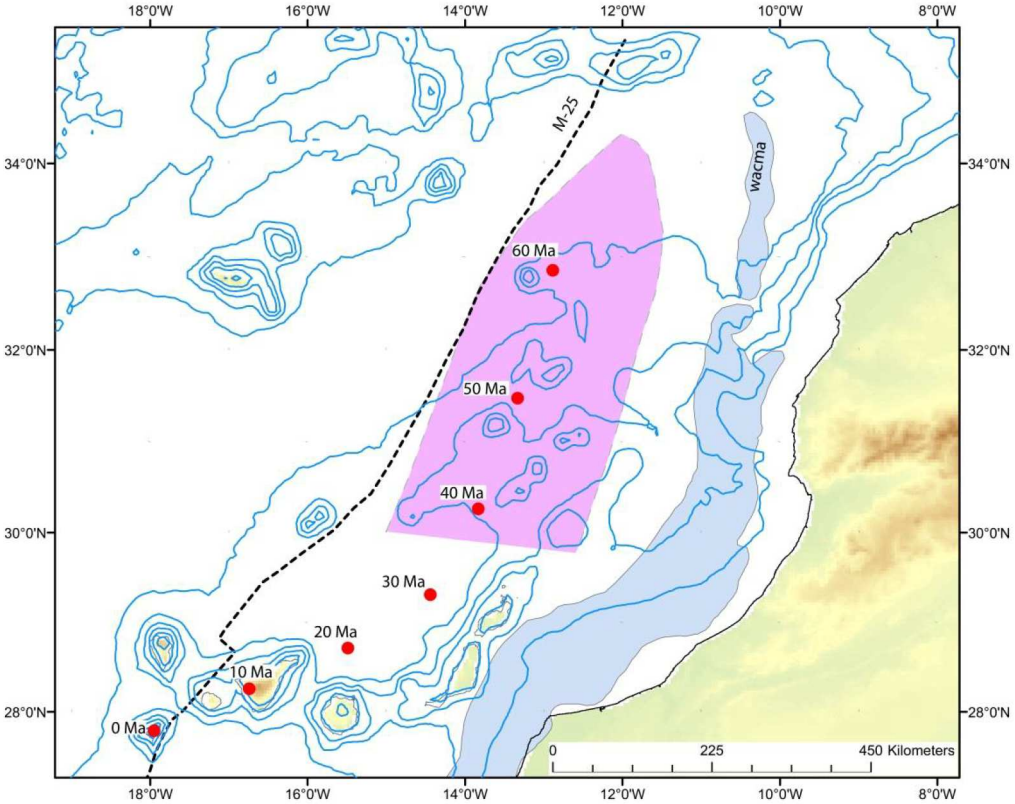



Fig. 2-32 : Cartographie de la zone de la croûte inférieure à vitesse élevée d'après Holik *et al*,. (1991) en violet. Les cercles rouges représentent l'âge du passage sur le point chaud des îles canaries d'après Holik *et al*,. (1991). La carte est réalisée à partir des données topographiques de la grille GLOBE (Maruyama *et al.*, 1999). Les contours bathymétriques 1000m sont issues de la grille de Ryan *et al*., (2009).

Cette zone de la marge marocaine est caractérisée par une activité volcanique active due à sa situation par-rapport aux îles Canaries. Les données SMT combinées avec les données *sonobuoy* de Holik *et al*,. (1991) ont permis d'imager un corps volcanique nommé UCF (*Unit of Chaotic Facies*). Il a été modélisé par des vitesses de 4.2 km/s.

D'autres part, Roeser *et al.*, (2002) ont mis en évidence sur les profils sismiques de la campagne Meteor M203, des réflecteurs qui pourraient correspondre à des SDR, sous l'anomalie WACMA, dans cette zone. Cependant leur amplitude et leur répartition sont beaucoup moins importantes que ceux identifiés le long de la marge américaine conjuguée.

### c) La structure profonde du bassin de Tarfaya et au large de Dakhla

Au niveau du bassin de Tarfaya, la structure profonde de la marge a été également étudiée par modélisation gravimétrique par Hinz *et al.*(1982a) (Fig. 2-28).

La croûte montre une épaisseur de 20 km sous le plateau continental et s'amincit à 7 km sous la zone des diapirs salifères (Fig. 2-33).

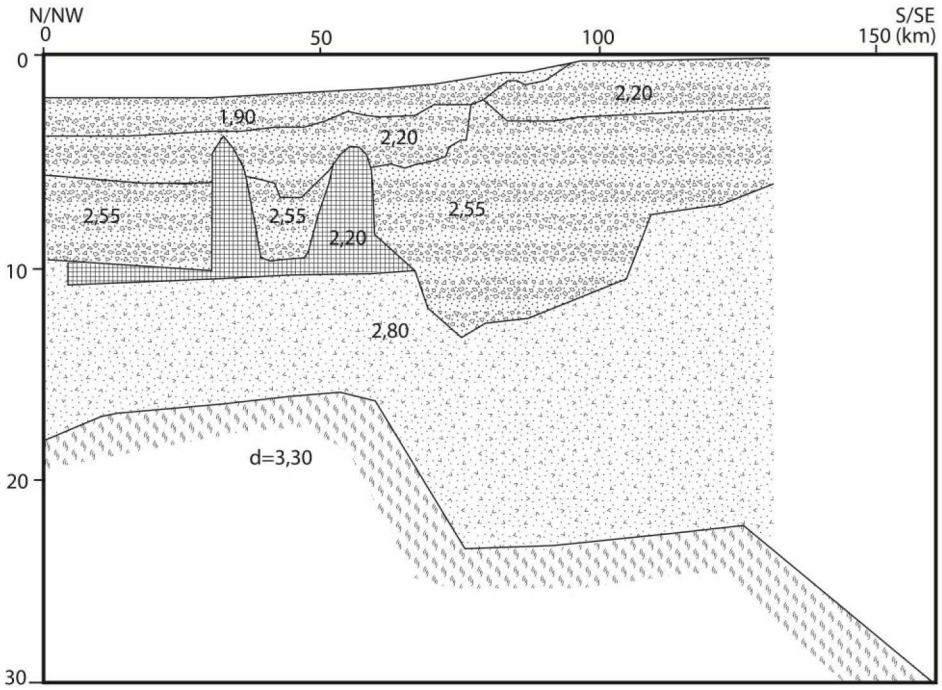



Fig. 2-33 : Structure profonde de la marge atlantique au large du bassin de Tarfaya, réalisée à partir de données gravimétriques de Hinz *et al*,. (1982a).

A la latitude de Dakhla, des données de sismique réflexion et réfraction profonde ont été acquises en 2002 entre 22 et 24° N (Fig. 2-28), dans le but d'imager la structure profonde de la marge (Klingelhoefer *et al.*, 2009).

Dans cette zone, les 3 couches sédimentaires modélisées montrent une épaisseur maximale de 9 km à la distance 490 km du profil Nord. Dans cette partie sédimentaire, des couches à vitesse rapide entre 3.2-3.4 et 4.7-4.9 km/s ont été modélisées et interprétées comme des formations carbonatées ou des intrusions volcaniques (Klingelhoefer *et al.*, 2009).

Sous le domaine continental non-aminci, la croûte est constituée de deux couches : une couche supérieure de 12 km d'épaisseur dans laquelle les vitesses varient verticalement entre 6.0-6.2 km/s ; et une couche inférieure de 15 km d'épaisseur, dans laquelle les vitesses varient entre 6.5-6.8 km/s.

Sur une longueur de 100 km, la croûte continentale s'amincit jusqu'à une épaisseur de 8 km. Modélisée avec deux couches, la zone d'amincissement montre une croûte inférieure avec des vitesses élevées à sa base (6.8-7.3 km/s), probablement dues à des intrusions magmatiques à la croûte par des filons ou des dykes (Klingelhoefer *et al.*, 2009). A l'ouest de cette zone, une croûte avec une composition inconnue de 100 km de largeur, sous un bassin épais et un socle déformé a été imagé, et interprété comme d'origine océanique avec la présence de quelques poches de serpentine à sa base, généré par un processus d'accrétion très lent au début de l'océanisation. Le domaine océanique est situé à l'ouest de l'anomalie magnétique S1. Ce domaine est divisé en deux parties : une croûte océanique avec un socle très lisse, une épaisseur de 8 km et des vitesses sismiques élevées dans la croûte inférieure (7.00-7.40 km/s), cette zone se termine au croisement avec l'isochrone M25. A l'ouest de l'isochrone M25 se

situe une zone de croûte océanique normale avec un socle rugueux, des vitesses sismiques normales et une épaisseur crustale typique de la croûte océanique type Atlantique. Ce changement du caractère de la croûte à partir de l'isochrone M25 serait probablement lié à un changement de taux d'ouverture de l'ATLC (Klingelhoefer *et al.*, 2009 ; Labails et Olivet, 2009) (Fig. 2-34).

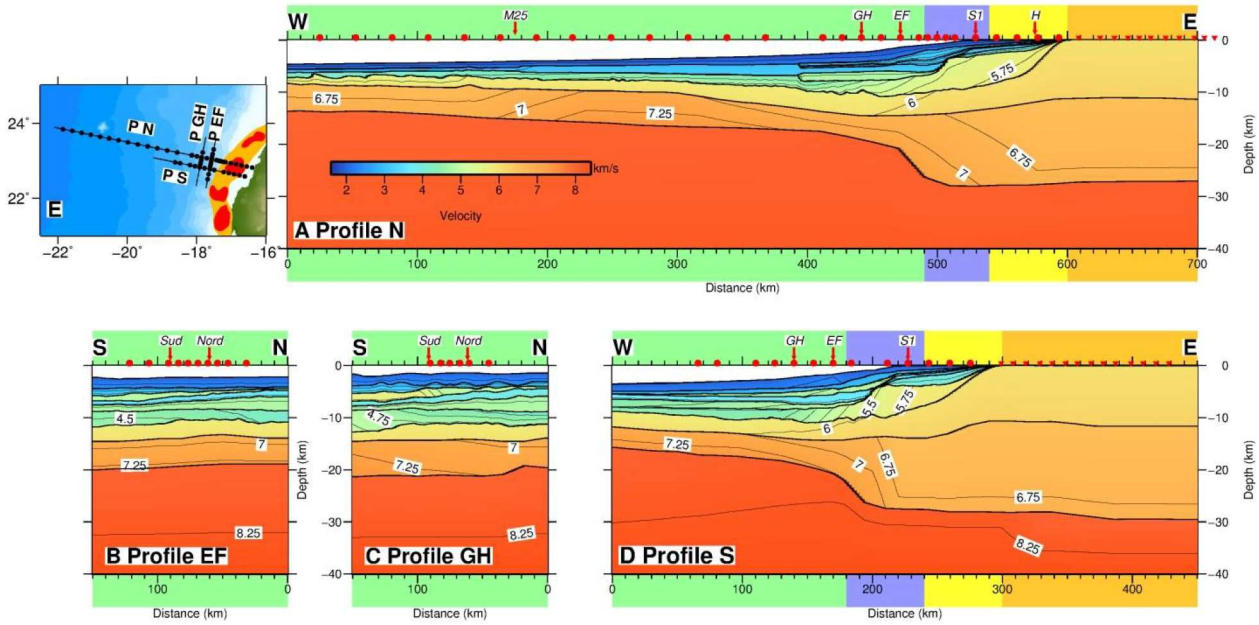



Fig. 2-34 : Résultats des modélisations de sismique grand-angle d'après Klingelhoefer *et al.*, (2009). Les limites des couches et les contours de vitesse à 0,25 km/s d'intervalle sont présentés sur les modèles. Les positions des OBS et des stations terrestres sont respectivement indiquées par des cercles rouges et des triangles inversés rouges. Les positions des anomalies magnétiques S1 et M25 sont indiquées par les flèches rouges. Pour le reste, même légende que la figure 2-31.

#### 2.5.2.2 La structure profonde de la marge continentale sénégalo-mauritanienne

En terme de structure profonde, la marge sénégalo-mauritanienne est moins étudiée par-apport au segment Nord et par rapport à son homologue côté américain. Dans les travaux antérieurs disponibles, une seule étude a été réalisée par Weigel *et al* (1982), basée sur les profils de sismique réfraction de la campagne Valdivia (V75) à proximité des Iles de Cape-Verde (Fig. 2-35).

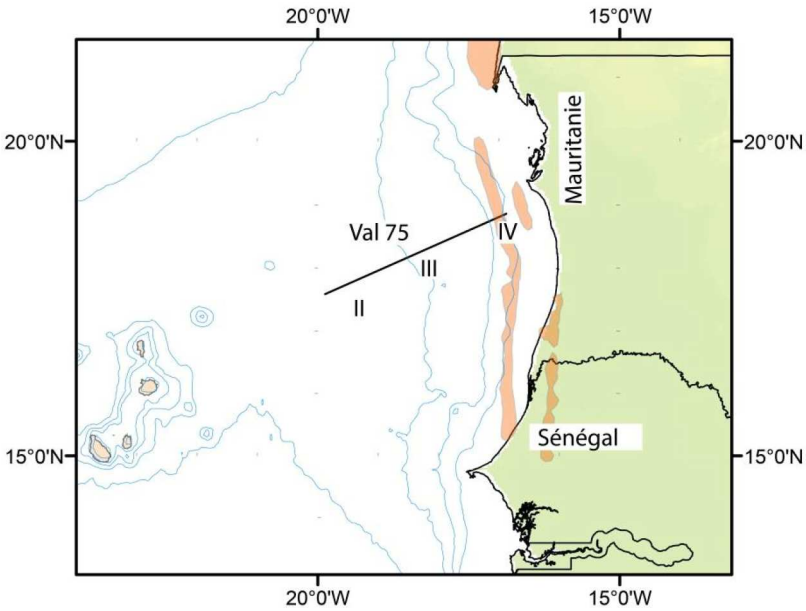



Fig. 2-35 : Carte des profils existants dans le bassin sénégalo-mauritanien. La ligne en noire représente les trois profils sismique réfraction (II, III et IV) de la campagne Valdivia de 1975 (Weigel *et al*,. 1982). Pour le reste, même légende que la figure 2-29.

Dans le bassin sénégalo-mauritanien, l'épaisseur de la croûte continentale non-amincie et de 30 km. Les sections sismiques au niveau de la pente continentale montrent des premières arrivées de la croûte supérieure à des vitesses de 5.0-5.2 km/s et de 7.1-7.2 km/s pour la croûte inférieure.

Une zone de transition dans laquelle la couche 2 est très amincie voire manquante sur une distance de 100 km. En dessus de cette zone transitionnelle, un bassin de 10 km d'épaisseur à a été identifié. La pente continentale est caractérisée par la présence d'une plateforme carbonatée de 4-5 km d'épaisseur. Dans ce segment, une couche avec une vitesse constant de 7.1 km/s a été observée à 14 km en dessous de la plateforme continentale, et continue jusqu'à 9 km en dessous du glacis continentale.

A 200 km des côtes, une croûte océanique a été modélisée avec une zone de vitesse sismique élevée dans la croûte inférieure (7.1-7.3 km/s). Cette zone de vitesses anormales est continue sur une distance de 500 km depuis la plateforme continentale jusqu'au limite avec les îles de Cape-Verde. Cette zone a été interprétée comme une surface refroidie d'un panache mantélique. Aucune partie de ce profil ne correspondrait à de la croûte océanique normale. Le manteau supérieur présente des vitesses de 8.3-8.8 km/s (Weigel *et al.*, 1982) (Fig. 2-36).

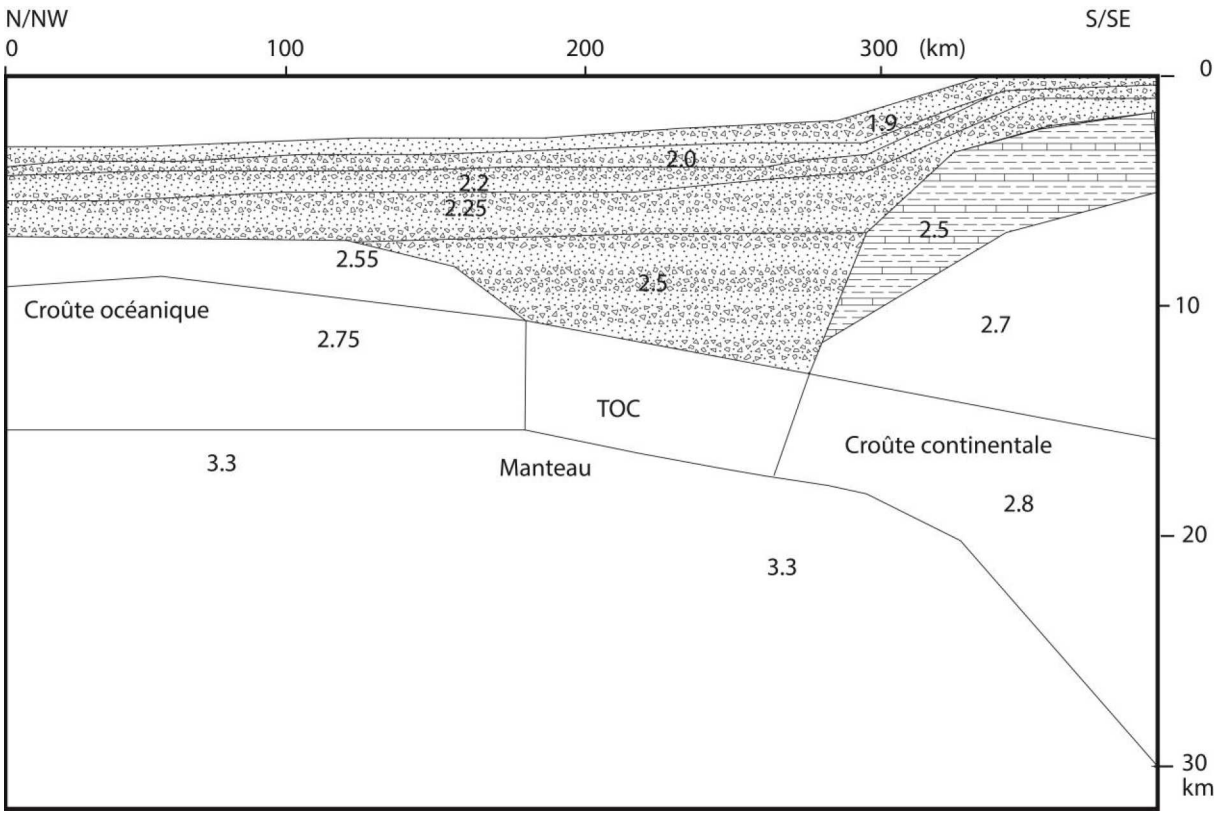



Fig. 2-36 : Structure profonde de la marge Atlantique au large du bassin sénégalo-mauritanien, réalisé à partir de données de sismique réfraction converties en densité et les données gravimétriques de Weigel *et al*,. (1982).

## 2.6 Les modèles cinématiques de l'évolution de l'Atlantique Central

Plusieurs géologues, géophysiciens et paléomagnéticiens ont cherché à décrire, mesurer et reconstituer les déplacements des plaques les unes par rapport aux autres. L'Atlantique central s'est retrouvé au cœur de ces travaux dans le but de trouver une reconstitution de l'état initial permettant de mieux connaître la naissance de cet océan, la structuration de ces marges homologues, américaine et africaine, ainsi que leur évolution.

Chaque modèle était fondé sur des données et des critères bien définis. La première reconstitution initiale de Bullard *et al.*, (1965), dépassait le cadre de l'Atlantique Central et s'intéressait à l'ensemble de l'Atlantique. Ce modèle numérique se base sur l'ajustement des traits de côtes, en supposant que les continents sont rigides (peu ou pas de déformation). D'autres géologues par contre l'ont critiqué en raison de l'absence de signification géologique pour l'isobathe de 1000 m choisie par Bullard *et al.*, (1965) pour sa reconstitution.

Dans les années 70 et 80, d'autres éléments ont été intégrés dans les modèles et les reconstructions cinématiques. Le Pichon et Fox. (1971) se sont basés sur la reconnaissance et l'interprétation des zones de fracture marginales entre l'Amérique du Nord et l'Afrique. Les auteurs ont défini l'emplacement de ces structures pour calculer surtout l'orientation de la première phase d'ouverture océanique. Ces résultats ont été améliorés par Le Pichon *et al.* (1977) qui en ajoutait d'autres marqueurs géologiques telles que l'ajustement des directions de la faille sud Atlasique de Tizi n'Test côté africain et l'accident de 40°N, côté américain.

Pitman et Talwani. (1972) proposent un travail détaillé de l'ensemble de l'Atlantique Nord et Central. Ce travail se base sur une analyse des anomalies magnétiques comprises entre les latitudes 15°N et 63°N. Les auteurs proposent des pôles de rotation qui décrivent la séparation de l'Europe et l'Afrique de la partie Nord-Américaine. Wissmann et Roeser. (1982), ont proposé une reconstruction initiale en utilisant entre autres les anomalies magnétiques marginales, les limites vers l'océan des bassins salifères homologues situés sur les deux marges de l'Atlantique central.

Mais les deux grands modèles cinématiques dédiés à l'Atlantique Central restent ceux d'Olivet *et al.* (1984), précisé par les travaux de Sahabi *et al.* (2004), pour la reconstitution initiale et Labails *et al.* (2010), pour l'évolution mésozoïque et celui de Klitgord et Schouten (1986).

Ce sont ces deux modèles cinématiques qui seront décrit, ci-dessous :

### 2.6.1 Les travaux de Klitgord et Schouten (1986)

Klitgord et Schouten ont proposé un modèle d'évolution de l'Atlantique Central depuis le stade de son ouverture jusqu'à l'actuel. Les auteurs se basent sur une interprétation détaillée des anomalies magnétiques et leur ajustement. Ce modèle s'articule autour de cinq époques majeures :

- Stade initial : il marque le début de l'accrétion océanique, qu'ils datent à 175 Ma. Cet âge est calculé par extrapolation du taux d'ouverture 40 km/Ma de l'époque de l'anomalie M21 (149.5 Ma) – BSMA (169 Ma) ;
- L'époque de la BSMA (169 Ma) : dans ce modèle les auteurs considèrent la BSMA et la WACMA sud comme homologues. Au sud de la zone d'alignement Canaries et Monts Kelvin, un saut d'axe d'accrétion vers l'Est s'est produit à cette époque, ce qui laisse la croûte océanique formée à l'Est de la BSMA. L'ouverture océanique continue, avec un taux d'ouverture constant de 40 km/Ma jusqu'à l'anomalie M21 ;
- L'époque de la M21 : le taux d'ouverture diminue et les mouvements relatifs des plaques changent légèrement de direction ce qui entraine un déplacement de l'Afrique vers le Nord;
- L'époque de la M10 : cette époque coïncide avec le stade du *rifting* et le début d'accrétion de croûte océanique dans l'Atlantique Sud. A ce stade la vitesse d'ouverture augmente et la direction des mouvements de plaque change;
- L'époque de la M0 : le taux d'ouverture s'accélère lié au *rifting* dans l'Atlantique Nord. Les systèmes Atlantique Central et Sud commencent à se rejoindre.

### 2.6.2 Les travaux d'Olivet *et al*. (1984), Sahabi *et al*. (2004) et Labails *et al.* (2010)

Le modèle d'Olivet *et al.* (1984) décrit l'évolution de l'Atlantique Nord et Central depuis les premiers stades d'ouverture océanique jusqu'à l'actuel. Il est fondé sur l'ajustement des anomalies magnétiques et surtout sur l'orientation des portions homologues des zones de

fractures. Les trois reconstructions cinématiques clés de ce modèle correspondent aux époques suivantes :

- La reconstitution initiale : elle se base sur la juxtaposition des limites des bassins salifères triasico-liasiques marginaux décrits par Hinz *et al*. (1982a) et l'alignement structural de la faille Sud Atlasique côté africain et l'alignement 40°N côté américain ;
- La reconstruction à l'époque de l'anomalie M-22 : elle se base sur la contrainte principale suivante : un alignement remarquable entre les segments homologues des monts Kelvin et des îles Canaries ; le changement d'orientation de la chaîne des Monts Kelvin, est interprétée selon les auteurs comme un changement d'orientation des mouvements relatifs entre l'Afrique et l'Amérique du Nord.
- La reconstruction à l'anomalie J : Cette anomalie qui correspond à l'intervalle (M0-M4), et bien définie dans la partie Nord de l'Atlantique Central. La reconstitution à cette époque se base sur la juxtaposition des anomalies magnétiques ainsi que la superposition de la ride Sud de Terre-Neuve et de Joséphine-Madère. Les auteurs distinguent qu'à 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.

Par la suite, Sahabi *et al*. (2004) ont précisé la reconstruction cinématique de l'époque avant la formation de la croûte océanique. Cette reconstruction se fonde sur la réinterprétation de deux éléments clés: la caractérisation de l'équivalent africain de la ECMA, la WACMA, et l'extension des bassins à évaporites triasico-liasiques du Maroc et de Nouvelle-Écosse.

Pour réaliser leur reconstitution initiale de l'Atlantique Central, les auteurs ont juxtaposé les deux anomalies magnétiques marginales, ECMA et WACMA, avec le meilleur assemblage morphologique possible. Ainsi que la position de la Meseta Marocaine qui a été légèrement disjointe de la plaque Africaine, ce qui respecte les mouvements de raccourcissement postérieurs limités dans le domaine Atlasique.

L'âge proposé pour cette reconstruction est de 195 Ma (Sinémurien) soit environ 20 Ma plus tôt que celle proposée pour la reconstitution de Klitgord et Schouten (1986). Cet âge est contraint par l'âge de la fin des dépôts évaporitiques dans les bassins côtiers et l'âge du volcanisme qui a accompagnée l'ouverture océanique (Fig. 2-37).

A partir de l'ajustement initial de Sahabi *et al.* (2004), Labails *et al.* (2010) reprend le modèle de sahabi *et al.* (2004) et d'Olivet *et al.* (1984) et précise l'évolution mésozoïque de l'océan Atlantique Central (Fig. 2-38). Son modèle s'articule autour de 4 époques importantes et correspondant à des réorganisations soit au niveau de la direction des mouvements, soit au niveau du taux d'accrétion.

- La reconstitution initiale : la reconstitution initiale utilisée dans ce modèle et celle de Sahabi *et al.* 2004. Le Sinémurien (195 Ma) marque le début de l'accrétion océanique dans l'ensemble de l'océan Atlantique Central. Le taux d'ouverture entre le début de l'océanisation et la BSMA est très lent (~0,8 cm/an). Egalement l'écartement entre

l'Afrique (Meseta incluse) et l'Amérique du Nord suit une direction NNO-SSE: (Fig. 2-38-a)

- La reconstitution à la BSMA : la reconstitution à cette époque est fondée sur la superposition des anomalies BSMA et son équivalent africain déterminé dans les travaux de Labails et Olivet. (2009); Labails *et al.* (2010) (ABSMA). L'époque de la BSMA (170 Ma) est marquée par un changement dans les directions relatives des mouvements des plaques, suivant une direction NO-SE, ainsi qu'une accélération du taux d'ouverture de l'ordre de 1,7 cm/an, entre cette anomalie et l'anomalie M25 (154 Ma). (Fig. 2-38-b-c)
- La reconstitution à l'anomalie M25: L'anomalie M25 (154 Ma) correspond approximativement à un changement notable de l'orientation du mouvement relatif entre l'Afrique (Meseta incluse) et l'Amérique du Nord. A ce stade la vitesse d'ouverture augmente à environ ~2,8 cm/an.
- La reconstitution à l'anomalie M22 : L'anomalie M22 (150 Ma) correspond à un ralentissement net du taux moyen d'accrétion (1,3 cm/an) qui reste constant durant le crétacé inférieur jusqu'à l'anomalie M0 (125 Ma). (Fig. 2-38-d-e)

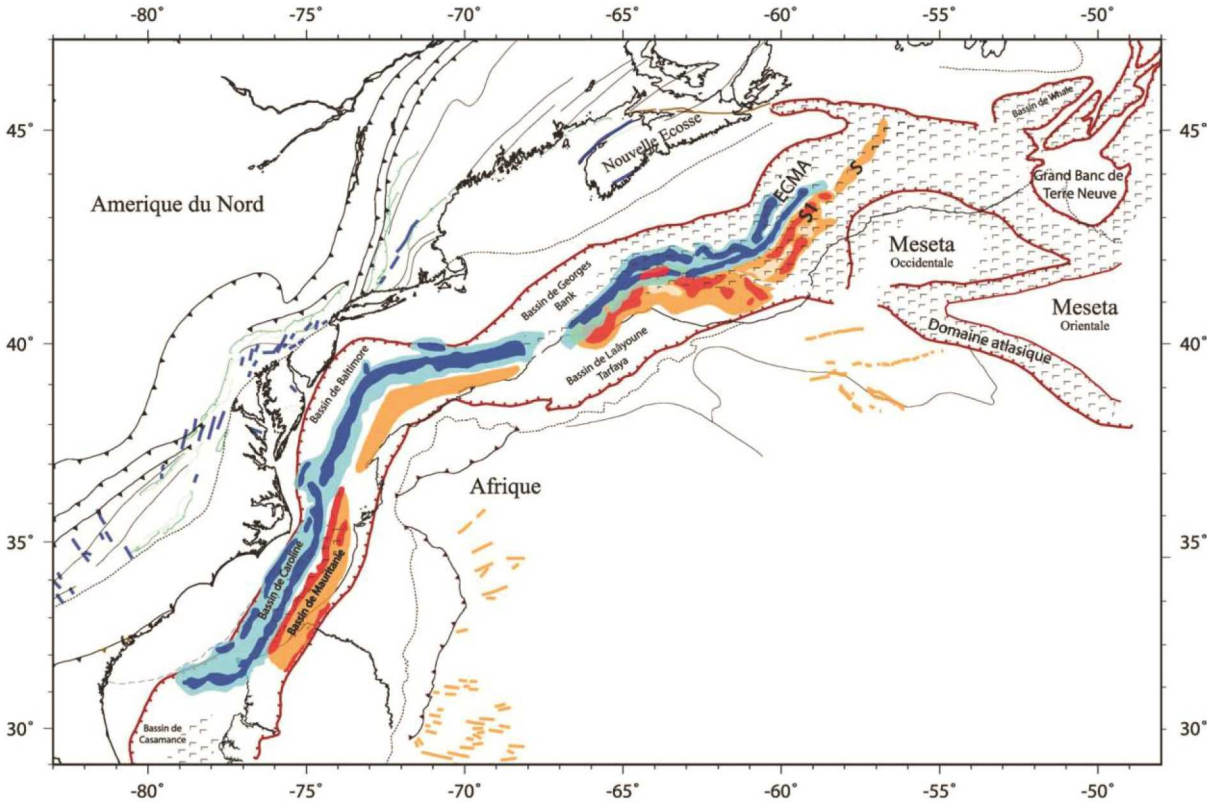



Fig. 2-37 : Reconstruction à 195 Ma (fin du Sinémurien) du système Afrique/Meseta Marocaine/Amérique du Nord d'après Sahabi *et al.*, (2004). Les anomalies magnétiques sont désignées en bleu pour la côté Américain, en rouge pour la côté Africain. Noter la remarquable symétrie des deux anomalies magnétiques marginales. La Meseta Marocaine est légèrement dissociée du Craton Ouest-Africain pour assurer une meilleure juxtaposition des anomalies et rendre compte de la compression postérieure de l'Atlas. L'ensemble représente la position relative des continents après la période de " rifting ".

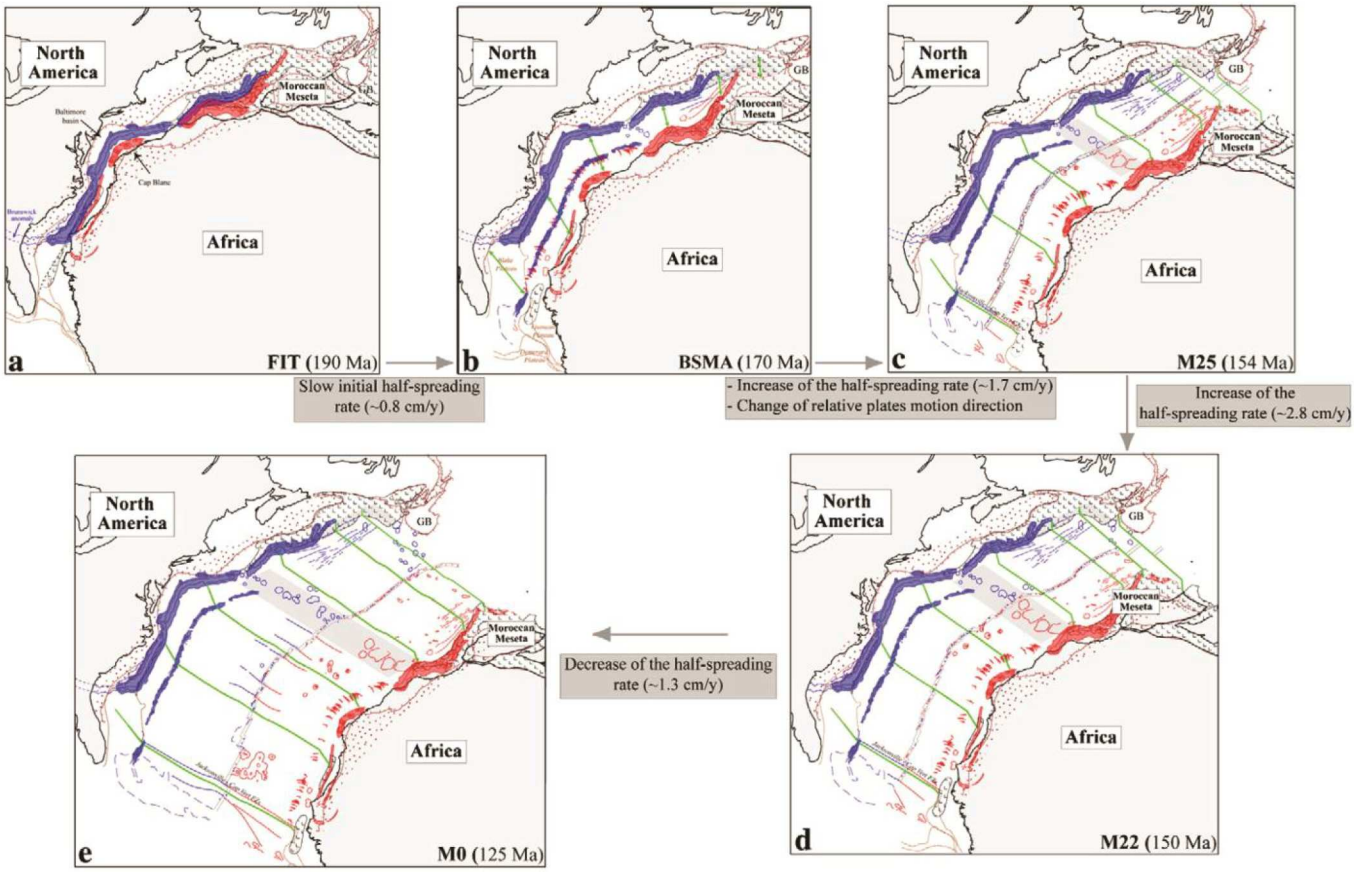



Fig. 2-38 : Evolution Mésozoïque de l'océan Atlantique Central (Labails *et al*., 2010).

## Conclusion

La structure profonde de la marge canadienne est connue grâce aux profils de sismique grand SMART-1, 2 et 3. La reconstitution initiale du système Afrique / Meseta / Amérique du Nord à la fin du Sinémurien de Sahabi *et al.* (2004), montre que le profil grand-angle SMART-1 n'a pas d'homologue sur le côté marocaine, et que le profil grand-angle SISMAR perpendiculaire à la marge marocaine se retrouve en regard de la marge du Grand Banc de Terre Neuve, alors que le profil SMART-1 se retrouve en face du bassin de Abda au Maroc. L'objectif du projet MIRROR consiste d'acquérir des profils de sismique combiné grand-angle et réflexion au large de Safi, c'est-à-dire dans la partie homologue à la zone SMART 1. Cela nous permettrait de procéder à une comparaison entre les segments homologues des deux marges. Dans le but de comprendre leur mode de formation au moment de la naissance de l'océan Atlantique Central.

Dans le chapitre suivant nous exposerons le contexte, les objectifs et Les données acquises lors de la campagne MIRROR, nous présentons également les travaux de traitement et de modélisation effectuées sur les données.

# Chapitre 3 :

# Le projet MIRROR : Objectifs, données et méthodes


**3.1 Objectifs, et données acquises 108**

3.1.1 Les objectifs du projet MIRROR 109
3.1.1.1 Contexte général du projet 109
3.1.1.2 Objectifs scientifiques généraux 109
3.1.1.3 Démarche utilisée 110

3.1.2 Les données acquises 112
3.1.1.4 Les données de sismique profonde 112
3.1.1.5 Les données bathymétriques 120
3.1.1.6 Les données magnétiques 121
3.1.1.7 Les données Chirp 121

3.1.3 Synthèse des données utilisées dans la région d'étude 121

**3.2 Les travaux réalisés sur les données sismiques de MIRROR : Traitement SMT et modélisation SGA 122**

3.2.1 La chaîne de traitement des données SMT 122

3.2.2 La chaîne de traitement des données SGA 123
3.2.1.1 Pré-traitement des données SGA 123
3.2.1.2 Représentation de données sismiques grand-angle 125
3.2.1.3 Traitement des données / Amélioration du rapport signal/bruit 126

3.2.3 Modélisation des données SGA 128
3.2.3.1 Principe, approche et stratégie de modélisation directe RAYINVR 128
3.2.3.2 Modélisation des données MIRROR 131

## 3.1 Objectifs et données acquises

### 3.1.1 Les objectifs du Projet MIRROR

#### 3.1.1.1 Contexte du projet

Le projet MIRROR (*The deep Moroccan margin as Imaged by Reflection and Refraction seismic data: Ocean-continent boundary of a Rifted margin*) vise à étudier la structure profonde de la marge nord-ouest africaine du Maroc à la latitude de Safi, depuis le continent jusqu'à l'océan au moyen de la sismique réflexion multi-traces et de la sismique réfraction grand-angle, de la bathymétrie, et du magnétisme. Ce projet s'inscrit dans une suite de campagnes sur la même thématique que mènent le Laboratoire de Géodynamique et Géophysique du Département de Géosciences Marines de l'Ifremer de Brest avec ses partenaires scientifiques et industriels depuis 1994 : (NORGASIS, 1994 ; ZAÏANGO, 2000 ; SISMAR, 2001 ; DAKLHA, 2002 ; ZONECO11, 2004 ; Sardinia, 2006, MoBaMaSis, 2007 ; SanBa, 2010 ; MAGIC 2012 et SALSA 2014). L'objectif de ces campagnes est d'étudier le mécanisme de formation et la structuration de plusieurs marges continentales afin d'établir une typologie de l'ensemble de ces marges et de proposer un modèle général de formation des marges continentales passives.

Le projet MIRROR a vu le jour en 2011 (sachant que la première demande de campagne en mer MIRROR date de janvier 2005), grâce à un large partenariat entre différents organismes et laboratoires à l'échelle internationale. Ce projet a été conduit en collaboration entre l'Ifremer Brest, l'Institut Fédéral de Géosciences et de Ressources Naturelles (BGR, Allemagne) et les Universités de Bretagne Occidentale (Brest), Chouaïb Doukkali d'El Jadida (Maroc), Dalhousie (Canada) et de Lisbonne (Portugal).

La coopération engagée entre ces différentes institutions a permis la réalisation de 2 campagnes à la mer et une mission à terre (Fig. 3-1) : i) MIRROR-Leg 1, réalisée en mai 2011, au large de la Meseta marocaine (segment de Safi). Sept profils de sismique combiné grand-angle et réflexion ont été acquis à bord du N/O l'Atalante, ainsi qu'un ensemble de jeu de données bathymétriques, magnétiques et chirp. ii), MIRROR-Leg 2, réalisée au mois de juin 2011, a couvert une large zone au sud entre les latitudes 30.5° et 33° N acquérant en totale 1391 Km de sismique réflexion multi-traces. iii) la mission à terre réalisée en même temps que le leg 1 de MIRROR a permis le dépôt de stations sismiques terrestres permettant une acquisition terre-mer le long du profil principal.

L'exploitation de ces données fait l'objet de deux thèses. Une thèse au BGR porte sur l'interprétation des profils sismiques multi-traces acquis lors du Leg 2 de MIRROR. La présente thèse s'intéresse à la modélisation des données sismique grand-angle et l'interprétation des profils sismiques multi-traces acquis lors du Leg 1 de MIRROR. Les objectifs de ce travail seront présentés dans le paragraphe suivant.

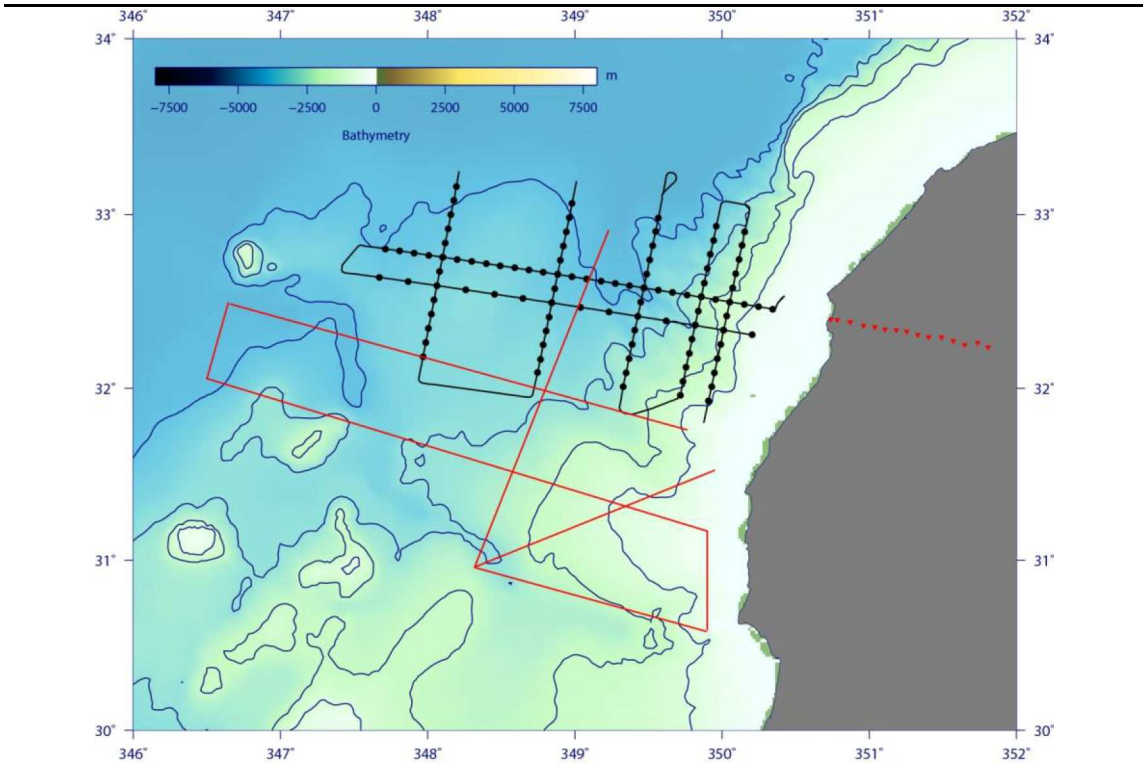



Fig. 3-1 : Localisation des données sismiques acquises dans le cadre du projet MIRROR représentées sur un fond bathymétrique à partir des données altimétriques (Smith et Sandwell, 1997). Les isocontours sont représentés tous les 1000m. Les sismomètres de fond marin (OBS) sont symbolisés par des cercles noirs. Les stations terrestres sont marquées par des triangles rouges. Les traits noirs marquent les profils de sismique réflexion du Leg-1, et les traits rouges marquent les profils de sismique réflexion du Leg-2.

#### 3.1.1.2 Les objectifs scientifiques généraux du projet

L'objectif principal du projet MIRROR est d'étudier la structure profonde de la marge continentale passive NW-Africaine pour comprendre son mode de formation au moment de la naissance de l'océan Atlantique Central. Il s'agit de répondre à un certain nombre de questions liées aux mécanismes de formation et de l'évolution des marges continentales passives :

- Quelle est la structure et la nature de la transition océan-continent ?
- Quelle est l'origine / la structure profonde de l'anomalie magnétique "WACMA" ?
- La formation des marges conjuguées est-elle symétrique ou asymétrique ?
- Existe-t-il des différences de structuration le long des différents segments de la marge ; et à quoi est liée cette segmentation ?

La zone d'étude choisie, au niveau de la Meseta marocaine au large de la ville de Safi, présente dans ce cadre de multiples avantages :

- Le profil SISMAR situé plus au nord de la zone d'étude (Contrucci *et al.*, 2004; Jaffal *et al.*, 2009), et le profil DAKHLA situé au large du Sahara au sud (Klingelhoefer *et al.*, 2009), donnent une image de la structure profonde de ces deux segments de la

marge, ce qui permettra en incluant le profil MIRROR d'étudier les variations longitudinales le long de toute la marge NW marocaine (Fig.3-2) ;

- La structure profonde de la marge homologue canadienne est connue grâce aux profils de grand angle SMART1, et OETR *(Offshore Energy Technology Research Association)* ;

- La reconstruction cinématique de Sahabi *et al.* (2004) permet de situer précisément le profil principal de MIRROR comme l'homologue du profil SMART 1.

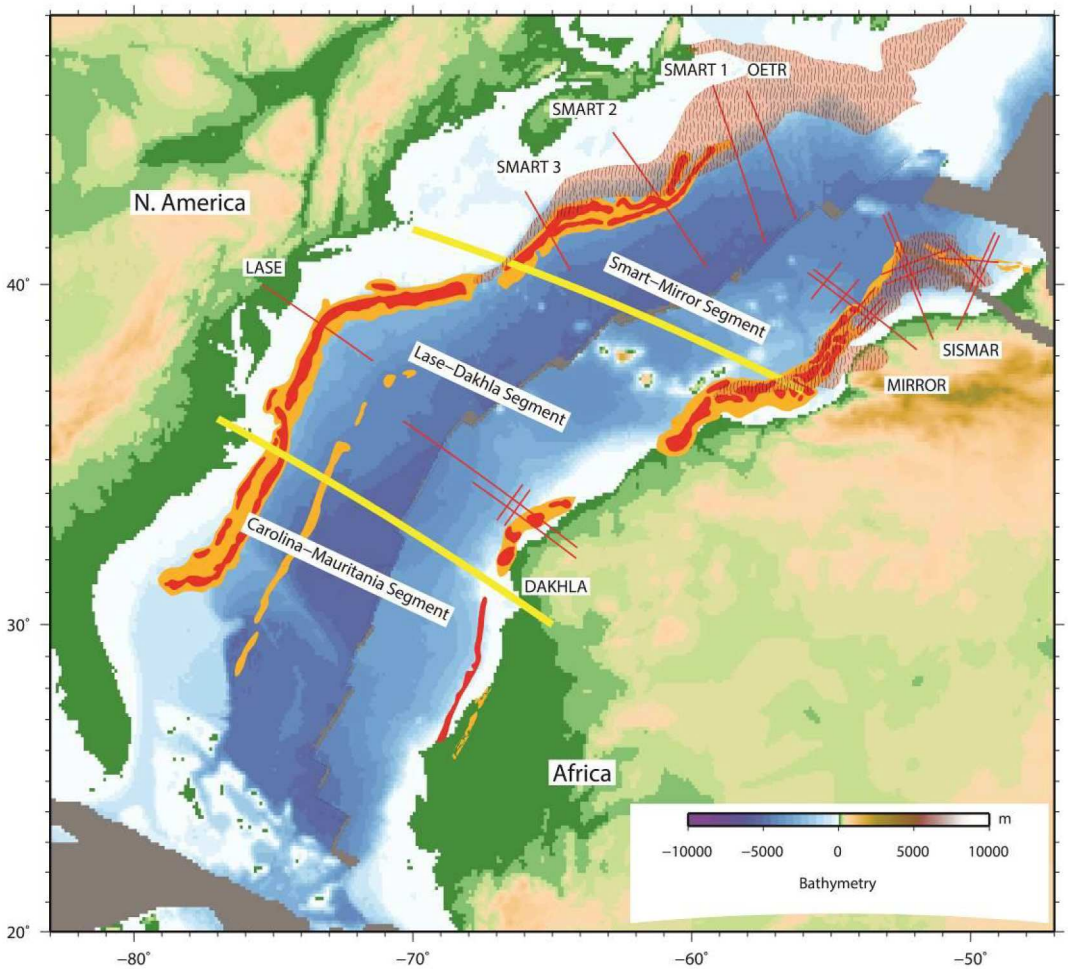



Fig. 3-2 : Présentation des profils sismiques grand angle disponibles sur les deux marges homologues NO Africaine et Est américaine sur une reconstruction cinématique de l'Atlantique central à l'époque de l'anomalie magnétique M25 (156,5 Ma) en utilisant les paramètres de reconstruction de (Labails *et al*., 2010). Les profils de sismique grand-angle sont marqués par des lignes rouges et les anomalies magnétiques ECMA, WACMA et BSMA sont marquées par les contours orange et rouge.

#### 3.1.1.3 Démarche utilisée dans le projet :

Pour répondre aux questions et aux objectifs du projet MIRROR, la démarche suivie pour l'implantation des profils est basée sur la cartographie des trois zones classiques qu'on

retrouve parallèlement à la marge. Ce sont (Fig. 3-3) : i) la zone I, qui correspond au domaine continental ; ii) la zone II qui comprend l'anomalie magnétique WACMA, et qui correspond au domaine de transition océan-continent et iii) la zone III qui correspond au domaine océanique.

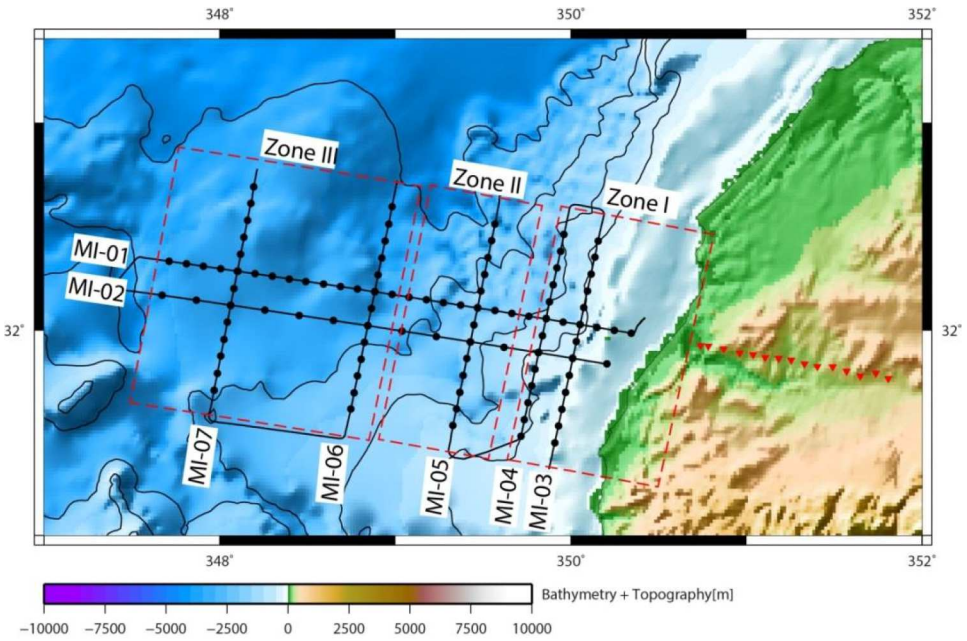



Fig. 3-3 : Localisation des zones I, II et III de la marge Ouest Marocaine au large de Safi sur un fond bathymétrique. Les sismomètres de fond marin sont symbolisés par des cercles noirs. Les stations terrestres sont marquées par des triangles inversés rouges et les traits noirs marquent les profils de sismique réflexion.

**La zone I : le domaine continental**

La zone 1 correspond au domaine de la croûte continentale non-amincie et de la pente continentale. Quatre profils de sismique multi-traces / grand-angle ont été acquis dans cette zone. Deux parallèles (MI-03 & MI-04) et deux perpendiculaires à la marge (MI-01 & MI-02) avec le prolongement du profil (MI-01) par des stations d'enregistrement à terre. L'objectif est de connaître :

- la géométrie de la structure profonde de cette zone, pour situer le passage d'une croûte continentale peu ou pas amincie à une croûte très amincie « *Necking* » ;
- l'étendue de cette zone d'amincissement crustale ;
- la présence potentielle de blocs basculés ;
- les caractéristiques de la croûte supérieure et la croûte inférieure dans ce domaine ;

**La zone II : Le domaine de la transition continent-océan**

La zone II montre la présence de La « *West African Coast Magnetic Anomaly* » (WACMA), considérée comme l'anomalie conjuguée à la «*East Coast Magnetic Anomaly*» (ECMA) (Sahabi *et al*, 2004). Elle a souvent été utilisée comme marqueur de la transition entre l'océan et le continent ( Sahabi, 2004; Sahabi *et al.*, 2004; Klingelhoefer et *al.*, 2009; Labails et

Olivet, 2009; Labails *et al.*, 2010). Le but de la reconnaissance de cette zone est de déterminer la nature de la croûte dans cette zone de transition. L'étude détaillée des structures sédimentaires et crustales devrait permettre d'imager le corps à l'origine de cette anomalie magnétique. S'agit-il des « SDR » (de l'anglais *Seaward dipping reflectors*), d'un matériel « sous-plaqué » en base de croûte ou des corps sédimentaires. Pour cela, un profil parallèle à la marge et situé sur l'anomalie WACMA (MI-05) a été acquis, en supplément des deux profils perpendiculaires à la marge (MI-01 & MI-02) qui couvrent également cette zone.

**La zone III : le domaine océanique**

Entre la WACMA à l'est et l'isochrone magnétique M25 à l'ouest, se situe la «Zone Magnétique Calme du Jurassique» (ZMCJ). Cette zone présente une largeur moyenne de 300 km (Sahabi, 2004). Deux profils parallèles (MI-06 & MI-07) ont été acquis dans cette zone, dans le but de caractériser la variation des anomalies magnétiques, la structure profonde de la croûte de ce domaine, s'agit-il bien d'une croûte océanique normale ou montre-t-elle des caractères différents de ceux du domaine transitionnel, par exemple.

### 3.1.2 Les données acquises

#### 3.1.2.1 Les données de sismique profonde

##### a) Principe de la sismique réflexion (SMT)/réfraction grand-angle (SGA)

La sismique est une technique d'exploration et de prospection qui permet d'étudier la structure géologique interne de la terre. Cette technique est basée sur l'analyse et l'étude des ondes acoustiques qui se propagent au niveau des structures géologiques à l'intérieur de la terre. Le principe consiste à provoquer un ébranlement dans le sous-sol ou la colonne d'eau qui donne naissance à des ondes sismiques qu'on enregistre à leur retour à la surface du sol ou de la colonne d'eau.

Les ondes sismiques générées par une source naturelle (séisme) ou artificielle (canon à air, camion vibreur, etc…), se propagent par fronts d'ondes sphériques. Les rais sismiques sont des trajectoires perpendiculaires à ces fronts d'ondes ou l'énergie sismique se propage.

Quand les ondes sismiques arrivent sur la surface de séparation de deux milieux de vitesses différentes , on assiste à une rupture du front d'onde. Une partie des ondes est réfléchie vers la surface, on parle de la sismique réflexion, l'autre partie passe dans le deuxième milieu, et c'est le principe de la sismique réfraction (Fig. 3-4).

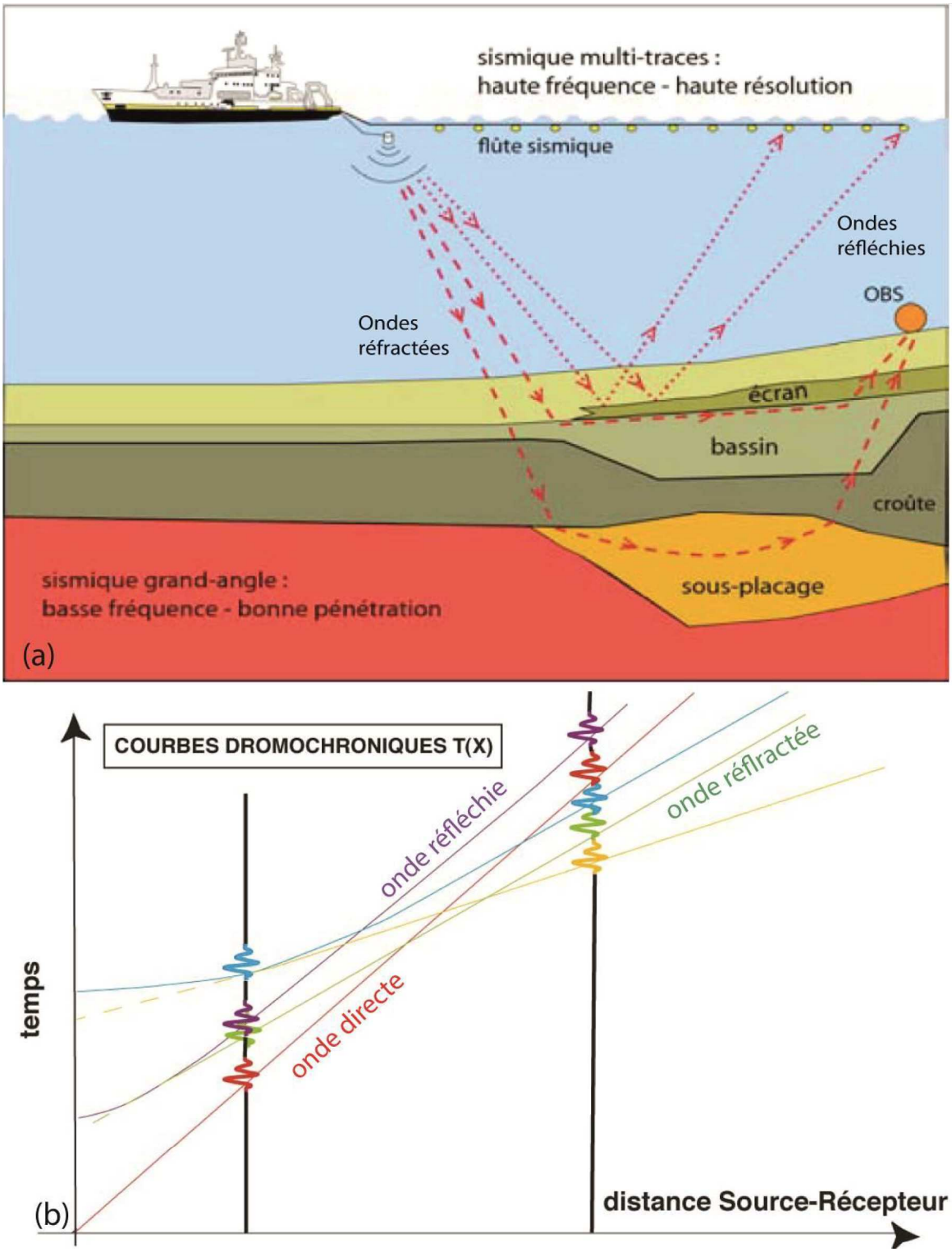



Fig. 3-4 : (a) Acquisition des données sismiques. (b) Exemple d'enregistrement du temps de propagation des ondes sismiques en fonction de la distance source-récepteur.

### b) Acquisitions des données de sismique multitraces (SMT)

Durant la campagne MIRROR, 8 profils de sismique multi-trace (360 traces) ont été acquis, au-cours de 3 périodes d'acquisition. Les profils MI01 et MI02 s'étendent du plateau

continental à l'océan sur 265 et 262 km respectivement. Les profils MI03, MI04, et MI05 longent la pente continentale sur 139 km, 124 km et 138 km respectivement. Les profils MI06, et MI07 sont également perpendiculaires aux profils MI-01 et MI-02 et s'étendent dans le domaine abyssal sur 140 km et 135 km respectivement. Le profil MI-08 localisé sur le profil MI-01 acquis avec une source de plus faible volume et un pas-de-tir de 25 secondes. Au total 1206.05 km de profils ont été acquis avec 13387 tirs.

- **Configurations d'acquisition SMT**

Le principe d'acquisition des profils SMT est celui de la couverture multiple dont l'objectif essentiel est d'améliorer le rapport signal/bruit. Pendant les tirs, chaque trace de la flûte enregistre une trace sismique. Le point de réflexion de cette trace est appelé point miroir (Fig. 3-5). Au cours de l'acquisition, le décalage du dispositif source-récepteur le long du profil permet l'exploration de chaque point miroir par plusieurs trajets de sismique indépendants. En résultat, plusieurs trajets sismiques (couples source-récepteur) auront le même point miroir appelé « *Common mid-point* » ou CMP. L'ensemble des traces sismiques se trouvant dans le même CMP seront sommées pour permettre l'amélioration de rapport signal/bruit. Le coefficient *C* appelé degré de couverture représente le nombre de traces enregistrés en un même point milieu commun.

Ce coefficient est défini par :

$$C = \frac{N \times dtr}{2 \times dtirs}$$

Avec :
$N$ = Nombre de traces sur la flûte
$dtr$ = Longueur des traces de la flûte
$dtirs$ = distance entre tirs

Le nombre de traces ainsi que la longueur des traces sur la flûte sont fixes. Le degré de couverture *C* dépend essentiellement de la distance entre tirs, qui est conditionnée par la vitesse du bateau et la cadence de tirs.

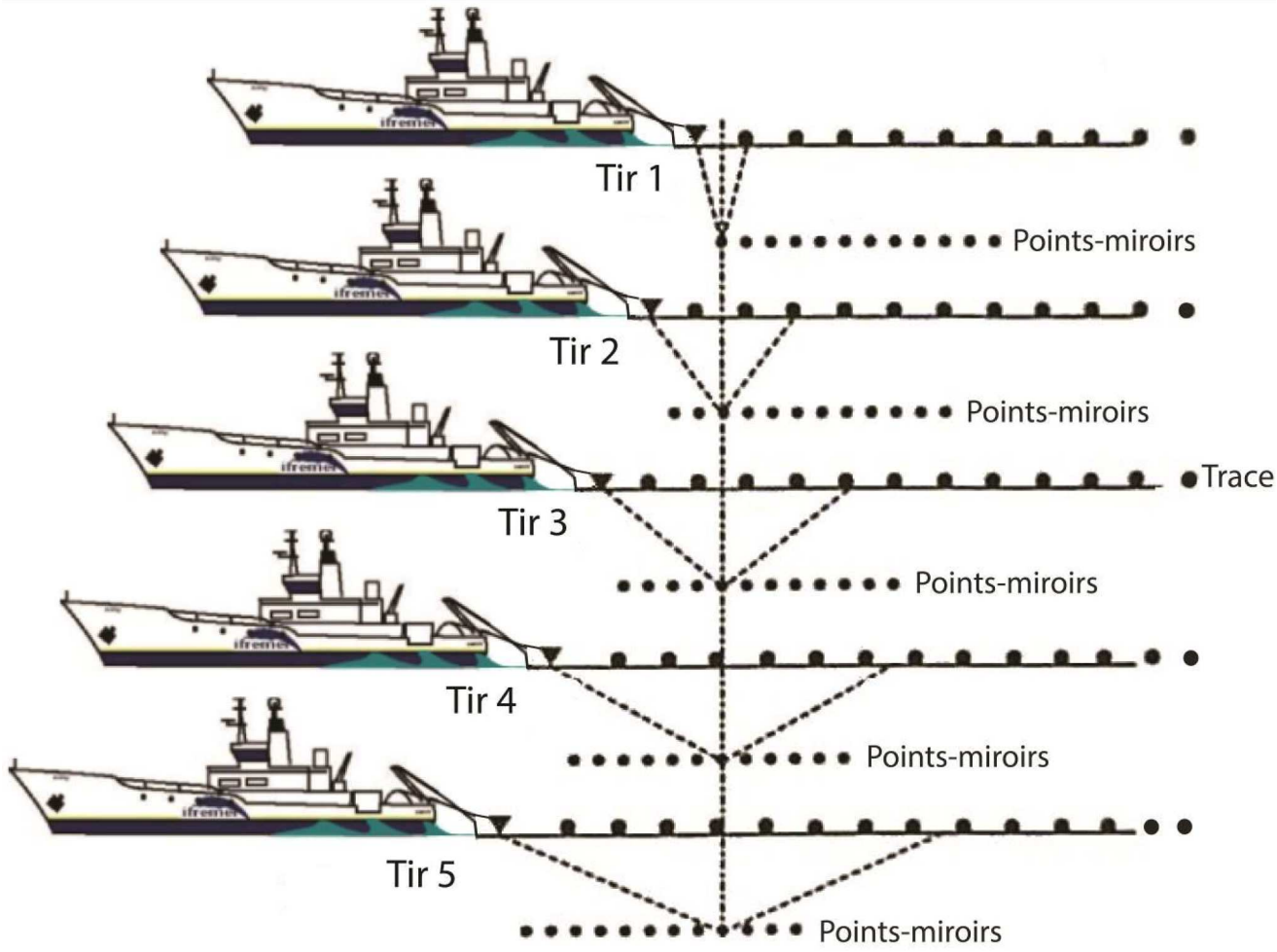



Fig. 3-5 : Principe de l'acquisition en couverture multiple en sismique réflexion marine

- **Dispositif d'acquisition SMT**

  - **Sources sismiques**

En sismique marine, pour l'acquisition SMT, on utilise des canons à air. Le principe consiste à engendrer des ondes acoustiques, dont la fréquence, la durée et l'amplitude du signal sont définies à la base.

La fréquence de la source est souvent choisie en fonction des objectifs de chaque campagne. Cette fréquence dépend de trois paramètres qui sont le volume, la pression de l'air et la profondeur de la source. En effet, plus la fréquence d'émission est basse, plus la résolution est faible, plus la pénétration est grande. Plus la fréquence d'émission est haute, plus la résolution est grande, plus la pénétration est faible.

La source sismique utilisée pour la campagne MIRROR a été choisie pour créer un signal de haute amplitude et basse fréquence. Ce type de signal est idéal pour imager la structure profonde d'une marge continentale.

L'objectif de la campagne MIRROR étant l'acquisition de données de sismique grand angle, la source acoustique émise est composée d'un large volume, un spectre basse-fréquence, et un pas de tir d'une minute. Les principaux paramètres de la SMT MIRROR sont les suivantes:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Nombre de traces | NTr | = | 360 |
| Distance inter-trace | dTr | = | 12,5 m |
| Distance inter-tir | dSht | = | 150 m (et 67 m pour MI-08) |
| Vitesse du navir | Vnav | = | 5. nœuds |
| Pas de tir | Cad | = | 60 s (et 25 s pour MI-08) |
| Temps d'écoute | LTr | = | 20 s |
| Volume de la source | Vol_s | = | 7591 in3 à 140 bar (et 3609 in3 pour MI-08) |
| Compresseur | Vol_c | = | 1045 m3 / heure (et 1192 m3 / heure pour MI-08) |
| Couverture | C | = | 15 (140 pour MI-08) |

La chaîne de canons était composée de 8 Bolts de 9 litres permettant de créer des signaux basses fréquences, de 3 Bolts de 5 litres, d'un Gguns de 520 in$^3$, de 2 Gguns de 380 cu$^3$ et de 2 Gguns de 250 cu$^3$. Les canons de moyenne et petite taille ont été choisis pour enrichir le signal en plus hautes fréquences. Les canons étaient synchronisés sur le premier pic, la partie du signal correspondant à la libération induite de l'air sous pression, pour assurer une bonne pénétration du signal (Fig. 3-6).

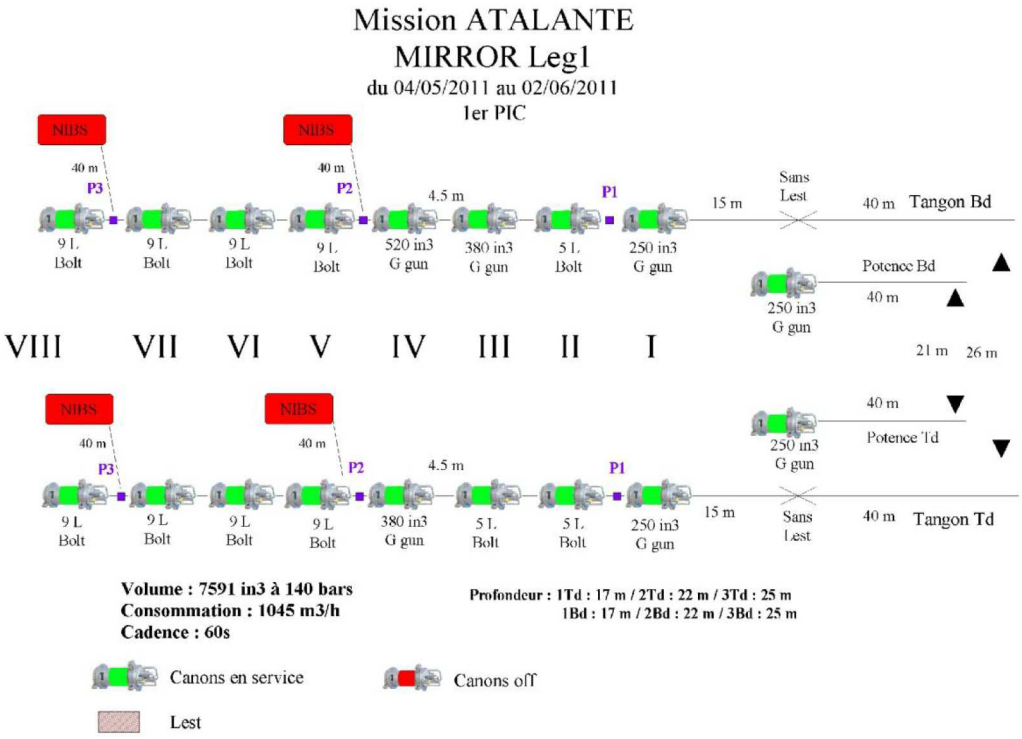



Fig. 3-6 . Géométrie des canons à air de la campagne MIRROR

- **Récepteur : Flûte numérique 360 traces**

Le récepteur consiste en une flûte numérique de 4500m de longueur et se terminant par une bouée de queue, positionnée par GPS. Elle est constituée de 30 sections actives de 150m chacune dites ALS (*Acquisition Line Section*). Chaque section est composée de 12 capteurs (traces) de 12,5m, et chaque capteur comprend 16 hydrophones en parallèles. La flûte est aussi munie de 16 « avions » répartis le long de cette dernière. Les avions sont équipés de gyrocompas qui permettent de localiser les éléments de la flûte par rapport au navire, ainsi que de capteurs d'immersion. Leurs ailes peuvent être orientées en cours d'acquisition depuis le laboratoire embarqué pour contrôler l'immersion de la flûte. Les valeurs d'immersion et de l'orientation des avions sont sauvegardées dans les traces auxiliaires du data. (Fig. 3-7).

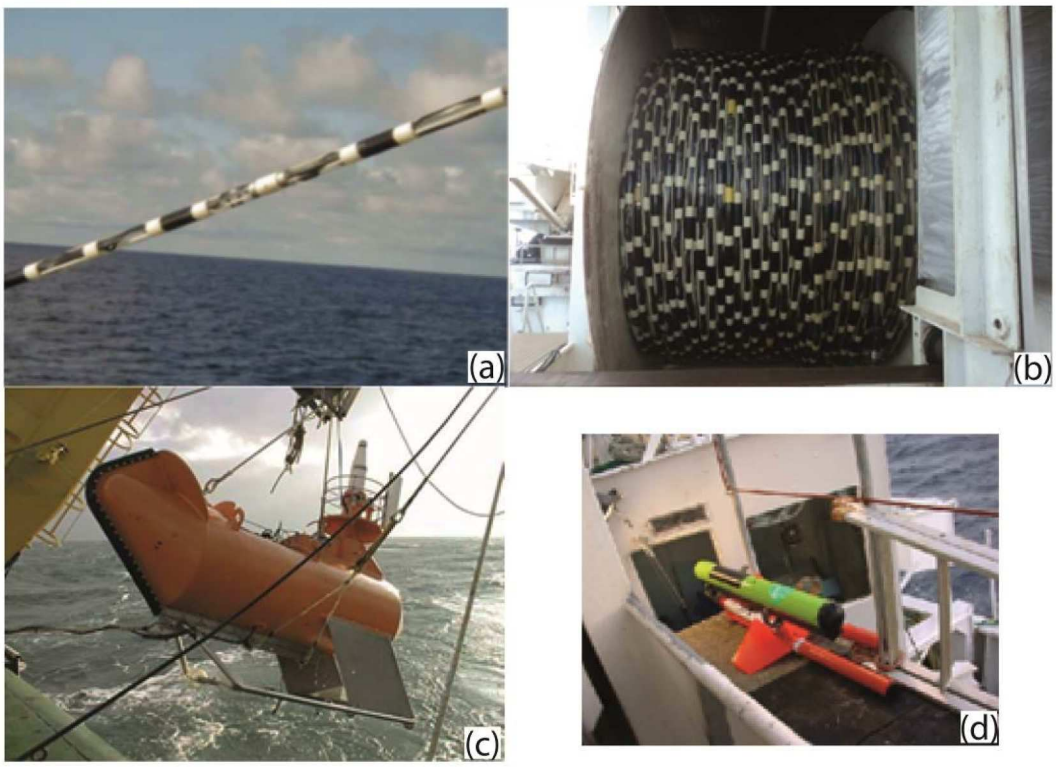



Fig. 3-7 : (a) & (b) : flûte (ou streamer). (c) : bouée de queue. (d) : exemple d'un avion de la flûte

- **Système d'acquisition numérique de la SMT**

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

Le laboratoire d'acquisition de la SMT permet :

- le contrôle de la navigation : grâce à un système de navigation intégrée, ECOS, on contrôle en temps réel la navigation (son cap, sa vitesse), la position du navire, la position de la flûte (avions et bouée de queue), le profil en cours et la route intégrée ;

- le contrôle d'acquisition flûte : visualisation en temps réel de la géométrie de la flûte et du signal enregistré par les différentes traces qui la composent ;
- le contrôle des tirs ;
- le contrôle qualité temps réel ;
- le contrôle de l'immersion de la flûte ;
- l'enregistrement des données au format SEGD, avec la longueur d'écoute et le pas d'échantillonnage associé à chaque profil.

### c) Acquisitions des données sismique réfraction grand-angle (SGA)

Durant la campagne, l'acquisition de la SGA consistait à effectuer des tirs en mer enregistrés le long des 7 profils majeurs, incluant un profil terre-mer (MI-01) perpendiculaire à la marge et prolongé par des stations sismologiques. Les récepteurs en mer sont des OBS (*Ocean Bottom Seismometer*), positionnés sur le fond.

- **Configurations d'Acquisitions sismique grand-angle - SGA**

Le principe consiste à enregistrer des ondes réfractées par des récepteurs fixes positionnés sur le fond marin OBS tandis que la source (canons à air) est tractée par le bateau (Fig. 3-4-a). Cela permet des distances source-récepteur plus importantes que dans le cas de la SMT. Et d'imager des structures plus profondes. 42 OBS étaient déployés lors de la campagne tous les 10 miles nautiques pour le MI-02 et tous les 5 miles nautiques pour les autres profils.

- **Dispositif d'acquisitions SGA**

  - **Récepteurs en mer : les OBS**

L'enregistrement du signal se fait par des stations marines autonomes, disposées sur le fond de mer appelées sismomètres de fond de mer ou OBS « *Ocean Bottom Seismometer* ». Pendant l'acquisition des données MIRROR, deux types d'OBS ont été utilisées :

  ✓ **Les OldOBS**

Les OldOBS sont des instruments relativement lourds (240 kg) avec une hauteur de 1,8 m. Ils sont composés d'un châssis en aluminium sur lequel sont fixés deux cylindres : le premier contient le système d'acquisition électronique, le périphérique de stockage et les batteries de l'OBS ; le second contient le système de libération et l'électronique correspondante. Tous les instruments sont équipés d'un hydrophone externe ainsi qu'un capteur externe déporté à 3 composantes munies de géophones (4,5 Hz) qui est libéré pour reposer sur le fond. (Fig. 3-8-).

### ✓ Les MicrOBS et MicrOBS+

Les MicrOBS ont été développés par l'Ifremer avec pour objectif la réduction du poids et de la taille de l'instrument (Auffret *et al.*, 2004). L'ensemble de l'instrument rentre dans une sphère en verre de 33 cm. Le poids total de l'instrument est de 20 kg. L'enregistrement se fait via 3 géophones internes et un hydrophone placé à l'extérieur de la sphère.

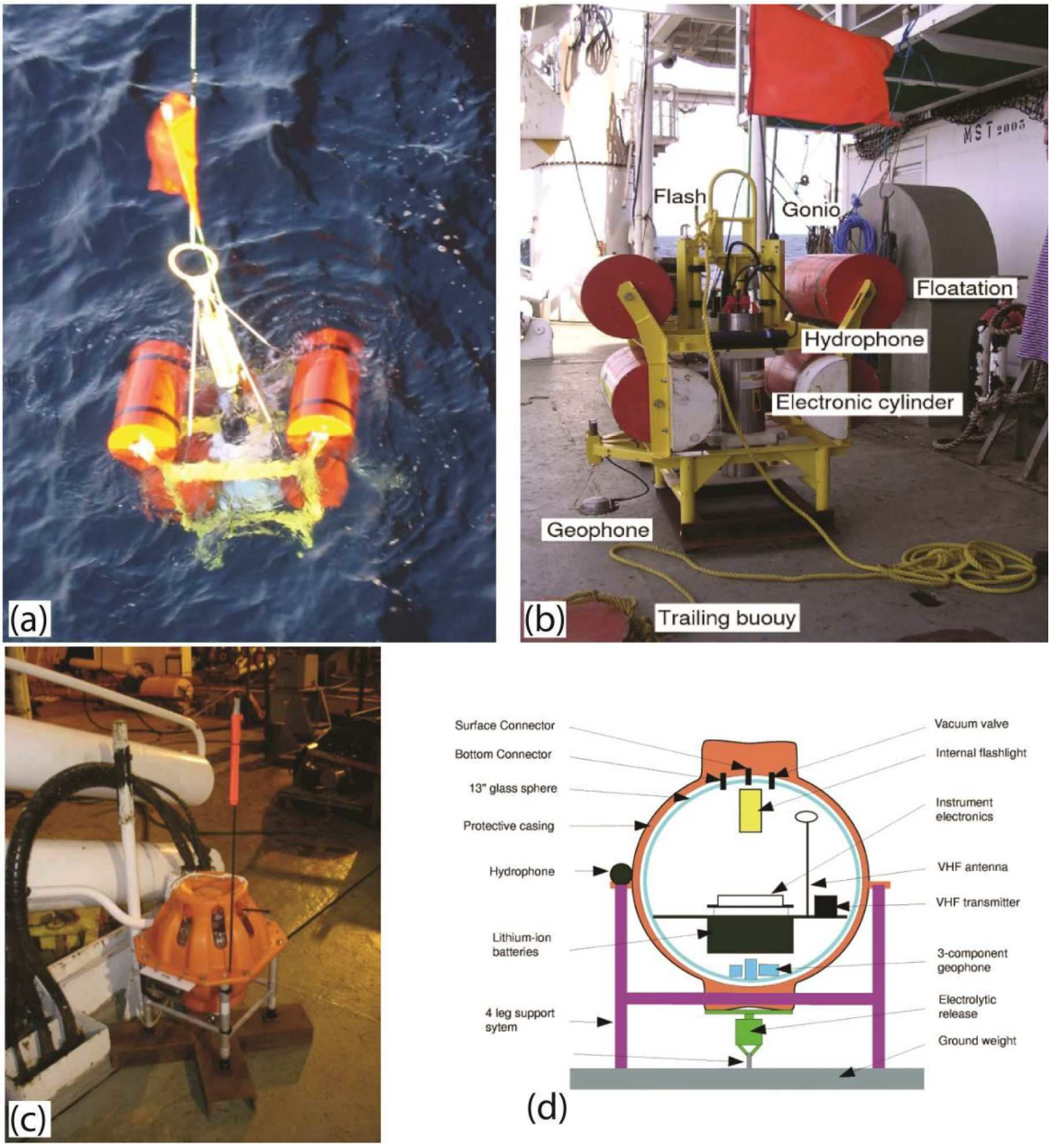



Fig. 3-8 : (a) OldOBS Ifremer lors du déploiement. (b) Structure d'un OldOBS Ifremer. (c) MicrOBS sur le pont de l'Atalante. (d) schéma d'un MicrOBS.

Les MicrOBS+ sont une génération ultérieure des MicrOBS. Leurs caractéristiques sont similaires à ces dernières. Ils ont été développés avec l'objectif d'augmentation de la durée d'enregistrement. Les MicrOBS+ disposent d'une mémoire de 8 Gb et des batteries supplémentaires qui permettent un déploiement d'environ 4 semaines dont 3 semaines

d'enregistrement. L'ensemble de l'instrument rentre dans une sphère en verre de 38 cm (Fig. 3-8).

#### 3.1.2.2 Les données bathymétriques

Le N/O l'Atalante est équipé de trois systèmes d'acquisition de la bathymétrie (deux sondeurs multifaisceaux et un monofaisceau) :

*Le sondeur multifaisceaux grand fond EM 122* est adapté pour effectuer des levés bathymétriques de 100 m à 12 000 m de profondeur, sa fréquence acoustique étant de 10 à 15 kHz.

*Le sondeur multifaisceaux petits/moyens fonds EM 710* est adapté pour effectuer des levés bathymétriques de 5 m à 3000 m de profondeur, sa fréquence acoustique étant de 30 à 120 kHz.

*Le sondeur bathymétrique monofaisceau 200 kHz* fournit la profondeur à la verticale du navire. Il est surtout utilisé pour la navigation, les données arrivant en temps réel.

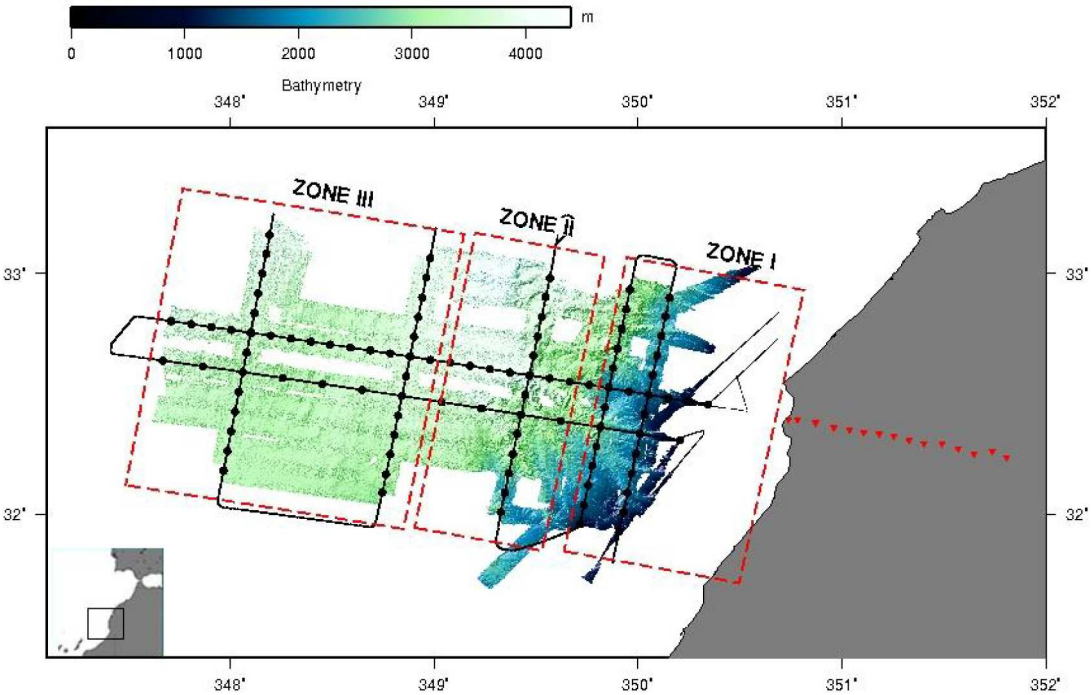



Fig. 3-9 : La carte bathymétrique réalisée à partir des données acquises lors de la campagne. La position des OBS marquée par cercles noirs, les profils sismiques par des traits noirs et les stations à terre par des triangles invertis rouges.

La surface de balayage de l'instrument dépend de la profondeur d'eau. Pendant la campagne MIRROR, les données de bathymétrie, ont été acquises pendant le déploiement et la récupération des OBS, mais pas pendant les tirs sismiques.

#### 3.1.2.3 Les données magnétiques

Le magnétomètre utilisé est un magnétomètre à protons « *Seaspy* ». Il fournit une mesure locale de l'intensité du champ magnétique terrestre. L'appareil se compose d'un capteur immergé remorqué et éloigné du navire afin de s'affranchir des interférences causées par les éléments métalliques du navire ainsi que par l'appareillage d'acquisition de la sismique multi-trace. Le capteur a une gamme de mesure allant de 20000 à 120000 nT. La précision de la mesure est de l'ordre de 0.2 nT. La résolution est de l'ordre de 0.001 nT.

Ces données ont été acquises pendant toute la durée de la campagne.

#### 3.1.2.4 Les données Chirp

Une cartographie des premiers mètres des couches sédimentaires sous le fond marin (pénétration jusqu'à quelques dizaines de mètres) a été effectuée tout au long de la campagne, grâce à un sondeur pénétrateur de sédiments (*Sub-bottom profiler iXSea Echoes*) situé sous le bateau, permettant l'acquisition d'une image sismique de très haute résolution de la partie la plus superficielle des sédiments marins.

### 3.1.3 Synthèse des données utilisées dans la région d'étude

Lors de la campagne MIRROR réalisé en Mai 2011, sur le N/O l'Atalante sur la marge NO marocaine à la latitude de Safi, plusieurs types de données ont été acquises. Celles qui sont à notre disposition et qui seront utilisées dans ce travail sont les suivantes :

- 7 profils de sismique combinée réflexion multi-traces / grand-angle, acquis pendant la campagne MIRROR-Leg 1 (Mai 2011)
- 7 profils sismiques réflexion multi-traces acquis pendant la campagne MIRROR-Leg 2 (Juin 2011)
- Les données additionnelles de la campagne (Mag, Bathy...)
- L'ensemble des profils de sismique-réflexion de la campagne M203, fournies par le laboratoire de Géophysique de l'Institut fédéral de géosciences et de ressources naturelles (BGR Hannover) ainsi que les données de la mission CONRAD (Holik *et al.*, 1991).

## 3.2 Les travaux réalisés sur les données sismiques de MIRROR : Traitement SMT et modélisation SGA

### 3.2.1 La chaîne de traitement des données SMT

Le contrôle qualité, le prétraitement et le traitement des données SMT a été réalisé par Phillipe Schnurle chercheur à l'Ifremer de Brest, pour le traitement de bord des profils de sismique réflexion, et Kai Berglar chercheur au BGR, Allemagne pour le traitement de la sismique sous Promax. Les étapes principales de ce travail peuvent se résumer comme suit :

Les données SMT sont dans une première étape traitées avec logiciel SISPEED, développé à l'Ifremer. Celui-ci permet d'effectuer un contrôle qualité (QC) poussé des données, de corriger et de combiner les données de navigation enregistrées par les différents capteurs de la chaîne d'acquisition, de rassembler les données en regroupant les traces réfléchies sur une même portion de profil, et d'obtenir une section sommée et migrée provisoire pour chaque profil SMT. Par la suite, la séquence principale de traitement est composée de (Fig. 3-10): mute externe des arrivées directs et de la colonne d'eau, un filtre passe-bande (2-12-64-92 Hz), une déconvolution anti-multiple prédictive *large gap* (le gap étant lié au fond marin), une dévonvolution prédictive (désignature), un filtre anti-multiple, la correction NMO (Normal Move-Out), un filtrage passe-bande dépendant du temps (4-16-48-64 Hz jusqu'à 2 s sous le fond marin, et 2-12-32-64 Hz entre 4 et 6 s sous le fond), le mutage externe du fond marin aux grands offset et le mut interne du premier quart environs de la flûte (la portion plane des multiples principalement), un DMO (Dip Move-Out) de Kirchhoff avant sommation, une sommation, un filtrage en une migration FK post-sommation.

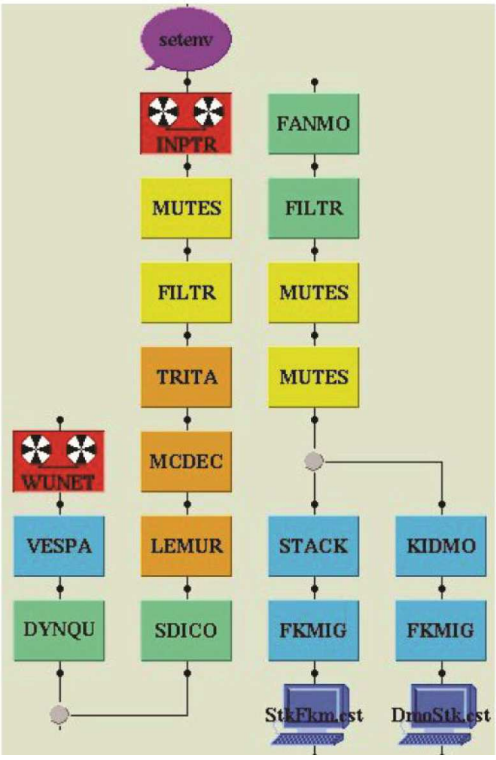



Fig. 3-10 : Chaine « schématique » du traitement des données de sismique multi-traces d'après Philippe Schnurle (Klingelhoefer *et al*., 2011)

Par la suite, les données sont enregistrées sous trois bases de données : une sous SISPEED à l'origine du géo-référencement, les données avant sommation, et les profils à sommation brut, la seconde sous GEOVECTEUR et SIIS (interne à Géoscience marines - Ifremer) qui contient les données avant sommation, la séquence de traitement avancée, les sections après sommation traitées, et leur géo-référencement; et la dernière, sous Kogeo ou OpenDetect, des logiciels d'interprétation à usage libre (*freeware*) contenant les profils traités et géo-référencés.

### 3.2.2 La chaîne de traitement et modélisation des données SGA

La chaîne de traitement des données de sismique grand-angle inclut trois principaux étapes :

- Un prétraitement dans le but est de préparer les données, et qui inclut une correction des données de la dérive de l'horloge interne de l'OBS, plus le calcul de la position exacte de l'OBS. Cette dernière permet d'effectuer une deuxième correction concernant la dérive de l'instrument pendant la descente sur le fond de mer ;
- Un traitement des données, qui consiste à améliorer le rapport signal/bruit ;
- Une modélisation des données sismique grand-angle dans le but est la détermination d'un modèle de vitesses de propagation des ondes P dans le sous-sol.

#### 3.2.2.1 Pré-traitement des données SGA

##### a) Correction d'horloge OBS

Le premier traitement des données de SGA commence à bord. Une fois l'OBS sur le pont, la dérive de l'horloge interne est mesurée (supposée linéaire du largage à la récupération) par rapport à l'horloge du GPS, et les données sont corrigées. Cette valeur est donnée par la différence de temps entre les horloges GPS et celles des OBS avant la mise à l'eau et après la récupération.

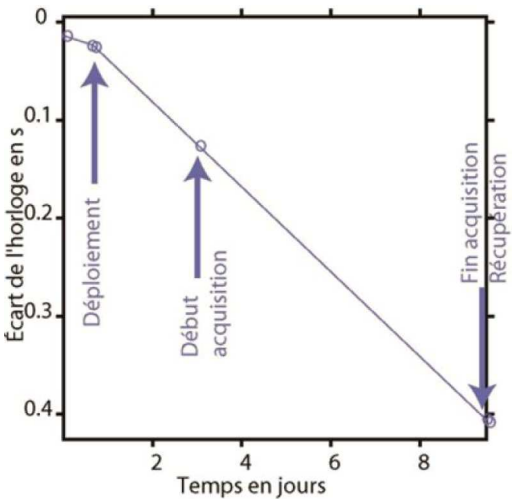



Fig. 3-11 : Exemple de calcul de dérive de l'horloge

### b) Localisation et orientation de l'instrument sur le fond

Le but de cette étape consiste à localiser avec précision la position des OBS par rapport au profil et de connaître la distance source-récepteur pour chaque tir.

La position des OBS correspond aux cordonnées relevées lors de la mise à l'eau de l'OBS. La dérive spatiale lors de la plongée vers le fond ne peut pas être prise en compte directement. Pour pouvoir estimer cette dérive, les temps d'arrivées de l'onde directe entre la source et l'OBS peuvent être utilisés, en combinaison avec la vitesse de propagation des ondes dans l'eau de mer et la position des tirs. Ces trois informations permettent de relocaliser précisément l'OBS, en minimisant l'erreur quadratique moyenne (RMS) entre les temps d'arrivées calculés à partir des données bathymétriques et ceux des données pointées, afin d'obtenir les sections sismiques définitives.

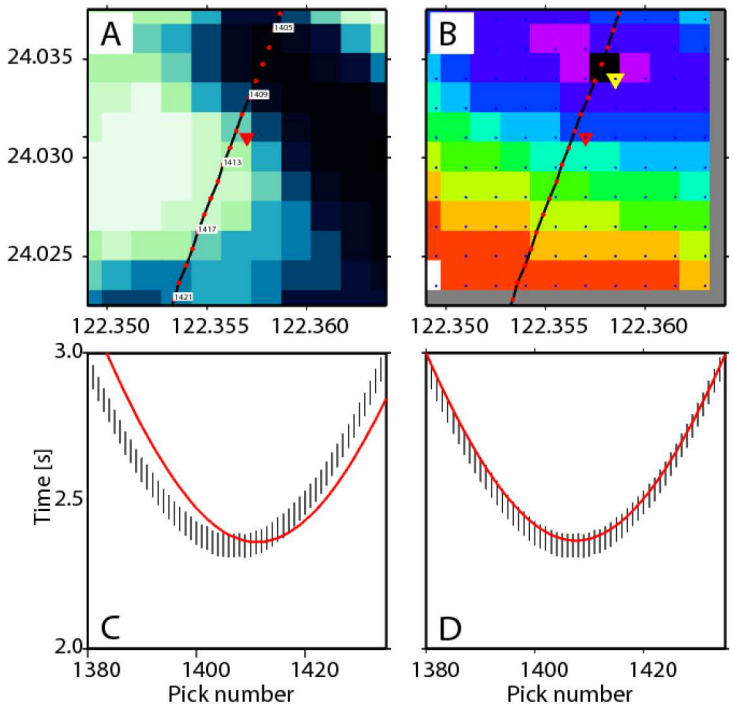



Fig. 3-12 : Relocalisation de la position de l'OBS sur le fond de mer. (A) bathymétrie de la zone et position de l'instrument et des tirs. (B) erreur entre le temps d'arrivée calculé et pointé avec position de déploiement (triangle rouge) et position donnant l'erreur minimale (triangle jaune). (C) Temps d'arrivée pointés (barres noirs) et calculés (ligne rouge) pour la position de déploiement. (D) Temps d'arrivée pointés (barres noirs) et calculés (ligne rouge) pour la position relocalisée.

### c) Création des fichiers SEGY

Les fichiers SEGY finaux (format standard utilisé en sismique de la « *Society of Exploration Geophysicists* », sont créés en utilisant les données brutes et les fichiers de navigation des sources sismiques contenant l'heure, la position et la profondeur de l'eau. 55 s des données enregistrées après chaque tir sont retirées de l'enregistrement continu des OBS et la distance entre le bateau et l'instrument est calculée et enregistrée dans les entêtes de chaque trace.

#### 3.2.2.2 Représentation de données sismiques grand-angle

Lors de l'évaluation et l'interprétation qualitative, les données de sismique grand-angle sont représentées en profil de temps réduit t, x avec :
t = temps de propagation entre l'instant de tir et l'enregistrement par la station, réduit par une vitesse donnée
x = distance entre la source et le récepteur (bateau-OBS).

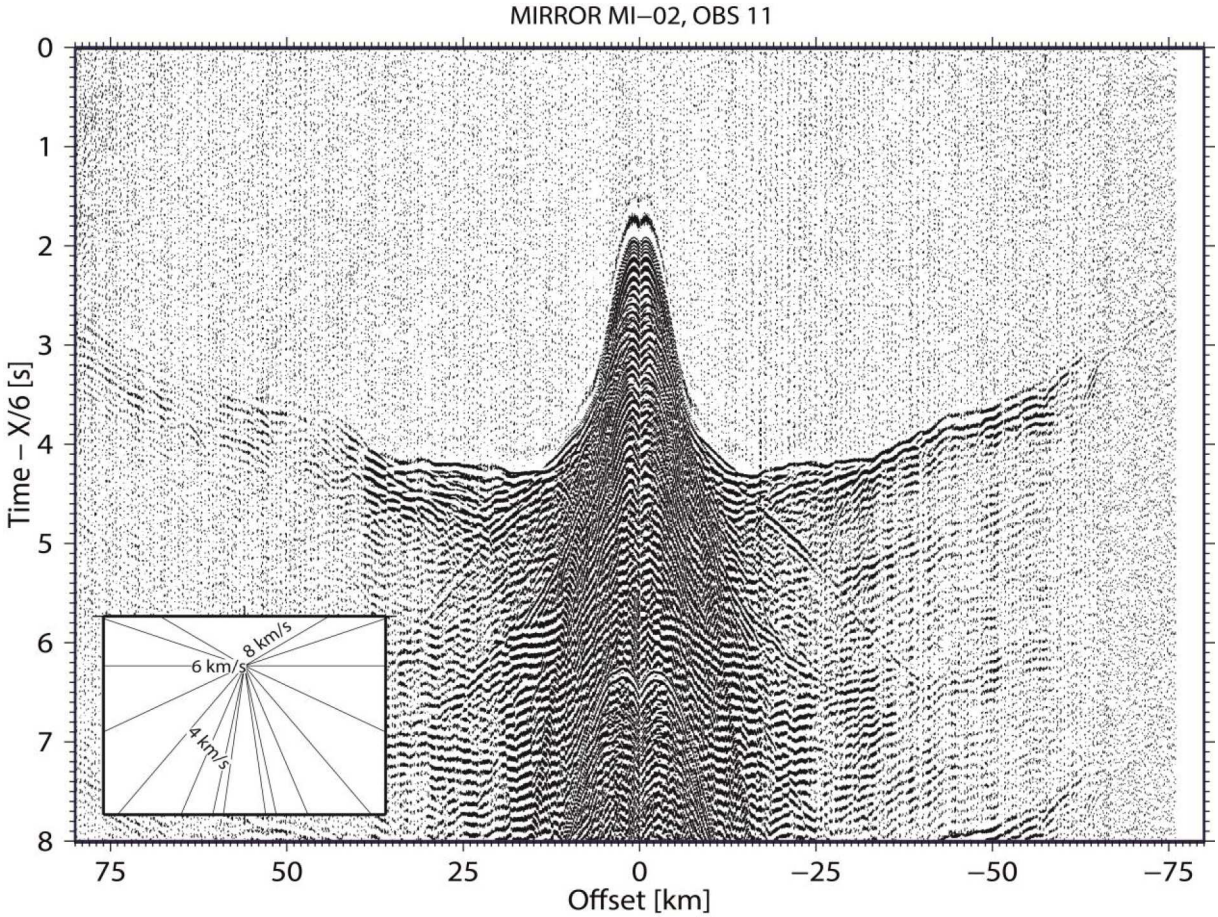



Fig. 3-13 : Exemple de section des données de l'OBS 11 sur le profil MI-02. Une vitesse de réduction de 6km/s a été appliquée. Insert : les pendages pour des arrivées des couches à vitesse 4, 6 et 8 km/s.

Une vitesse de réduction Vr est appliquée suivant la formule :

$$tr = t - x/Vr$$

tr = temps réduit
t = temps réel
x = distance entre la source et le récepteur

Vr = vitesse de réduction

Une onde se propageant à la vitesse Vr est représentée par une hodochrone horizontale sur la section sismique en temps réduits. Ce mode de représentation facilite la lecture et l'interprétation des données de sismique réfraction. La vitesse de réduction utilisée dans ce

travail est de 6 km/s, pour mettre à l'horizontale les arrivées provenant d'une couche de 6 km/s.

#### 3.2.2.3 Traitement des données / Amélioration du rapport signal/bruit

En plus des signaux sismiques réfléchis et réfractés qui donnent de l'information géologique, les enregistrements obtenus contiennent d'autres signaux qui sont souvent qualifiés de bruit. Ce bruit provient soit de la réponse du récepteur, des réflexions à la surface, ou un signal lié à la signature de la source. Le traitement sismique consiste en une succession d'opérations permettant d'améliorer le rapport signal sur bruit afin de représenter la section sismique et permettant d'identifier les différentes arrivées (phases réfléchies et réfractées).

##### a) Le filtrage fréquentiel

Le filtre fréquentiel est défini par un spectre d'amplitude (Fig. 3-14). Les valeurs du spectre d'amplitude sont calculées à partir de la bande passante des signaux. Lors de la phase de modélisation des temps d'arrivée, un filtre passe-bande 2-36 Hz (f1= 2Hz ; f2 = 4Hz ; f3 = 24Hz et f4 = 36Hz) a été appliqué. L'application de ce type de filtre permet l'amélioration du rapport signal sur bruit en éliminant les bruits de hautes fréquences (bruit de fond) et les bruits de basses fréquences (onde de surface et autres) (Fig. 3-15).

##### b) Le blanchiment (Déconvolution spectrale)

La déconvolution spectrale vise à normaliser le spectre. Cette opération permet la mise à plat du spectre des données ce qui permet d'améliorer la résolution du signal par la séparation des ondes. Ce traitement a été appliqué pour améliorer la visibilité des premières arrivées des phases lointaines (Fig. 3-16). La chaîne de traitement a été développée par S. Operto de Géoazur à Nice.

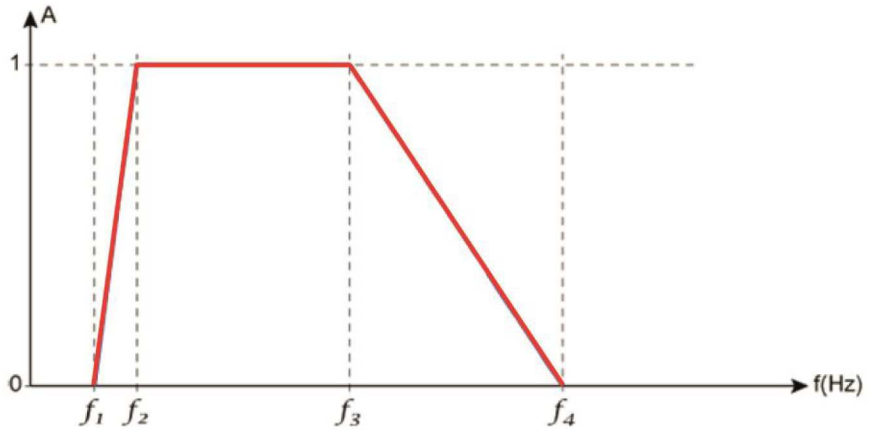



Fig. 3-14 : Le spectre d'amplitude, f1 et f4 sont appelées fréquences de coupure.

##### c) Égalisation des amplitudes

Une égalisation d'amplitude aux données de sismique grand-angle permet de compenser les grandes variations d'amplitude qui existent entre les différentes phases (par exemple entre l'onde directe et les phases réfractées). Cette égalisation permettra de distinguer les arrivées à

plus grande distance et de prolonger certains pointés. L'inconvénient est qu'il uniformise aussi le bruit sur l'ensemble de la section sismique. On a utilisé un AGC (*Automatic Gain Control*), appeler aussi égalisation dynamique, pour normaliser les amplitudes le long de chaque trace. Il uniformise le bruit et fait apparaître le signal ce qui permet l'amélioration de la visibilité des arrivées lointaines.

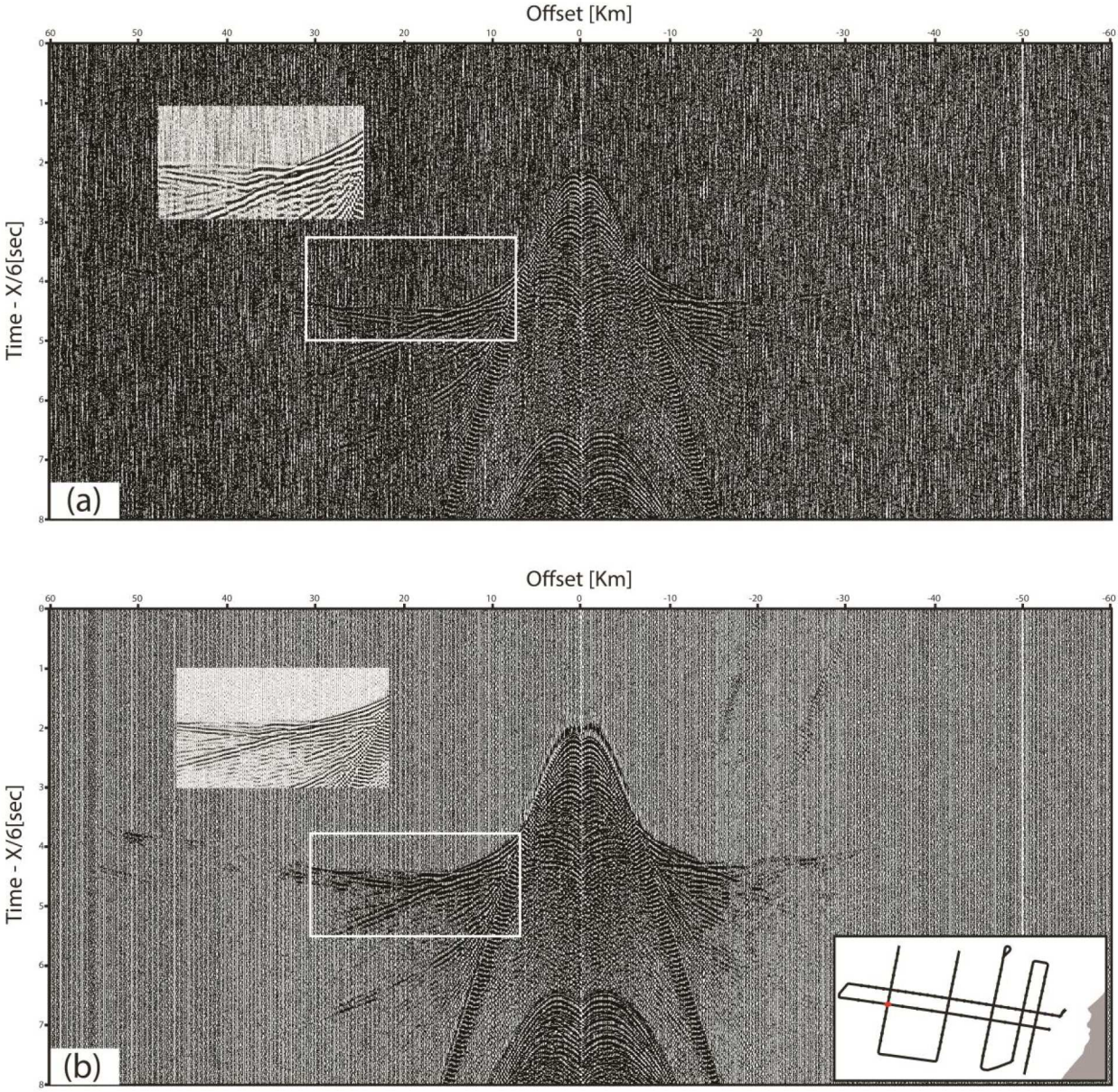



Fig. 3-15 : Effet du filtre passe-bande sur les données. a) Données du sismomètre 06 sur le profil MI-07 sans filtre appliqué. b) Mêmes données que (a) filtrées avec un filtre passe-bande (2, 4, 24 et 36 Hz).

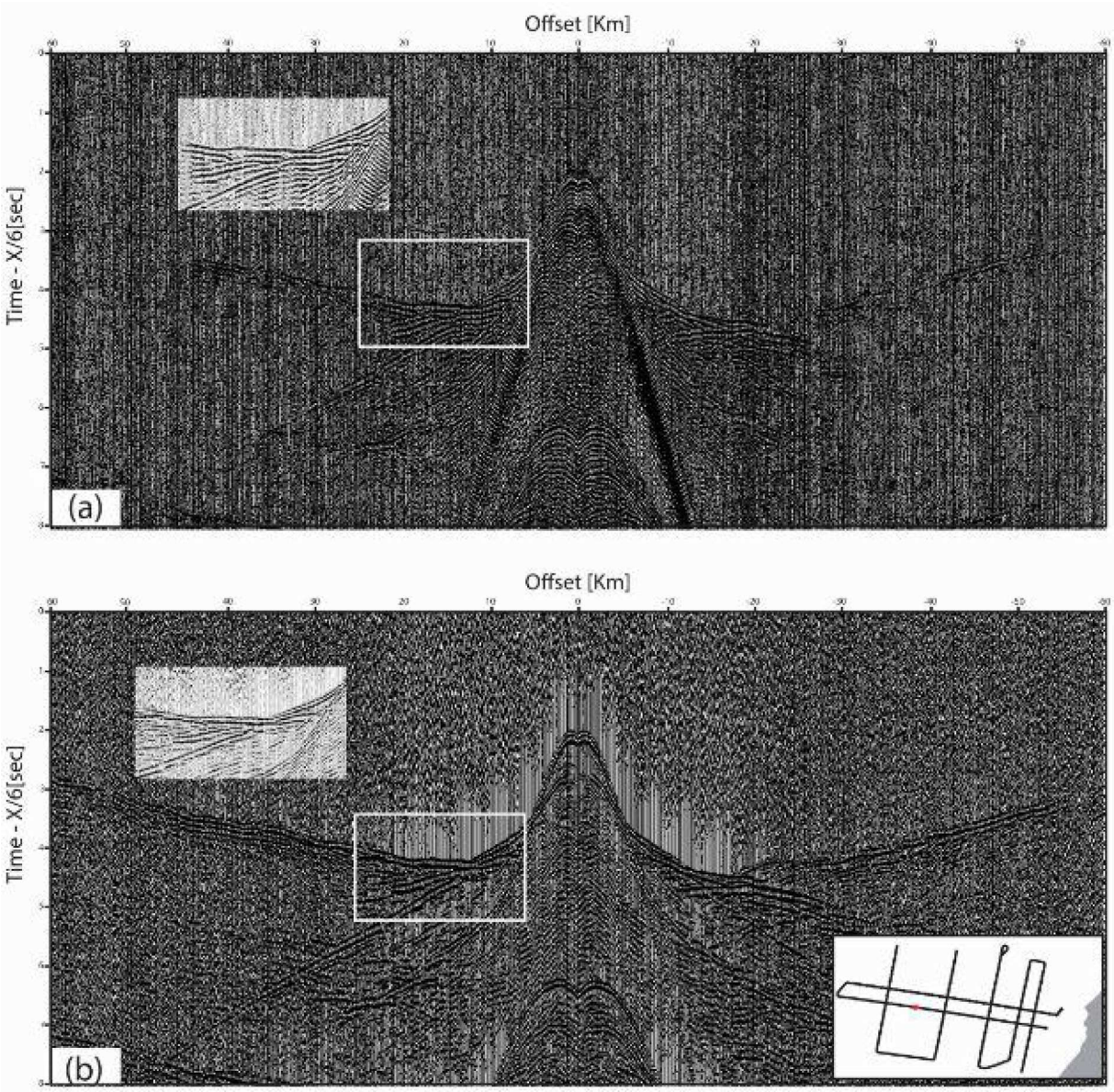



Fig. 3-16 : Effet du blanchiment sur les données. a) Données brutes du sismomètre10 sur le profil MI-02. b) Mêmes données que (a) après l'application de la déconvolution spectrale.

### 3.2.3 Modélisation des données de sismique grand-angle

#### 3.2.3.1 Principe, approche et stratégie de modélisation directe RAYINVR

Les données de sismique grand-angle ont été modélisées en utilisant la méthode d'inversion itérative au sens des moindres carrés du code RAYINVR (Zelt, 1999; Zelt et Smith, 1992).

Cette modélisation « forward », appelée aussi modélisation 2D des temps d'arrivée, consiste à construire un modèle de vitesse, à partir des temps de parcours des rais sismiques et la distance source-récepteur. L'objectif de la modélisation directe est l'obtention d'un modèle de vitesse de propagation des ondes P bien contraint par les données observées dans les sections sismiques des OBS. Pour atteindre cet objectif, il existe différents approches et stratégies de modélisation.

Selon Zelt, (1999), le choix de l'approche et la stratégie doit tenir compte (1) des paramètres du modèle (profondeur et/ou vitesse), (2) la connaissance de la tectonique et la géologie de la zone d'étude, (3) la complexité de la structure à imager, (4) les caractéristiques des données et (5) les contraintes apportées par d'autres techniques d'imagerie telle que la combinaison des données grand angle avec la sismique réflexion profonde.

Dans la présente étude, nous avons utilisé une approche dite *minimum structure* décrite par Zelt, (1999) pour effectuer l'inversion. Cette approche consiste à modéliser les structures nécessaires pour expliquer les données observés, elle nécessite dans un premier temps un modèle de départ composé d'une séquence de couches. Ces couches sont limitées par des lignes droites composées d'un certain nombre de nœuds ou sont définies les vitesses au sommet et à la base de chaque couche. La vitesse varie linéairement par interpolation entre les nœuds de vitesses situés sur les limites de couches (sommet et la base) (Fig. 3.17).

Dans ce modèle 2D initial, un tracé de rais est effectué dans lequel des temps d'arrivée théoriques seront calculés, en se basant sur les principaux paramètres de ce modèle (profondeurs et vitesses). Après avoir identifié les différentes phases sismiques correspondant aux couches du modèle, les temps d'arrivées théoriques sont ensuite comparés aux temps d'arrivée observés et pointés dans les données des OBS. L'utilisateur cherche à minimiser l'écart entre ces temps d'arrivée observés et calculés en modifiant manuellement le modèle de vitesse. Cette opération est répétée jusqu'à ce que l'écart entre ces deux temps de trajet soit acceptable.

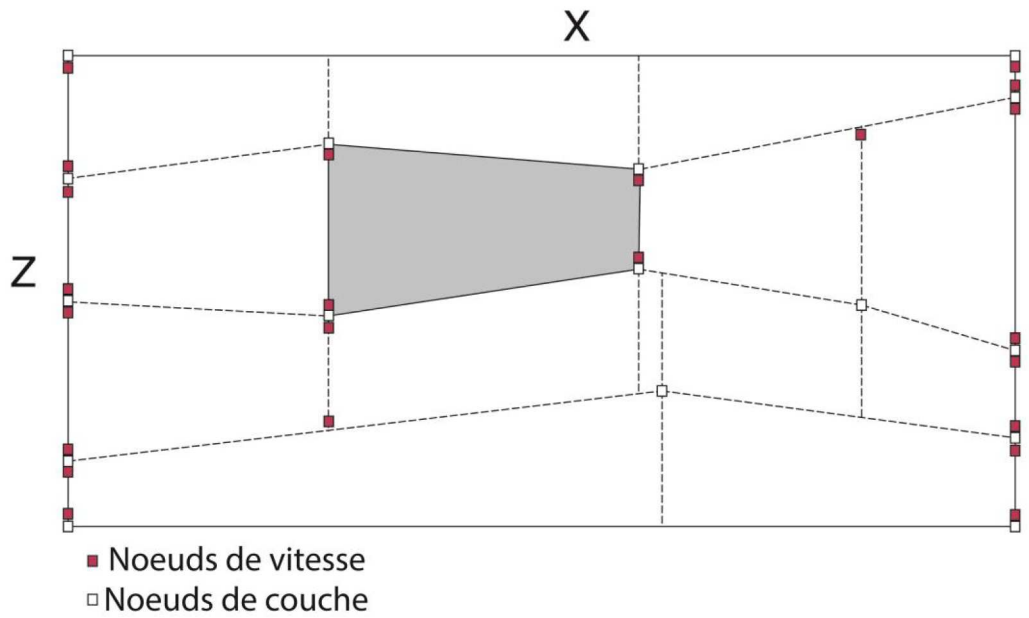



Fig. 3-17 : Exemple de paramétrage d'un modèle de vitesse modifié d'après Zelt et Smith, (1992).

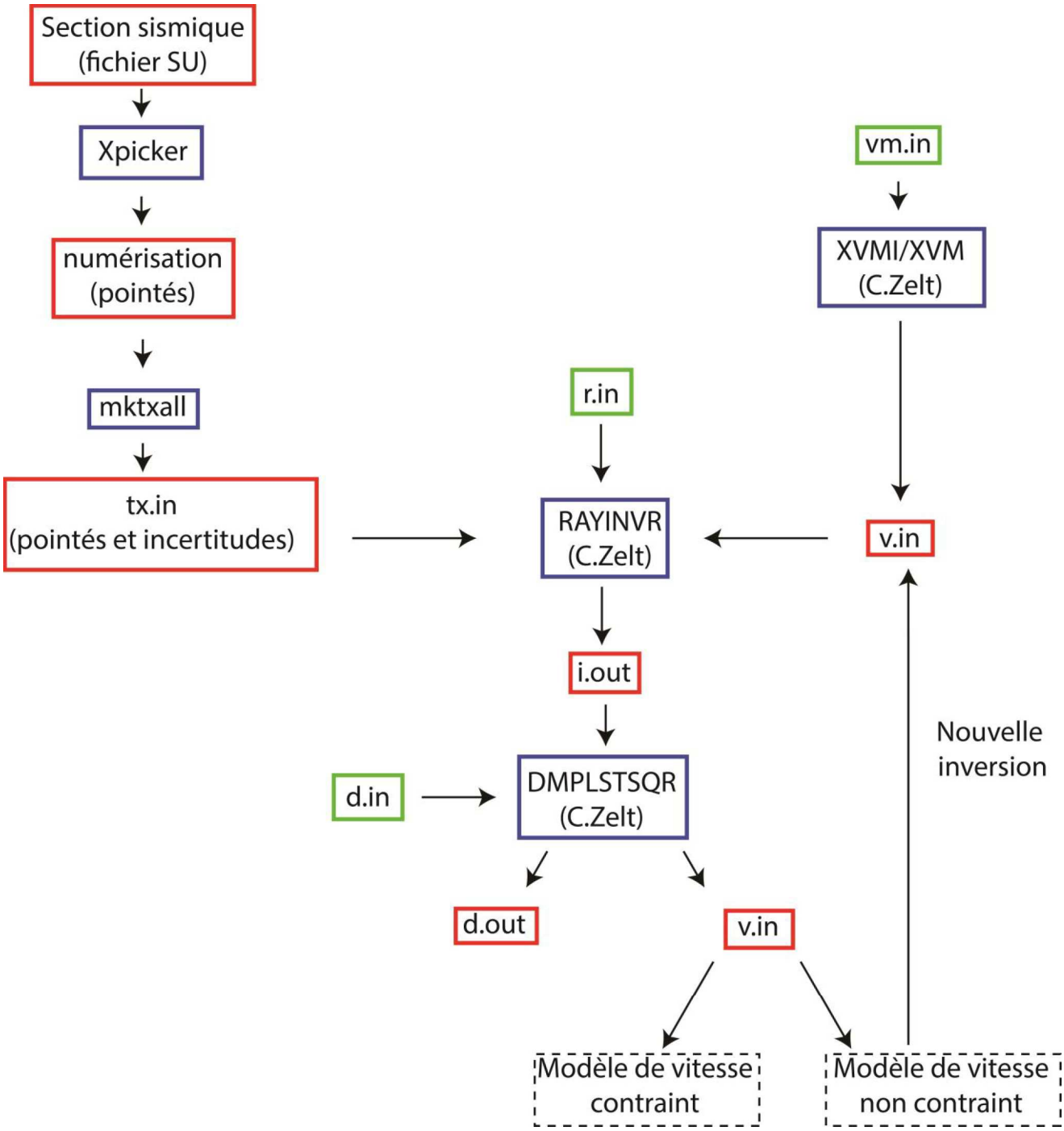



Fig. 3-18 : Les différentes étapes de la modélisation sismique grand-angle sous RAYINVR. Les fichiers des données d'entrée ou de sortie sont entourés par les carrés rouges. Les fichiers des paramètres lus par les programmes sont entourés par les carrés verts. Les programmes du RAYINVR sont entourés par les carrés rouges. Le fichier d'entrée v.in contient les données de profondeur et de vitesse des couches. Le fichier r.in contient les informations relatives à la position des OBS sur le profil et leur profondeur ainsi que la description des phases sismiques. Le fichier tx.in contient les pointés avec leur incertitudes. Le fichier de sortie i.out contient les valeurs statistiques du modèle (RMS, X2, le nombre des arrivées observées utiliser par le modèle). Le fichier d.in contient les paramètres du calcule de programme DMPLSTSQR. Le fichier d.out les paramètres du modèle de vitesse ainsi que sa résolution et les estimations d'erreur.

L'ajustement du modèle se fait couche par couche, du haut vers le bas en appliquant une stratégie de modélisation dite *layer-stripping* (Zelt, 1999). Le principe consiste à modéliser les réfléchies et les réfractées associées à la partie supérieure du modèle initial jusqu'au meilleur ajustement entre temps d'arrivée observés et calculés, puis une poursuite de la modélisation pour les couches les plus profondes. La recherche du meilleur ajustement entre observés et calculés consiste à modifier la profondeur des interfaces et les vitesses sismiques aux toits et à la base des couches. La figure 3-18 présente les principales étapes de la modélisation directe ainsi que les principaux fichiers des données nécessaires utilisés par le programme RAYINVR.

#### 3.2.3.2 Modélisation des données MIRROR

##### a) Interprétation, numérisation et qualité des données

La première étape dans l'exploitation des données sismiques grand-angle consiste à l'identification des arrivées principales relatives aux différentes phases réfléchies et réfractées. Ce qui est recherché est le temps de parcours de l'onde, qui dépend essentiellement de la vitesse du milieu dans laquelle l'onde se propage (Fig. 3-19-a).

Le changement de vitesse d'un milieu à l'autre se traduit par un changement de l'angle d'incidence (Fig. 3-19-b) ce qui permet l'identification des différentes arrivées.

La deuxième étape consiste à numériser (pointer) les différentes arrivées pour chaque OBS. Cette étape est réalisée à l'aide du logiciel Xpicker (SU), qui permet la présentation de chaque section sismique à l'écran et sa numérisation. La numérisation des arrivées observés dépend essentiellement de l'utilisateur ainsi que l'état des données qui conditionne la précision du pointé (effet de prétraitement et traitement des données), pour cela une incertitude a été attribuée au pointé de chaque phase et qui varie de 30ms à 120 ms en fonction de la qualité des données (Tab. 4).

| Phase | Nom | Incertitudes (s) |
|---|---|---|
| Onde directe | water | 0.030 |
| Réfractée dans la 1ère couche sédimentaire | $P_{s1}$ | 0.060 |
| Réfractée dans la 2ème couche sédimentaire | $P_{s2}$ | 0.060 |
| Réfractée dans la 3ème couche sédimentaire | $P_{s3}$ | 0.060 |
| Réfléchie sur les couches sédimentaires | PsP | 0.060 |
| Réfractée dans la croûte supérieure | $P_{C1}$ | 0.090 |
| Réfléchie sur la croûte supérieure | $P_BP$ | 0.090 |
| Réfractée dans la croûte inférieure | $P_{C2}$ | 0.090 |
| Réfractée dans le manteau supérieur | Pn | 0.120 |
| Réfléchie sur le Moho | PmP | 0.120 |

Tab. 4 : Noms des phases pointées et leurs incertitudes

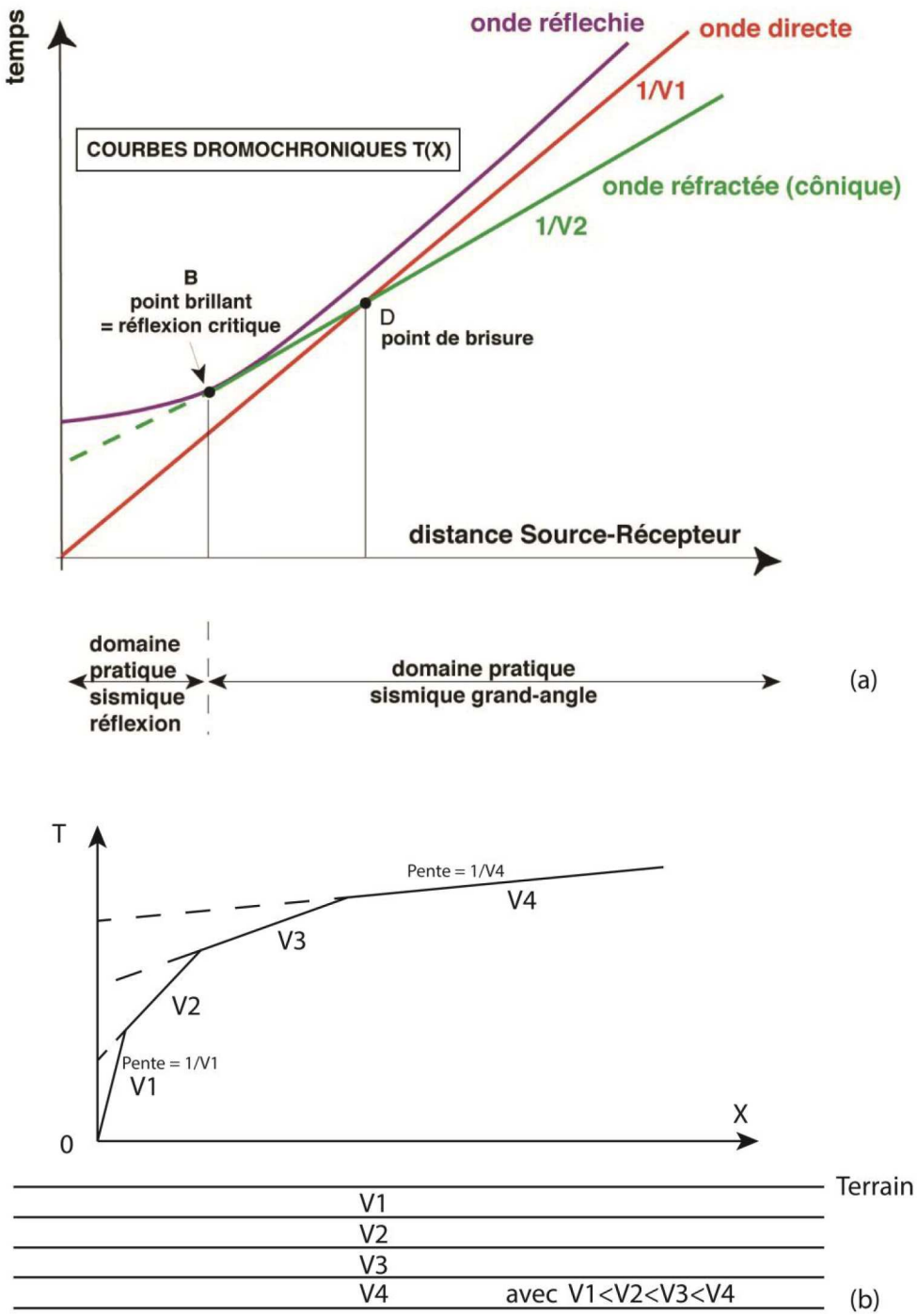



Fig. 3-19 : (a) Courbe des temps d'arrivées des ondes sismiques en fonction de la distance source-récepteur. (b) changement de vitesse dans un terrain géologiques de différentes couches.

Au total 73186 pointés ont été effectués sur l'ensemble des stations (7213 pointés sur les stations à terre et 64973 pointés sur les sections OBS).

Les données le long des profils MI-01 et MI-02, perpendiculaires à la marge montrent des arrivées très claires sur l'ensemble des sections sismiques. La qualité des données augmente vers l'ouest en raison de l'absence de dômes de sel et de blocs (Fig. 3-20). Des claires arrivées réfractées de la partie sédimentaire ont été imagées sur l'ensemble des sections sismiques. Trois couches sédimentaires (Ps1, $Ps_2$ et $Ps_3$, notées $Ps_n$ sur la figure) ont pu être identifiées,

globalement à des offsets > 6 km. Ces couches sédimentaires sur la section sismique du domaine continental et certaines sections du domaine transitionnel, montrent une morphologie fortement déformée par la tectonique salifère et la présence d'un certain nombre de blocs. Des arrivées réfractées de la croûte terrestre sont facilement identifiables et marquent la présence de deux couches distinctes ($P_{C1}$, $P_{C2}$) le long de toutes les sections sismiques. Ces phases peuvent être identifiées à des *offsets* entre 15 et jusqu'à 50 km. Des arrivées profondes réfractées dans le manteau supérieur (Pn) ont été identifiées sur la plupart des sections OBS à des *offsets* > 50 km. Une faible énergie correspondant à des arrivées du manteau supérieur ont été identifiables à des *offsets* allant jusqu'à 100-120 km dans certaines sections sismiques marines et jusqu'à 350 km sur les sections d'enregistrement des stations terrestres.

Des arrivées réfléchies sont clairement identifiées sur la plupart des sections OBS. Ces réfléchies correspondent à la partie sédimentaire (PsP), toit du socle ($P_BP$) et aussi au Moho (PmP). Ces dernières ont pu être identifiées à des *offsets* entre 25-50 km (Fig. 3-20).

La qualité des données des stations marines sur les profils parallèles à la marge (MI-03, MI-04, MI-05, MI-06 et MI-07) varie de l'Est à l'Ouest. Les réfractés sédimentaires ($Ps_n$) du profil MI-03, MI-04 et certaines sections sismiques du profil MI-05 sont fortement déformées par la présence des dômes salifères. Le profil MI-03 se caractérise par des ondulations d'une grande amplitude dans les arrivées de la croûte terrestre ($Pc_1$, $Pc_2$), principalement en raison de la présence de blocs crustaux et du sel. Les arrivées profondes réfractées dans le manteau supérieur (Pn), et les réfléchies sur le Moho (PmP) ont été identifiées sur 10 stations des 13 OBS le long de ce profil. Au niveau des profils MI-04 et MI-05, en s'éloignant de la pente continentale, l'ondulation des premières arrivées de la croûte terrestre ($Pc_1$, $Pc_2$) diminue jusqu'à la disparition. Les arrivées profondes réfractées dans le manteau supérieur ($P_n$) ainsi que les ondes réfléchies sur le Moho (PmP) ont été identifiées sur la plupart des sections OBS. Dans le domaine océanique, l'ensemble des sections sismiques des profils MI-06 et MI-07 montre de très claires phases réfractées sédimentaires ($Ps_n$) et crustales ($Pc_1$ et $Pc_2$), ainsi que de claires phases réfractées dans le manteau supérieur (Pn), les arrivées réfléchies ($P_sP$, PmP) sont aussi clairement identifiables sur l'ensemble des stations (Fig. 3-21).

La qualité du signal est excellente le long des stations terrestres, sauf pour la station la plus proche de la mer, qui était fortement bruitée. En raison de l'absence des tirs sismiques à terre, ces stations ont enregistré uniquement de claires arrivées réfractées crustales ($P_C$) et mantelliques (Pn) (Fig. 3-22).

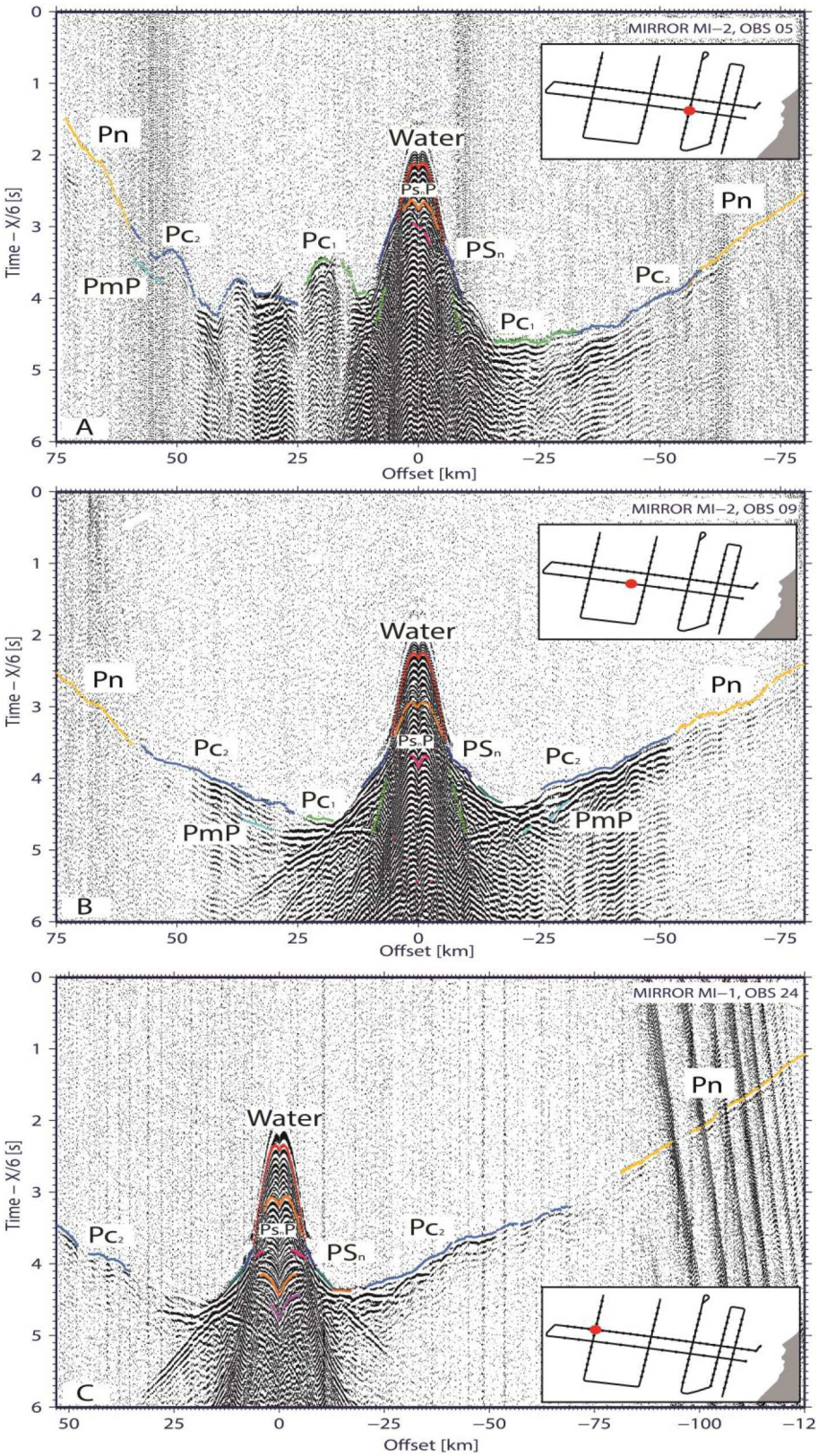
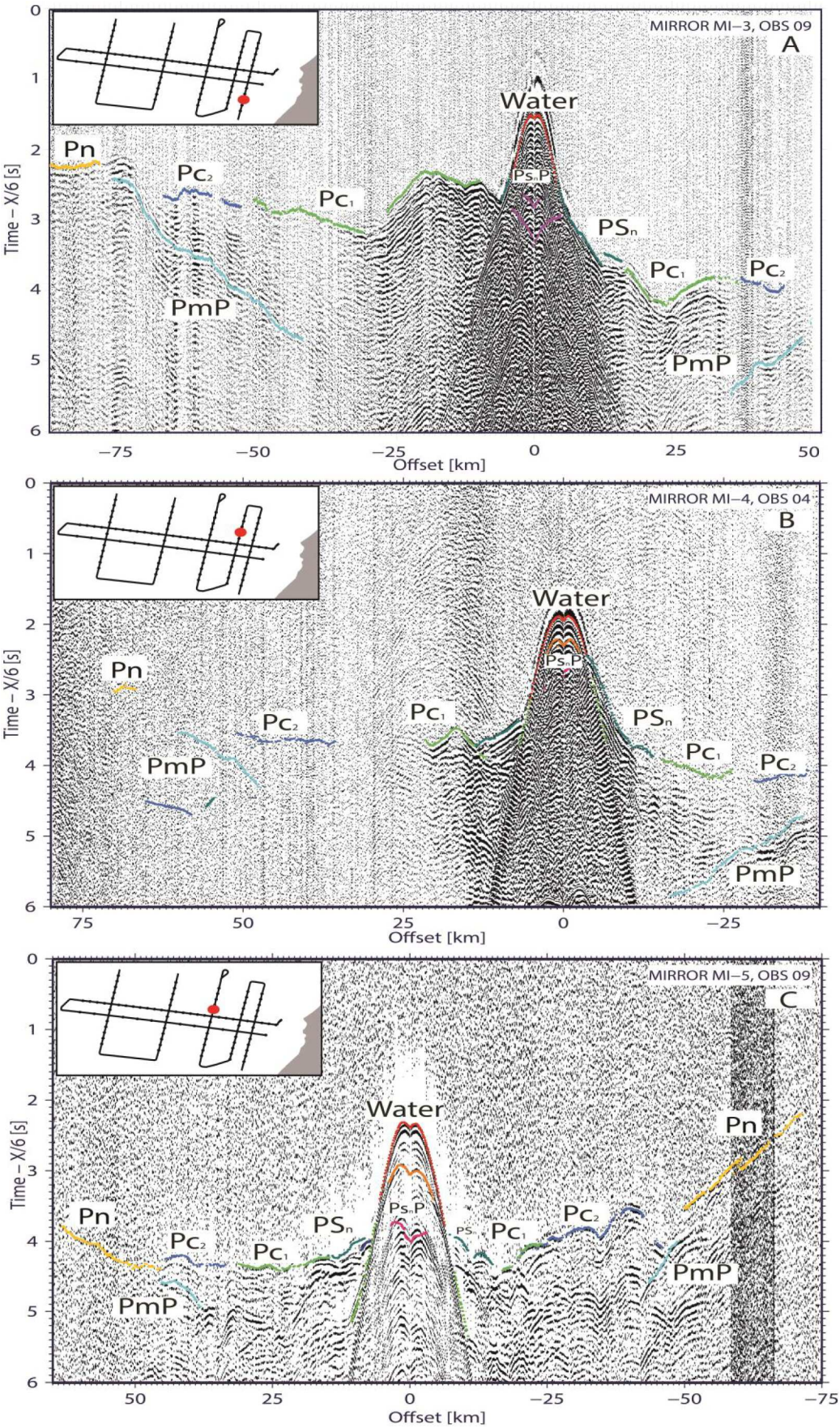



Fig. 3-20: Exemples de sections sismiques enregistrées le long des profils perpendiculaires à la marge. (A) OBS 05 du profil MI-02 localisé à la limite du bassin salifère et (B & C) OBS 09 du profil MI-02 & OBS 24 du profil MI-01 situés dans le domaine océanique. Les trois exemples correspondent à la composante verticale représentée après application d'une déconvolution spectrale, d'un filtrage passe-bande et d'une vitesse réduction de 6 km/s. Les différentes phases pointées sont marquées en couleur


MIRROR MI–3, OBS 09
A
Water
Pn
Pc₂
Pc₁
Ps,P
PSₙ
Pc₁
Pc₂
PmP
PmP
Time – X/6 [s]
Offset [km]
MIRROR MI–4, OBS 04
B
Water
Pn
Pc₂
Pc₁
Ps,P
PSₙ
Pc₁
Pc₂
PmP
PmP
Time – X/6 [s]
Offset [km]
MIRROR MI–5, OBS 09
C
Water
Pn
Pn
Pc₂
Pc₁
PSₙ
Ps,P
PS
Pc₁
Pc₂
PmP
PmP
Time – X/6 [s]
Offset [km]

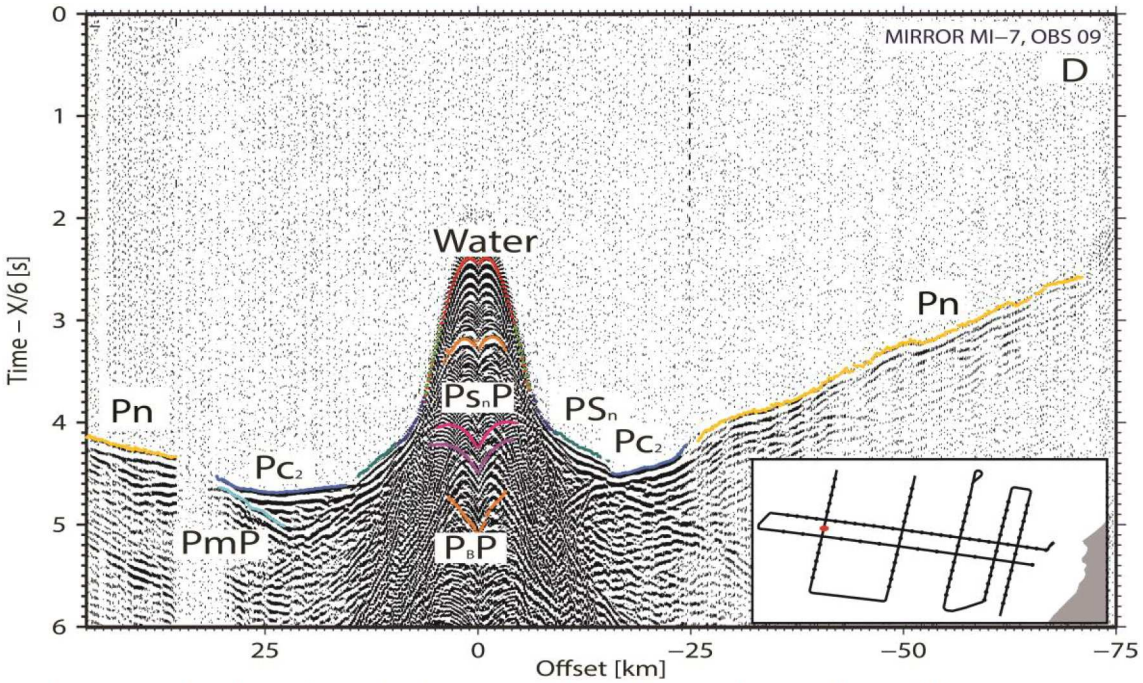



Fig. 3-21 : Exemples de sections sismiques enregistrées le long des profils parallèles à la marge (MI-03, MI-04, MI-05 & MI-07). (A) OBS 09 du profil MI-03 localisé dans le domaine d'amincissement continental au niveau du bassin salifère. (B) OBS 04 du profil MI-04 situé dans le domaine d'amincissement de la croûte à la limite de la pente continentale. (C) OBS 09 du profil MI-05 situé dans le domaine transitionnel (profil situé au-dessus de l'anomalie WACMA) et (D) OBS 09 du profil MI-07 situé dans le domaine océanique. Les quatre exemples correspondent à la composante verticale représentée après application d'une déconvolution spectrale, d'un filtrage passe-bande et d'une vitesse réduction de 6 km/s.

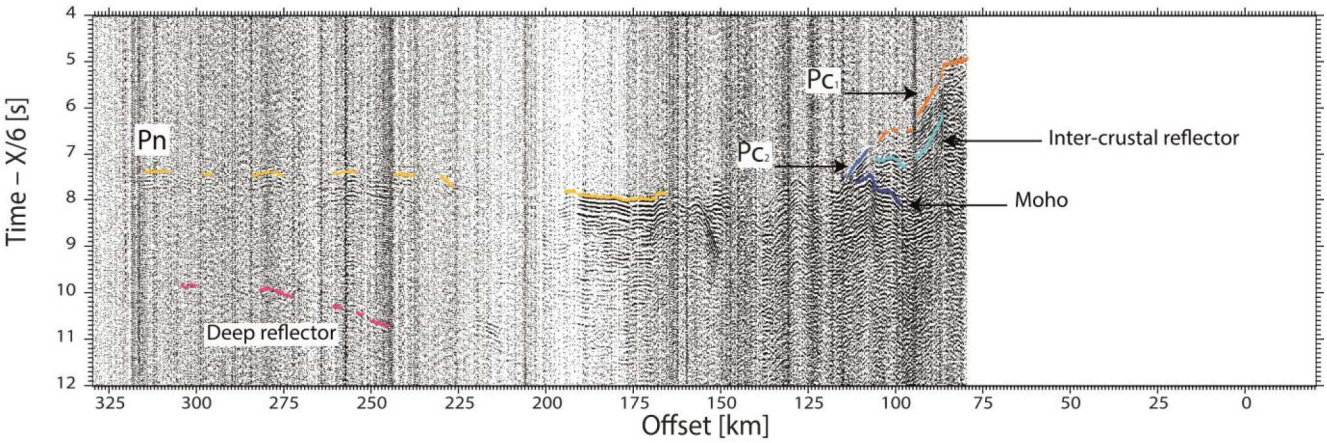



Fig. 3-22 : Exemples de sections sismiques enregistrées par une station à terre après l'application d'une déconvolution spectrale, d'un filtre passe-bande et d'une vitesse réduction de 6 km/s.

### b) Construction du modèle

La construction du modèle de vitesse s'est effectué en respectons l'approche de *minimum structure*. Les principales couches du modèle de vitesse représentent les structures nécessaires pour l'explication des données. Les couches sédimentaires, les couches de la croûte supérieure et inférieure et le manteau supérieur.

La première couche du modèle correspond à la couche d'eau, elle est définie puis introduite dans le modèle à partir des données bathymétriques, la géométrie des principales couches sédimentaires et du socle a été définie à partir des données de la sismique réflexion (SMT) et incluse dans la modélisation. Ces couches sont pointées sur des sections sismiques en temps et converties ensuite en profondeur à l'aide des vitesses sismiques issues des données OBS. Les couches profondes non-imagées par la SMT sont modélisées en se basant sur les données des OBS seulement. En suivant la stratégie de modélisation couche par couche (*layer-stripping*, Zelt, 1999), il s'agit de pointer les phases réfractées et réfléchies pour chaque couche et les modéliser jusqu'au bon ajustement du haut vers le bas. Au cours de la modélisation, l'interprétation de certaines phases sismiques peut changer, ce qui implique une nouvelle identification aux niveaux des sections sismiques (Fig. 3-23).

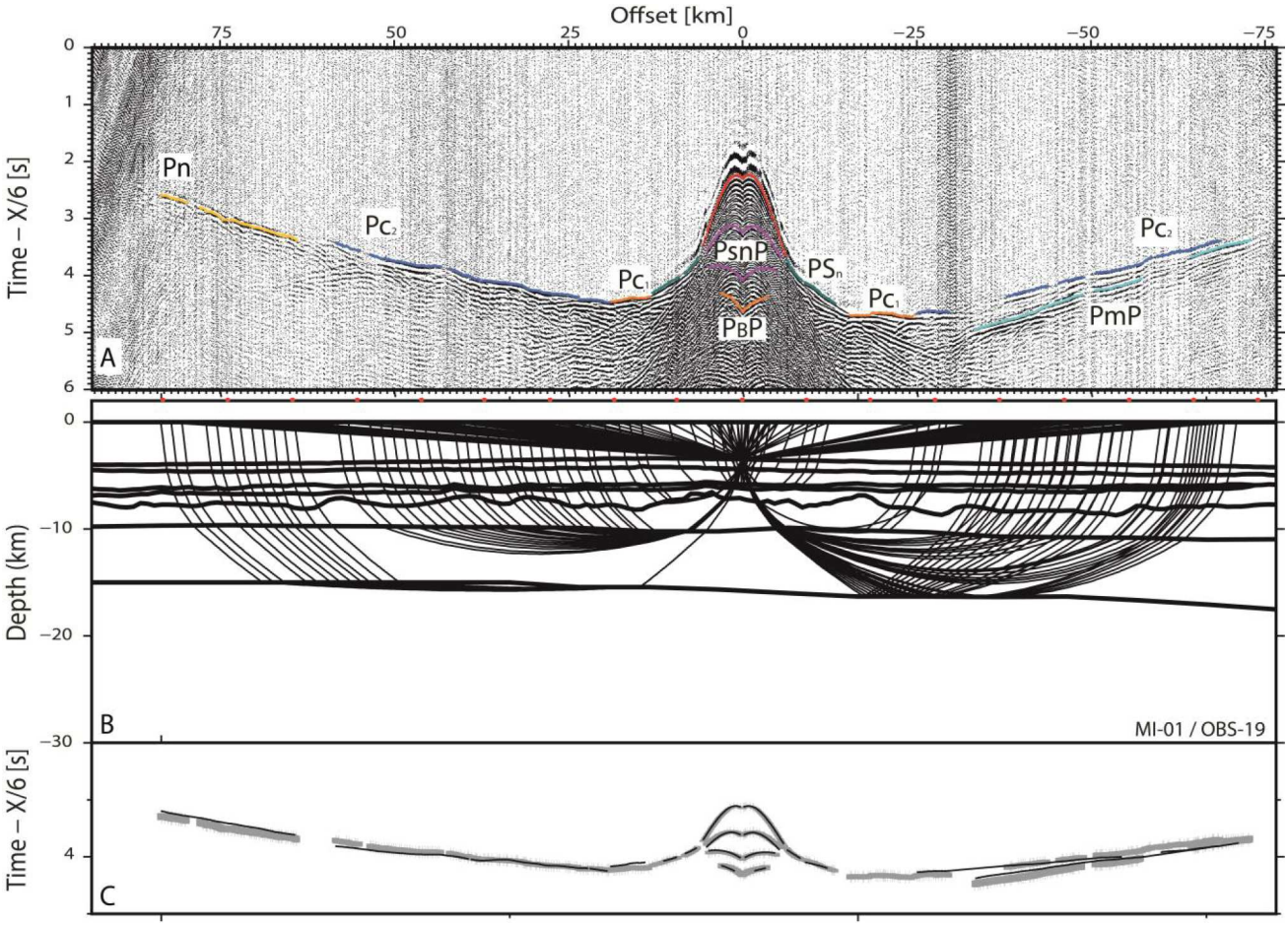



Fig. 3-23 : Tracé de rais le long de l'OBS 19 du profil MI-01. (A) section sismique interprétée après application d'une déconvolution spectrale, d'un filtre passe-bande et d'une vitesse réduction de 6 km/s. (B) couverture de rais pour les différentes phases pointées sédimentaires, crustales, du Moho et du manteau supérieur. Les limites de couches pointées sur la ligne SMT sont présentées par les traits noirs. (C) Le pointé de temps d'arrivées sur les données est représenté en couleurs grises, et le temps de trajets calculé est représenté par les traits noirs.

### c) Validation du modèle final

**Contrainte du modèle : les valeurs $X^2$, RMS et le nombre de pointés $N$**

Ce sont des mesures statistiques qui permettent une évaluation qualitative d'un modèle de vitesses pour évaluer si ce dernier explique les données observées.

En effet après chaque tracé de rais, trois valeurs sont calculées : (1) l'écart quadratique moyen RMS (*root mean square*) qui signifie l'écart d'erreur d'ajustement entre les temps d'arrivés synthétiques et les temps d'arrivées observés ; (2) la valeur $N$ et qui signifie le nombre de temps d'arrivée observés utilisés par le modèle, et (3) la valeur du $\chi^2$ qui relie l'écart entre temps d'arrivée observés et calculés à l'incertitude sur les pointés, cette valeur est calculée selon la relation suivante :

$$X^2 = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{tobs(i) - tcacl(i)}{\sigma(i)}\right)^2$$

Avec :

N : le nombre de pointés calculés *; tobs(i) :* le temps d'arrivée pointé ; *tcalc(i)* : le temps d'arrivée calculé et σ (i) : l'incertitude attribuée au pointé.
Le modèle le mieux contraint est celui qui respecte bien ces valeurs, on présentant la plus faible valeur possible pour la RMS, une valeur du $\chi^2$ la plus proche possible de 1 et qui explique le maximum possible de temps d'arrivée observés.

**Le F-test**

Il s'agit d'un test statistique qui permet de calculer la différence entre deux modèles en comparant deux principaux valeurs : le nombre de temps d'arrivées modélisés (N) et leur valeur de $\chi^2$.

La limite de 95 % est prise pour définir si deux modèles sont significativement différents. La limite de changement nécessaire pour produire deux modèles significativement différents donne une information sur les incertitudes des différents paramètres.

Le but dans notre cas est de tester deux paramètres clés de nos modèles finaux qui sont, la profondeur du Moho et la vitesse dans la croûte inférieure, en les modifiant petit à petit en positif et en négatif jusqu'à ce que le résultat de F-test dépasse l'intervalle de confiance de 95 %. En modifiant la profondeur du Moho et la vitesse dans la croûte inférieure, les valeurs de $\chi^2$ ainsi que le nombre de temps d'arrivées modélisés (N) changent, et si cette valeur reste dans l'intervalle de confiance de F-test nous considérons que le changement n'a pas d'influence sur la qualité du modèle (Fig. 3-24).

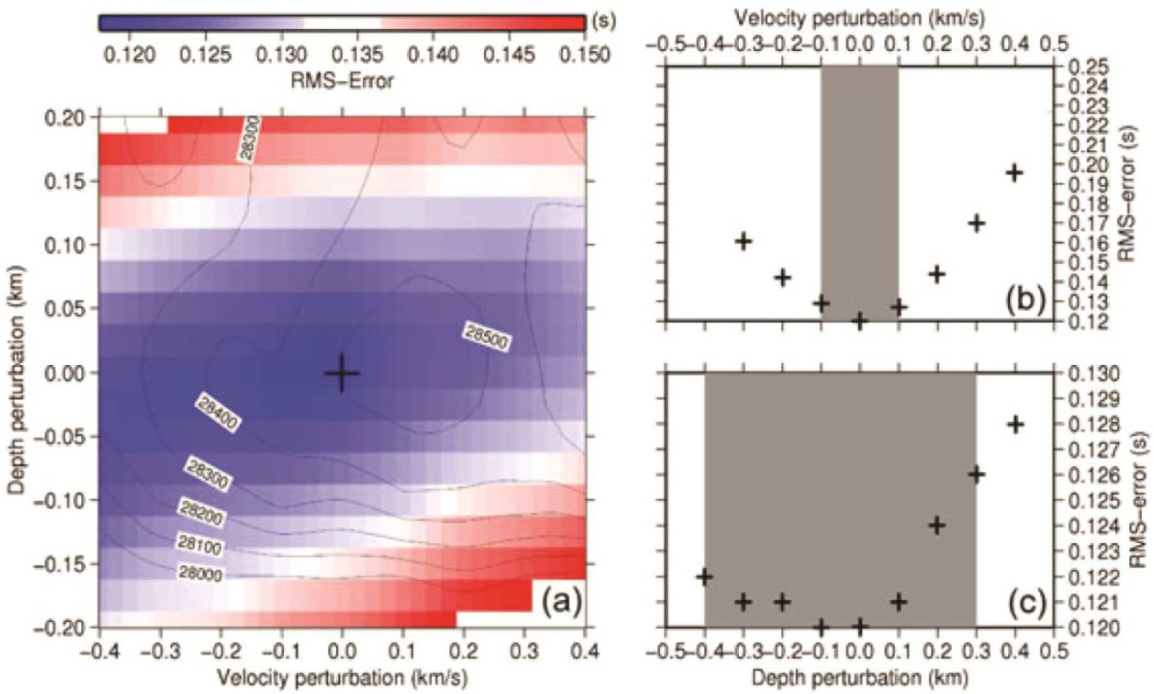



Fig. 3-24 : Exemple d'analyse des erreurs par perturbation du modèle d'après Leprêtre *et al*., (2013). (a) Résultats de la variation simultanée de la profondeur du Moho et des vitesses de la croûte inférieure. Les contours indiquent le nombre d'arrivées modélisés (N) expliquée par le modèle. (b) Résultats de la variation des vitesses de la croûte inférieure seulement. (c) Résultats de la variation de la profondeur du Moho. La zone grise signifie les incertitudes calculées à partir de la limite de l'intervalle de confiance de 95 %.

### Densité des rais

La densité des rais permet de visualiser les zones du modèle les moins et les mieux contraintes. Le modèle est mieux contraint dans les zones où la couverture par les rais est dense.

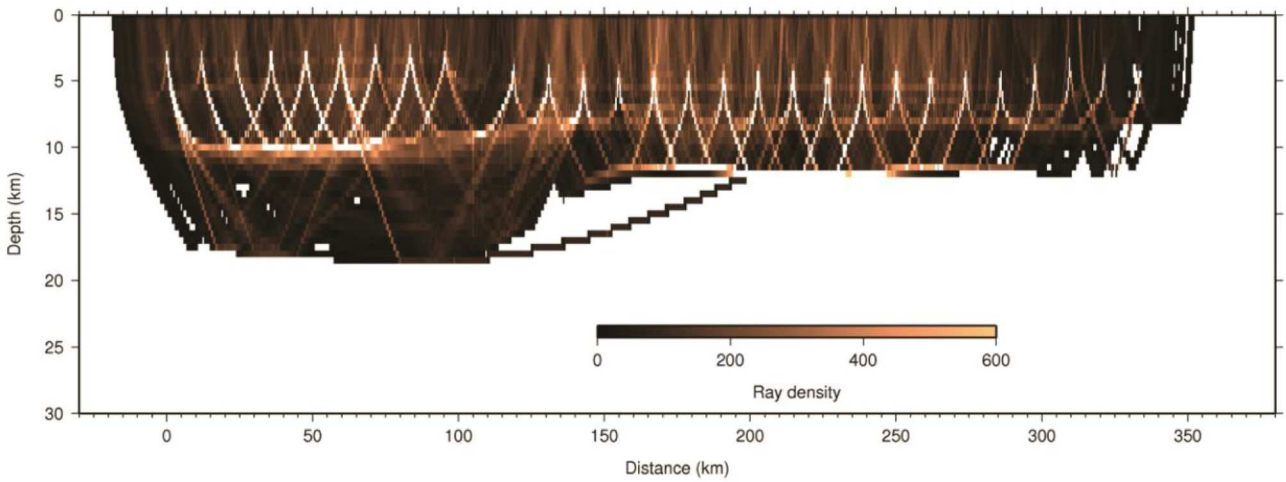



Fig. 3-25 : Exemple de densité de rais dessiné chaque 200 rais d'après Klingelhoefer *et al*., (2015).

### Résolution du modèle

La résolution consiste à calculer le nombre de rais passant à travers une région du modèle contraint par un seul nœud de vitesse. Le test dépend du nombre des nœuds de vitesse dans chaque couche du modèle. Si une couche est modélisée avec moins de nœuds de vitesses, le paramètre de résolution sera élevé et inversement. La valeur de la résolution pour chaque nœud inversé est calculée à l'aide du programme dmplstsqr (C. Zelt). Ce test procèdera couche par couche et les valeurs de résolution sont calculées pour chaque nœud de vitesse. Les nœuds avec des valeurs supérieures à 0,5, sont considérés comme bonnes et donc le modèle comme bien contraint. Ce test est fortement lié à la densité des rais, en effet la résolution est bonne dans les zones les mieux couvertes par les rais.

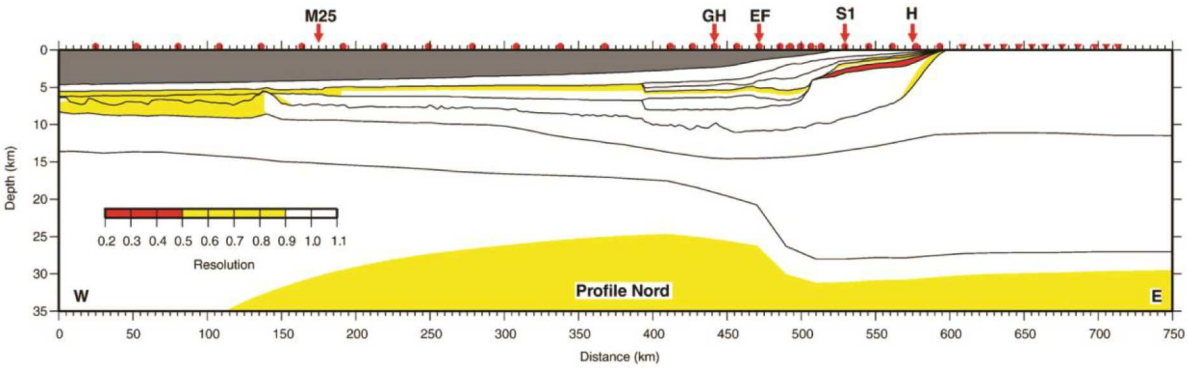



Fig. 3-26 : Exemple de la résolution des nœuds de vitesse du profile grand-angle Nord dans la région de Dakhla (marge marocaine) d'après Klingelhoefer *et al*., (2009)

### Modélisation des données gravimétriques

La modélisation gravimétrique permet de vérifier si les modèles de vitesse issus de la sismique réfraction, sont cohérents avec les données gravimétriques mesurées. En effet, depuis les travaux de Ludwig *et al.* (1970) qui montre la corrélation entre la vitesse de propagation sismique et la densité des couches crustales, la modélisation gravimétrique fournit une importante évaluation sur les modèles issus de la sismique grand-angle.

La première étape de cette modélisation, consiste à convertir les nœuds de vitesse du modèle en densités selon la relation de Ludwig *et al.* (1970). La densité de la colonne d'eau a été fixée à 1.03 g/cm3 et celle du manteau à 3.32g/cm3, cette dernière est compatible avec les vitesses du manteau supérieur de 8.00 à 8.20 km/s (Contrucci *et al.*, 2004; Korenaga *et al.*, 2001). A partir de ce modèle de densité, une anomalie à l'air libre théorique est calculée à l'aide du programme *gravmod* de C. Zelt, et comparée aux données gravimétriques mesurées par satellite (Smith et Sandwell, 1997). La comparaison entre les données calculées et mesurées doit montrer une bonne corrélation (Fig. 3-27).

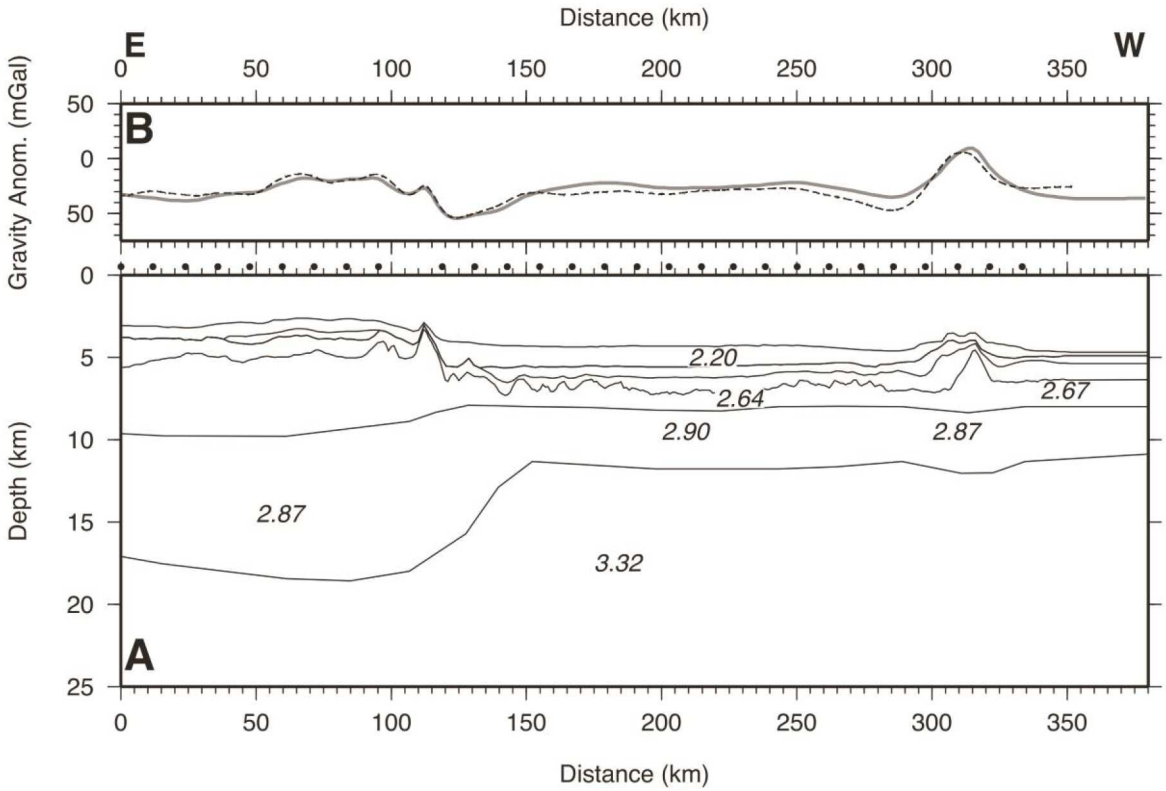



Fig. 3-27 : Exemple de modélisation gravimétrique d'après Klingelhoefer *et al*., (2015) : (A) modèle de vitesse convertie en densité (B) anomalie gravimétrique mesurée (trait gris) et anomalie prédite par le modèle de vitesse (trait noir).

# Chapitre 4 :

# Structure profonde de la marge Nord-Ouest Africaine


**4.1 Introduction** **146**

**4.2 Geodynamic and geological setting** **146**

**4.3 Previous work** **149**

**4.4 Seismic experiment** **151**
4.4.1 Data acquisition 150
4.4.2 Data quality and processing of the multi-channel seismic data 150
4.4.3 Data quality and pre-preprocessing of the wide-angle seismic data 151

**4.5 Wide-angle seismic data modeling** **154**
4.5.1 Error analyses 157
4.5.2 Gravity modeling 158

**4.6 Results** **163**
4.6.1 Structure of the profiles perpendicular to the margin 163
4.6.2 Structure of the profiles parallel to the margin 164

**4.7 Discussion** **169**
4.7.1 Nature of the crust 169
4.7.1.1 The unthinned continental crust 169
4.7.1.2 The domain of crustal thinning 170
4.7.1.3 The oceanic domain west of the WACMA magnetic anomaly 175
4.7.2 Crustal structure at the WACMA magnetic anomaly 181
4.7.3 Volcanism on the NW African margin 181
**4.8 Comparison with the conjugate Nova Scotia margin** **181**

**4.9 Conclusions** **183**

Ce chapitre s'intéresse à l'étude de la structure profonde de la marge marocaine, il s'appuie sur les résultats des nouvelles données de sismique-réflexion et grand-angle acquises au large de Safi entre les latitudes 31.5° et 33° N durant la campagne Mirror (2011).

Dans ce chapitre nous allons présenter, dans un premier temps, nos travaux de modélisation directe et les modèles de vitesse issue de cette modélisation, nous montrons également les résultats des tests de résolution et de modélisation gravimétrique appliqués aux modèles de vitesse. Et nous terminerons ce chapitre par la présentation de la structure profonde de la marge accompagnée d'une discussion sur la nature de la croûte le long de ce segment de la marge, ainsi que la localisation et la caractérisation de la transition océan-continent.

Les modèles de vitesse de sismique grand-angle des sept profils Mirror, montrent les résultats suivants :

- trois couches sédimentaires avec une épaisseur maximale de 6 km où les vitesses sismiques varient verticalement entre 1.8 km/s pour la couche la plus superficielle et atteignent 4.9 km/s dans la couche la plus profonde. La stratification sédimentaire est perturbée par la présence de nombreux diapirs de sel.
- la croûte continentale non amincie est modélisée par trois couches séparées d'une épaisseur combinée de 36 km et des vitesses sismique entre 6.25 km/s et 7.0 km/s.
- sur une longueur de 130 km, la croûte continentale s'amincit vers l'Ouest jusqu'à une épaisseur de 8 km. Des blocs dans la croûte ont été identifiés le long de la pente continentale.
- le domaine océanique est situé à l'Ouest de l'anomalie magnétique WACMA. Ce domaine est divisé en deux parties appelées OC-1 et OC-2. Le domaine OC-1 constituée de deux couches et des vitesses sismiques élevées dans la croûte inférieure (7.0 - 7.4 km/s). Ce domaine est interprété comme étant une croûte océanique atypique. Le domaine OC-2 d'une épaisseur de 8 km, divisée en deux couches et où des vitesses de 7.25 km/s a été modélisé à la base de la croûte inférieure. Ces vitesses élevées sont dues à la présence de quelques poches de serpentine à la base de la croûte inférieure.

Ces résultats sont présentés et discutés dans un article publié dans la revue « Tectonophysics » sous la référence suivante :

Biari, Y., Klingelhoefer, F., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnurle, P., Berglar, K., Moulin, M., Mehdi, K., Graindorge, D., Evain, M., Benabdellouahed, M., Reichert, C., 2015. Deep crustal structure of the North-West African margin from combined wide-angle and reflection seismic data (MIRROR seismic survey). Tectonophysics 656, 154–174. doi:10.1016/j.tecto.2015.06.019

# Deep crustal structure of the North-West African margin from combined wide-angle and reflection seismic data (MIRROR seismic survey)

Y. Biari [a,b,d,1], F. Klingelhoefer [a], M. Sahabi [b], D. Aslanian [a], P. Schnurle [a], K. Berglar [c,] M. Moulin [a], K. Mehdi [b], D. Graindorge [d], M. Evain [a], M. Benabdellouahed [a], C. Reichert [c]

[a] Ifremer, Dept. Marine Geosciences, ZI de la Pointe du Diable, CS10070, 29280 Plouzané, France

[b] Université Chouaïb Doukkali – Faculté Des Sciences, Laboratoire Géosciences marines et Sciences des sols – URAC 45, BP 20, 24000 El Jadida, Morocco

[c] Bundesanstalt fuer Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Geozentrum Hannover, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany

[d] UMR 6538 Domaines océaniques, IUEM, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France

Article history:
Received 2 December 2014
Received in revised form 7 June 2015
Accepted 12 June 2015
Available online 8 July 2015

## Abstract

The structure of the Moroccan and Nova Scotia conjugate rifted margins is of key importance for understanding the Mesozoic break-up and evolution of the northern central Atlantic Ocean basin. Seven combined multichannel reflection (MCS) and wide-angle seismic (OBS) data profiles were acquired along the Atlantic Moroccan margin between the latitudes of 31.5° and 33° N during the MIRROR seismic survey in 2011, in order to image the transition from continental to oceanic crust, to study the variation in crustal structure, and to characterize the crust under the West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA).

The data were modeled using a forward modeling approach. The final models image crustal thinning from 36 km thickness below the continent to approximately 8 km in the oceanic domain. A 100 km wide zone characterized by rough basement topography and high seismic velocities up to 7.4 km/s in the lower crust is observed west-ward of the West African Coast Magnetic Anomaly. No basin underlain by continental crust has been imaged in this region, as has been identified north of our study area. Comparison to the conjugate Nova Scotian margin shows a similar continental crustal thickness and layer geometry, and the existence of exhumed and serpentinized upper mantle material on the Canadian side only. The oceanic crustal thickness is lower on the Canadian margin.

## 4.1 Introduction

Combined wide-angle and deep reflection seismic data provide images of the deep crustal structure of a continental margin as well as the overlying sedimentary layers. These data represent a key to understand the geometry and mechanism of rifting, the nature of the ocean–continent transition, and the physical properties of the crust.

Different models have been proposed to describe the processes and the mechanisms of lithospheric thinning involving passive or active rifting (e.g. Sengör and Burke, 1978), pure shear (McKenzie, 1978) or simple shear (Wernicke, 1985), or a mixture of both types (e.g. Boillot *et al*., 1995; Lister and Davis, 1989; Whitmarsh *et al*., 2001). The diversity of passive continental margins (magmatic or non-magmatic, symmetric or asymmetric, associated with a salt basin or not, etc.) may be related to these different processes, as well as to tectonic inheritance (Aslanian and Moulin, 2013).

The central Atlantic passive margin of Nova Scotia and Morocco results from the break-up of the Pangean supercontinent. While the Nova Scotia margin has been subject to numerous marine geophysical studies (e.g. Funck *et al*., 2004; Wu *et al*., 2006), the conjugate African segment remains fairly unknown, except for the northernmost segment (Holik *et al*., 1991; Contrucci *et al*., 2004; Jaffal *et al*., 2009; Klingelhoefer *et al*., 2009).

In this study, the results of a wide-angle seismic experiment called MIRROR (The deep Moroccan margin as Imaged by Reflection and Refraction seismic data: Ocean–continent boundary of a Rifted margin) located in the central NW African segment between 31.5° and 33°N, seaward of the Moroccan Meseta (Fig. 4-1) will be presented. During the MIRROR cruise (2011), a joint project between Ifremer, the Universities of Brest, El Jadida, and Lisbon, and the German BGR (Bundesanstalt fuer Geowissenschaften und Rohstoffe), seven combined wide-angle and multi-channel seismic profiles were acquired on the central Moroccan margin offshore Safi. The main objectives of this project were to image the deep crustal structure of this segment of the margin, to characterize its ocean continent boundary, and to constrain the amount of volcanic products in this region.

## 4.2 Geodynamic and geological setting

Rifting in the central Atlantic Ocean occurred in a single phase, starting around 180–200 Ma, at the Triassic–Early Jurassic (Lias) boundary (e.g Le Roy and Piqué, 2001; Michard *et al*., 2008). Rifting coincided with high aerial volcanic activity at the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) (Hames *et al*., 2000, 2003; McHone, 2000). Magmatism is represented by dikes, sills, and basaltic lava flows developed on both Atlantic margins (Olsen, 1999). CAMP magmatic events are dated between 197 and 203 Ma (Hames *et al*., 2000; Knight *et al*., 2004; Marzoli *et al*., 2004).

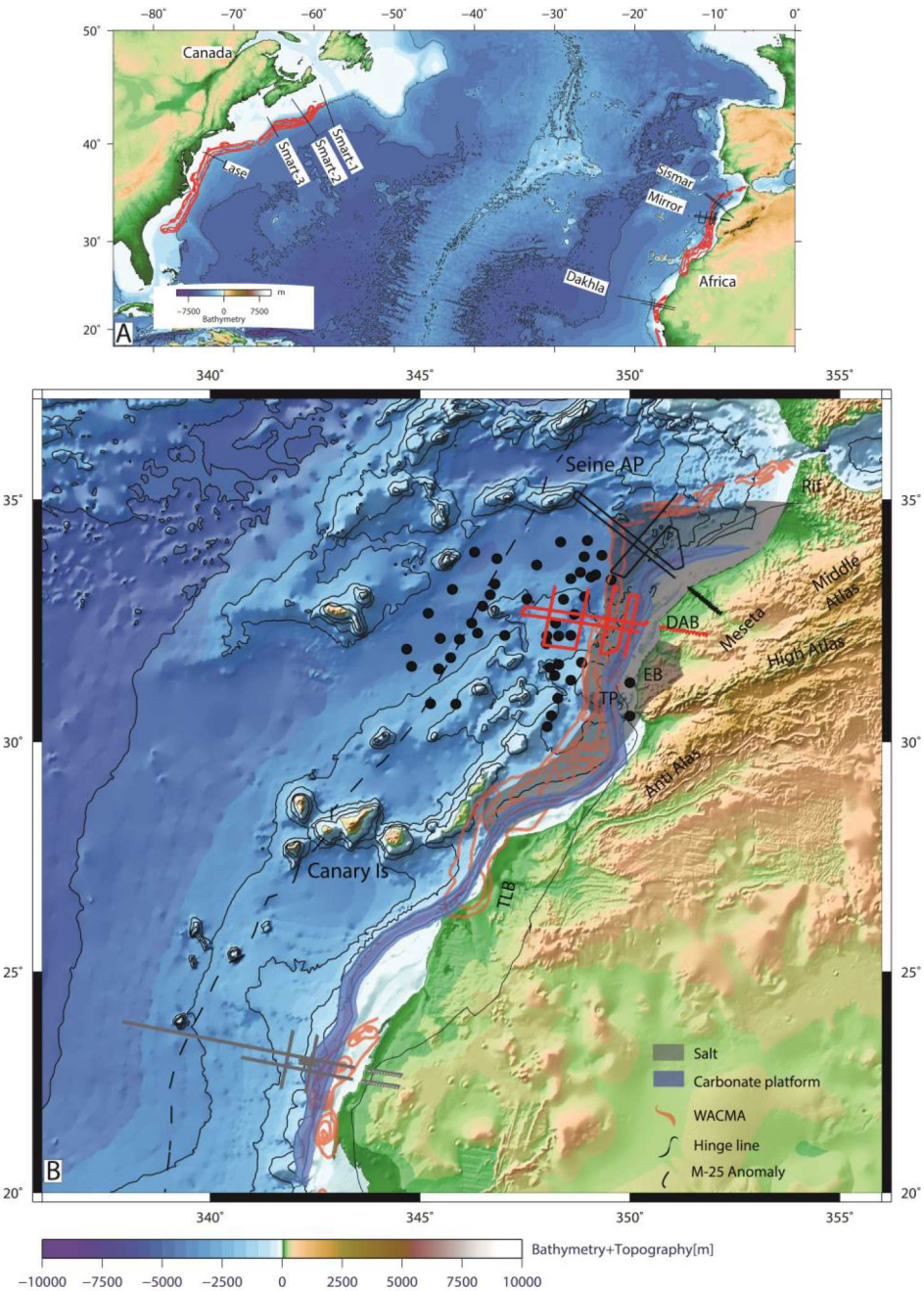



Fig. 4-1: (A) Distribution of different wide-angle profile along the central Atlantic passive margin of NW Africa and North America margins. (B) Bathymetry and topography of the Moroccan margin from satellite altimetry (Smith and Sandwell, 1997).The West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA) is taken from Verhoef *et al*. (1996) and Roeser *et al*. (2002). The position of the salt is taken from Tari *et al*. (2003), Tari and Molnar (2005), and Sahabi *et al*. (2004) and that of the hinge line from Sahabi *et al*. (2004) and Tari and Molnar (2005). The Jurassic carbonate platform is taken from Klitgord and Schouten (1986). Sedimentary basins are marked by abbreviations: DAB, Doukkala-Abda Basin; EAB, Essaouira-Agadir Basin; TLB, Tarfaya-Laâyoun Basin. The solid black lines mark the combined wide-angle and reflection seismic profiles of the SISMAR cruise, the red lines those of the MIRROR cruise, and gray lines those of the DAKHLA cruise. Black circles markthe position of the sonobuoy deployments from Holik *et al*. (1991).

Two magnetic anomalies named East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) and the West African Magnetic Anomaly (WACMA) bound the oceanic domain at the transition between the continent and the oldest oceanic crust. Therefore, their position allows us to reconstruct the geometry of the plates at the initial opening of the Atlantic Ocean (Sahabi *et al*., 2004).

The East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) is a strong and continuous magnetic anomaly, extending from Georgia to Nova Scotia (Drake *et al*., 1959; Keller *et al*., 1954). This positive magnetic anomaly (ECMA), with amplitudes ranging from 200 to 300 nT, varies in character along the margin. Off Nova Scotia, this anomaly becomes progressively weaker to the north and decreases in amplitude (180 nT) untilits disappearance in the northeastern segment of the Nova Scotia margin (e.g Dehler, 2011; Funck *et al.*, 2004). Located near the continental shelf, the ECMA can be used to mark the ocean–continent transition zone. Some layers of volcanic seaward dipping reflectors (SDRs) have been imaged in the Baltimore Basin (Austin *et al.*, 1990; Hinz, 1981; Holbrook and Kelemen, 1993; Talwani *et al*., 1995), an observation which indicates volcanic activity during rifting in that area. However, SDRs are absent along the northern part of the American central Atlantic margin (Funck *et al*., 2003, 2004). Seaward of the ECMA, a second magnetic anomaly was identified, called the Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA) (Austin *et al*., 1990; Hinz, 1981; Holbrook *et al*., 1994; Sheridan *et al*., 1993; Talwani *et al*., 1995). The DSDP drill site 534 east of the BSMA reached oceanic crust and demonstrated the magnetic anomaly at this location to be Callovien (165 Ma) (Gradstein *et al*., 2004).

On the African side, a magnetic anomaly similar to the ECMA, called the West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA) or S1 anomaly, can be traced from the northern Moroccan salt basin down to Senegal in the south. However, along the entire margin, its amplitude is lower of than that of the ECMA. The WACMA can be considered as the conjugate of the ECMA (Sahabi *et al*., 2004) and was used to identify the continent–ocean transition zone at the African margin (Hinz *et al*., 1982; Roeser, 1982; Roeser *et al.*, 2002; Sahabi, 2004; Sahabi *et al.*, 2004). However, no SDRs have yet been imaged on the African margin. South of this region, the WACMA is located very close to the continent.

The original reconstruction of opening of the Atlantic was based on shorelines only (Bullard *et al*., 1965). Subsequently, the work of (Olivet *et al*., 1984) was additionally based on the position of magnetic anomalies and all conjugate geological structures, such as fracture zones and mountain ranges.

The onset of sea floor spreading and the formation of the first oceanic crust remains disputed and may have been as late as 175 Ma (Klitgord and Schouten, 1986); however, a recent study based on the correlation of magnetic anomalies, salt distribution, and seismic data from both margins (Sahabi *et al*., 2004) proposed the oldest oceanic crust to be of Sinemurian times (195 Ma), 25 My older than that of previously published work.

Located between 36°N and 21°N, the Moroccan margin can be subdivided into several basins:

On land in our study region, the Triassic–Liassic basins of Doukkala-Abda and Essaouira-Agadir (Fig. 4-1B) developed above Hercynian basement and are structured by a set of horst and grabens (Le Roy, 1997; Le Roy *et al*., 1997). They can be identified by the presence of salt deposits on land (Essaouira basins) and at sea (Seine abyssal plain) (Pautot and Le Pichon, 1970). Reflection seismic data (Hinz *et al*., 1982; Jaffal *et al.*, 2009; Sahabi *et al.*, 2004) indicate that the area of these salt deposits is limited roughly between 35°N and the latitude of Fuerte-Ventura (Sahabi *et al*., 2004) (Fig. 4-1B). In this region, the hinge line is located at the seaward side of the wide basin, in the area where the basement depth increases in response to thinning of the continental crust. Farther south at the Tarfaya-Laâyoun basins (Sahabi, 2004) based on a tectonic map of Choubert *et al*. (1968) locate the hinge line on land. During Middle and Upper Jurassic, carbonate platforms developed in this region (Hinz *et al*., 1982a; 1982b, Jansa, 1981).

### 4.3 Previous work

The SISMAR cruise presented the first modern wide-angle seismic study on the Moroccan Atlantic margin offshore El Jadida (Contrucci *et al*., 2004; Jaffal *et al*., 2009; Maillard *et al*., 2006), located at the junction between two plate boundaries: that of the Atlantic break-up and the strike-slip second-order boundary (Olivet *et al*., 1984) of the South Grand Banks—Gloria Fracture Zone, which accommodated the movement of the Iberian plate. Based on forward modeling of the wideangle seismic data Contrucci *et al*. (2004) propose a crustal thickness of 35 km for the unthinned continental crust and 7 km for the oceanic crust. The zone of crustal thinning (the necking zone) has a width of 150 km. A 200 km wide and up to 6–7 km thick sedimentary basin is located at the foot of the continental slope. This basin is underlain by thinned continental crust. No high velocities, which may correspond to serpentinized upper mantle material, were modeled. The oceanic crust west of magnetic M25 is about 8 km thick but may be over thickened due to recent tectonic inversion and compression.

Farther south between 30°N and 35°N, some high velocities in the lower part of the oceanic crust were modeled based on sonobuoy data (Holik *et al*., 1991). The authors proposed that these high velocities could be explained by the existence of magmatic underplating that originated from the passage of the Canary hotspot through the region.

Results from the DAKHLA cruise margin located south of our study region show that unthinned continental crust here is about 27 km thick, thinning to 10 km at the continental slope (Klingelhoefer *et al*., 2009; Labails and Olivet, 2009). The oceanic crust has a thickness of 7 km with relatively high velocities in the lower crust from the continental slope up to the magnetic anomaly M25. West of the magnetic anomaly M25, lower crustal velocities are normal for oceanic crust. This change of lower crustal velocities may be related to a change in oceanic spreading rate.

Based on industrial seismic and potential field data, Tari and Molnar (2005) propose the existence of a high-relief accommodation zone at the Tafelney plateau, with the northern Moroccan margin acting as upper plate margin and the southern Moroccan margin representing a lower plate margin. More recently, Sibuet *et al*., (2012) proposed a new

interpretation of the WACMA anomaly including two ridge jumps, the first jump leading to the existence of a part of the Canadian plate on the Moroccan side and a second jump leaving most of the exhumed upper mantle material on the Canadian side.

## 4.4 Seismic experiment

### 4.4.1 Data acquisition

During the MIRROR survey, multi-channel reflection seismic (MCS) and wide-angle seismic (WAS) profiles were acquired along with magnetic, bathymetric, and high-resolution seismic data. The seismic experiment consisted of two profiles perpendicular to the margin, and five profiles parallel to the margin. Conducted onboard R/V L' Atalante, all profiles were acquired using a tuned airgun array of 7591 in3 and 42 ocean-bottom seismometers (OBS), equipped with a 3-component geophone and a hydrophone (Auffret *et al*., 2004). One profile (MI-01) was extended 150 km on land by 15 landstations (Fig. 4-2) from the University of Lisbon.

The MCS data were acquired simultaneously with the wide-angle seismic data and consisted of recording 13,387 shots along 8 profiles with a complete length of 1206 km. The airgun array was tuned to the first peak and fired at a constant time interval of 60 s leading to an approximate trace spacing of 150 m. Only profile MI-08 covering the landward end of profile MI-01 was acquired using an airgun source of lower volume (3609 in3) in order to provide a smaller shot interval of 25 s (~ 65 m interval). All MCS profiles were recorded using a 4.5 km digital streamer composed of 360 channels at a 12.5 m interval spacing.

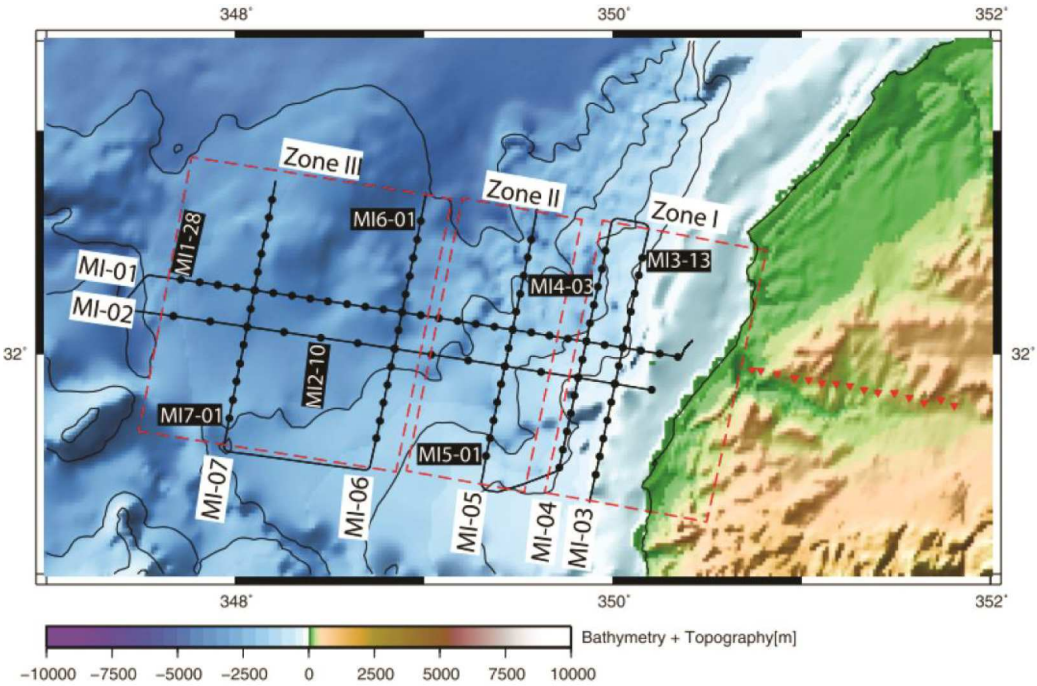



Fig. 4-2: Location of the study area off the North-Western Moroccan continental margin. Bathymetric and topographic data are from satellite altimetry (Smith and Sandwell, 1997). Ocean bottom seismometer (OBS) positions are marked by black circles and the land stations by red triangles. The multi-channel seismic profiles are marked by black lines.

### 4.4.2 Data quality and processing of the multi-channel seismic data

The processing sequence was composed of external and internal mutes, band-pass filtering, NMO (Normal Move Out), and DMO (Dip Move Out) corrections. Depending on the structural complexity of each profile, velocity analysis was performed every 500, 250, or 125 common mid-points (CMP). The suppression or reduction of multiple energy was done mainly with the Surface Related Multiple Estimation (SRME) module. Multiple estimates were calculated and then adaptively subtracted from the data. In order to reduce ringing within the data set and to shorten the seismic wavelet, an ensemble predictive deconvolution was applied in the CDP domain averaging the operator design over 11 traces. Operator length was 256 ms, prediction distance of 48 msm and the white noise level 0.1. Design gates were picked relative to the water bottom shortly before the first break up to 3 seconds later.

The last processing step included stack, filtering, and migration. On all profiles, the sedimentary layers and the top of the basement are well imaged in the reflection seismic section. Intercrustal reflections and Moho reflections are rare.

### 4.4.3 Data quality and pre-preprocessing of the wide-angle seismic data

Pre-processing of the OBS data included calculation of the clock-drift corrections. The individual time drifts were between 0 and 30 ms per day with a mean of 10.25 ms. Instrument locations were corrected for drift from the deployment position during their descent to the seafloor using the direct water wave arrival. Instruments in water depth less than 100 m were not corrected as the expected drift is small. Furthermore, instruments that recorded no close shots were not corrected, if no direct water wave arrival could be picked as a first arrival. The drift of the instruments never exceeded 100 m, even in deep water. In order to increase the signal-to-noise ratio and to improve the far-offset arrivals, band-pass filtering was applied to remove low and very high-frequency noise. A deconvolution and automatic gain control were applied to all OBS data (Fig. 4-3). However, picking was done on unprocessed data when possible, and the processed data were used only in regions of high ambient noise.

Along both profiles perpendicular to the margin (MI-01 and MI-02), data quality on both hydrophone and geophone channels is high and increases westward, mainly due to the absence of salt domes and basement blocks in these regions (Figs. 4-3 and 4-4). The seismic sections show clear arrivals from sedimentary layers (Ps1, Ps2, and Ps3) for offsets N 6 km. Crustal arrivals are easily identifiable and mark the presence of two distinct layers (Pc1, Pc2) along all profiles. These phases can be identified at offsets between 15 and up to 50 km. Useful arrivals from the Moho (PmP) and upper mantle (Pn) have been identified on most OBS sections. PmP arrivals are present in the data between offsets of 25-50 km. Pn phase is identifiable for offsets N 50 km, some weak energy of Pn arrivals can be traced to offsets of up to 100 km in the marine instruments record sections and up to 350 km on the land station record sections.

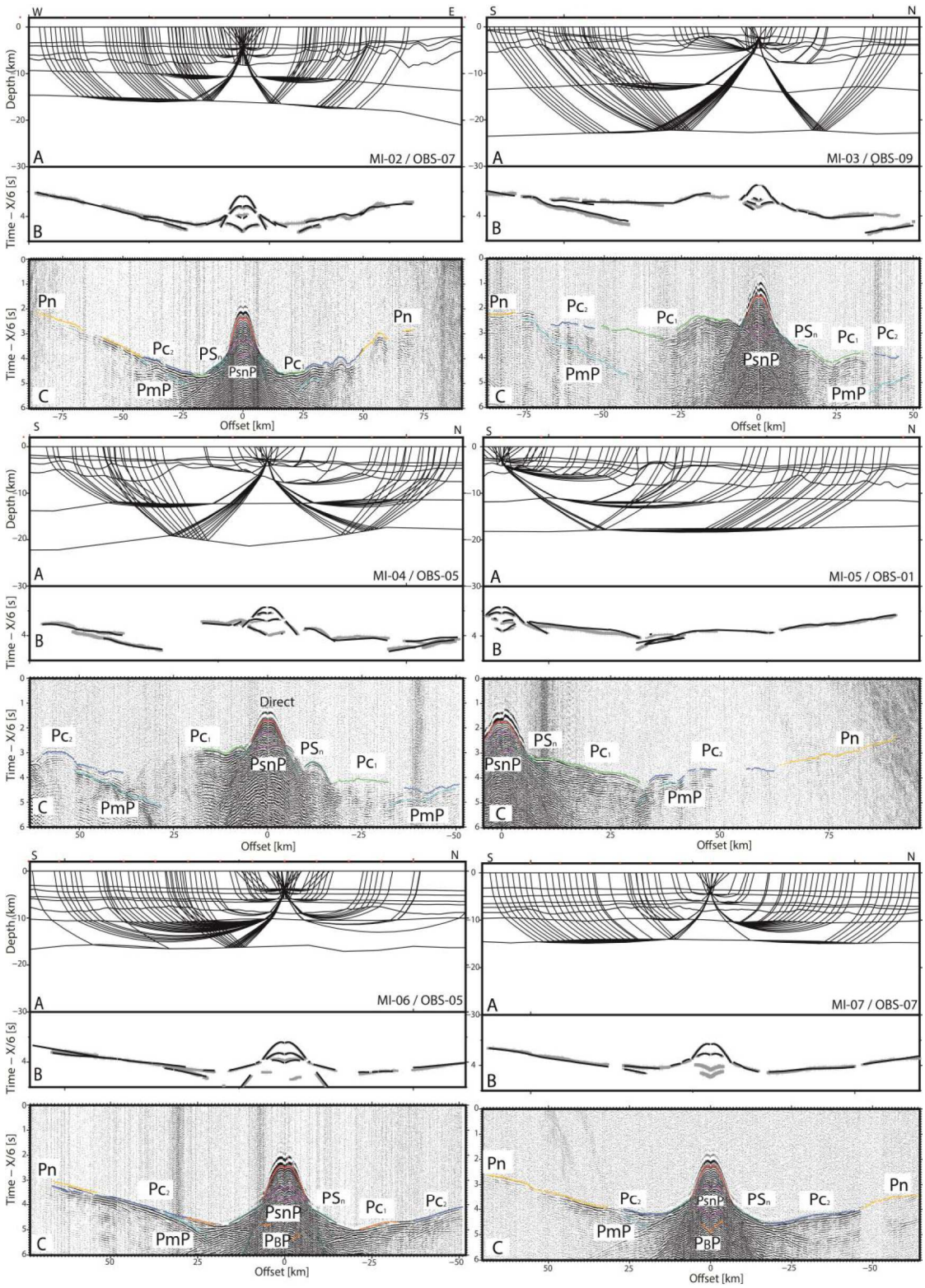



Fig.4-3: Modeled ray paths and seismic data for different stations (see Fig. 4-2 for instrument positions). For each panel, (A) Ray coverage of the sedimentary, crustal layers, Moho and upper mantle layers, with every tenth ray from two-point ray-tracing plotted. (B) Observed travel-time picks and calculated travel times (line) for all layers. (C) Examples of the wide-angle seismic data. Processing included a bandpass filter (5–4 Hz, 24–36 Hz). The data are gain-adjusted according to offset and reduced to a velocity of 6 km/s.

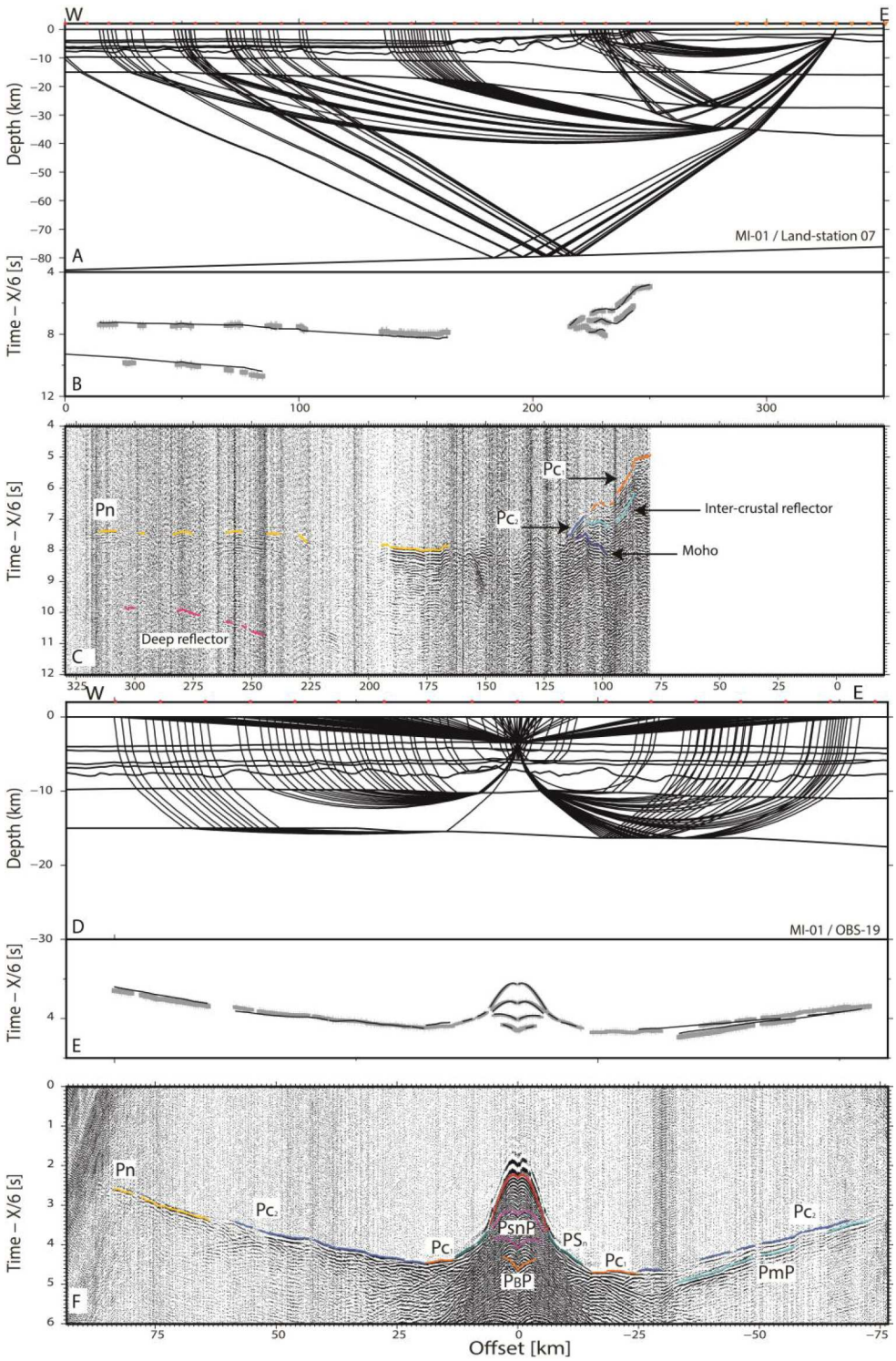



Fig.4-4: Upper panel (A) Ray coverage of the crustal layers, Moho, and upper mantle layers for MI-01 with every tenth ray from two-point ray-tracing plotted. (B) Observed travel-time picks and calculated travel times (black line) for the crustal layers, Moho, and upper mantle. (C) Data from landstation 07 with the same gain, filter, and scaling applied as in Fig. 4-3. Lower panel (D) Ray coverage of the sedimentary, crustal layers, Moho, and upper mantle layers, with every tenth ray from two-point ray-tracing plotted. (E) Observed travel-time picks and calculated travel times (line) for all layers. (F) Data from OBS 19 for MI-01 with the same gain, filter, and scaling applied as in Fig. 4-3.

The data quality on profiles parallel to the margin (MI-03, MI-04, MI-05, MI-06, and MI-07) is comparable to those perpendiculars to the margin (Fig. 4-3). First arrivals from the profile MI-03 are characterized by large undulations in the crustal arrivals, mainly due to the steep basement relief and the presence of salt. Reflections from the upper mantle could be identified on 10 out of 13 record sections, but turning waves from the upper mantle are scarce and originate mostly from shots or OBS located at the southern end of the profile. On profiles MI-04 and MI-05, the undulations smooth out and disappear with increasing distance from the continental slope. Here, arrivals from the upper mantle are more easily discernible. Finally, the OBS sections from profiles MI-06 and MI-07 are of very good quality and image clear arrivals from the crust, the crust-mantle boundary and the upper mantle.

All landstations recorded data of excellent quality, except the one closest to the sea, which had a high ambient noise level (Fig. 4-4). Several of the landstations recorded shots from nearly the complete profile with offsets up to 350 km. Due to the absence of shots on land, only crustal and upper mantle arrivals could be picked in the landstations data.

### 4.5 Wide-angle seismic data modeling

Travel-times for first and secondary arrivals were picked in the complete data set without applying a filter where possible. Only noisy data sections and large offsets were picked using frequency filtering. Travel time picks were modeled using the 2-D ray-tracing “Rayinvr” software (Zelt and Smith, 1992). The main goal was to construct detailed velocity models of the crust and uppermost mantle by applying a top–down layer-stripping approach. The 2D velocity models are composed of a sequence of layers; each layer is defined by depth and velocity nodes.

Phases observed on all record sections include the water wave arrival, two or three high-amplitude sedimentary arrivals, as well as upper and lower crustal arrivals. Most record sections include deeper arrivals such as strong reflections from the Moho and weaker turning waves from the upper mantle. Land station record sections show crustal and upper mantle arrivals only, as no reverse shots were carried out on land. A very late high-amplitude reflection from a reflector situated in the mantle was identified in land station data only.

The geometry of the sedimentary layers and basement were picked from the reflection seismic data and converted to depth using velocities from the OBS data. Only those layers identified on both the reflection and wide-angle seismic data as distinct arrivals were included into the models to avoid over-parameterization of the inversion, so some additional layering in the sedimentary section is imaged by the reflection seismic data (Figs. 4-5 and 4-6).

The seafloor layer was taken from the bathymetric data. The water velocity used for modeling was kept a constant 1.5 km/s. The depth and velocities of the crustal layers and the upper mantle were modeled from the OBS data only. The final velocity models consist of 3 sedimentary, 2 crustal, and the upper mantle layer, except profile MI-01, where an additional crustal layer was introduced for modeling of the onland part of the model. The thickness and depth of this additional interface are constrained by reflections identified in the landstation

data (Fig. 4-4). A very late arriving reflection originating from the deep mantle was also picked from the landstation data and was subsequently modeled as a floating reflector in the mantle layer (Fig. 4-4).

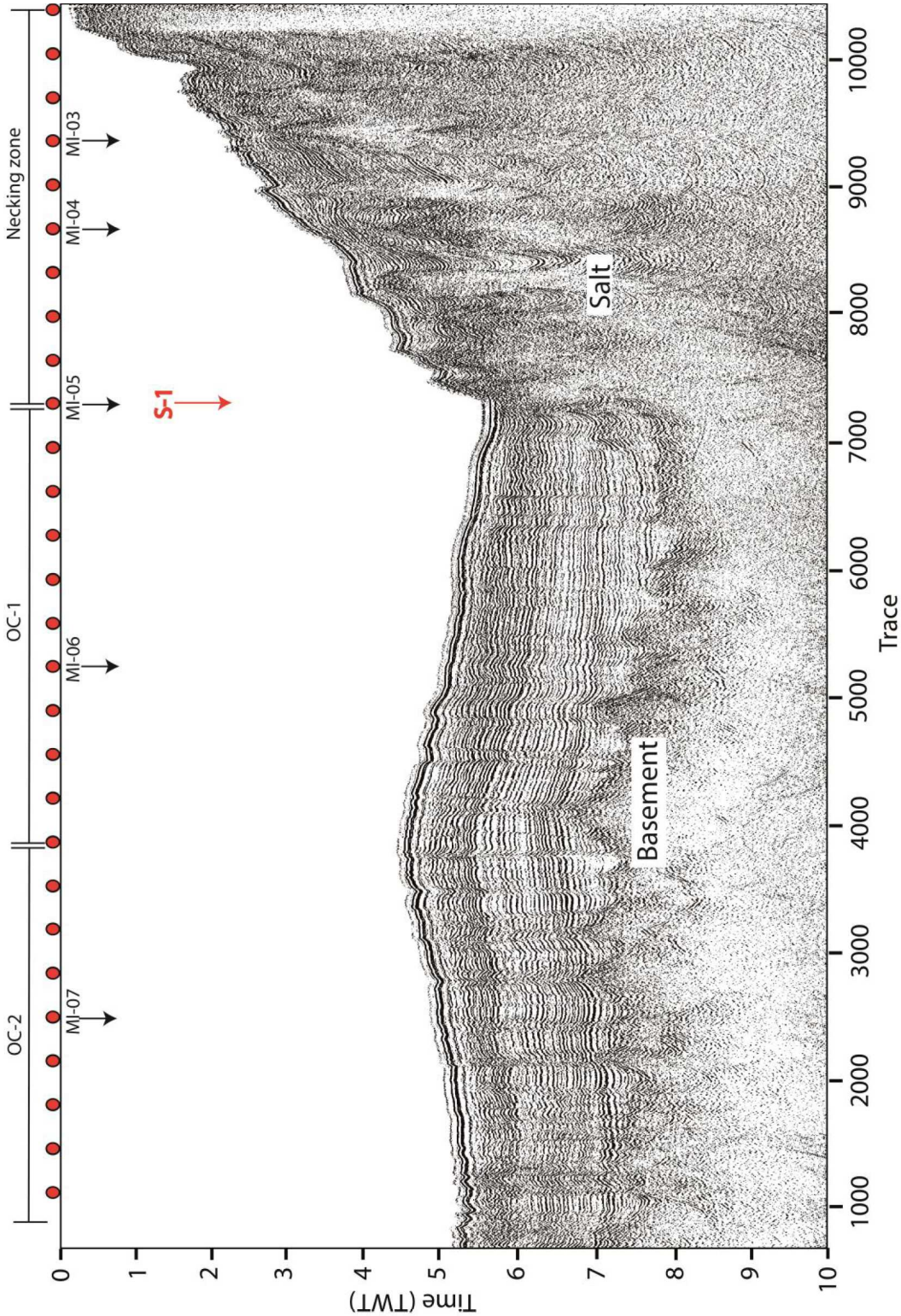



Fig.4-5: Seismic reflection line –MI-01. OBS locations are indicated by red circles and positions of the magnetic anomaly are indicated by red arrow. Profil crossings are marked by black arrows.

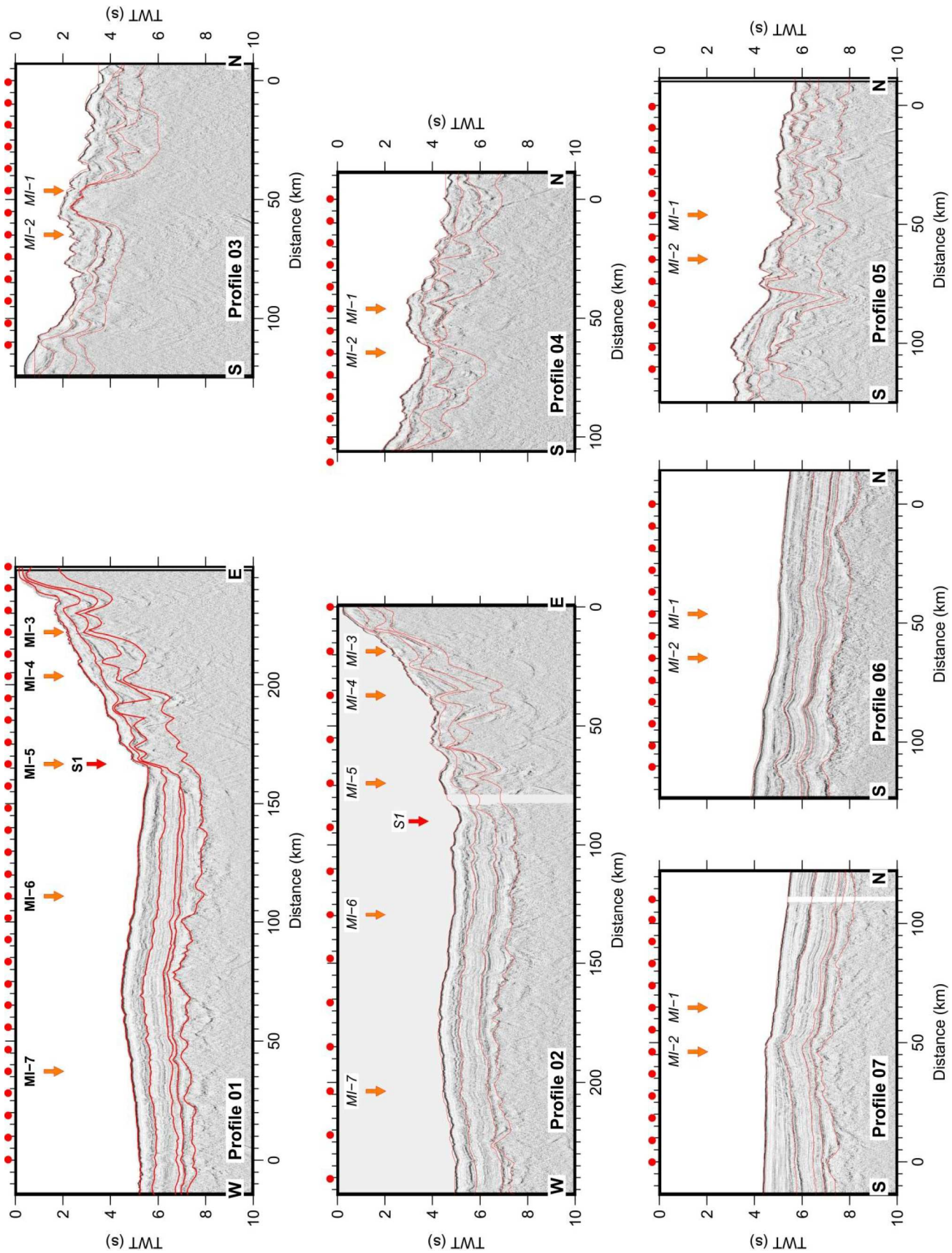



Fig.4-6: Reflection seismic sections for all seven profiles. Model boundaries from wide-angle modeling converted to two-way travel-time are overlain. OBS locations are indicated by red circles and positions of the magnetic anomaly are indicated by red arrow.

### 4.5.1 Error analyses

A total of 73,186 travel times were picked (7213 on land station data and 65,973 on OBS data). The root mean square (rms) error gives the misfit between predicted arrival times and travel time picks and the chi2-value additionally takes the picking error into account. Picking errors were assigned values between 30 ms for the water and 120 ms for upper mantle arrivals. For low amplitude far-offset arrivals, probably the first peak cannot be identified in the data set and the more energetic and lower frequency first bubble pulse is picked. Therefore, a larger picking error was assigned to these phases. The number of picks, the picking error, and the rms misfit for each phase of all the velocity models are summarized in Table 1. All profiles give acceptable final rms errors, between 84 and 137 ms for the complete profiles and 30–166 ms for individual phases. The arrivals from the deepest layers and some secondary arrivals produce the highest travel-time errors.

The resolution factor is calculated using the number of rays passing through parts of the velocity models, constrained by one single velocity node normalized to the number of rays passing the same layer (Zelt and Smith, 1992). Therefore, this test depends on the number of nodes in the model, and the resolution parameter will be high if a layer is modeled using one single velocity gradient and lower when lateral velocity changes are included. Resolution therefore indicates if an unnecessarily large amount of velocity nodes was included into the velocity mode thereby increasing the risk that features unconstrained by the data are being modeled. Nodes with values greater than 0.5 are considered well resolved. Only few parts of the profiles are marked by a resolution less than 0.5, which is considered insufficiently resolved (see red color in Fig. 4-7). These parts correspond mostly to the extremities of the velocity models and low-velocity layer unconstrained by rays turning in this layer.

Sedimentary and the basement layers are generally well resolved along all profiles. Resolution values decrease toward the extremities of the models in layers which are defined by lateral velocity variations, such as the lower crustal layer on profiles MI-02 and MI-06 and the sedimentary layers on profile MI-04. The resolution values also decrease with depth in the upper mantle due to fewer rays penetrating into deeper parts of the models. Upper mantle velocities, however, are well resolved along all profiles. On profile MI-01, the lowermost crustal layer of the unthinned continental part of the model is less well resolved (between 0.2 and 0.5) than the upper crustal layers, due to lower ray coverage as shots on land are missing.

The F-test is a statistical test used to compare two models, the chi2 values and number of picks of both models, in order to determine if the models are statistically significantly different. The 95% confidence limit of significantly different variances provided by the F-test gives the upper and lower boundaries in which changing the depth or velocity of a given layer can be undertaken without significantly changing the model. Two models for which the F-test gives a lower value cannot be considered significantly different based on the data provided. Therefore, the 95% confidence limit can be used as an estimation of the depth or velocity uncertainty of a given interface (Fig. 4-8A and B). A perturbation analysis was performed by changing systematically the depth of the Moho along the complete model and the velocity of the lower crustal layer, by positive and negative values, calculating the chi2-values and

applying the F-test between the perturbed and the preferred velocity model. Results from this analysis show that our preferred model allows a maximum of picks to be explained, with a minimum misfit between predicted arrival times from the modeling and travel-time picks (Fig. 4-8). A second test was conducted systematically varying the Moho depth and lower crustal velocity along the complete length of each model, as a trade of between both parameters exists. The results show that even when varying depth and lower crustal velocities simultaneously, the model error increases significantly if the depth is varied by more than 400 m of the velocities by more than 0.2 km/s. Additionally, it can be seen that changing the model leads to the decrease of the number of travel-time picks explained by the modeling (Fig. 4-8C).

Ray density shows well and less well constrained regions of the models (Fig. 4-9). Generally, all models are well-covered by seismic rays due to the good data quality. Ray density is slightly less underneath the continental part of profile MI-01 due to the absence of seismic shots on land. Profile MI-02 is characterized by higher ray coverage in the center and the western part of the profile. The lower crustal layer on profile MI-03 is less well-covered than on neighboring profiles due to the loss of energy in the salt layer. MI-06 and MI-07 profiles show very good ray coverage throughout all layers due to wide offsets of useful data identifiable along the record sections.

### 4.5.2 Gravity modeling

All final models were additionally constrained in the deeper layers and at the extremities of the profiles by gravity modeling. A predicted anomaly was calculated using the gravity module “gravmod” of the “Rayinvr” software (Zelt and Smith, 1992). The velocity models were converted to density models using the laboratory relationship of Ludwig *et al*. (1970). The predicted gravity anomaly can be compared to gravity data from satellite altimetry. The fit between observed and predicted anomalies is generally good especially on the profiles perpendicular to the margin (Fig. 4-10). For profiles MI-03 and MI-04, a linear trend was subtracted, which probably originates from unmodeled out-of-plane effects and possibly large wavelength density variations in the mantle which cannot be modeled using wide-angle seismic data.

| Phase/MI-01 | Number Of data | RMS(s) | Chi$^2$ |
|---|---|---|---|
| *Direct* | 1857 | 0.020 | 0.466 |
| *PS1* | 23 | 0.053 | 0.823 |
| *PS2* | 608 | 0.123 | 4.230 |
| *PS3* | 997 | 0.051 | 0.724 |
| *PS1P* | 953 | 0.098 | 2.666 |
| *PS2P* | 797 | 0.075 | 1.572 |
| *PS3P* | 192 | 0.098 | 2.685 |
| *PBP* | 736 | 0.167 | 3.461 |
| *Pc1* | 2456 | 0.181 | 2.963 |
| *Pc2* | 6876 | 0.133 | 2.022 |
| *PmP* | 2249 | 0.153 | 1.522 |
| *Pn* | 4152 | 0.161 | 1.689 |
| **All** | **21896** | **0.137** | **1.947** |

| Phase/MI-02 | Number Of data | RMS(s) | Chi$^2$ |
|---|---|---|---|
| *Direct* | 795 | 0.025 | 0.673 |
| *PS1* | 390 | 0.120 | 3.980 |
| *PS2* | 452 | 0.083 | 1.899 |
| *PS3* | 556 | 0.116 | 3.723 |
| *PS1P* | 635 | 0.070 | 1.374 |
| *PS2P* | 243 | 0.085 | 2.002 |
| *PBP* | 353 | 0.119 | 1.766 |
| *Pc1* | 981 | 0.118 | 1.729 |
| *Pc2* | 3318 | 0.078 | 0.751 |
| *PmP* | 715 | 0.161 | 1.804 |
| *Pn* | 2328 | 0.104 | 0.748 |
| **All** | **10766** | **0.098** | **1.319** |

| Phase/MI-03 | Number Of data | RMS(s) | Chi$^2$ |
|---|---|---|---|
| *Direct* | 512 | 0.027 | 0.807 |
| *PS1* | 175 | 0.063 | 1.115 |
| *PS2* | 402 | 0.093 | 2.413 |
| *PS3* | 315 | 0.069 | 1.318 |
| *PS1P* | 247 | 0.083 | 1.944 |
| *PS2P* | 306 | 0.072 | 1.450 |
| *PBP* | 220 | 0.072 | 0.638 |
| *Pc1* | 2848 | 0.139 | 2.400 |
| *Pc2* | 998 | 0.116 | 1.665 |
| *PmP* | 1491 | 0.133 | 1.229 |
| *Pn* | 413 | 0.161 | 1.811 |
| **All** | **7927** | **0.121** | **1.781** |

| Phase/MI-04 | Number Of data | RMS(s) | Chi$^2$ |
|---|---|---|---|
| *Direct* | 676 | 0.044 | 2.137 |
| *PS1* | 371 | 0.075 | 1.567 |
| *PS2* | 224 | 0.138 | 5.301 |
| *PS3* | 260 | 0.128 | 4.537 |
| *PS1P* | 330 | 0.087 | 2.129 |
| *PS2P* | 300 | 0.130 | 4.741 |
| *PBP* | 0 | 0 | 0 |
| *Pc1* | 1075 | 0.140 | 2.411 |
| *Pc2* | 1143 | 0.128 | 2.040 |
| *PmP* | 978 | 0.160 | 1.773 |
| *Pn* | 46 | 0.100 | 0.715 |
| **All** | **5403** | **0.125** | **2.440** |

| Phase/MI-05 | Number Of data | RMS(s) | Chi$^2$ |
|---|---|---|---|
| *Direct* | 897 | 0.045 | 2.226 |
| *PS1* | 437 | 0.073 | 1.491 |
| *PS2* | 293 | 0.110 | 3.382 |
| *PS3* | 1044 | 0.158 | 6.961 |
| *PS1P* | 534 | 0.073 | 1.480 |
| *PS2P* | 342 | 0.085 | 0.904 |
| *PBP* | 277 | 0.114 | 3.619 |
| *Pc1* | 1149 | 0.176 | 2.153 |
| *Pc2* | 826 | 0.110 | 3.361 |
| *PmP* | 908 | 0.136 | 2.296 |
| *Pn* | 813 | 0.120 | 1.791 |
| **All** | **7520** | **0.125** | **2.895** |

| Phase/MI-06 | Number Of data | RMS(s) | Chi$^2$ |
|---|---|---|---|
| *Direct* | 1082 | 0.024 | 0.634 |
| *PS1* | 504 | 0.143 | 5.664 |
| *PS2* | 271 | 0.106 | 3.142 |
| *PS3* | 1139 | 0.051 | 0.727 |
| *PS1P* | 819 | 0.040 | 0.445 |
| *PS2P* | 628 | 0.116 | 3.738 |
| *PBP* | 659 | 0.128 | 2.030 |
| *Pc1* | 1175 | 0.132 | 2.165 |
| *Pc2* | 2851 | 0.109 | 1.463 |
| *PmP* | 793 | 0.138 | 1.332 |
| *Pn* | 632 | 0.062 | 0.266 |
| **All** | **10550** | **0.102** | **1.629** |

| Phase/MI-07 | Number Of data | RMS(s) | Chi$^2$ |
|---|---|---|---|
| *Direct* | 1013 | 0.030 | 0.892 |
| *PS1* | 249 | 0.125 | 3.546 |
| *PS2* | 372 | 0.104 | 2.995 |
| *PS3* | 762 | 0.122 | 3.334 |
| *PS1P* | 810 | 0.051 | 0.719 |
| *PS2P* | 282 | 0.086 | 2.085 |
| *PBP* | 442 | 0.054 | 0.202 |
| *Pc1* | 216 | 0.081 | 0.823 |
| *Pc2* | 1745 | 0.102 | 1.284 |
| *PmP* | 503 | 0.087 | 0.929 |
| *Pn* | 2730 | 0.084 | 0.494 |
| **All** | **9124** | **0.087** | **1.197** |

**Glossary of seismic phases**

| | |
|---|---|
| *Direct* | Direct wave through the water |
| *PSn* | P-wave refracted phase through the nth post-rift sedimentary layer from the top |
| *PsnP* | P-wave reflected phase from the bottom of the nth post-rift sedimentary layer from the top |
| *PBP* | P-wave reflected phase from the basement top |
| *Pc1/Pc2* | P-wave refracted phase through the upper/lower continental crust |
| *PmP* | P-wave Moho reflection or reflection at the crust-mantle boundary |
| *Pn* | P-wave refracted phase through the upper mantle |

Tab. 5: Residual travel times and chi-squared errors for all the phases for the MIRROR profiles, using forward modeling.

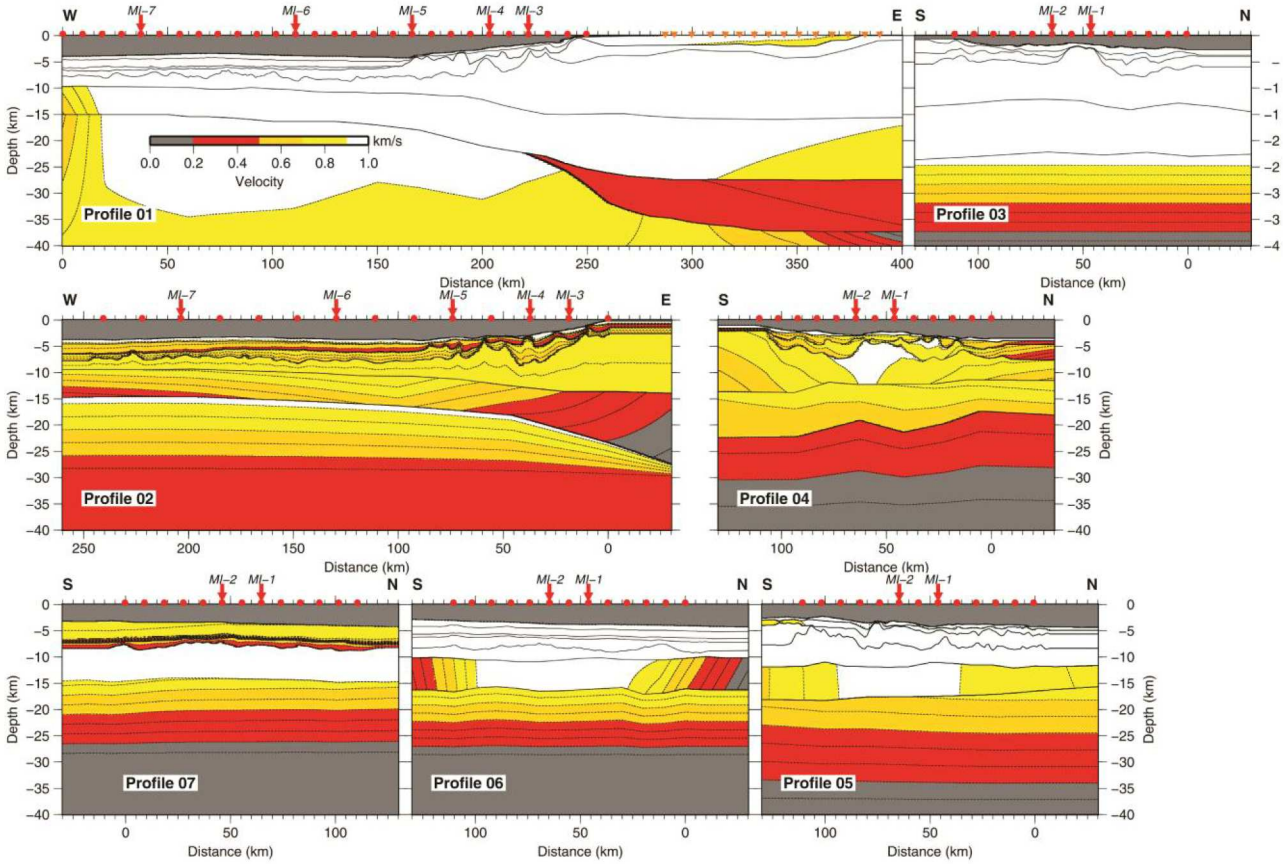



Fig.4-7: Resolution parameter for all velocity nodes of the final velocity models on all profiles. White and yellow areas can be considered well resolved. OBS positions are indicated by red circles and landstations by orange inverted triangles.

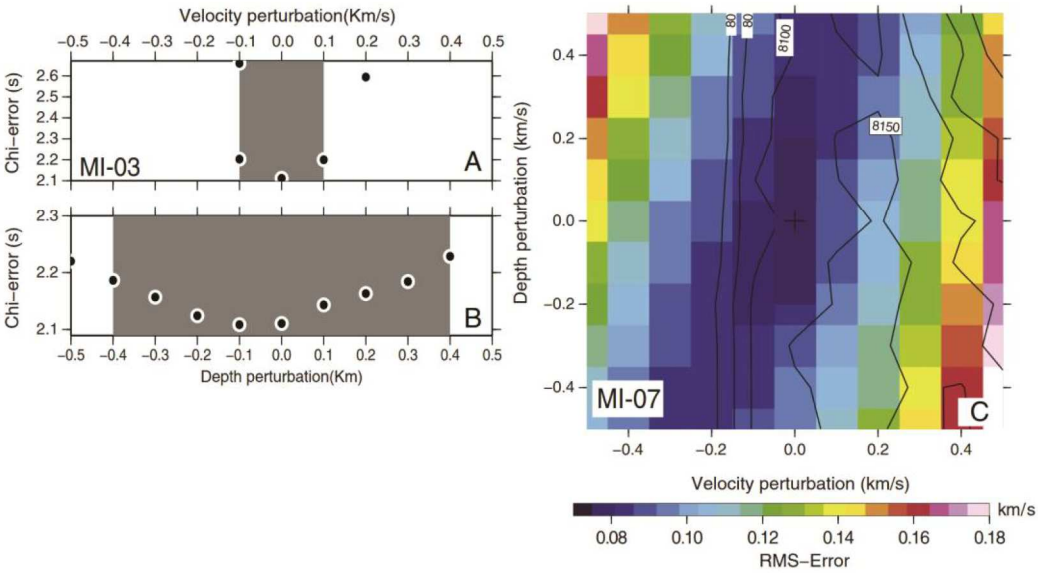



Fig.4-8: Error analysis by model perturbation. The uncertainties of the most important boundaries calculated from the 95% confidence limit of the F-test are given in the grey boxes. (A) Results from variation of the lower crustal velocities only. (B) Results from variation of the Moho depth. (C) Results from simultaneous variation of the depth of the Moho and velocities in the lower crustal layer. Contours indicate the number of picks explained by the forward model.

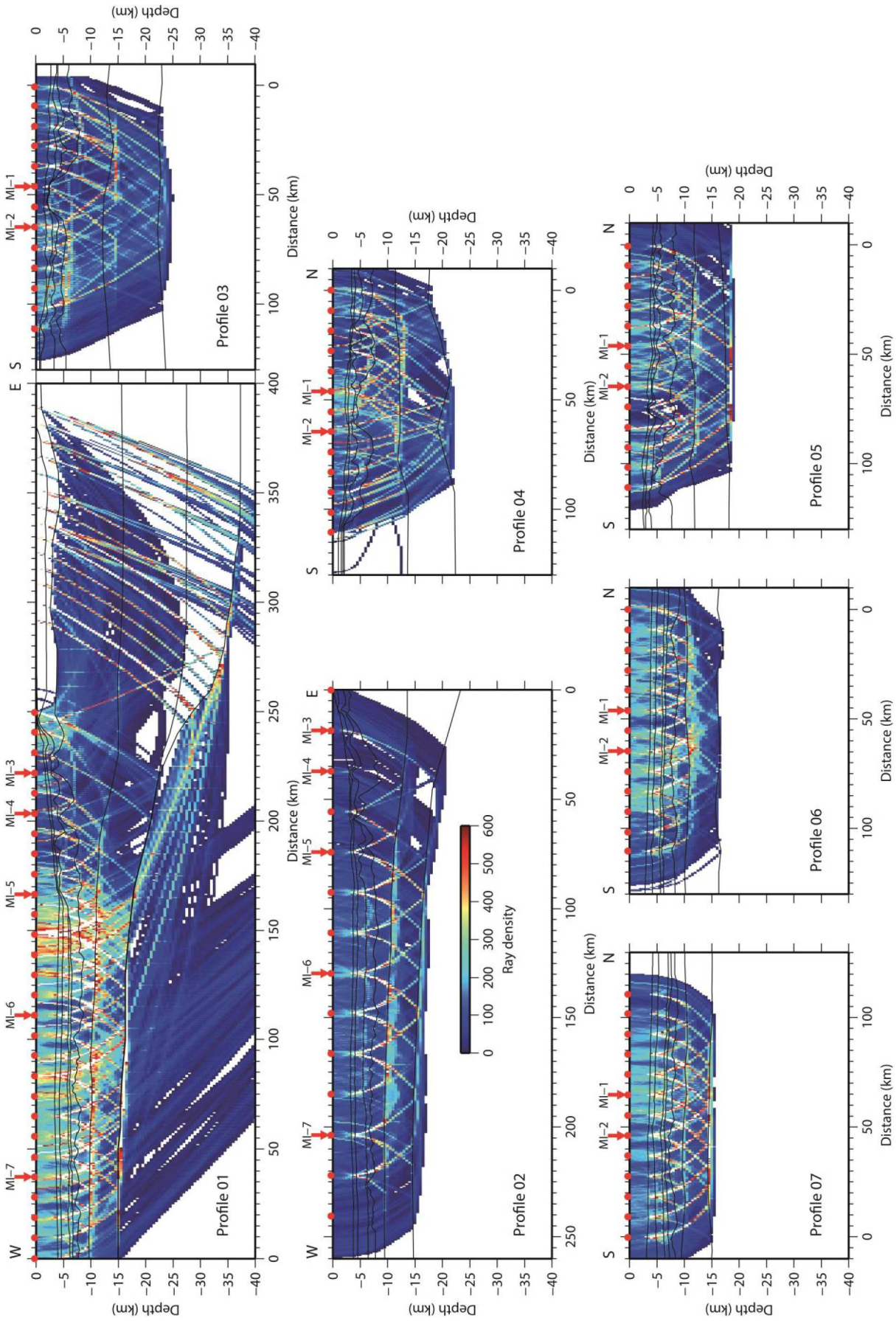



Fig.4-9: Ray density on all profiles. Red circles mark OBS positions, orange inverted triangles mark landstation locations, and arrows cross points with other profiles.

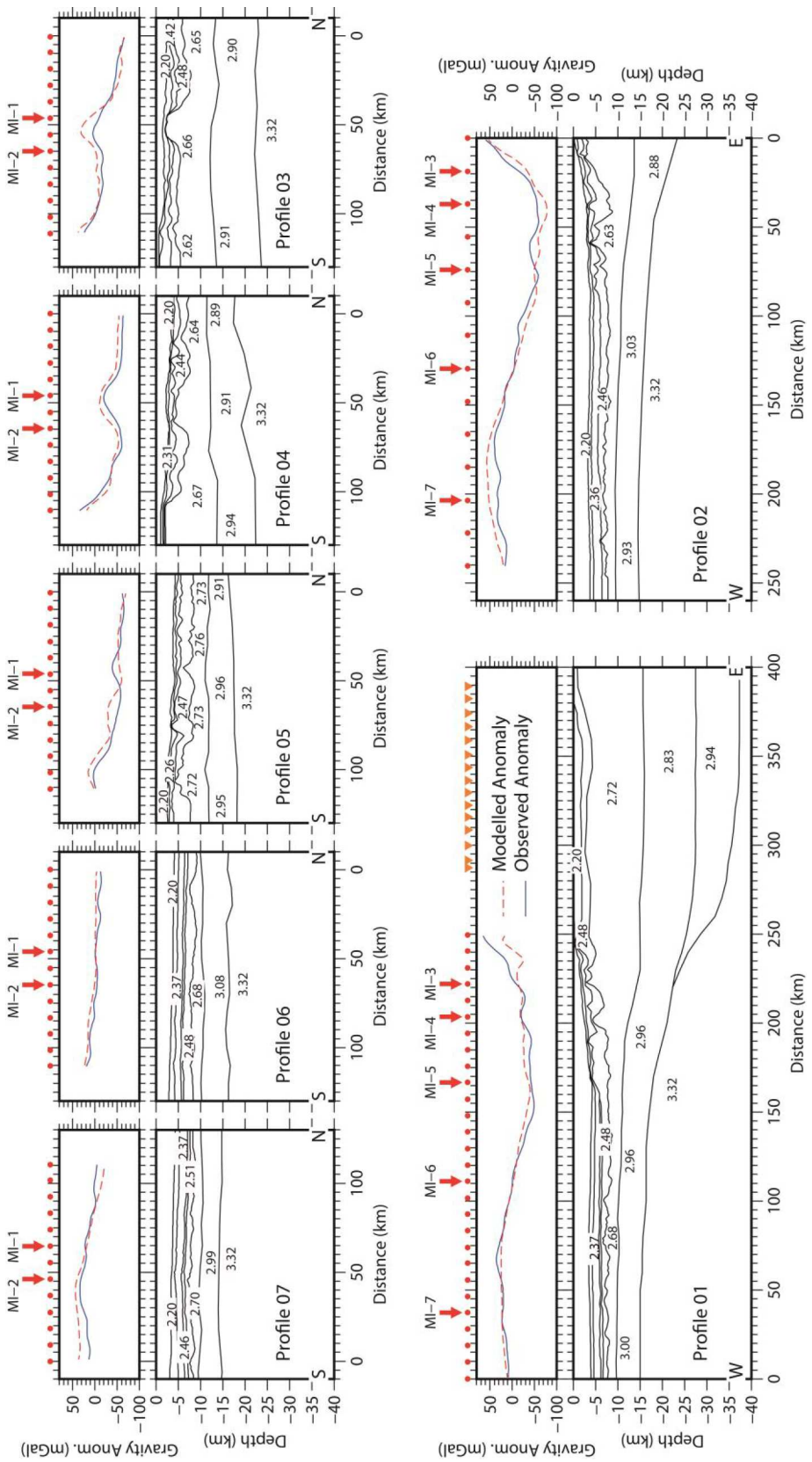



Fig.4-10: Results from gravity modeling. Positions of OBSs (circles) and landstations (triangles) are indicated. Profil crossings are marked by red arrows. Lower panels: final velocity models black line indicates layer boundaries from seismic modeling and stippled lines iso-velocity contours of the final models. Upper panels: modeled (red line) and predicted anomalies (blue lines).

## 4.6 Results

The interpretation and modeling of the wide-angle seismic data ac- quired offshore the central Moroccan passive margin allows us to divide the study area between 31.5° and 33° N into three distinct zones (Fig. 4-2):

Zone1 unthinned continental crust and the necking zone which corresponds to the region where thinning of the continental crust has taken place.

Zone 2 region in which the WACMA is located.

Zone 3 oceanic domain which can be divided into two sub-domains.

### 4.6.1 Structure of the profiles perpendicular to the margin

On profile MI-01, continental crust has been imaged underneath the landstations with a thickness around 36 km. Due to the good data quality on the landstation data, three seismic phases could be used to model the unthinned continental crust as three layers (Fig. 4-4). Crustal arrivals in the land station data could only be modeled using different velocity gradients. Some reflections on the lower to middle crustal boundary as well as on the Moho served to additionally constrain the geometry of these layers. The two upper layers are about 15 and 12 km thick, and the lowermost layer is slightly thinner with a thickness of ~ 9 km. Velocities range from 5.8 to 6.4 km/s, 6.5 to 6.7 km/s, and 6.7 to 7.2 km/s, respectively (Fig. 4-11).

Adjacent to the unthinned continental crust is a necking zone characterized by shallowing of the Moho between 200 and 300 km model distance and deepening of the basement between 180 and 250 km model distance. The fact that the lowermost layer seems to pinch out here might be related to the modeling technique. Model layers once identified in the data set must span the complete model. In this area, velocities at the base of the crust do not change significantly enough to constrain a pinch-out of the lowermost layer. The upper and middle crustal layers are continuous throughout the profile. Seaward of 225 km model distance, the crustal thickness decreases from 16 to 8 km over a distance of 70 km and remains a constant 8 km up to the western end of the profile. The Moho depth is constrained to be around 37 km in the east and shallows rapidly to 15 km between 155 and 260 km model distance. Based on the landstation data only, a very late arriving reflection was modeled as a floating reflector in the mantle, between 170 and 290 km model offset (Fig. 4-11). It is located at a depth of 75–80 km and dips seaward.

Due to the lack of landstations, profile MI-02 does not entirely image the unthinned continental crust (Fig. 4-12). Nevertheless, analogous to MI-01, the crustal thickness along MI-02 changes rapidly from ~ 16 km at 20 km model distance to only 8 km in the western end of the profile over a distance of 60 km. Two crustal layers were modeled; the lowest layer appearing in MI-01 is not imaged in MI-02, again due to the shorter length of MI-02 as compared to MI-01. The upper layer is thinner than the lower crustal layer and thins from ~ 10 km to a value of ~ 3 km seaward at the western end of the profile, with velocities ranging

from 5.5 to 6.4 km/s. The lower layer thickness is around ~ 12 to ~ 5 km in the end of the profile and characterized by velocities ranging from 6.6 to 7.25 km/s. The Moho depth is around ~ 22 km in the east and decreases to 15 km between 20 and 55 km model distance.

Seaward, the oceanic crust is characterized by a thickness of 8 km and a nearly constant Moho depth of 15 km. The velocities range from 5.8 to 6.4 km/s in the upper crust to 6.9–7.4 km/s in the lower crust. Nevertheless, relatively high seismic velocities in the lower crust up to 7.25 km/s were modeled at the eastern part of this zone. The mantle velocities are 8.00–8.30 km/s throughout the two profiles.

Based on multi-channel and wide-angle seismic data, the final velocity models of profiles MI-01 and MI-02 image three layers of sediments characterized by similar velocities (1.8–4.5 km/s) and an equal thickness of up to 5 km on both profiles. Between 150 and 250 km model distance, the sedimentary strata are perturbed by salt tectonics and some tilted fault blocks. The sediment cover gradually thins seaward to about 4 km at the western end of the profiles (Fig. 4-12).

### 4.6.2 Structure of the profiles parallel to the margin

The two profiles closest to the coast, MI-03 and MI-04, are located in the salt basin. Here, crustal thickness is highly variable between 14 and 20 km on MI-03 and between 10 and 17 km on MI-04, due to the presence of large blocks in the basement, as for example, between 30 and 60 km model distance on MI-03. Both profiles were modeled using two crustal layers, with slightly variable velocities but mainly between 5.80 and 6.10 km/s, and 6.70 and 7.00 km/s. Both layers are of equal thickness, and relative layer thickness depends mainly on the presence of the blocks. Along both profiles, the Moho depth varies slightly decreasing towards the north. Upper mantle velocities are 8.00–8.30 km/s throughout both models.

As on profiles MI-03 and MI-04, three sedimentary layers are imaged in profile MI-05, with velocities between 1.9 and 2.0 km/s at the top, and 4.3 and 4.5 km/s at the base of the sediments. The thickness of the sedimentary layers is highly variable, with a maximum thickness of 6 km. The top of the crust has a blocky character with wider blocks (~ 10 km length by 10 km width) towards the south and smaller scale roughness (5–10 km) in the north. Modeled velocities are between 6.0 and 6.5 km/s at the upper layer, and 6.8 and 7.2 km/s in the lower crust. The Moho depth is around ~ 18 km in the south and 16 km in the north.

On MI-06 and MI-07, the sedimentary layer structure is continuous, with roughly the same thickness (~ 6 km) along the entire models; these layers are characterized by seismic velocities between 1.9 and 2.1 km/s at the top, and 4.4 and 4.9 km/s at the bottom. Crustal thickness is 7–8 km for both profiles and comprises two layers, an upper layer of about 2.5–3.0 km thickness and a lower layer of approximately 5 km. Crustal velocities are between 5.8 and 6.2 km/s for the upper layer, and 6.3 and 7.5 km/s for the lower layer for MI-06 profile, and 5.8 and 6.4 km/s to 7.2 km/s at the base of the lower layer for MI-07. The Moho depth is around ~ 16 km in MI-06, slightly deeper beneath basement highs and shallow under

basement lows. On MI-07, the Moho depth is around ~ 14 km, with smaller undulations than imaged on MI-06. Upper mantle velocities are constant between 8.0 and 8.4 km/s (Fig. 4-12).

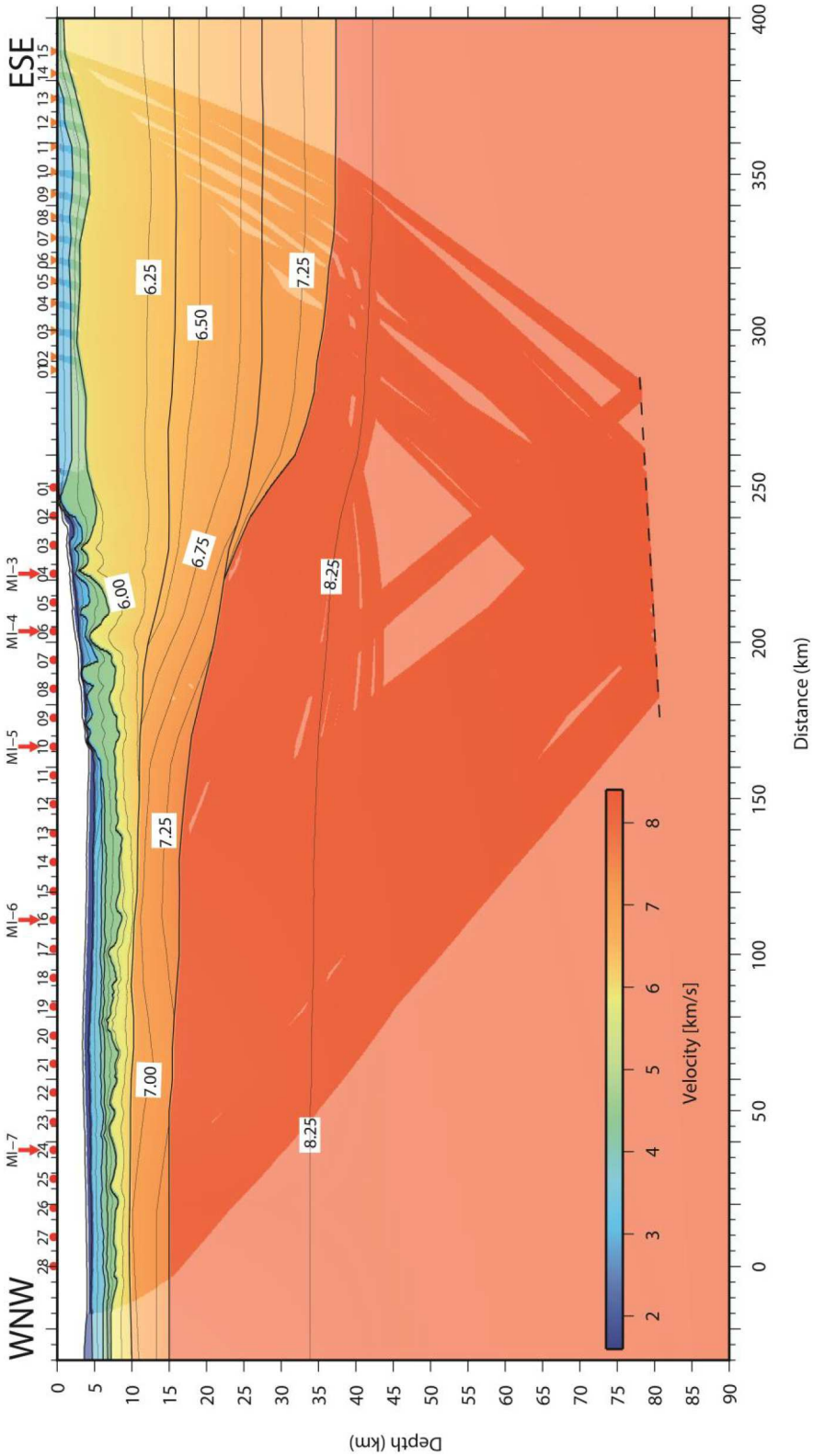



Fig.4-11: Final velocity model of profile MI-01. Boundaries of the velocity models are indicated and isovelocity contours every 0.25 km/s. Regions unconstrained by the ray-tracing are shaded. Positions of OBS (circles) and landstations (orange inverted triangles) indicated.

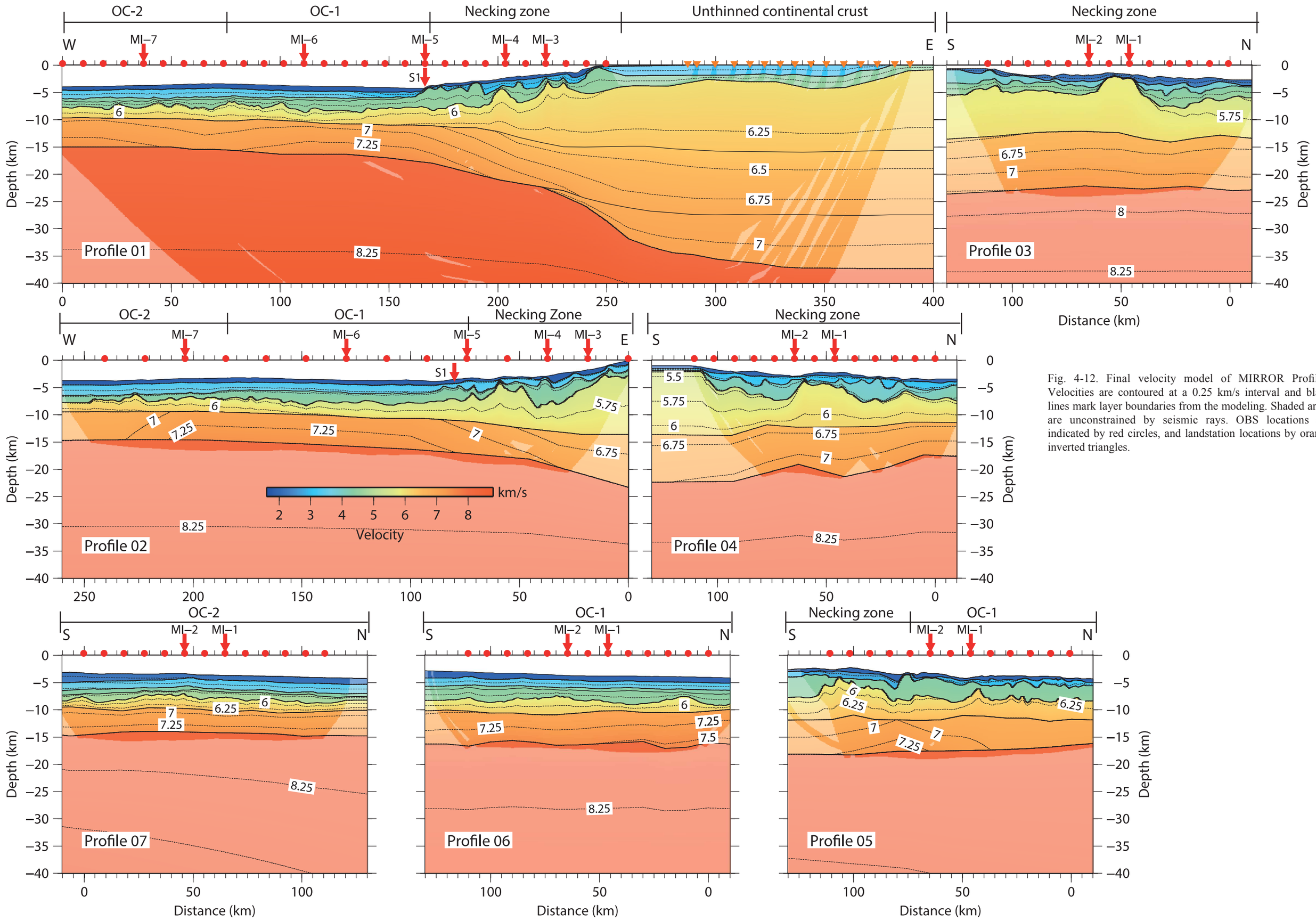



Fig. 4-12. Final velocity model of MIRROR Profiles. Velocities are contoured at a 0.25 km/s interval and black lines mark layer boundaries from the modeling. Shaded areas are unconstrained by seismic rays. OBS locations are indicated by red circles, and landstation locations by orange inverted triangles.

## 4.7 Discussion

### 4.7.1 Nature of the crust

In order to constrain the nature of the crust, 1D crustal velocity-depth (Vz) profiles were extracted underneath the top of the basement at a 10 km interval from the final velocity models, and mean curves were calculated for the different regions. These Vz graphs can be compared to compilations for typical continental crust (Christensen and Mooney, 1995), Atlantic-type oceanic crust (White *et al.*, 1992), and serpentinized upper mantle from previous work (Dean *et al*., 2000; Van Avendonk *et al*., 2006). On the base of this analysis of the final models and the Vz graphs, three distinct domains can be distinguished in the final models (A) unthinned continental domain (B) a domain of crustal thinning (necking domain), which can be divided in two subdomains, one where the lowermost crustal layer thins extremely or might pinch out and a second in which crustal thinning is located mainly in the upper crustal layers, and lastly (C) a domain westward of the S1 magnetic anomaly which also can be divided in two subdomains based on lower crustal velocities. The nature of each domain is discussed separately in the following sub-chapters.

#### 4.7.1.1 The unthinned continental crust

Unthinned crust has been imaged below the landstations on the eastern end of profile MI-01, with a maximum thickness of 36 km. Comparison of crustal velocity-depth profiles of MI-01 to those of typical continental crust (Christensen and Mooney, 1995) reveals nearly identical seismic velocities between 6.2 and 7.0 km/s and comparable low velocity gradients (red Vz on Fig. 4-13). Furthermore, the relative layer thickness confirms the continental origin of crust in this region. North of our study area, the SISMAR survey constrained the continental crustal thickness to be 35 km (Contrucci *et al*., 2004), a value which is in good agreement with the thickness of 36 km obtained in this study. In both regions, the data set indicates that the continental crust is divided into three distinct layers (Fig. 4-15).

Land seismic refraction experiments revealed that the crust of the stable continental area below the Meseta adjacent to the Moroccan Atlas is around 30 km (Makris *et al*., 1985). More recently, the seismic experiment SIMA acquired a wide-angle seismic profile across the Moroccan Atlas and imaged a continental crust of 35–38 km, divided into three distinct layers in the High Atlas. Crustal thickness to the north, in the Middle Atlas, was around 31 km, only slightly thicker than the crustal thickness modeled for the MIRROR region (Ayarza *et al*., 2014). This indicates that the crust imaged at the eastern end of MI-01 is close to its original unthinned thickness.

However, in a teleseismic study, high shear-wave velocities were modeled, suggesting that there is already mantle at the depth of 35 km (Palomeras *et al*., 2014). However, the station closest to our study area is located at a distance of 150 km from profile MI-01, and our study area is outside the zone proposed by the authors as region of well-resolved lithosphere thickness. Modeling of several data sets, including gravity, surface heat flow, and elevation

shows a crustal thickness of 32 km in the region of our landstations increasing to 36 km underneath the High Atlas (Fullea *et al*., 2010). In this study, the depth of the of the lithosphere–asthenosphere boundary is located at 90 km depth in this region corresponding very roughly to the depth of the deep mantle reflector modeled on profile MI-01. An alternative interpretation of the origin of this deep reflector is that it may be a structure inherited from original rifting.

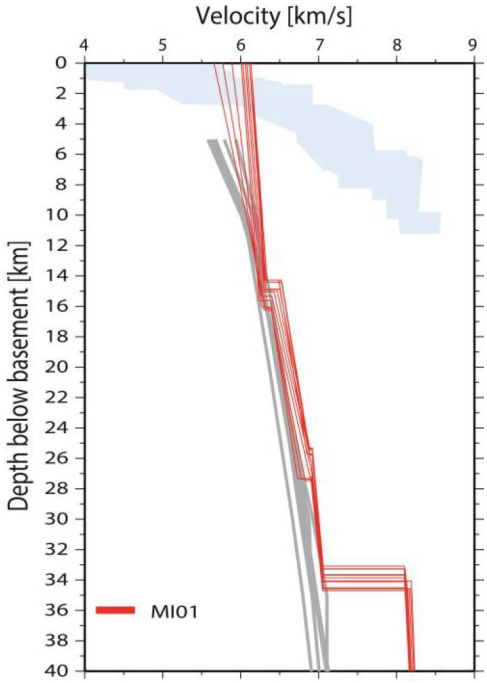



Fig.4-13: Compilation of 1D velocity-depth profiles extracted below the top of the basement (Vz) in the domains of unthinned continental crust. Colored lines mark individual Vz profiles at a 10 km interval of profile MI-01 (270–350 km). The blue shaded area bounds a compilation of velocity profiles for typical Atlantic oceanic crust (White *et al*., 1992), and thick dark grey profiles correspond to averaged velocity profiles for continental crust (Christensen and Mooney, 1995).

#### 4.7.1.2 The domain of crustal thinning

The necking domain, in which the crustal thickness thins from 38 km to only 10 km, can be divided into two subdomains, according to the velocity models and the extracted Vz profiles. Subdomain 1 is imaged only by the MI-01 profile along its on-land extension (Fig. 4-14 A). In this zone, the velocities as well as the low-velocity gradients indicate that the crust is of thinned continental nature. Comparison with values from a compilation of continental crustal velocity profiles (Christensen and Mooney, 1995) confirms that crust in this domain is of thinned continental nature (Fig. 4-14 A). The zone is characterized by an upper layer with nearly constant thickness (approximately 12 km thickness with velocities and gradient 5.8–6.2 km/s), while the thickness of the lower part, formed by the middle and the lower layers, decreases from ~ 24 to ~ 12 km.

Subdomain 2 of the necking zone is imaged by four profiles (MI01 to MI-04; Fig. 4-14B and C). Here thinning occurs mainly in the upper layer (from 10 to 4–5 km). Along profile MI-01,

the presence of tilted blocks renders the upper crustal layer thickness highly variable. The reflection seismic profiles in the region of thinned continental crust image several 20–25 km wide and up to 4 km high blocks, interpreted as tilted fault block from the initial rifting. They are overlain by salt and sedimentary layers.

Velocity-depth profiles from MI-02, MI-03, and MI-04 extracted every 10 km along the profiles (Fig. 4-14C) show that velocities of the top of the crust do not change in this domain; however, the crustal thicknesses decrease with increasing distance from the margin. As in this zone of crustal thinning, minimum and maximum velocities of the crustal layers remain nearly constant, thinning leads to higher velocity gradients as the layer thickness decreases.

The region of thinned continental crust is approximately 150 km wide in the SISMAR study region and bordered by an 80 km wide basin underlain by highly thinned continental crust. It is about 120 km wide in the MIRROR study region. In both the SISMAR and the MIRROR data sets, the basement of the thinned continental crust is characterized by a blocky character, including three to four tilted fault blocks, often associated with salt diapirs in the sedimentary layers along the continental slope.

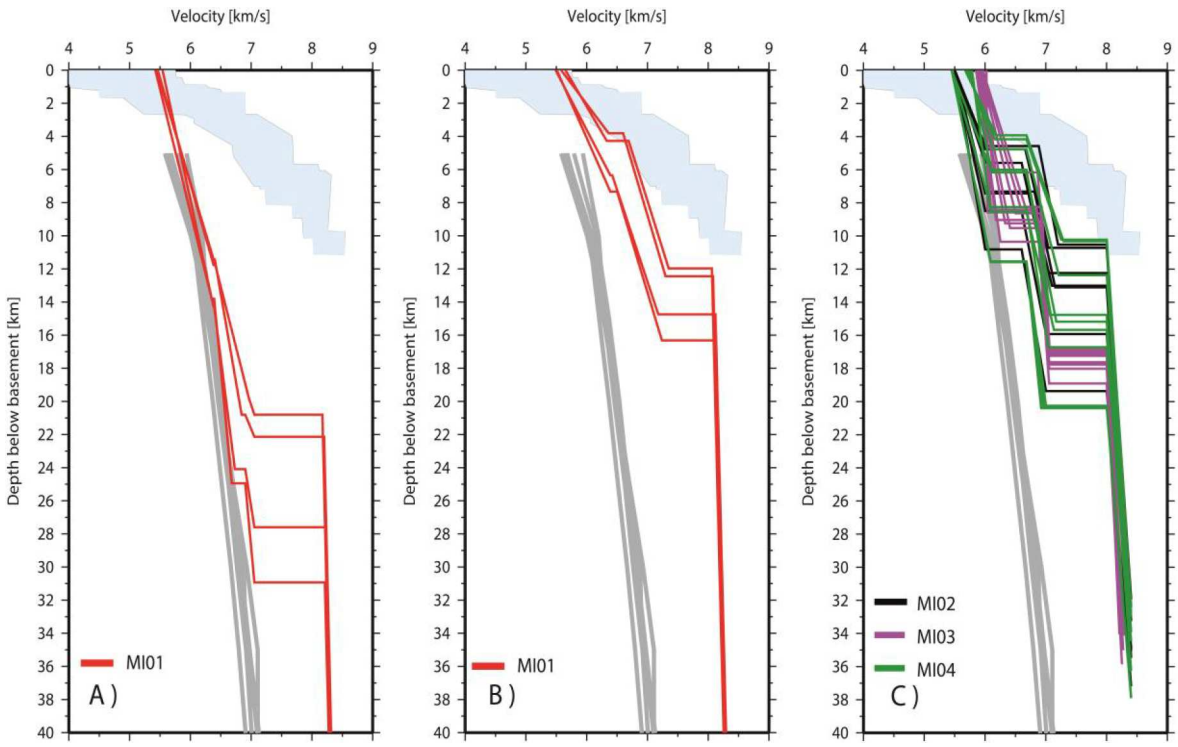
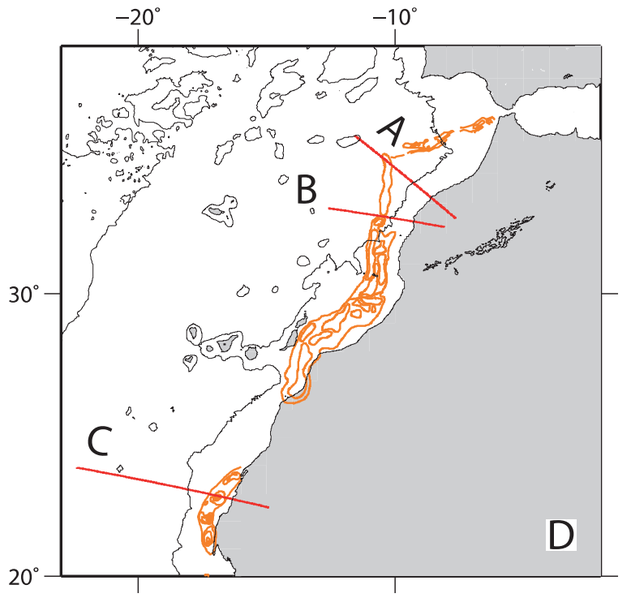
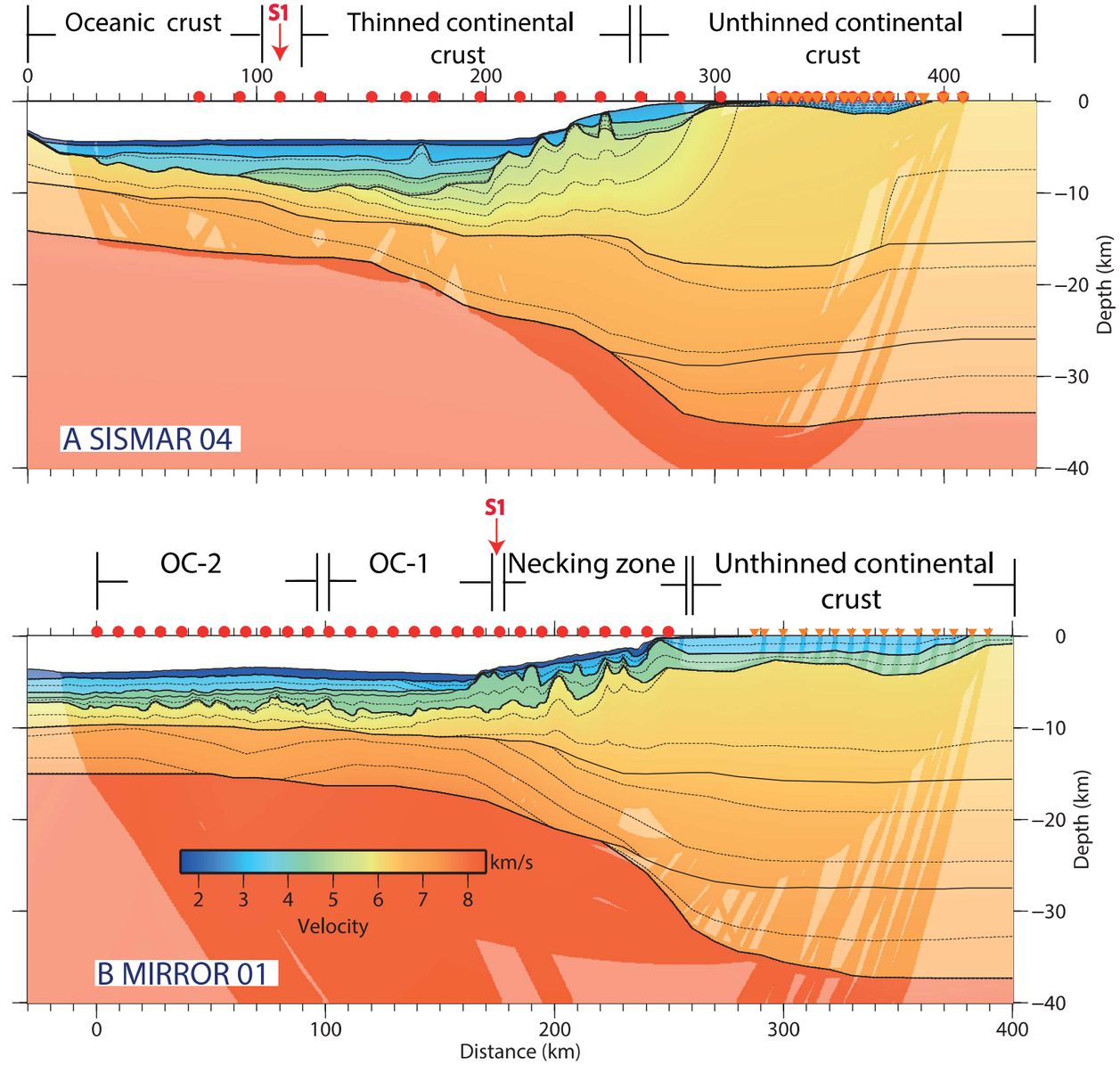



Fig.4-14: Compilation of 1D velocity-depth profiles extracted below the top of the basement (Vz) in the thinning continental crust subdomain 1 and 2. Colored lines mark individual Vz profiles at a 10 km interval. The blue shaded area bounds a compilation of velocity profiles for the Atlantic oceanic crust (White *et al.*, 1992), while thick dark grey profiles correspond to averaged velocity profiles for continental crust (Christensen and Mooney, 1995). (A) Vz profiles of profile MI-01 in the thinning subdomain 1 (230–260 km). (B) Vz profile of profile MI-01 in thinning subdomain 2 (180–210 km). (C) Vz profiles in thinning subdomain 2 of profiles MI-02 (10–70 km), MI-03, and MI-04.



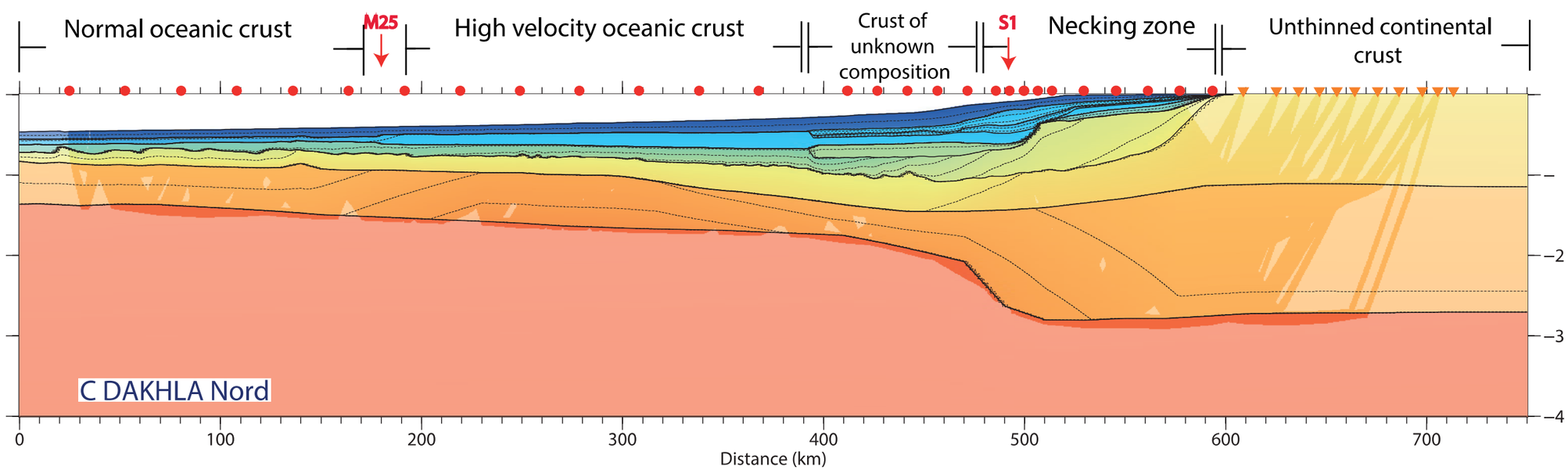




Fig. 4-15. Velocity models for profile perpendicular to the margin from (A) the Sismar cruise (Contrucci et al., 2004) (B) the Mirror cruise (this study) and (C) the Dakhla cruise (Klingelhoefer et al., 2009). OBS positions are indicated by red circles and landstations by orange inverted triangles. The positions of the magnetic anomalies are indicated by red arrows.

#### 4.7.1.3 The oceanic domain west of the WACMA magnetic anomaly

Westward of the WACMA, Vz profiles extracted every 10 km along the profiles MI-1, MI-02, MI-06, and MI-07 show velocities, relative layer thicknesses, and velocity gradients similar to normal oceanic crust. This is deduced by comparison to existing compilations for Atlantic-type oceanic crust (White *et al*., 1992) which can be divided in two subdomains based on the velocity and the layer thicknesses (OC-1 and OC-2) (Figs. 4-16 and 4-17).

**a) Subdomain 1 (OC-1)**

This subdomain is imaged by four profiles (MI-01, MI-02, MI-05, and MI-06). Vz profiles extracted from this region show higher velocities than those from typical continental crust (Christensen and Mooney, 1995) (Fig. 4-16A and B); however, they compare well with the velocity bounds from compilations of typical oceanic crust (White *et al*., 1992). This subdomain presents some variations in the thickness of the upper crust (3–4 km), which causes a variation of the total thickness ranging from 8 to 10 km. In this region (OC-1), the absence of salt allows good imaging of the basement reflector, which presents a rough topography in the MCS and WAS data (Figs. 4-5 and 4-6). The lower layer in this subdomain (OC-1) is characterized by high velocities ranging from 7.0 to 7.4 km/s.

Several possible explanations are proposed for such elevated velocities: magmatic underplating induced by high mantle temperatures (e.g. Bauer *et al*., 2000; Fowler *et al*., 1989), continental crust intruded by sills (White *et al*., 2008), exhumed continental mantle material which is composed of peridotites and serpentinized by seawater (e.g. Boillot *et al*., 1989; Funck *et al*., 2004; Whitmarsh *et al*., 2001), thinned continental crust overlying a heterogeneous layer of intruded gabbros or intruded serpentinized peridotite (Afilhado et al., 2008), or proto-oceanic crust (Aslanian *et al*., 2009; Labails and Olivet, 2009; Sibuet *et al*., 2012).

Volcanic margins are characterized by the existence of an underplate layer underneath the Moho, which probably consists of residual material from melting of the upper mantle. This type of underplating has been proposed to exist, for example, at the Hatton and Edoras banks (Barton and White, 1997; Fowler *et al*., 1989; Morgan *et al*., 1989; Vogt *et al*.,1998) and at the Namibian continental margin (Bauer *et al*., 2000). It is associated with volcanic products such as sills and seaward dipping reflectors which can be imaged in the sedimentary section. In our study region, considered to be mainly non-volcanic, no extrusive volcanic products such as sills and seaward dipping reflectors have been imaged in the reflection seismic data sections. If the underplate is a discrete body, a double reflection from the top and the bottom of the mafic body should be observed in the data. However, this was also not observed in our data set. So if volcanic products were added to the crust in the transitional domain, they consisted most likely of smaller scale intrusions into the lower crust, rather than a discrete layer of underplate.

White *et al*. (2008) suggest that the high-velocity zone in the ocean continental transition zone, imaged by wide-angle seismic data at Faroe and Hatton bank, corresponds to continental crust intruded by sills. This interpretation is based on the presence of reflections from sills identified in the reflection seismic data sections which allow distinguishing between underplate and intrusions (White *et al*., 2008). As the velocity-depth profiles fit better to the oceanic domain and based on the absence of volcanic products in the sedimentary section as analyzed in the reflection seismic data sections, we propose that the high velocities found in our study region do not correspond to intruded continental crust.

Exhumed and serpentinized upper mantle material has been proposed to exist along continental margins formed with limited or no volcanic activity based on wide-angle seismic modeling (e.g. Chian *et al*., 1995; Funck *et al*., 2004; Van Avendonk *et al*., 2009). Layers of different velocities are then interpreted as mantle material serpentinized to different degrees. The base of the serpentinization front gives rise to no or only very weak reflections (Dean *et al*., 2000; Funck *et al*., 2004). Sampling of the basement in the West Iberia ocean continent transition, during the ODP Leg 173 Shipboard Scientific Party (1998) showed that peridotite was exposed in the ocean continent transition zone between the blocks of continental crust and the first products of oceanic accretion over a zone that appears to be tens of kilometers wide. Wide-angle seismic data from the southern Iberian Abyssal Plain show a 170 km wide transition zone which is interpreted to be exhumed upper mantle based on drilling results (Dean *et al*., 2000) (Fig. 4-16A zone 1). The zone is divided into an upper layer, 2–4 km thick with high velocities (4.5–7.0 km/s), and a lower layer up to 4 km thick and a velocity of 7.9 km/s. The comparison of Vz profiles from this study with those from the Iberian Abyssal Plain shows higher velocities in the upper layer and lower velocities in the lower layer of the crust of the Moroccan Margin than in the Iberian Abyssal Plain. The crustal thickness in our study region is about 3 km larger than in the southern Iberian Margin. At the eastern Grand Banks of Newfoundland (SCREECH 2, Fig. 4-16A zone 2), the ocean–continent transition is marked by 25 km wide zone, where seismic velocities increase gradually from 6.3 to 7.7 km/s at 5 km below basement (Van Avendonk *et al*., 2006). The authors interpret this area as a relatively narrow zone of exhumed and serpentinized continental mantle. Comparison with Vz profiles in domain OC-1 (Fig. 4-16 A zone 2) shows differences in both velocity and thickness: subdomain OC-1 shows lower velocities in the upper layer and lower layer, and a 2 km thicker crust than found on the eastern Grand Banks.

Seismic velocities and gradients from the OC-1 in our study region do not correspond to those of serpentinized upper mantle (Fig. 4-16B). The presence of strong PmP reflections in our data set contradicts the existence of a layer constituted only of serpentinized mantle here. Further-more, the OC-1 is underlain by normal mantle with a velocity of 8.0–8.3 km/s. We therefore propose that the velocity structure in the OC-1 comprises oceanic crust 1–2 km thicker than normal oceanic crust. The slightly elevated lower crustal velocities can be explained by small remnants of peridotite surrounded by mafic intrusions, and an alternative interpretation is that the lower crust is slightly more mafic than elsewhere, perhaps due to the distal effects of a mantle thermal anomaly.

Northward, serpentinized upper mantle material has not been imaged by the SISMAR profiles. However, a region of thinned crust approximately 50 km wide marks the transition from continental crust to normal oceanic crust. This domain does not show anomalously high p-wave velocities typically associated with serpentinized upper mantle and typically found on non-volcanic margins (Contrucci *et al*., 2004). To the south, offshore Dakhla, a zone of crust of unknown composition, welds continental crust to oceanic crust. The origin of this material could be exhumed serpentinized mantle material or thin oceanic crust containing high amounts of serpentinite from very slow spreading between 195 and 165 Ma (Klingelhoefer *et al*., 2009; Labails and Olivet, 2009). At the base of the continental slope in both regions, deep sedimentary basins are imaged.

South of the MIRROR region, a 7.1–7.3 km/s layer was observed based on refraction seismic data (Weigel *et al*., 1982). This layer was imaged from the shelf to the East Canary ridge over a more than 200 km wide region. The authors suggest that this high velocity zone was generated from high temperature mantle melts. A comparison to our data set is difficult, as this profile was located close to the volcanic Canary Islands. However, modern seismic studies indicate that velocities between 7.1 and 7.3 km/s are not particularly high, so mantle temperatures might have been not elevated (Korenaga *et al*., 2002).

The high velocities found in crust between typical continental crust and normal oceanic crust were interpreted to be thin oceanic crust for the Flemish Cap margin (Funck *et al*., 2003). Here, the ocean continent transition presents a velocity structure in good agreement with thin oceanic crust created by ultra-slow seafloor spreading with limited and/or episodic magma supply operating simultaneously with tectonic extension which provided pathways for seawater to reach and partially serpentinize the underlying uppermost mantle (Funck *et al*., 2003).

#### b) Subdomain 2 (OC-2)

Vz profiles extracted from the western end of profiles MI-01 and MI-02, as well as profile MI-07, show velocities and velocity gradients in good agreement with velocity bounds for oceanic crust as compiled by White *et al*., 1992 (Fig. 4-16C and D). The crustal thickness of 7–8 km is only slightly higher than the crustal thickness of typical oceanic crust of 7.1 km (White *et al*., 1992). The velocity gradients in the upper crust are higher than in the lower crust as is commonly found in crust of oceanic origin where the upper layer 2 is composed of basalts and the lower layer 3 is composed of gabbroic material. In this subdomain, high velocities up to 7.25 km/s have been modeled in the lower crust. These velocities are slightly higher than commonly found in the oceanic crust. They can be explained by the existence of small pockets of serpentinite in the lower crust. Similarly, high velocities have been found on the southern Moroccan Margin (Klingelhoefer *et al*., 2009) and the Mediterranean Basin (Leprêtre *et al*., 2013) and explained by the presence of some small amounts of upper mantle material added to the oceanic crust during its accretion. An alternative explanation could be that the crust in this domain was produced during a magma rich phase of the spreading center where more mafic volcanics were produced. The oceanic crust was generated in this region at very slow spreading rates (~0.8 cm/y) (Labails *et al*., 2010), a velocity which might have

inhibited sufficient mantle upwelling and mantle melting to produce a completely igneous oceanic crust. Also, no volcanic products, other than the oceanic crust itself, such as seaward dipping reflectors, dikes, or small seamounts, are imaged in the study area, so our preferred interpretation is that of small amounts of peridotite in the lower crust.

In the MCS data, subdomain OC-2 shows subparallel, horizontal sedimentary layers. The sediment thickness increases towards the north along MI-07 (Fig. 4-6). The acoustic basement is characterized by a rough topography with highs and troughs each roughly 20 km wide, as is commonly found for oceanic crust of the Atlantic type (White *et al*., 1992).

Holik *et al*. (1991), based on sonobuoy refraction seismic data, modeled a high velocity layer in the lower crust in our study region landward of magnetic anomaly M25. Seaward of the M25 anomaly, velocities in the lower crust decrease to values typical for oceanic crust, so the high-velocity zone imaged in the oceanic crust seems to be bounded by the WACMA and the M25 magnetic anomalies. The authors interpret these velocities as the result of volcanism due to a thermal anomaly in the upper mantle created by passage of the Canary hotspot in this region, starting at approximately 60 Ma.

South of the Canary Islands, an oceanic crustal thickness roughly similar to the one in the north was observed for the African margin offshore Dakhla (Klingelhoefer et al., 2009; Labails and Olivet, 2009; Labails *et al*., 2010). On this segment, oceanic crust with relatively high velocities in the lower crust, characterized by a smooth basement, high lower crustal velocities (up to 7.40 km/s) and a roughly 0.5–1 km thicker than normal crustal is located between magnetic anomaly M25 and the ocean–continent transition zone. West of the M25 magnetic anomaly, the crust is characterized by rough basement, seismic velocities, and crustal thickness, characteristic for Atlantic-type oceanic crust. It seems unrealistic that exhumed serpentinized upper mantle material can be present over distances of 300 km along profile. We propose, however, that the high velocities imaged in the lower crust between the WACMA and M25 magnetic anomalies in the DAKHLA and MIRROR data sets are of a similar origin, therefore ruling out the possibility that the high velocity material imaged by the MIRROR survey results from volcanism accreted to the lower crust during the passage of the canary hotspot as well as the possibility that the high velocities represent exhumed and serpentinized upper mantle material.

For the profiles from the DAKHLA survey, the authors propose that the change from high velocity oceanic crust to normal oceanic crust at anomaly M25 is probably due to a change in seafloor spreading rate (Klingelhoefer *et al*., 2009; Labails and Olivet, 2009; Labails *et al*., 2010) synchronous with a major plate reorganization. This proposition is in good agreement with the results from this study.

Therefore, we suggest that the high velocities found in our data set are linked to slow or very slow spreading velocities during opening, which changed at the time of the M25 magnetic anomaly, as was proposed for the oceanic crust off Dakhla (Klingelhoefer *et al*., 2009; Labails and Olivet, 2009; Labails *et al*., 2010). In this case, the velocities can be explained by the existence of small pockets of serpentinite incorporated into the lower crust during accretion.

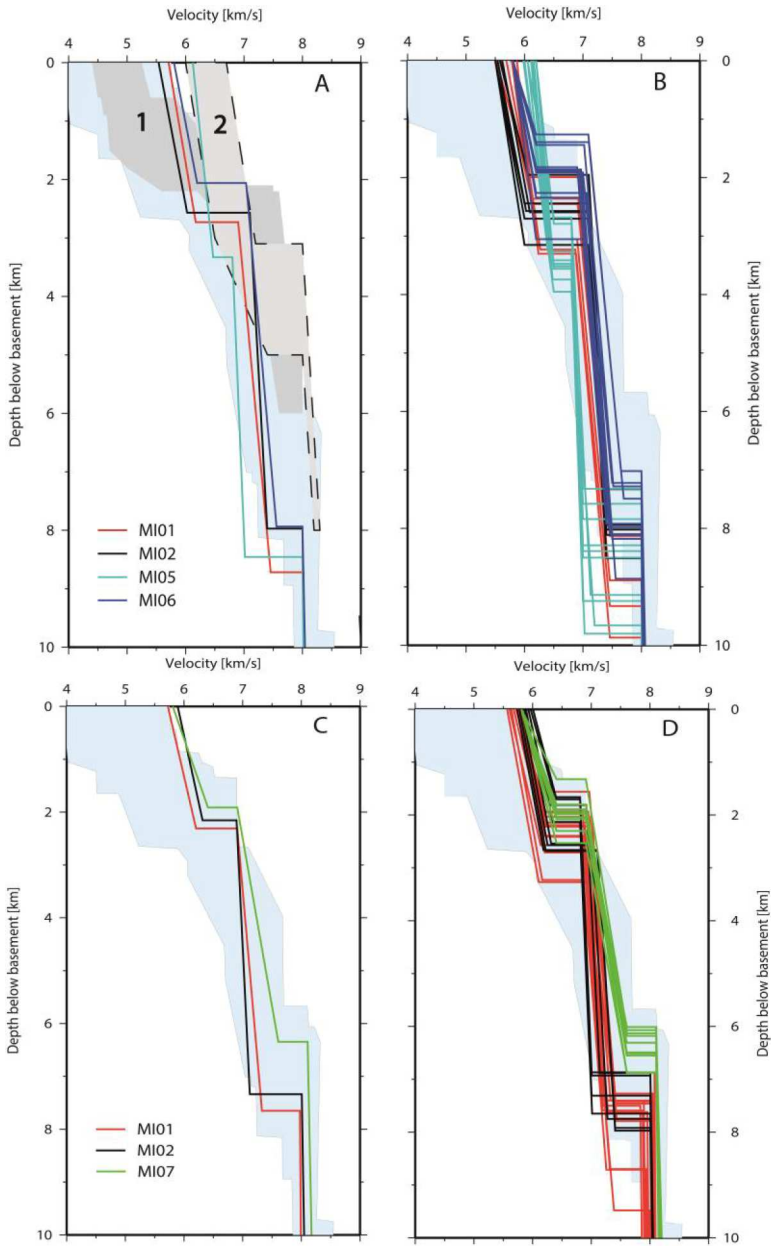



Fig.4-16. (A) Comparison between a compilation of 1D velocity depth (Vz) profiles extracted below the top of the basement in domain OC-1 of MI-01 (80–170 km), MI-02 (80–150 km), MI- 05, and MI-06, and the bounds of Vz profiles (light grey areas) from wide-angle seismic models where ocean–continent transition zones were interpreted to be exhumed and/or serpentinized upper mantle: (1) IAM-9 in Iberia Abyssal Plain (Dean *et al*., 2000); (2) SCREECH line 2 in the Grand Banks margin offshore Newfoundland (Van Avendonk *et al*., 2006). The blue shaded area bounds a compilation of velocity profiles for the Atlantic oceanic crust (White *et al*., 1992), (B) 1D velocity versus depth below basement (vz) profiles in Domain OC-1 of MI-01 (80–170 km), MI-02 (80–150 km), MI-05, and MI-06 at a 10 km interval. Note that the vertical scale represents only the first 10 km of the vertical scale used in the previous Figs. 4-13 and 4-14. (C) velocity-depth (vz) profiles extracted below the top of the basement along MI-01 (10–90 km), MI-02 (160–260 km), and MI-07. The blue shaded area bounds a compilation of velocity profiles for the Atlantic oceanic crust (White *et al*., 1992). (D) 1D velocity-depth below basement (Vz) profiles at a 10 km interval domain OC-2 of MI-01, MI-02, and MI-07.

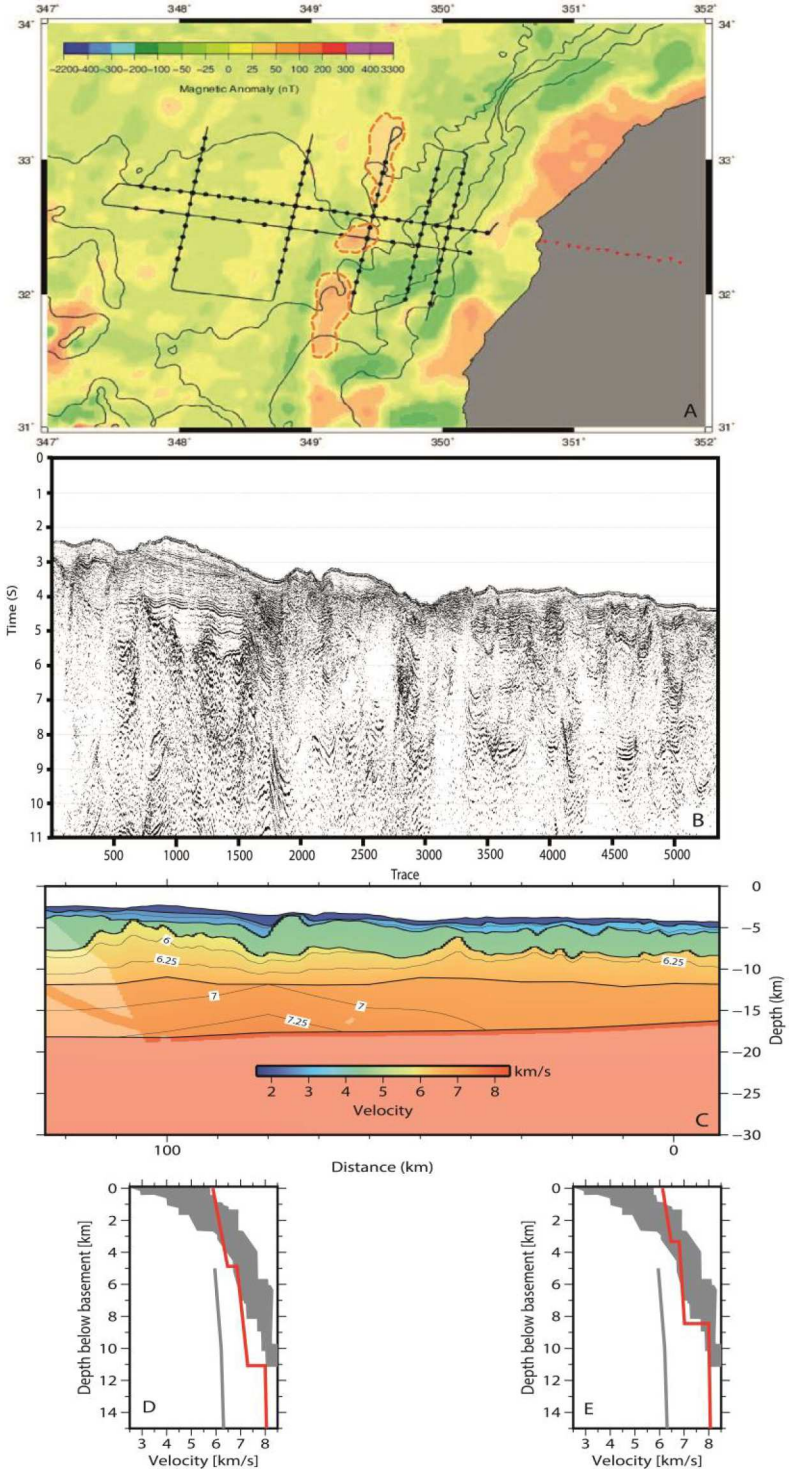



Fig.4-17: (A) Map of the magnetic anomaly of the study area (Verhoef *et al*., 1996). Ocean bottom seismometer (OBS) positions are marked by black circles and those of the land stations by red triangles. The multi-channel seismic profiles are indicated by black lines. Positions of the magnetic anomaly are indicated by orange polygons. (B) Reflection seismic sections for MI-05 profile (C) MI-05 final velocity model; (D & E) 1D velocity versus depth below basement (Vz) profiles, the dark grey area bounds a compilation of velocity profiles for the Atlantic oceanic crust (White *et al*., 1992), thick dark grey profiles correspond to averaged velocity profiles for continental crust (Christensen and Mooney, 1995).

### 4.7.2 Crustal structure at the WACMA magnetic anomaly

The structure of the crust below the S1 anomaly has been imaged along MI-05 profile (Fig. 4-17). The northern and the central part of the profile are located directly on the magnetic anomaly, and the southern end of the profile is located in the continental domain (Fig. 4-17A). The velocity structure modeled in the southern part is comparable to that of thinned continental crust (Christensen and Mooney, 1995) (Fig. 4-17D). Although velocities of the profiles from the northern end of the profile correspond well to those of oceanic crust defined by (White *et al*., 1992), a larger thickness than that of typical oceanic crust (White *et al*., 1992) (Fig. 4-17E) is found. In this zone, Vz profiles show a structure with a difference in thickness between upper (~ 3 km) and lower layers (~ 6 km). In the study area, the relatively low amplitude WACMA anomaly seems to be unrelated to the existence of large amounts of either underplating or SDRs. It's origin might thus either be related to small amount of volcanic products not identifiable in the seismic data or in the composition of the crust of the transitional domain.

### 4.7.3 Volcanism on the NW African margin

The lack of synrift magmatism together with the fact that no magmatic underplating has been imaged by wide-angle seismic modeling has led to the interpretation that the northern part of the Moroccan central Atlantic margin is a magma starved or amagmatic margin (Contrucci *et al*., 2004; Jaffal *et al*., 2009).

Similarly, in this study, interpretation of the MCS data and analysis of the wide-angle seismic data have not revealed the existence of volcanic products (dikes, sills, or seaward dipping reflectors), which leads to the conclusion that the nature of this segment of the margin (MIRROR segment) is also magma starved. Farther south on the African margin offshore Dakhla, in a similar manner, no volcanic products, such as seaward-dipping reflectors, were identified (Labails and Olivet, 2009), although magmatic activity occurred on land.

However, seismic profiles acquired south of the wide-angle seismic study area during the second leg of the MIRROR cruise between the latitudes of 30.5° and 33°N reveal evidence that volcanic activity increases towards the south. Profiles next to the Canary Islands show clear evidence of the existence of volcanoes on the seafloor and magmatic products in the sedimentary column (Block *et al*., 2012). A seismic unit was identified using MCS profiles and sonobuoy deployments and interpreted as a volcanic body emplaced as the lithosphere moved northward over the Canary hotspot (Holik *et al*., 1991).

## 4.8 Comparison with the conjugate Nova Scotia margin

The continental margin of Nova Scotia presents the conjugate to the segment of the African margin discussed in this study (Labails and Olivet, 2009; Sahabi *et al*., 2004; Sibuet *et al*., 2012), and it is thus interesting to compare the deep structure of both margins. The Nova Scotia continental margin marks a transition from a volcanic to a nonvolcanic style of rifting. Along this segment, the ECMA progressively weakens northward and disappears. During the

Scotian Margin Transects (SMART) refraction seismic experiment, three wide-angle seismic profiles were acquired in order to image the along-strike variation in crustal structure over the transition from a volcanic to a non-volcanic style of rifting. SMART 1, the northernmost profile, images a 35 km thick continental crust thinning to only 3–4 km over a distance of 230 km. Oceanic crust in this region is only 4 km thick. The ocean–continent transition zone consists of a 75 km wide body characterized by seismic velocities between 7.2 and 7.6 km/s, which are interpreted to be serpentinized upper mantle material (Funck *et al*., 2004). The neighboring SMART 1 wide-angle seismic profile constrains very similar continental and oceanic crustal velocities and thicknesses (Luheshi *et al*., 2012). However, a high velocity body located at the ocean–continent transition zone is interpreted to consist of volcanic underplate, based on S-wave modeling. Farther south along SMART profile 2, a similar crustal thinning geometry was imaged, and here the ocean–continent transition contains a partially serpentinized upper mantle layer, which underlies thinned continental and very thin oceanic crust. Oceanic crust with normal thickness is observed at the seaward end of the line (Wu *et al*., 2006). The southernmost profile SMART 3 is located on the volcanic part of the margin, and a volcanic underplate body has been imaged by the wide-angle data (Dehler, 2011; Louden *et al*., 2010). Coincident reflection seismic data show the presence of other volcanic products such as seaward dipping reflectors.

In comparison, the MIRROR profiles show a similar continental crust of 36 km thickness, consisting of three distinct layers. Thinning takes place over a distance 170 km, which is about 70 km less than on the Canadian side on the SMART-1 profile. This is mainly due to the fact that the crust thins up to only 4–5 km thickness on the Canadian side and only to 8–9 km on the African margin side. Although high lower crustal velocities are found on both margins, they are interpreted differently, as exhumed and serpentinized mantle material on the SMART 1 profile, serpentinized upper mantle on the SMART 2 profile, and volcanic underplate on the SMART 3 profile in the south and the OETR profile in the north. Our preferred interpretation of the MIRROR data set is that these high velocities are due to the existence of small pockets of serpentinite which were introduced into the oceanic crust during very slow accretion at the onset of seafloor spreading. Ocean crust thickness ranges from only 2–3 km to 6 km on the Canadian side and 7 8 km on the Moroccan margin. This difference might be due to asymmetric spreading or to later thickening of the crust by volcanic intrusions or underplate as the Canary hotspot moved along this part of the margin 60 Ma BP (Holik *et al*., 1991).

Volcanic activity along the Moroccan margin increases toward the south probably due to the influence of the Canary hotspot. This observation leads to the proposition that volcanic activity along the North-Western African margin is confined to the region near to the Canary Islands and is thus not related to the initial opening of the ocean, when little or no volcanism occurred.

## 4.9 Conclusions

Modeling of combined wide-angle and reflection seismic data of 7 profiles along the Moroccan Atlantic margin (31.5°–33°N) constrains the geometry of its crustal structure and its crustal nature, from the unthinned continental to the oceanic domain.

The main observations are:

- Unthinned continental crust of 36 km thickness is composed of three layers of 15, 12, and 9 km thickness. The crustal thickness is similar to the northern margin and thicker than on the south Moroccan margin.

- The thinning of the continental crust occurs over distances less than 90 km, the upper layer thins from 10 to 5 km, and the main thinning occurs in the lower part which thins from 20 to 8 km. The data do not allow us to assess whether the lower layer disappears or if the de- creasing thickness involves together middle and lower layers.

- West of the WACMA magnetic anomaly, slightly elevated lower crustal velocities in the first oceanic subdomain OC-1 were modeled, which can be interpreted as atypical oceanic crust (or proto-oceanic crust). Their origin can be explained by small remnants of peridotite surrounded by mafic intrusive rocks.

- Oceanic subdomain OC-2 is characterized by oceanic crust of about 8 km thickness composed of two layers of 2 and 6 km thickness. Crustal thickness here is slightly higher than the crustal thickness of Atlantic-type oceanic crust. High velocities up to 7.25 km/s have been modeled in this region. These might be related to the existence of small pockets of serpentinite in the lower crust.

- No evidence for magmatism exceeding the amount needed to create oceanic crust, such as sills and seaward dipping reflectors, were identified in our study region; however, volcanic activity can be imaged south of our study area and may be related to the Canary hotspot.

# Chapitre 5 :

# Variation des structures crustales le long de la marge Nord-Ouest Africaine


**5.1 Introduction 189**

5.1.1 Opening of the central Atlantic ocean 190

5.1.1.1 Magnetic anomalies identified along the margin 190

5.1.1.2 Timing/Plate reconstructions 191

5.1.1.3 Process of opening and influence on the resulting deep structure 192

5.1.2 Segmentation of the NW-African Margin 195

**5.2 Review on the crustal architecture 196**

5.2.1 The southern segment (20°-29°N) 196

5.2.2 The central segment (29°-35°N) 203

5.2.3 The North African salt basin (35°N) 201

5.2.4 The Gulf of Cadiz 205

**5.3 Discussion 208**

5.3.1 Continental domain : structure of the unthinned crust/width of zone of crustal thinning 210

5.3.2 The ocean-continent transition zone 212

5.3.3 Oceanic crust : thickness, composition, basement topography 213

5.3.4 Volcanism : volcanism associated to the Canary Hot Spot and the initial opening 215

5.3.5 Comparison to the conjugate North American margin 216

**5.4 Conclusions 221**

Ce chapitre est consacré à une comparaison de la variation des structures crustales entre les différents segments de la marge Nord-Ouest Africaine ainsi qu'une comparaison avec la marge conjuguées canadienne.

La modélisation des données de sismique réfraction grand-angle et sonobuoy, ainsi que l'exploitation et l'interprétation des données de sismique réflexion, permettent de mettre en évidence une variation crustale le long de la marge ainsi que les caractéristiques de la zone de transition océan-continent. En fonction des nouvelles données Mirror et des données existantes, on distingue des modèles différents le long de trois profils:

- Le long du profil Sismar : la croûte continentale non amincie est modélisée par trois couches séparées d'une épaisseur combinée de 35 km et des vitesses sismiques entre 5.2-6.4, 6.6-6.8 et 6.8-7.0 km/s. Une croûte transitionnelle de 60 km de largeur, les vitesses hautes à la base de la croûte inférieure, associées à cette zone de transition n'a pas été imagée. La croûte océanique a une épaisseur de 7 km.
- Le long du profil Mirror : la croûte continentale non amincie est modélisée par trois couches de 36 km d'épaisseur et des vitesses sismique entre 6.25 km/s et 7.0 km/s. Une zone de croûte océanique atypique a été modélisée avec des vitesses hautes à la base de la croûte inférieure. La croûte océanique a une épaisseur de 8 km.
- Le long du profil Dakhla : la croûte continentale non amincie est modélisée par deux couches séparées d'une épaisseur combinée de 27 km et des vitesses sismiques entre 6.0-6.2 km/s et 6.5-6.8 km/s. Une croûte océanique avec un socle très lisse, une épaisseur de 8 km, et des vitesses sismiques élevées dans la croûte inférieure a été imagée. À l'Ouest de cette zone, une croûte océanique normale avec un socle rugueux, des vitesses sismiques normales et une épaisseur crustale typique de la croûte océanique type Atlantique était modélisé.

La zone de manteau serpentinisé imagée au large de la marge conjuguée n'a pas été modélisée dans la marge Nord-Ouest africaine. La croûte océanique de la marge conjuguée et moins épais par rapport à la marge Nord-Ouest africaine.

Le texte présenté dans ce chapitre se base en partie sur une présentation orale à la conférence internationale *American Geophysical Union, Fall Meeting 2014* (Biari *et al*., 2014) et fait l'objet d'un article de revue invité par la revue «Tectonophysics» publié sous la référence suivante :

Klingelhoefer, F., Biari, Y., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnabel, M., Matias, L., Benabdellouahed, M., Funck, T., Gutscher, M.-A., Reichert, C., Austin, J.A., 2016. Crustal structure variations along the NW-African continental margin: A comparison of new and existing models from wide-angle and reflection seismic data. Tectonophysics 674, 227–252. doi:10.1016/j.tecto.2016.02.024

# Crustal structure variations along the NW-African continental margin: A comparison of new and existing models from wide-angle and reflection seismic data

Frauke Klingelhoefer [a], Youssef Biari [a,b,e], Mohamed Sahabi [b], Daniel Aslanian [a], Michael Schnabel [c], Luis Matias [d], Massinissa Benabdellouahed [e], Thomas Funck [f], Marc-André Gutscher e, Christian Reichert [c], James A. Austin [g]

[a] Ifremer, Department of Marine Geosciences, ZI de la Pointe de Diable, 29280 Plouzané, France
[b] Université Chouaïb Doukkali — Faculté Des Sciences, Laboratoire Géosciences marines et Sciences des sols — URAC 45, BP 20, 24000 El Jadida, Morocco
[c] Bundesanstalt fuer Geowissenschaften und Rohstoffe, (BGR), Geozentrum Hannover, Stilleweg 2, 30655, Hannover, Germany
[d] Instituto Dom Luiz, Campo Grande, Ed. C6, piso 3, 1749-016 Lisboa, Lisboa, Portugal
[e] Universite Européene de Bretagne, Brest/Institut Universitaire Europeen de la Mer, UMR 6538 Domaines Oceaniques, Place Nicolas Copernice, F-29280 Plouzan, France
[f] GEUS — Geological Survey of Denmark and Greenland, Øster Voldgade 10, 1350, Copenhagen K, Denmark
[g] The University of Texas at Austin, John A. and Katherine G. Jackson School of Geosciences, Institute for Geophysics, J.J. Pickle Research Campus, Bldg. 196, rm. 3.254, 10100 Burnet Road (R2200), Austin, TX, United States

## Abstract

Deep seismic data represent a key to understand the geometry and mechanism of continental rifting. The passive continental margin of NW-Africa is one of the oldest on earth, formed during the Upper Triassic–Lower Liassic rifting of the central Atlantic Ocean over 200 Ma. We present new and existing wide-angle and reflection seismic data from four study regions along the margin located in the south offshore DAKHLA, on the central continental margin offshore Safi, in the northern Moroccan salt basin, and in the Gulf of Cadiz.

The thickness of unthinned continental crust decreases from 36 km in the North to about 27 km in the South.Crustal thinning takes place over a region of 150 km in the north and only 70 km in the south. The North Moroccan Basin is underlain by highly thinned continental crust of only 6–8 km thickness. The ocean–continent transition zone shows a variable width between 40 and 70 km and is characterized by seismic velocities in between those of typical oceanic and thinned continental crust. The neighbouring oceanic crust is characterized by a thickness of 7–8 km along the complete margin. Relatively high velocities of up to 7.5 km/s have been imaged between magnetic anomalies S1 and M25, and are probably related to changes in the spreading velocities at the time of the Kimmeridgian/Tithonian plate reorganization.

Volcanic activity seems to be mostly confined to the region next to the Canary Islands, and is thus not related to the initial opening of the ocean, which was associated to only weak volcanism. Comparison with the conjugate margin off Nova Scotia shows comparable continental crustal structures, but 2–3 km thinner oceanic crust on the American side than on the African margin.

## 5.1 Introduction

The Moroccan margin formed during initial rifting of the Atlantic is one of the oldest passive margins in the world. Its deep structure is still less well know than that of its conjugate, the Nova Scotian Margin (Funck *et al*., 2004; Keen and Potter, 1995a,b; Luheshi *et al*., 2012). During rifting three major salt basins were formed along the margin. After rifting and the onset of sea floor spreading, the convergence between the African and Eurasian plates leading to the buildup of the Atlas mountain system in Eocene times was recorded in the structure of the margin (Dewey *et al*., 1989; Rosenbaum *et al*., 2002). Volcanism due to the presence of the Canary and Cape Verde mantle plumes affected the margin inducing the buildup of numerous volcanic islands (Carracedo *et al*., 1998; Hoernle and Schmincke, 1993).

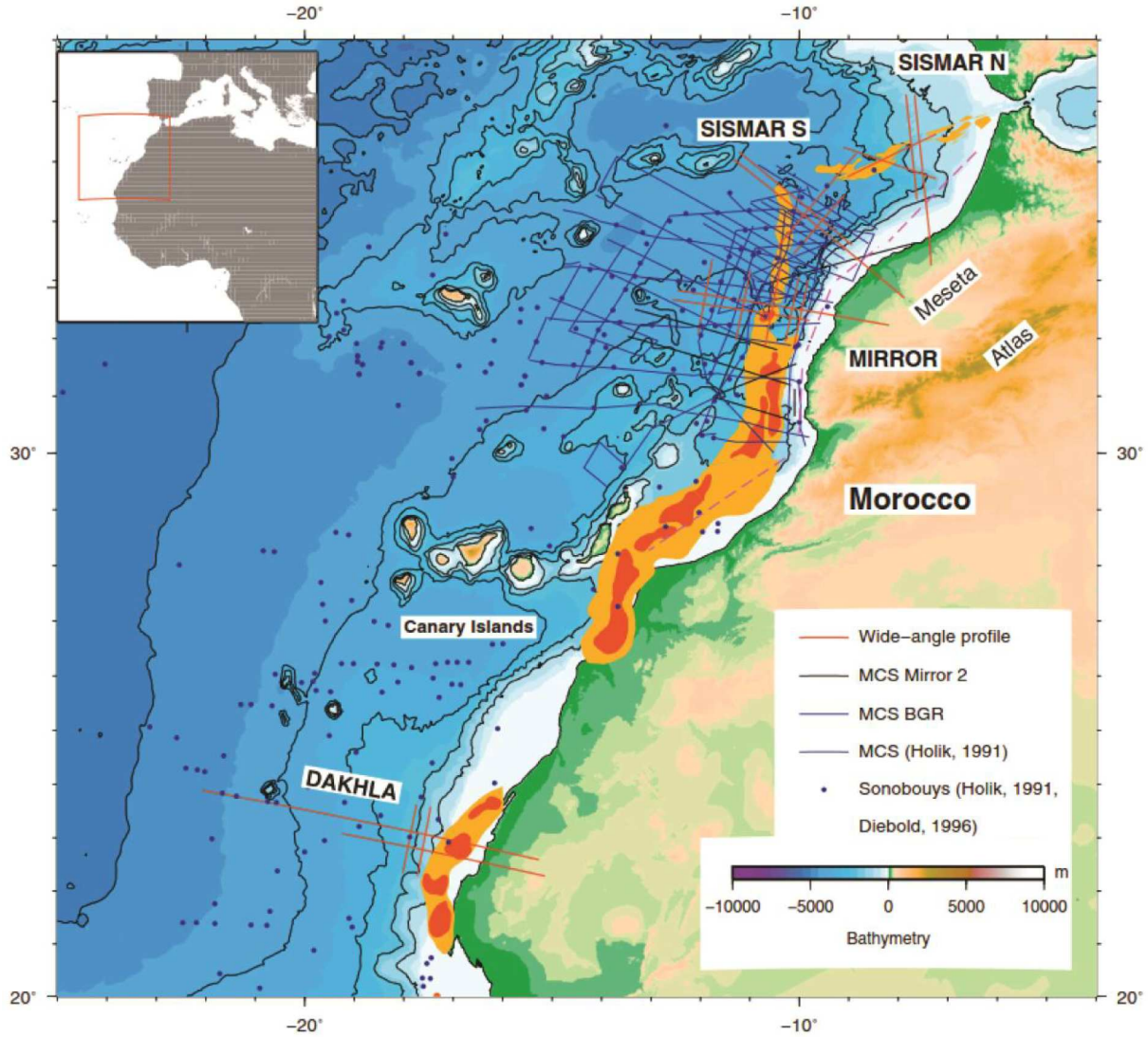



Fig. 5-1: Seafloor bathymetry and topography from the ETOPO data set (Smith and Sandwell, 1997). Location of the wide-angle seismic profiles acquired during the SISMAR, DAKHLA and MIRROR cruises. The WACMA magnetic anomaly which marks the initial opening of the ocean is shown by orange and red outlines depending on their amplitude, with red representing the higher amplitudes.

The NW African margin is a key to understand rifting of magma-poor margins. It allows studying the mechanisms of opening by mapping the extent of continental and oceanic domains and the presence of exhumed upper mantle or volcanic underplate in the ocean–continent transition zone. Consequently, the deep structure of this margin was subject to numerous geophysical and geological studies during the last 30 years (Hinz *et al*., 1982a; Le Roy *et al*., 1997; Roeser, 1982; Contrucci *et al*., 2004; Klingelhoefer *et al*., 2009; Biari *et al*., 2015) (Fig. 5-1). Lately hydrocarbon exploration activity increased along this margin, with exploration wells drilled on the shelf (Tari and Jabour, 2013; Jabbour and Tari, 2007). This activity also triggered interest in searching for analogue plays in the conjugate margin off Nova Scotia, Canada (Luheshi *et al*., 2012).

In this paper we will present and compare existing and new deep seismic data sets from the NW African margin (Fig. 5-1) along with a review of existing work regarding magnetic anomalies constraining the opening of the Atlantic, plate kinematic reconstructions and proposed mechanisms of opening. A comparison with the conjugate margin will be presented in the last chapter.

### 5.1.1 Opening of the central Atlantic ocean

The Moroccan margin formed during initial rifting of the Atlantic in upper Trias or lower Lias times. Although today timing of the opening of the oceanic basin is well known from mapping of the magnetic anomalies, the pre-rifting phase is still mostly unknown (Le Roy, 1997; Le Roy *et al*., 1997).

#### 5.1.1.1 Magnetic anomalies identified along the margin

In the central Atlantic between the Mid-Atlantic Ridge and Africa, about 1100 km of linear magnetic anomalies are observed of the Cenozoic/Upper Cretaceous sequence 1–34 (Cande and Kent, 1995). Bordering these is a 600 km wide region with only weak and irregular anomalies created during the Cretaceous magnetic quiet time. Farther towards the continents 300-km-wide strip with linear anomalies consists of the Mesozoic anomalies M0-M25 (Kent and Gradstein.,1986). Bordering these anomalies is a 400-km-wide zone of smooth magnetic anomalies, which was created during the Jurassic Magnetic Quiet Time (Heezen *et al*., 1953; Roeser, 1982).

A prominent magnetic anomaly called slope anomaly (S1) or West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA) is situated near the continental slope at the western end of a province of salt diapirs and is thought to mark the ocean–continent transition at its oceanward side (Roeser, 1982) (Fig. 5-2). This high amplitude magnetic anomaly can be traced along the west African margin. It represents the conjugate to the East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) at the north American margin, which analogously is also proposed to mark the ocean–continent transition at its oceanward side (Hinz *et al*., 1982a; Roeser, 1982; Roeser *et al*., 2002; Sahabi, 2004; Sahabi *et al*., 2004).

At the African margin, the anomaly has a lower amplitude but similar shape and is parallel to its north American conjugate (Sahabi *et al*., 2004, based on the map of: Verhoef *et al*., 1996). It can be traced from the northern Moroccan salt basin down to Senegal in the south. Only one segment at its northern tip to which no conjugate at the Canadian margin exists, the northern Moroccan salt basin (Roeser *et al*., 2002). In the south of the Moroccan margin the WACMA is situated closer to the continent than in the north and is characterized by a higher amplitude than in the north.

The conjugate East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) is a strong and continuous magnetic anomaly, extending from Georgia to Nova Scotia, (Drake *et al*., 1959; Keller *et al*., 1954) varying in character along the margin. Off Nova Scotia, this anomaly weakens progressively to the north until its disappearance in the northeastern segment of the Nova-Scotia margin (Dehler, *2012*; Funck *et al*., 2004). South of the Atlantis Fracture zone (38° N) a magnetic anomaly called Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA) is located about 220 km oceanwards of the ECMA and is paralleling it (Vogt, 1973).

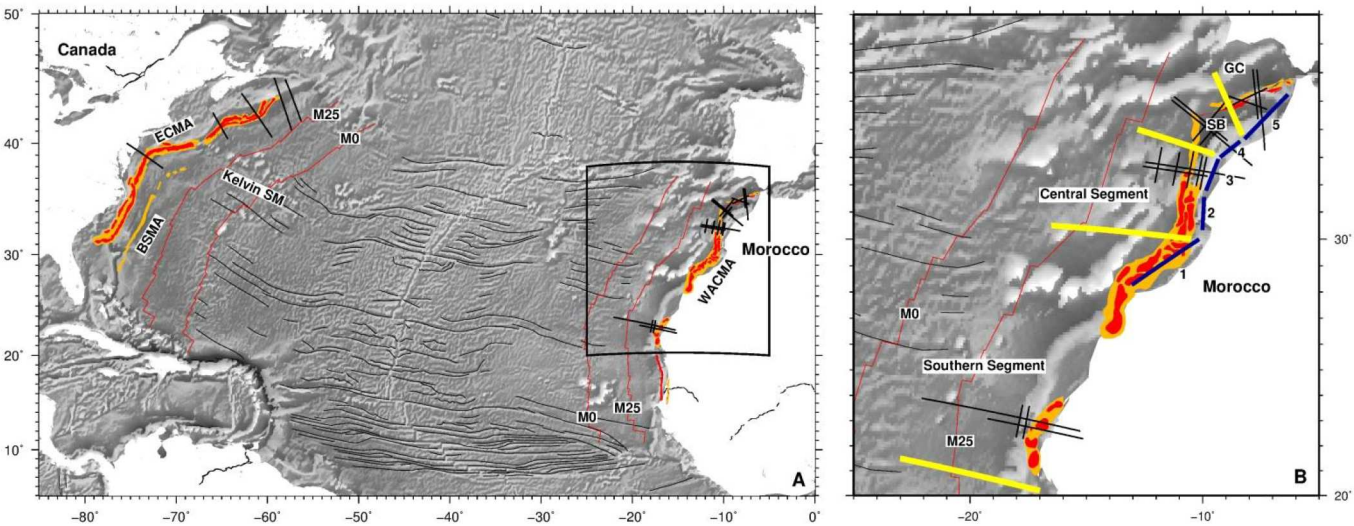



Fig. 5-2: (A) Free-air gravity anomaly of the central Atlantic from satellite measurements (Sandwell and Smith, 1995). Magnetic anomalies ECMA, BSMA and WACMA are shown in orange and red. Location of wide-angle seismic surveys used in this study is marked by bold blacklines and fracture zones by thin black lines.Frame shows location of blow-up. (B) Gravity anomaly of the central Atlantic from satellite measurements.Blue lines show margin segments from Hinz *et al*., 1982a and yellow lines segment boundaries used in this study. AFZ = Atlantis Fracture Zone, GC = Gulf of Cadiz, SB = North African Salt Basin (Bonvalot *et al*., 2012). Segments from earlier work are annotated by blue lines numbered 1–5 (Hinz *et al*., 1982a).

#### 5.1.1.2 Timing/Plate reconstructions

Based on comparison of the shorelines and the fauna on the African and South American continents Alfred Wegener proposed, that these continents once formed a single landmass (Wegener, 1912). In later work in order to improve the simple shoreline fit of the North American and African continent the edge of the continent or “hinge line” was used (Bullard *et al*., 1965). Later reconstructions used seafloor magnetic anomalies and aspects of regional

geology as well as intraplate deformation in order to improve the reconstructions of the north and central Atlantic (Pitman and Talwani, 1972; Olivet, 1978; Olivet 1984).

A comprehensive study of magnetic lineations and bathymetric patterns allowed determination of a set of finite-difference poles to describe the kinematic history of the opening of the central Atlantic (Klitgord and Schouten, 1986). A ridge jump at the Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA) originally proposed by Vogt (1973) and a major plate reorganization of the spreading in late Bathonian time resulted in the creation of a new spreading system characterized by smaller (b 100 km) transform offsets. An alternative explanation to the ridge jump is, that the WACMA anomaly represents the conjugate of the BSMA and the conjugate anomaly to the ECMA is found further inland on the Moroccan margin side (Roest *et al.*, 1992).

The onset of sea floor spreading and the formation of the first oceanic crust remains uncertain and may have been as late as 175 Ma (Klitgord and Schouten, 1986). However, a more recent study based on the correlation of magnetic anomalies, salt distribution and seismic data from both margins (Sahabi *et al*., 2004) proposed the oldest oceanic crust to be of Sinemurian times (195 Ma), 20 My older than that of previously published work (Klitgord and Schouten, 1986).

On the basis of asymmetries of the magnetic anomalies at the Moroccan side Schettino and Turco (2009) proposed a new reconstruction taking into account an independent movement of the Meseta block and the accommodation of the shortening due to the Atlas orogeny. Their fit included a ridge jump at the time of the BSMA, which leaves part of the originally Moroccan oceanic plate at the Canadian side.

Instead of invoking a ridge jump the asymmetry between the width of the western part of the central Atlantic Ocean and the eastern part can be explained by asymmetric accretion of ocean crust from the start of rifting up to M22 anomaly (Labails *et al*., 2010). The authors propose the existence of an anomaly conjugate to the BSMA at the African margin. The proposed initial opening direction implies a significant oblique plate motion and a slower spreading rate than determined in previous studies.

#### 5.1.1.3 Process of opening and influence on the resulting deep structure

One of the first models of initial opening of this margin is based on the interpretation of two wide-angle seismic profiles offshore Morocco and Mauritania (Weigel *et al*., 1982). The authors propose that prior to the initial rifting leading to separation of the American and African continent an upwelling zone of mantle material extends several thousands of km in the direction of the rift. Seismic velocities between 7.1–7.3 km/s detected on both profiles on a several hundredth of km wide region paralleling the coast are proposed to result from a frozen former plume head (Weigel *et al*., 1982).

The comparison of wide-angle seismic models SMART 1 (Funck *et al*., 2004) from the Canadian and SISMAR 4 (Contrucci *et al*., 2004) from the African continental margin and especially the fact that the basin on the African margin is underlain by continental crust lead

to the interpretation that break-up occurred along a lithospheric detachment fault, leaving a higher amount of upper crustal material at the African and lower crustal material on the Canadian margin (Maillard *et al*., 2006). The opening is proposed to be accompanied by minor volcanism on the African side and the exhumation of upper mantle material along its conjugate. The authors propose that the volcanic products were guided by the detachment fault and produced the S1 magnetic anomaly (Fig. 5-3).

This interpretation was extended along the margin using industrial reflection seismic data (Tari and Molnar, 2005) (Fig. 5-4). Based on kinematic reconstruction using syn-rift structures across the Central Atlantic identified in the seismic sections, the authors propose that the Moroccan margin is divided into an upper plate margin in the north and a lower plate margin in the south (Fig. 5-4). The authors propose that the Tafelney accommodation zone separates the lower and upper plate segments (Tari and Molnar, 2005).

Remodelling of the SISMAR 4 wide-angle seismic profile using tomographic approaches and comparison to the existing OETR profile acquired in 2009 (Luheshi *et al*., 2012) located on the Canadian continental margin indicates that rifting took place in a more symmetric initial phase including a rift jump which separated a part of the Canadian thinned continental crust from the margin leaving it at the African margin at the location of the SISMAR 4 profile (Sibuet *et al*., 2012) (Fig. 5-5). This phase ended with the exhumation of upper mantle material on both margin sides. It was followed by a major westward ridge jump at the time of creation of the ECMA anomaly, which as a consequence placed the complete region of serpentinised upper mantle zone on the Canadian margin (Sibuet *et al*., 2011; Sibuet *et al*., 2012).

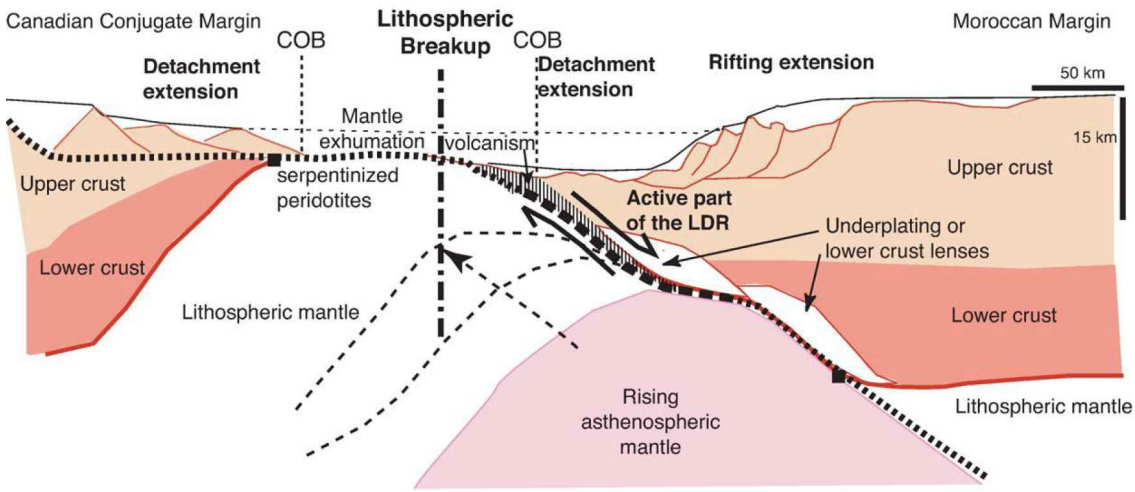



Fig. 5-3: 2D-Model of the conjugate margins of Morocco and Nova Scotia at a pre-rupture stage (based on the SISMAR and SMART 1 profiles see location on Fig. 5-2). The margin structure is based on seismic reflection and refraction data from the SISMAR and Smart cruises. Note the asymmetry of the margins at the continent-ocean boundary (COB). Black squares are homologous points along the large detachment fault, whose latest active part were landward dipping reflectors (LDR) (from Maillard *et al*., 2006).

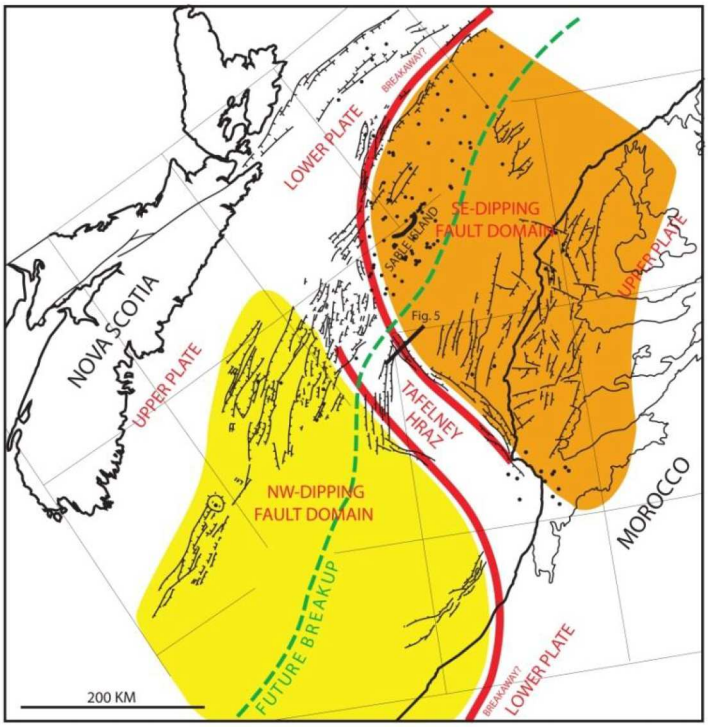



Fig.5-4: Late Triassic syn-rift reconstruction of the Moroccan and Nova Scotian margins. The fault bounded basement high of the Tafelney Plateau is interpreted to be a high relief accomodation zone separating major fault domains with different polarity of normal faulting (from Tari and Molnar, 2005). In the yellow area the American margin corresponds to the upper plate margin and in the orange area to the lower plate margin. HRAZ: high relief accommodation zone.

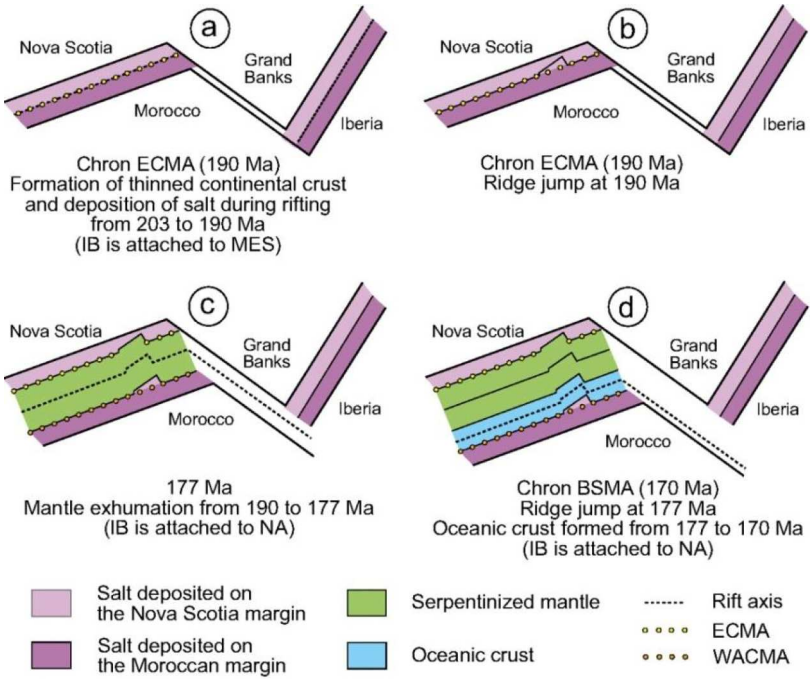



Fig. 5-5: Sketch showing the two eastward rift–ridge jumps at 190 Ma explaining the presence of salt features westward of WACMA, and the eastward shift at 177 Ma explaining the absence of serpentinized peridotite on the Moroccan side, respectively (from Sibuet *et al*., 2012). ECMA: East Coast Magnetic Anomaly, WACMA: West African Magnetic Anomaly, BSMA: Blake Spur Magnetic Anomaly; IB: Iberia, NA: North America.

#### 5.1.1.4 Segmentation of the NW-African Margin

Different segmentation geometries for the Moroccan margin have been proposed taking into account the width of the shelf region, the distribution of salt diapirs, the rifting morpholgy, the characteristics of the magnetic anomalies ECMA and WACMA, the magmatic activity and the deep crustal structure. This chapter presents the segmentation of the Moroccan margin from previously published papers based on reflection lines (Hinz *et al*., 1982a–5 segments) and on the amount of volcanic products (Louden et al., 2013–3 segments). It then proposes a new segmentation based the interpretation of magnetic anomalies and the distribution of salt basins along the margin.

Based on reflection seismic profiles along the continental margin from three oceanographic cruises five distinct segments were defined along the Moroccan margin from South to North: The North Tarfaya segment (28°-30°N) sloping smoothly seaward, the Tafelney Plateau (30.0°-31.5°N), a large marginal plateau of about 3500 km2, the Essaouira segment (31.5°-33.0°N), distinguished by an irregular seafloor relief, the Mazagan Plateau (33.0°-33.6°N) off the Morrocan Meseta and the Pre-Rif segment (33.6°-35.0°N), characterized by a larger continental slope than in the south (Hinz *et al*., 1982a) (Fig. 5-2B). This study did not extend further south than 28.0°N.

Major along strike variations in rifting styles were proposed based on the SMART wide-angle seismic profiles, the SISMAR 4 profile and additional industrial reflection seismic profiles (Louden *et al*., 2013). The southernmost boundary located at the southern limit of the Moroccan Salt Basin represents a change from magma rich to magma poor opening (Fig. 5-6). The second transition located at the Tafelney Plateau represents further reduction of volcanism, the creation of highly tectonised oceanic crust and the exhumation of upper mantle material. The authors propose that this transition marks a major change in rifting asymmetry and separates the margins into two fundamentally distinct segments.

In this work we distinguish four segments along the Atlantic continental margin based on analysis of the magnetic anomalies and the distribution of the salt basins along the margin. They correspond to the three segments defined in earlier work (Louden *et al*., 2013) with the addition of one segment in the Gulf of Cadiz. The southern segment between 20° and 29°N (Fig. 5-2B) in which the WACMA is strong and located close to the coastline. On the conjugate margin ECMA is strong and the BSMA is located seaward of the margin. In the central segment between 29° and 35° N, the BSMA cannot be identified on the conjugate Canadian margin. The northernmost segment is the North African salt basin. It is characterized by an increase in distance between the WACMA and the coastline. The last region of this study is the Gulf of Cadiz, originating from highly oblique rifting and seafloor spreading along the Africa–Eurasia plate boundary during an episode of oblique seafloor spreading and thus belonging to the western extremity of a Tethyan oceanic domain (Frizon de Lamotte et al., 2011; Sallarès et al., 2011; Schettino and Turco, 2011; Stampfli and Borel, 2002; Stampfli *et al.*, 2002).

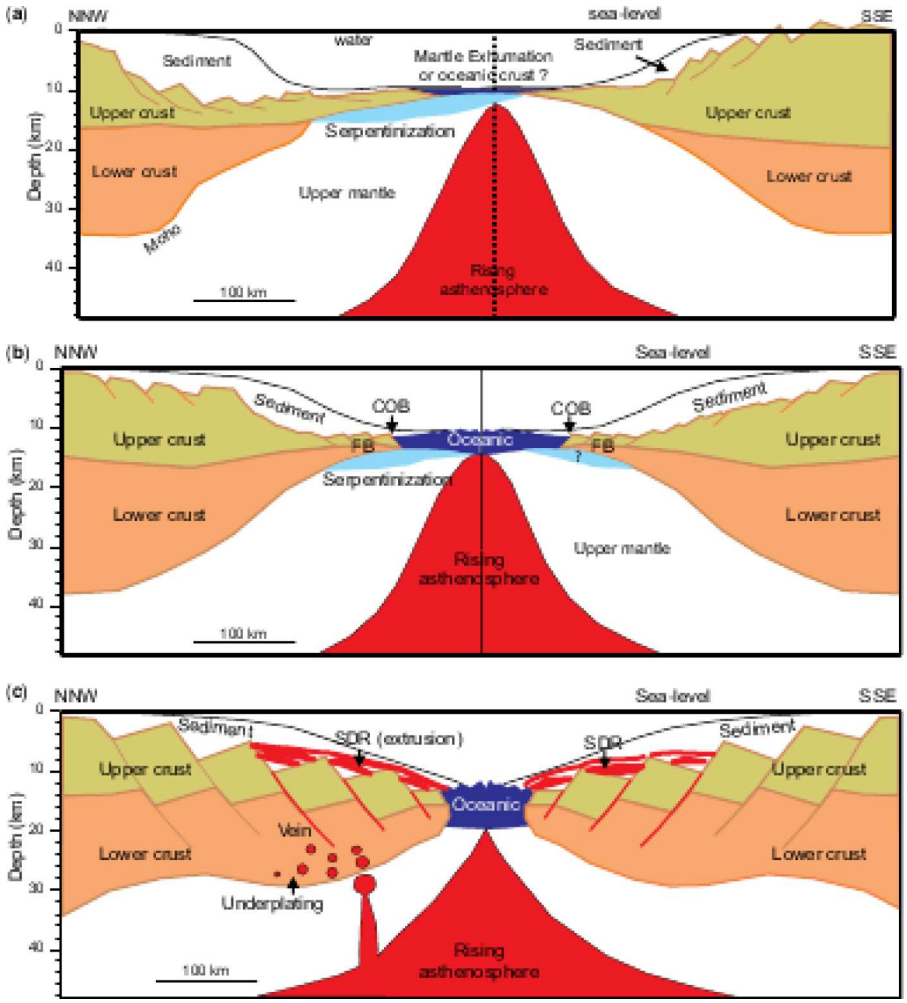



Fig. 5-6: Variation of volcanism along the Nova Scotia–Morocco conjugates: (a) the conceptualized crustal structure across the NE segment; (b) the crustal structure across the central segment; and (c) the crustal structure across the SW segment. (From Louden *et al*., 2013)

## 5.2 Review on the crustal architecture

### 5.2.1 The southern segment (20°-29°N)

The first wide-angle seismic data along the NW-African margin were acquired onboard R/V Meteor (Goldflam *et al*., 1980; Weigel *et al*., 1982). Between the continental slope and the Canary Islands an up to 7 km thick sedimentary basin is imaged (Goldflam *et al*., 1980; Weigel *et al*., 1982). The underlying layer of 5.1 km/s is interpreted to either consist of older sediments or represent an unusually smooth oceanic basement. A deeper refractor of 7.1–7.2 km/s is proposed to be cooled and contracted mantle material, which will gradually increase to normal mantle velocities thereby not producing a 8.00 km/s arrival (Weigel *et al*., 1982) or alternatively as a high-grade metamorphic equivalent of the gabbroic oceanic layer 3. However, these velocities correspond to serpentinised mantle material, a fact unknown at that time. Based on this analysis the authors propose that the crust in this region is not typical oceanic crust even if the 5.1 km/s layer might consist of pillow lavas (Weigel *et al*., 1982). Typical oceanic crust was imaged west of the M25 magnetic anomaly (Goldflam *et al*., 1980).

During the DAKHLA cruise four wide-angle and deep reflection seismic profiles were acquired on the southern Moroccan margin (Figs. 5-7 and 5-8). Two profiles perpendicular to the margin were extended on land using seismic stations and Vibroseis signals. One of these profiles was designed to reach from unthinned continental crust across the first magnetic anomaly M25. In this region the WACMA is located close to the continent, indicating abrupt crustal thinning (Fig. 5-8).

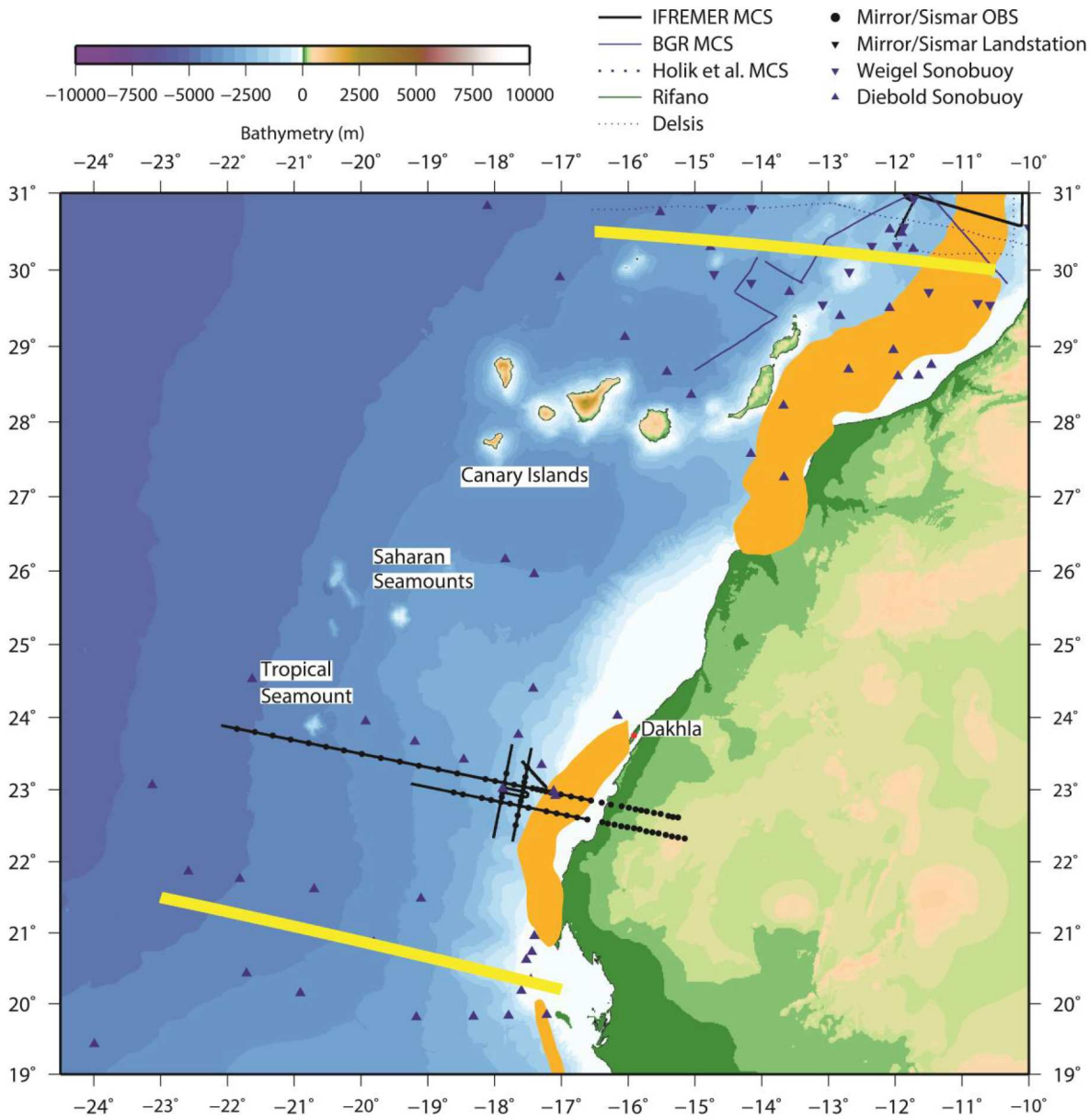



Fig. 5-7: Seafloor bathymetry and topography from the ETOPO data set (Smith and Sandwell, 1997). Position of wide-angle and reflection seismic profiles in the southern segment. Black lines represent reflection seismic profiles of the DAKHLA cruise, blue lines reflection seismic profiles from BGR cruises, blue triangles and inverted triangles are positions of sonobuoys from existing compilations (R/V Atlantis II cruises 67 and 75: URL http://www.geomapapp.org; Weigel *et al.*, 1982). Yellow lines mark segment limits and orange shaded polygones the position of the WACMA.

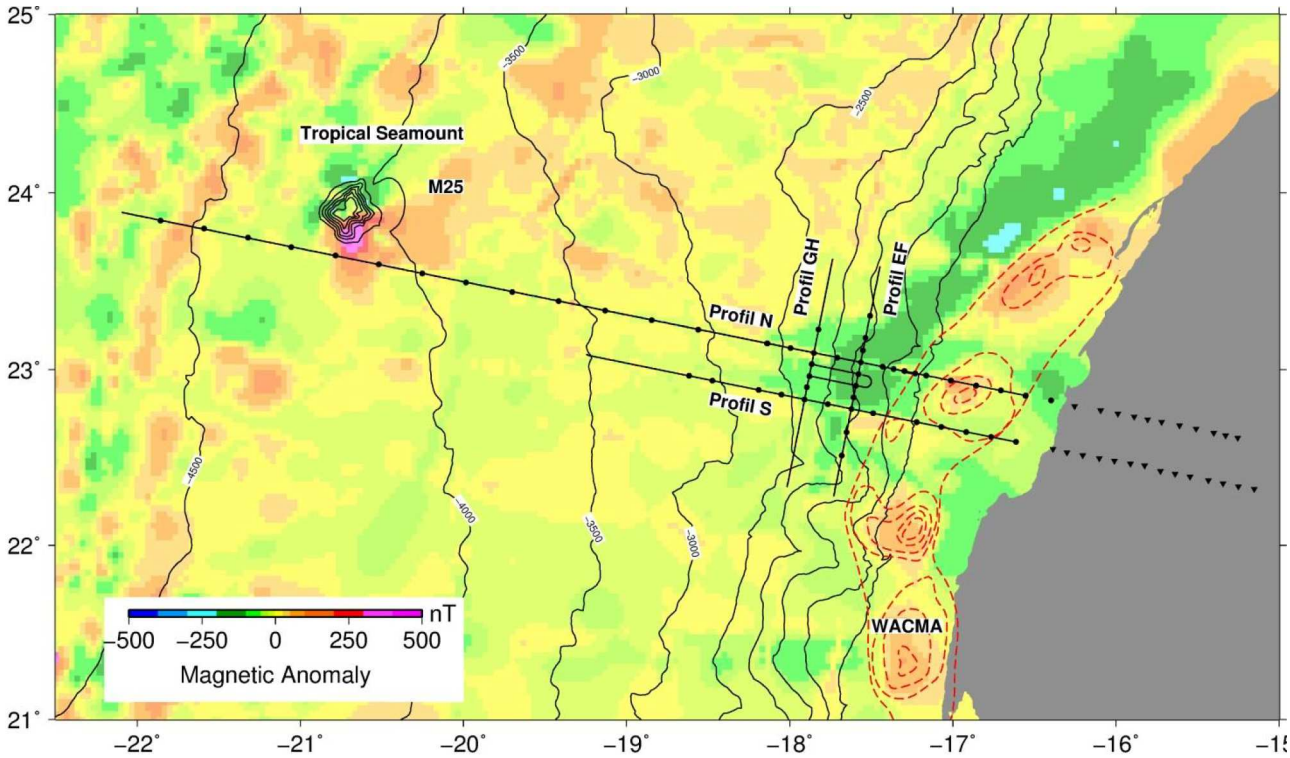



Fig. 5-8: Magnetic anomaly of the DAKHLA cruise study region shown together with bathymetric contours from satellite altimetry and location of the seismic profiles (black lines) (Maus *et al*., 2009; Smith and Sandwell, 1997). Ocean bottom instrument locations are marked by circles and landstation locations by inverted triangles (Klingelhoefer *et al*., 2009).

Modelling of the combined reflection and wide-angle seismic data allowed imaging the deep structure of the continental margin. Here, the unthinned continental crust has a thickness of 27 km thickness, and is composed of two layers 12 and 15 km thick (Fig. 5-9) (Klingelhoefer *et al*., 2009). A 60-km-wide zone of crustal thinning and slightly elevated lower crustal velocities is imaged landward of the S1 magnetic anomaly. The origin of the elevated seismic velocities is proposed to result from intrusions into the lower crustal layer, as there is no double reflection which is observed for a separate underplate layer (Klingelhoefer *et al*., 2009). On top of the crust in this region is a shallow-water Jurassic–Early Cretaceous (Berriasian), carbonate platform (Labails *et al*., 2009). Further oceanward a zone of crust of unknown composition beneath an up to 10 km thick sedimentary basin is modelled. Its basement is characterized by a blocky character. It is interpreted to be composed of a thin oceanic crust containing high amounts of serpentinite related to very slow spreading between 195 and 165 Ma. Labails *et al*. (2009) propose the existence of a magnetic anomaly conjugate to the BSMA in this region.

West of this zone, a region of oceanic-type crust displaying relatively high velocities in the lower crust (7.00–7.40 km/s) as compared to normal Atlantic oceanic lower crustal velocities (6.69 ± 0.26 White *et al*., 1992) is modelled. Here the crust is characterized by a smooth basement and a slightly higher than normal thickness. Large faults that cross-cutting the entire crust are imaged by the coincident reflection seismic data (Labails *et al*., 2009). West of magnetic anomaly M25 the oceanic crust is characterized by rough basement typical for

oceanic crust created at slow spreading ridges and seismic velocities and crustal thickness characteristic of Atlantic-type oceanic crust (White *et al*., 1992).

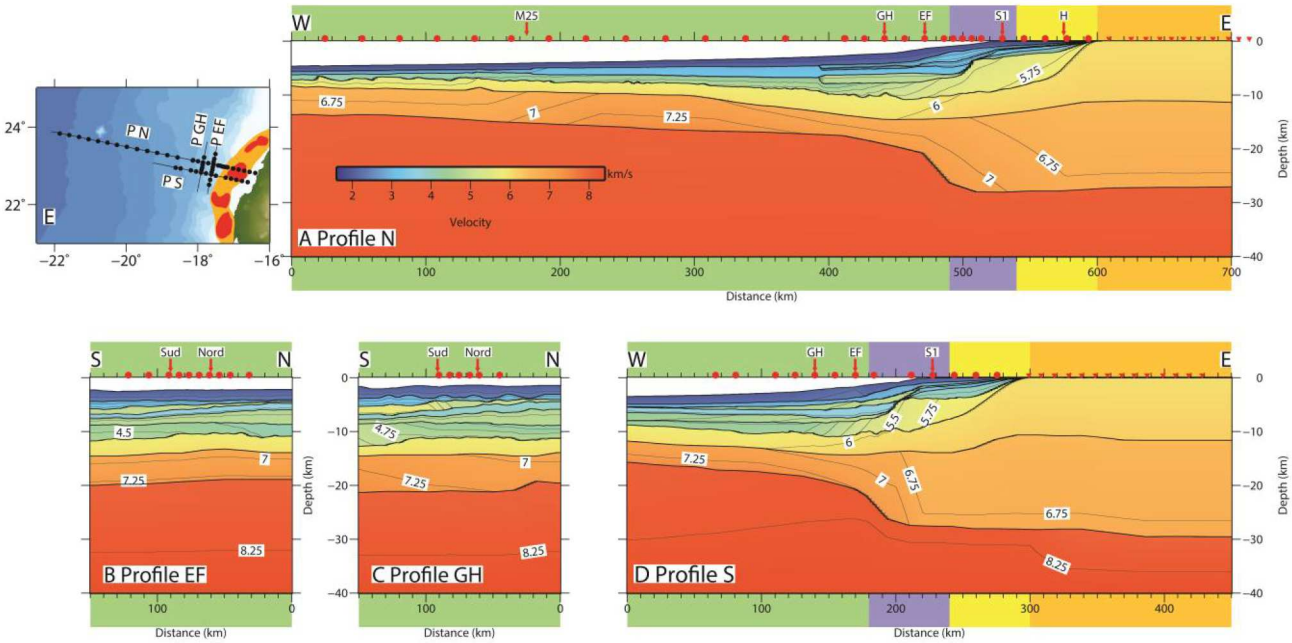



Fig. 5-9: (A)–(D) Final velocity models for the all four profiles from the DAKHLA cruise including the model boundaries used during inversion (solid lines) and isovelocity contours every 0.25 km/s. Ocean bottom seismometers (OBS) locations are indicated by red circles and landstation locations by red inverted triangles. Vertical exaggeration 1:4. (E) Location map of the seven wide-angle seismic profiles of the DAKHLA cruise. Orange square marks unthinned continental crustal domain, yellow square domain of crustal thinning, violet square the ocean–continent transition zone and green square the oceanic domain.

### 5.2.2 The central segment (29°-35°N)

This segment is marked by the ongoing collision between the African and Eurasian plates leading on land to the buildup of the Atlas system. The region is also affected by the Canary Island hotspot that has been active for the last 60 Ma (Carracedo *et al*.,1998). Sedimentary layers in this region reflect these active processes and are marked by a high number of faults often reaching up to the surface.

One of the earliest geophysical cruises on this segment of the margin was carried out during the Conrad 2405 and 2406 cruises (Holik *et al*.,1991) during which 50 sonobuoy reflection and wide-angle-seismic profiles were acquired (Figs. 5-10 and 5-11). Detailed analysis of the extensive data set allowed imaging a basement bulge in the study area, and the presence of volcanic products in the sedimentary column associated with a region of high lower crustal velocities. The authors propose that the volcanism that was introduced by the passage of the Canary Island hotspot between 60 and 30 Ma led to the deposition of volcanic ash layers and a high velocity volcanic residue underplate at the base of the crust, thereby thickening it and creating an up-warping of the basement.

In the same region off Safi and exactly conjugate to an existing wide-angle seismic profile on the Canadian margin, the SMART 1 profile (Funck *et al*., 2004), seven combined wide-angle and reflection seismic profiles were acquired during the MIRROR cruise in 2011 using 25 ocean bottom seismometers and 15 land seismic stations (Fig. 5-12) (Biari *et al*., 2015). The land stations image unthinned continental crust of 36 km thickness which is divided into three distinct layers of 15, 12 and 9 km thickness (Fig. 5-13 A). Thinning of the continental crust occurs from 36 to 15 km over distances less than 90 km.

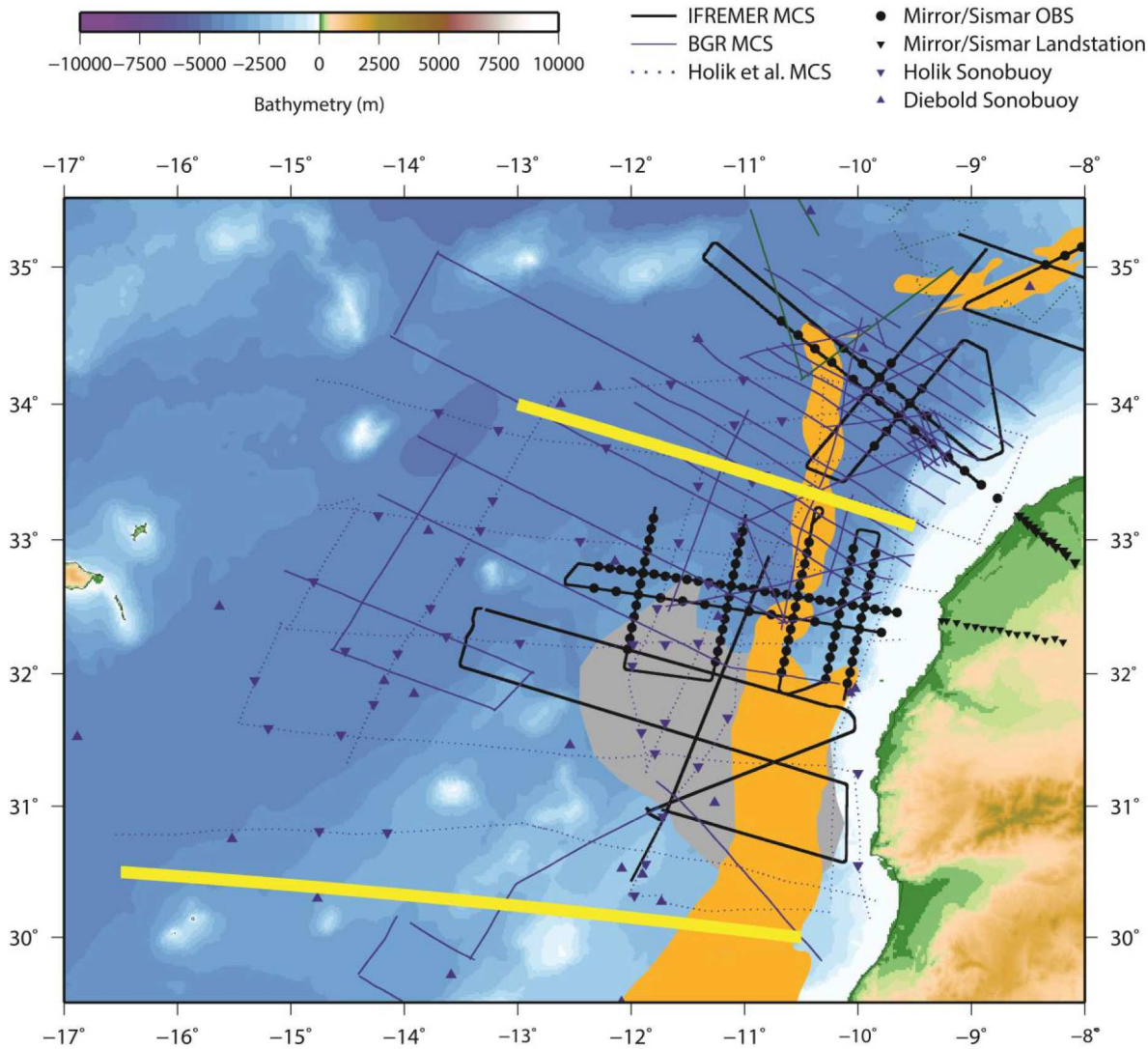



Fig. 5-10: Seafloor bathymetry and topography from the ETOPO data set (Smith and Sandwell, 1997). Position of wide-angle and reflection seismic profiles in the central segment. Black lines represent reflection seismic profiles of the MIRROR cruise, blue lines reflection seismic profiles from BGR cruises, blue triangles and inverted triangles are positions of sonobuoys from existing compilations (R/V Atlantis II cruises 67 and 75: URL http://www.geomapapp.org; Holik *et al*., 1991). Yellow lines mark segment limits and orange shaded regions the position of the WACMA. Grey polygon marks the Tafelney Plateau.

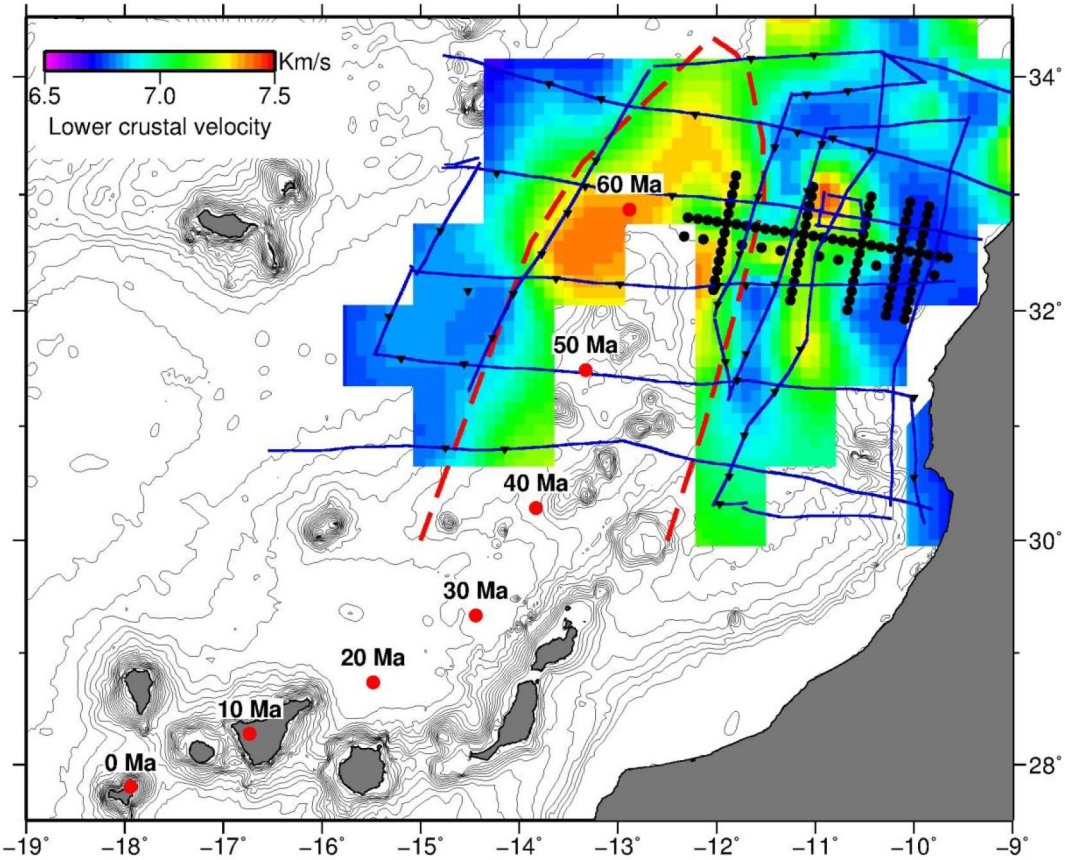



Fig. 5-11: Lower crustal velocities in the central segment from sonobuoy and OBS deployments (Holik *et al*., 1991; Biari *et al*., 2015). For the sonobuy data this velocity corresponds to the constant layer velocity and for the OBS data to the mean velocity of the lower crustal layer. Background contoured bathymetry from satellite altimetry (Smith and Sandwell, 1997). Positions of sonobuoys are marked by inverted triangles (Holik *et al*., 1991) and OBS (Biari *et al*., 2015) by black circles. Blue lines mark position of multi-channel seismic (MCS) profiles, red line the extent of the basement bulge from Holik et al. (1991) and red dots the position over time of the Canary Island Hotspot (Carracedo *et al*., 1998).

West of the WACMA, slightly elevated lower crustal velocities in the oceanic domain were measured, which the authors interpret as atypical oceanic crust (or proto-oceanic crust). Further oceanward the crust is characterized by a thickness of about 8 km slightly higher than the crustal thickness of Atlantic-type oceanic crust and was modelled including high velocities at the base of the crust (Biari *et al*., 2015). The authors propose that these relatively high velocities (N 7.2 km/s) might be related to the existence of small pockets of serpentinite in the lower crust, rather than presenting exhumed and serpentinised upper mantle material. The seafloor is gently domed and the sedimentary layers show folding and minor thrust faulting suggestive of basin inversion and compression. No evidence for widespread magmatism such as sills and seaward dipping reflectors were identified, however, volcanic activity related to the Canary Island Hotspot, is imaged on multi-channel seismic (MCS) profiles south of the study region.

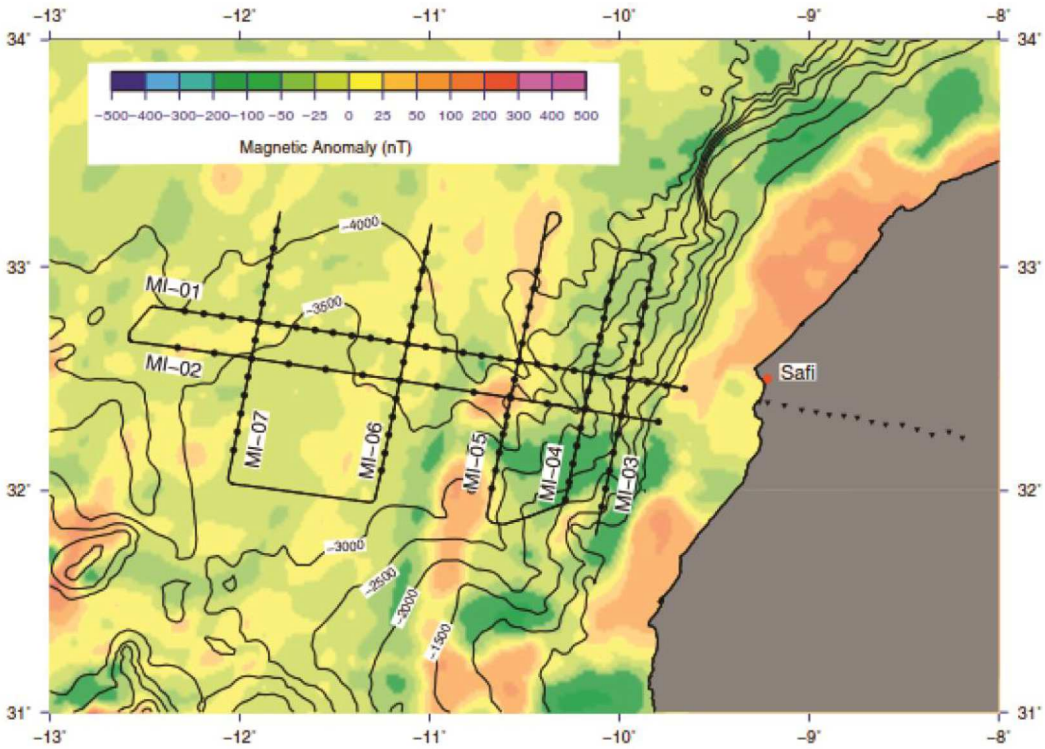



Fig. 5-12: Magnetic anomaly of the MIRROR cruise study region with bathymetric contours from satellite altymetry overlain and location of the seismic profiles (black lines) (Maus *et al.*, 2009; Smith and Sandwell, 1997). Location of ocean bottom instruments and landstations are marked by circles and triangles, respectively.

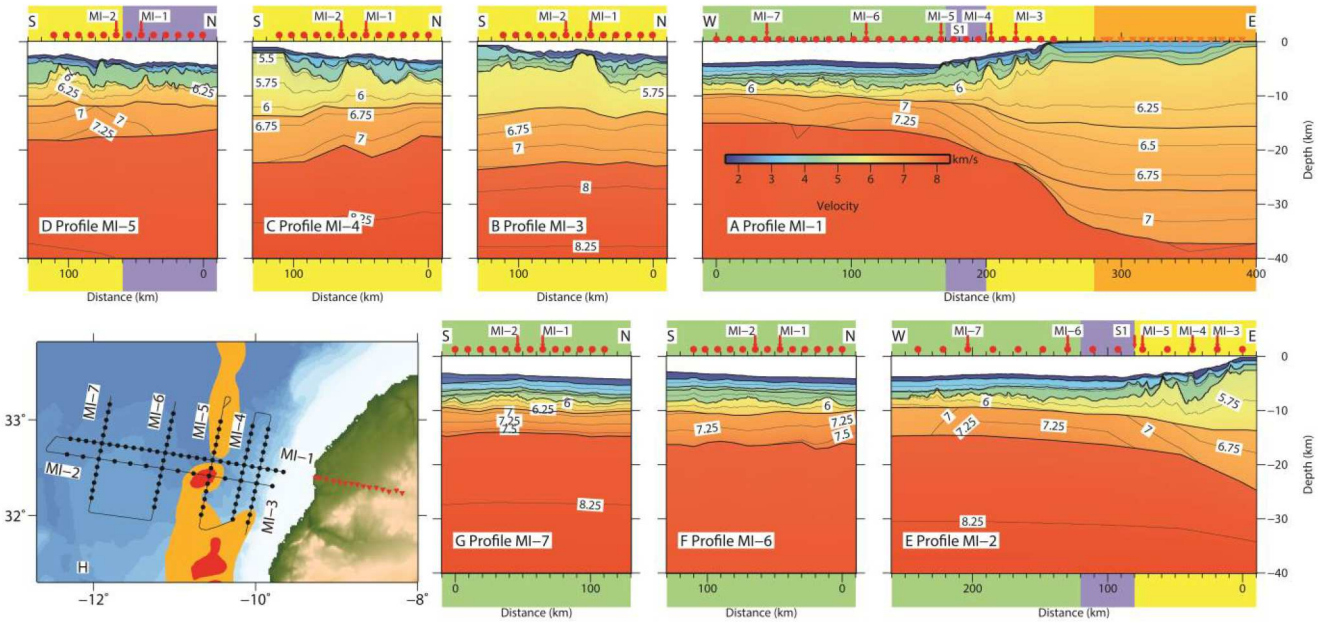



Fig. 5-13: (A)–(G) Final velocity models for the profiles of the MIRROR survey including the layer boundaries used during modelling (solid lines) and isovelocity contours every 0.25 km/s. OBS locations are indicated by red circles and landstation locations by red inverted triangles. Vertical exaggeration 1:4. (H) Location map of the seven wide-angle seismic profiles of the MIRROR cruise (after Biari *et al.*, 2015). Orange square marks unthinned continental crustal domain, yellow square domain of crustal thinning, violet square the ocean–continent transition zone and green square the oceanic domain.

### 5.2.3 The North African salt basin (35°N)

Between 32° and 35° N the WACMA is located up to 150 km from the coast forming the north Moroccan salt basin (See Figs. 5-14 and 5-15.). This basin has been subject of several reflection and wide-angle seismic surveys (Hinz *et al*., 1982a; Maillard *et al*., 2006; Contrucci *et al*., 2004, Bartolome *et al*., 2005). One of the first cruises on this segment were the BGR Meteor-53 and Meteor-67 cruises (Hinz *et al*., 1982a). The authors describe a 75–100 km wide basin containing salt diapirs and where sediments overlying the salt diapirs are deformed due to the influence of salt tectonics (Hinz *et al*., 1982a).

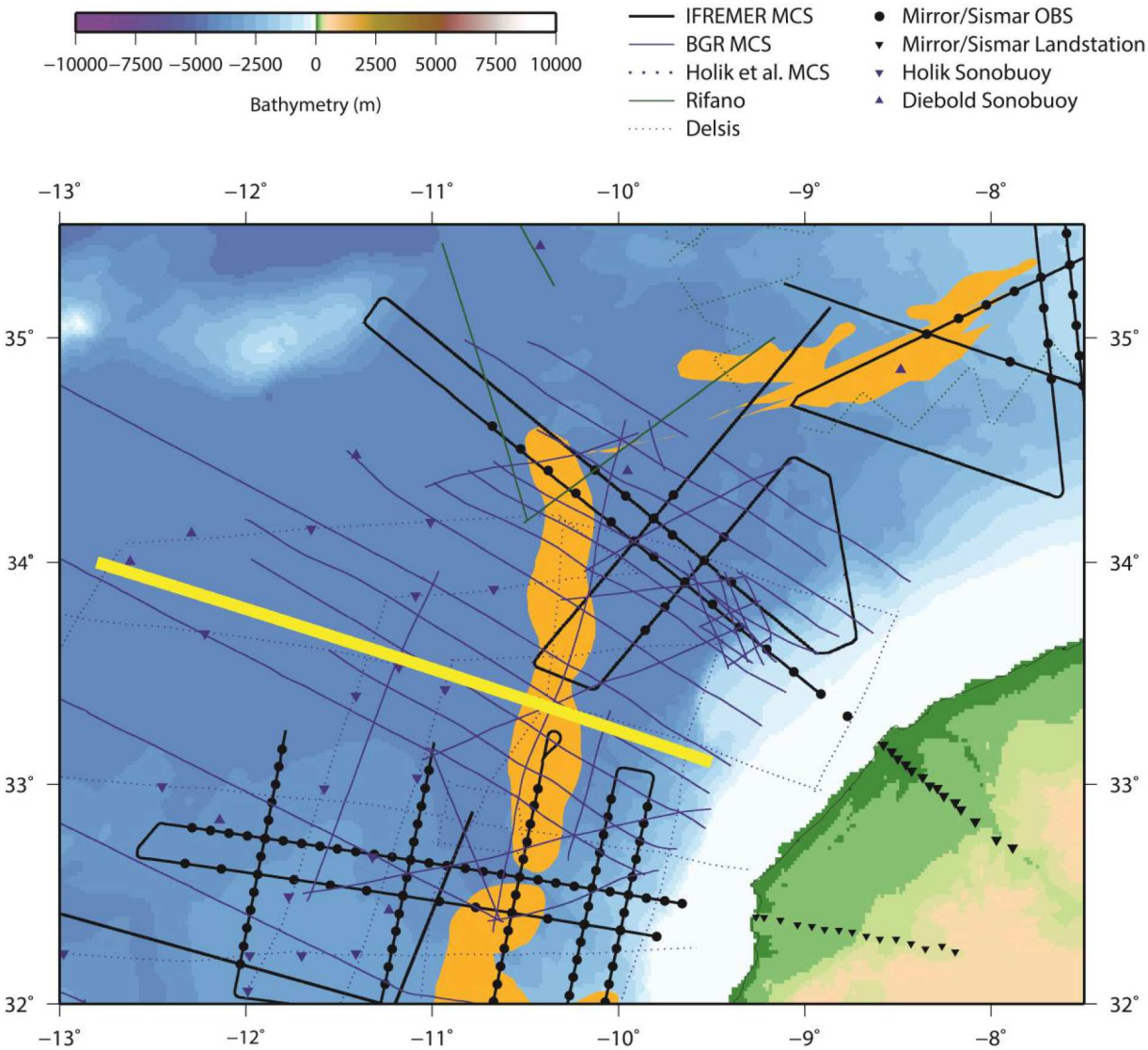



Fig. 5-14: Seafloor bathymetry and topography from the ETOPO data set (Smith and Sandwell, 1997). Position of wide-angle and reflection seismic profiles in this segment. Black lines represent reflection seismic profiles of the SISMAR cruise, blue lines reflection seismic profiles from BGR cruises, blue triangles and inverted triangles are positions of sonobuoys from existing compilations (R/V Atlantis II cruises 67 and 75: URL http://www.geomapapp.org; Weigel *et al*., 1982). Yellow lines mark segment limits, red shaded regions the location of salt diapirs (Sahabi *et al*., 2004) and orange shaded regions the position of the WACMA.

Wide-angle data from 14 OBS and 14 land stations off El Jadida acquired during the SISMAR cruise spanning the complete basin image in detail the transition from a 35-km-thick unthinned continental crust on the Moroccan platform to a 7 km-thick oceanic crust over a distance of over 150 km (Fig. 5-16). The unthinned continental crust is comprised of three layers of seismic velocities between 5.2–6.4, 6.6–6.8 and 6.8–7.0 km s − 1, respectively. Four tilted fault blocks of continental crust comprise the continental slope, where the crust thins from 25 to 15 km (Fig. 5-16A). At the base of the continental slope sedimentary thicknesses reach 4–6 km, including a 2-km-thick basal layer with a velocity of 4.0–4.5 km. Three uppermost sedimentary layers are deformed by salt diapirs in the basin. A region of thinned crust approximately 50 km wide marks the transition from continental crust to normal oceanic crust, but this domain does not exhibit high P-wave velocities higher than 7.0 which would typically be associated with serpentinized upper mantle. Normal oceanic crust in the northwestern most 100 km of the model of profile 4 is 7 km thick, consistent with estimated spreading rates of 2 cm yr − 1 or higher (Holik *et al*., 1991; Roeser *et al*., 2002). Upper mantle velocities are 8.00–8.20 km/s, excluding a high degree of mantle serpentinisation underneath the thin continental crust of the basin (Jaffal *et al*., 2009).

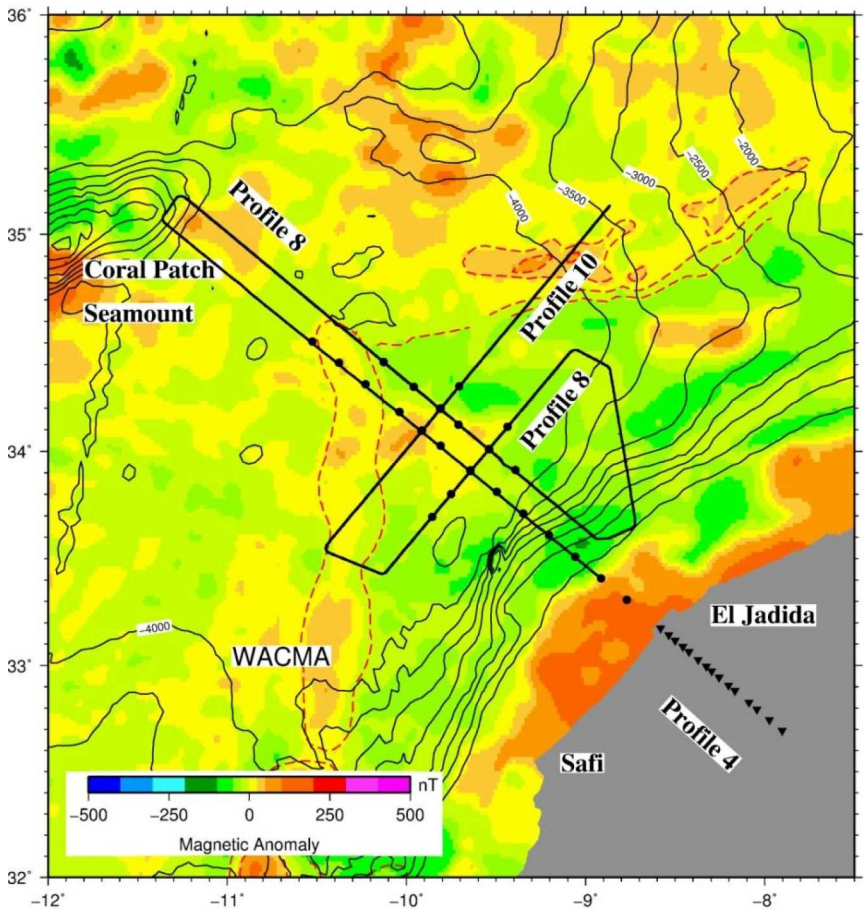



Fig. 5-15: Magnetic anomaly of the DAKHLA cruise study region with bathymetric contours from satellite altimetry overlain (Maus et al., 2009; Smith and Sandwell, 1997) and location of the seismic profiles (black lines). Ocean bottom instrument locations are marked by circles and landstation locations by inverted triangles. Dashed redlines outline the extend of theWACMA.

Remodelling of the SISMAR data set using tomographic approaches allowed to reinterprete velocity gradients and relocate the continent-ocean transition zone (Dehler, 2012; Sibuet *et al*., 2012). Together with the interpretation of industrial magnetic data the authors conclude, that the WACMA might be located about 15 km closer to the coast at the position of the SISMAR 04 profile, thereby leaving space to accommodate a sliver of originally Canadian plate at the western extremity of the basin (Sibuet *et al*., 2012).

Landward dipping reflectors identified in the reflection seismic sections were interpreted to be volcanic products and proposed to be associated to a lithospheric detachment fault originating from the opening of the ocean and separation of the North American from the African plate (Maillard *et al*., 2006).

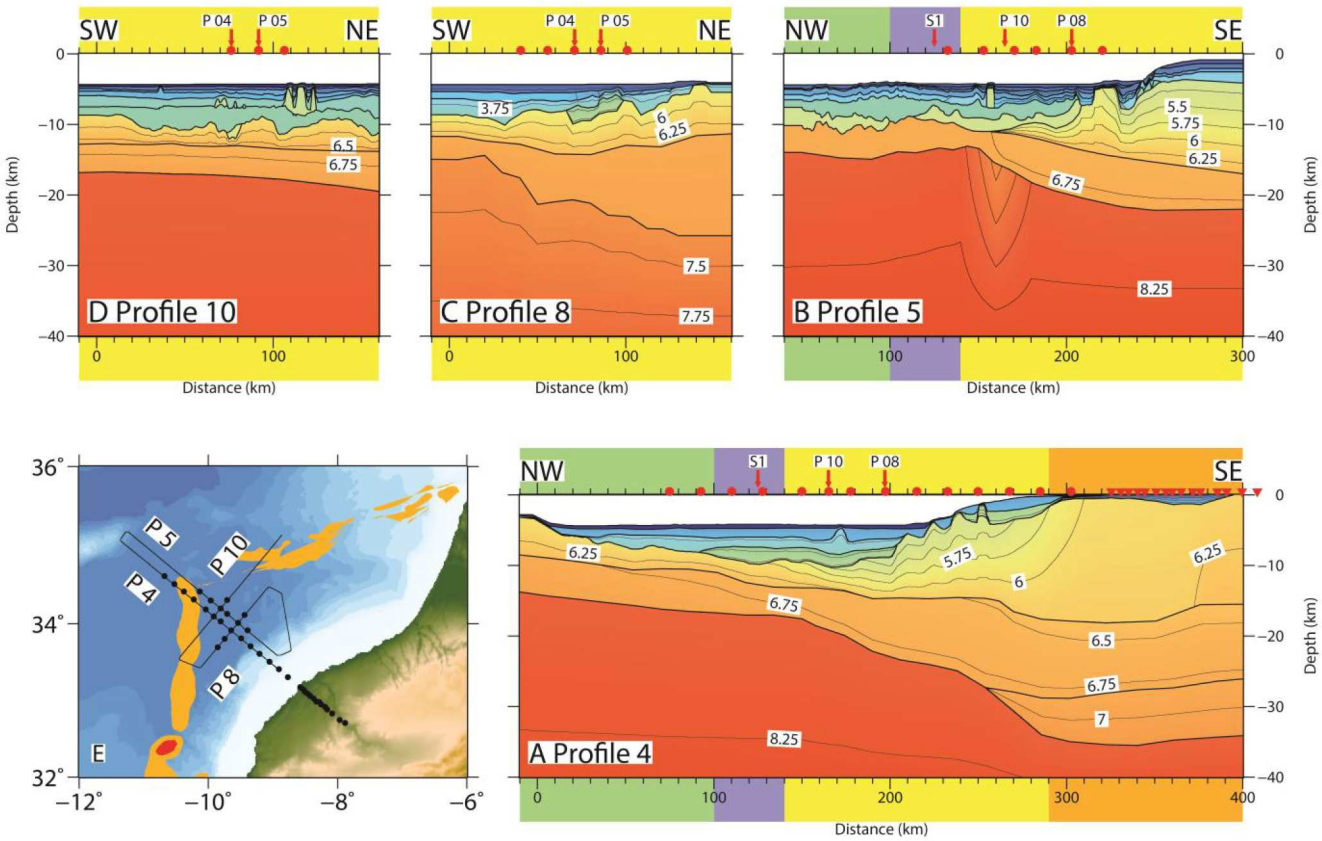



Fig. 5-16: (A)–(D) Final velocity models for the all four profiles of the SISMAR cruise including the model boundaries used during inversion (solid lines) and isovelocity contours every 0.25 km/s. OBS locations are indicated by red circles and landstation locations by red inverted triangles. Vertical ex. 1:4. Orange square marks unthinned continental crustal domain, yellow square domain of crustal thinning, violet square the ocean–continent transition zone and green square the oceanic domain. (E) Location map of the 4 wide-angle seismic profiles of the SISMAR cruise. Orange polygones mark the extend of the WACMA.

### 5.2.4 The Gulf of Cadiz

The Northern Moroccan margin opened in a geodynamic setting differing from the Atlantic passive margin, by highly oblique rifting between the Iberian and African plates (Frizon de Lamotte *et al*., 2011) (Fig. 5-17A). This rifting led to the creation of a small oceanic basin in

the Gulf of Cadiz. The existence of an east-dipping subduction which migrated to its current position by the process of “slab roll-back” from a position much further east, thereby causing back-arc extension in the overriding plate was proposed to explain the existense of a dense lithospheric body in the Alboran Sea as well as rapid uplift of basement rocks in the same region during the Miocene (Gutscher *et al*., 2002; Gutscher *et al*., 2012; Lonergan and White, 1997) (Fig. 5-17 B). The authors propose that this narrow subduction zone is still active, on the basis of apparent offsets observed in sediments at the seafloor imaged by MCS profiles (Fig.5-18). The presence of a STEP (Subduction-Transform Edge Propagator) fault behind this subduction first proposed by Govers and Wortel (2005) might have led to the observed paleomagnetic rotations on either side of the Gibraltar arc. These types of rotations are typically associated to of STEP faults. Structures originating from the passage of the fault can be traced eastward up to the continental margin off westernmost Algeria (Badji *et al*., 2015).

The SISMAR 13 profile has a length of 320 km is located on the North African Margin and reached onto the Gulf of Cadiz basin (Fig. 5-19) (Thiébot, 2005). Recent remodelling of the data set using the same methodology and only slight modifications resulted in a velocity model imaging the continent-ocean transition zone, although the determination of the crustal thickness in the basin itself was not possible based on the SISMAR data alone. However, using existing MCS data from the GC1 profile (Fig. 5-18) and seismic velocities calculated to the east, as well as gravity modelling, allows us to constrain basement and Moho depth at the crossing between the two profiles (Thiébot, 2005). The continental crust, well constrained by the high quality landstation data is about 38 km in thickness and thins to 12 km thickness at model distance of − 80 km. Extraction of velocity-depth profiles underneath the basement and comparison to values from compilations of thinned continental crust (Christensen and Mooney, 1995) imply, that the crust along this segment is of thinned continental origin. The neighbouring large crustal block is less well resolved (− 140 to− 80 km model distance), but has similar velocities and crustal velocity gradients as the thinned continental crust and is therefore probably of the same origin. No crustal refractions were observed between the up to 15-km-thick sedimentary sequence. Based on gravity modeling and crossing MCS data the crustal thickness here is between 8 and 10 km and probably of oceanic nature. On the crossing GC01 line the basement located at 9 s TWT is flat and shows no blocks as would be expected for continental crust.

The Nearest-P2 wide-angle seismic profile allowed to define the crustal structure offshore SW Portugal and in the central Gulf of Cadiz (Sallarès *et al*., 2011) (Fig. 5-18). The resulting tomographic model images a 30 km thick continental crust beneath the Algarve coast, which thins towards the south, over a horizontal distance of 50 km, down to a thickness b 7 km. Here the crust shows a uniform thickness and a well-developed crust–mantle boundary, as well as seismic velocities and velocity gradients typical of oceanic crust (Sallarès *et al.*, 2011).

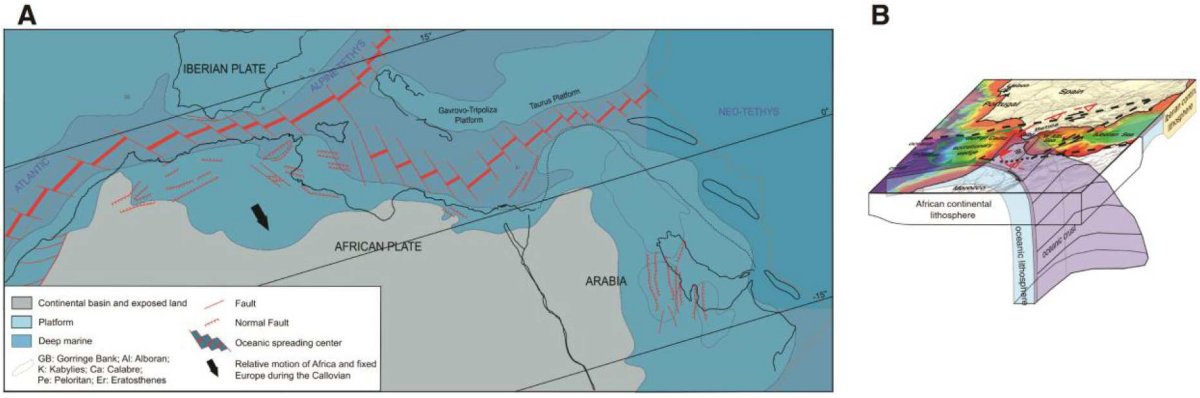



Fig. 5-17: (A) Detailed reconstruction showing segmentation of the western Tethyan oceanic lithosphere formed at an oblique spreading center (from Frizon de Lamotte *et al*., 2011). (B) 3-D block diagram of the lithospheric structure of the Iberia–Maghreb region, with shaded hill relief at the surface. The primary plate and block boundaries, expressed by crustal seismicity and the GPS velocity field are shown as thick dashed lines, the active Rif–Betic front as filled red teeth and the deformation front of the accretionary wedge by green teeth. The asymmetric shape of the oceanic slab at depth is imaged by seismic tomography (from Gutscher *et al.*, 2012).

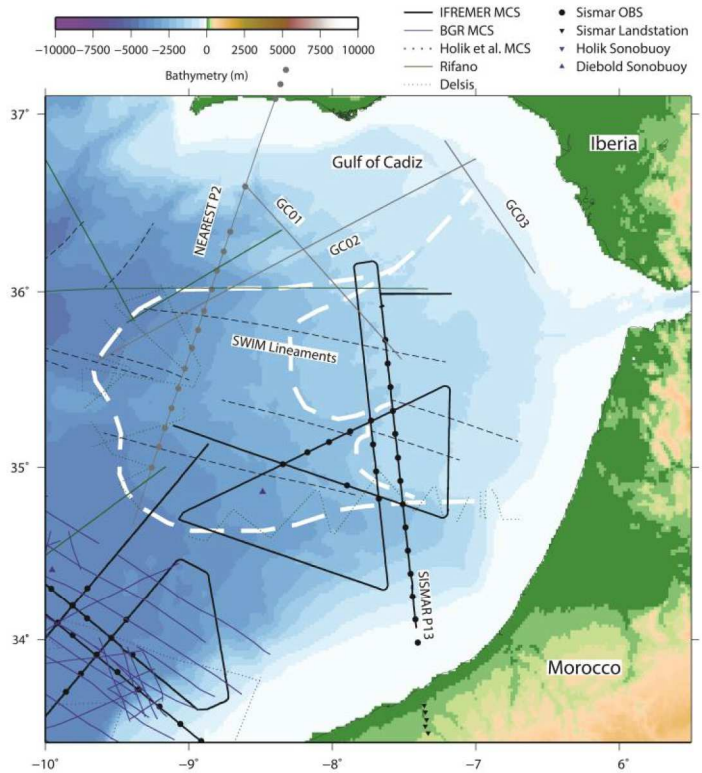



Fig. 5-18: Seafloor bathymetry and topography from the ETOPO data set (Smith and Sandwell, 1997). Position of wide-angle and reflection seismic profiles in the Gulf of Cadiz. Black lines represent reflection seismic profiles of the SISMAR N cruise, blue lines reflection seismic profiles from BGR cruises, blue triangles and inverted triangles are positions of sonobuoys (R/V Atlantis II cruises 67 and 75: URL http://www.geomapapp.org; Weigel *et al*., 1982).White broken line marks the extent of the deformation front of the accretionary wedge.

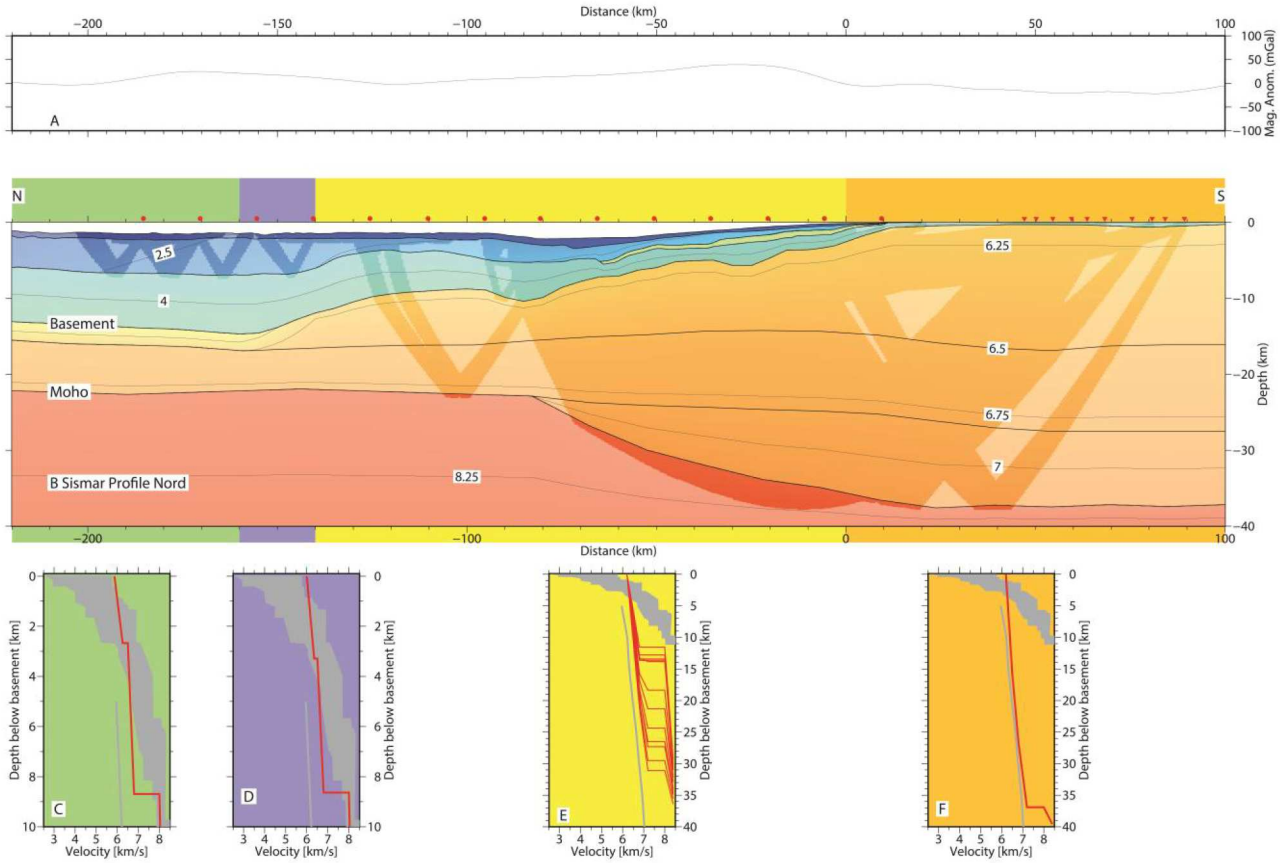



Fig. 5-19: (A) Magnetic anomaly along profile SISMAR 13 (B) Final velocity model for profile SISMAR Nord including the model boundaries used during inversion (solid lines) and isovelocity contours every 0.25 km/s. OBS locations are indicated by red circles and landstation locations by red inverted triangles. Areas unconstrained by raytracing modelling are shaded. Orange square marks unthinned continental crustal domain, yellow square domain of crustal thinning, violet square the ocean–continent transition zone and green square the oceanic domain. (C) Mean velocity-depth profile in the green shaded area. Red line represents mean vz-profile from the green shaded region, Grey outline represents typical oceanic crust (White *et al*.,1992) and grey line velocities of thinned continental crust (Christensen and Mooney, 1995) (D) Mean velocity-depth profile in the violet shaded area (E) Mean velocity-depth profile in the yellow shaded area (F) Mean velocity-depth profile in the orange shaded area.

## 5.3 Discussion

The data from the SISMAR, DAKHLA and MIRROR surveys were acquired using nearly identical instruments and interpreted following the same methodology, which resulted in highly comparable velocity models, which allow imaging crustal structure variations along the complete margin. Direct comparison of the three final velocity models for the main transects allow us to constrain variations in the deep structure and the nature of the crustal layers (Fig. 5-20).

All three transects were acquired combined with multi-channel seismic (MCS) profiles. The MCS data were processed including spherical divergence correction, frequency wavenumber

filtering, bandpass filtering, internal mute and dynamic corrections and stacking. The last processing step included applying an automatic gain control and a Kirchoff time migration.

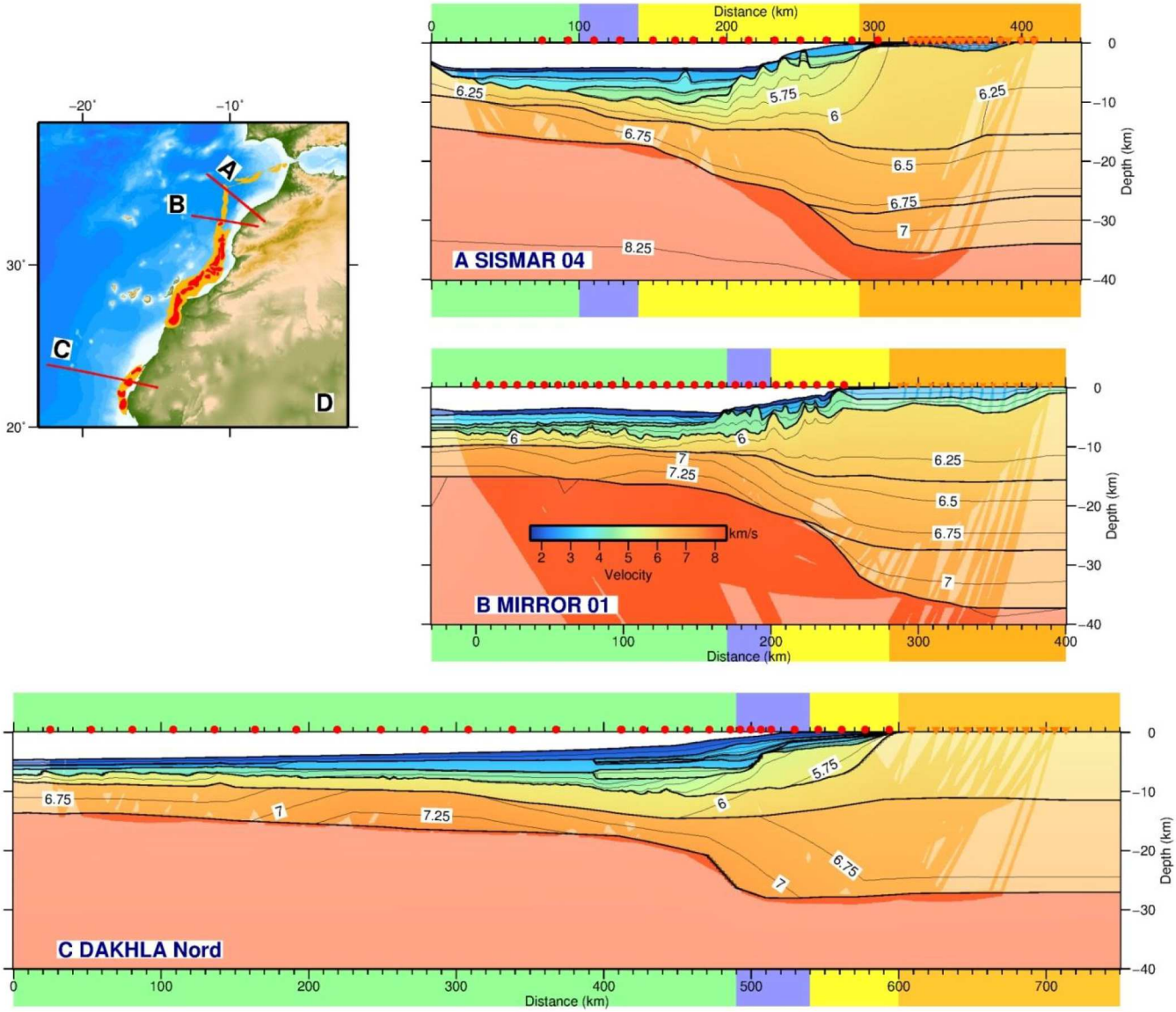



Fig. 5-20: (A) Wide-angle seismic model of profile Sismar 4 (B) Wide-angle seismic model of profile Mirror 01 (C) Wide-angle seismic model of profile Dakhla Nord (D) Location map of the wide-angle seismic profiles.

Comparison of the associated reflection seismic data reveals differences in the basement character in the continent ocean transition zone as well as differences in the sedimentary layering. The sedimentary basin imaged along the SISMAR 04 transect is underlain by continental crust, which is characterized by tilted fault blocks and numerous other faults (Fig. 5-21). Here, the sedimentary layers are highly disturbed by salt tectonics. In comparison, the existence of salt domes along line MIRROR 01 is confined to a narrower zone along the margin, with typical rough oceanic basement located directly at the margin foot. In the South along the DAKHLA N profile no salt domes are imaged, but instead a carbonate platform is

located close to the coast (Fig. 5-21).

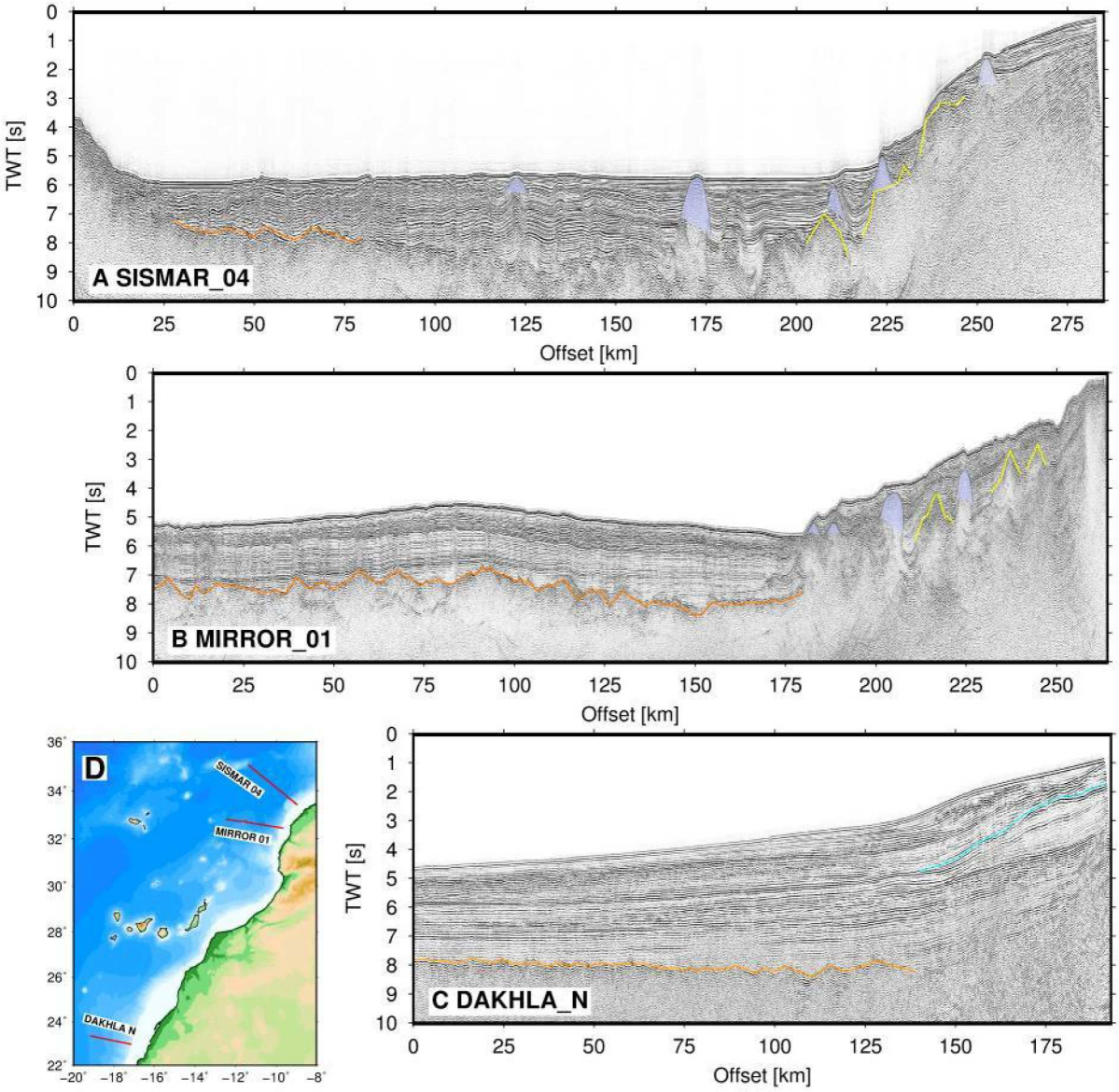



Fig. 5-21: (A) Wide-angle seismic model of profile SISMAR 4 (B) Wide-angle seismic model of profile MIRROR 01 (C) Wide-angle seismic model of profile DAKHLA Nord (D) Location map of the wide-angle seismic profiles.

### 5.3.1 Continental domain: structure of the unthinned crust/width of zone of crustal thinning

A comparison of the three wide-angle seismic profiles DAKHLA N, MI-01, and SISMAR 4 shows, that unthinned continental crustal thickness is about 7 km higher in the north. While three distinct layers have been identified in the northern profiles, only two layers were modelled on the southern profiles. The zone of continental crustal thinning is about 100 km in the south and central segments and up to 180 km wide in the profile SISMAR 4 where it forms a wide basin.

The crustal thickness variations found in these surveys is in good agreement with values from land seismic surveys (Fig. 5-22). A crustal thickness of 40 km underneath the High Atlas was found by a deep seismic experiment using onshore and offshore dynamite explosions (Makris *et al*., 1985). The crustal thickness was found to decrease to 20 km in the offshore. A crustal thickness of 36 km close to the profile MI-01 increasing towards the Atlas Belt to up to 45 km were calculated from receiver function using teleseismic earthquakes (Spieker *et al*.,2014). Towards the south the crustal thickness decreases to 27 km at the Souss Basin.

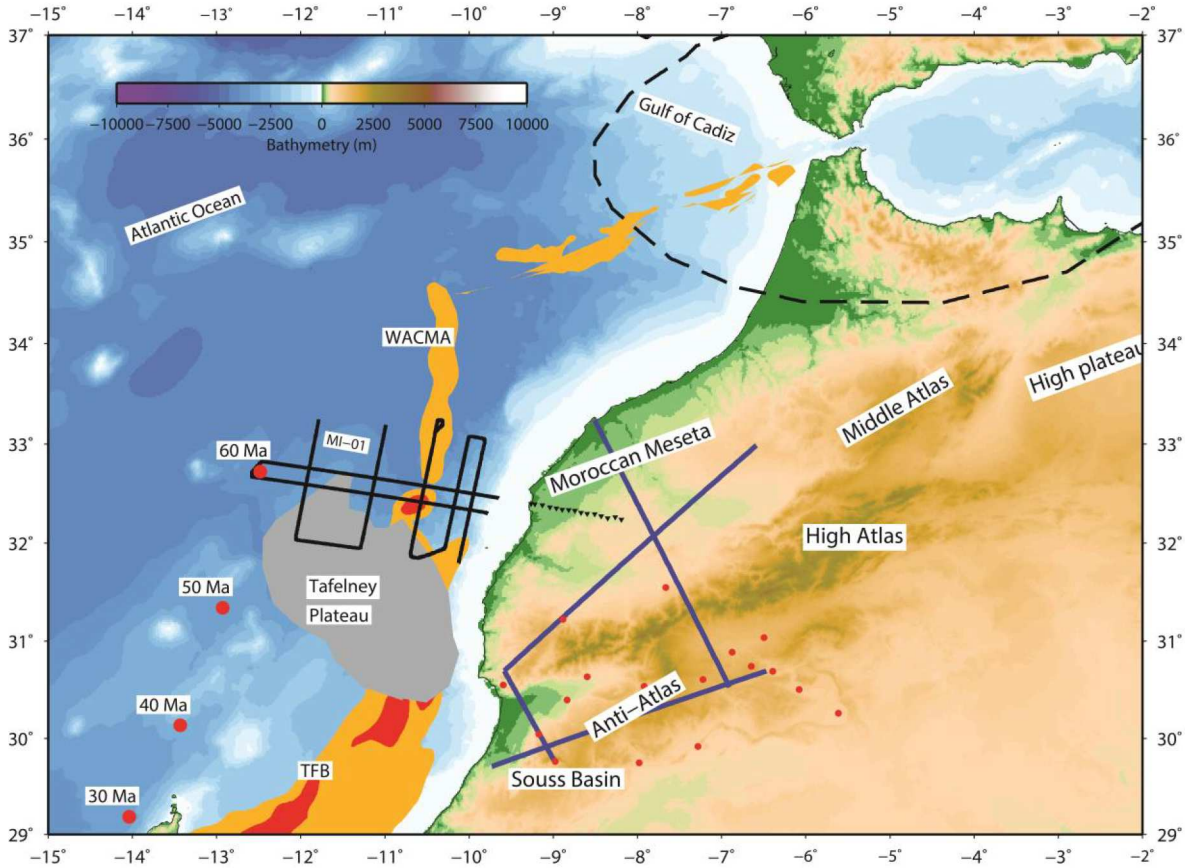



Fig.5-22: Location map of the existing land surveys. Red dots mark landstation from Spieker *et al*. (2014) and blue line wide-angle seismic profiles from Markris *et al*. (1985). WACMA is marked by orange and red outlines and Tafelney plateau by grey outlines. Position of the MIRROR profiles is represented by black lines and landstations by black inverted triangles. Red dots mark the position over time of the Canary Island Hotspot (Carracedo *et al*., 1998).

A high amplitude sub-moho reflector has been imaged in the zone of continental crustal tinning offshore Agadir and Safi (Makris *et al*., 1985; Biari *et al*., 2015) at a depth of 75–80 and 80–85 km respectively. It therefore corresponds roughly to the depth of the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) proposed from geoid and thermal analysis (Fullea *et al*., 2010). This unusually shallow depth of the LAB is proposed to result from mantle partial melting beneath the Canary volcanic Islands (Makris *et al*., 1985) and might therefore have modified the crustal structure in the region of the Tafelney Plateau and the High Atlas (Benabdellouahed *et al*., submitted for publication). Flow of mantle material from the Canary hotspot into a sub-continental lithospheric corridor underneath the Atlas into the Western

Mediterranean region was proposed based on geochemical analysis of volcanic products of lavas from the Canary Islands and from the Middle Atlas to the Western Mediterranean region (Duggen *et al*., 2009).

### 5.3.2 The ocean-continent transition zone

On passive volcanic margins the thinned continental and oceanic crust are separated by an ocean–continent transition zone (OCT). In this region often the seismic velocities of the crustal layers is in between those of continental and those of oceanic crust. While on magma-poor margins velocities between 7.4 and 7.8 km/s are commonly interpreted as serpentinised mantle material, exhumed during breakup (Dean *et al*.,2000; Funck *et al*., 2004; Van Avendonk *et al*., 2006), similar velocities measured on volcanic margins are proposed to be volcanic residues from volcanism underplating or intruding the crust (Mjelde *et al*., 2009; Bauer *et al*., 2000) or sill intrusions into the lower crust (White *et al*., 2008)

Along the NW African margin the ocean–continent transition zone is between 30 and 50 km wide and separates highly thinned continental crust from crust originating from oceanic accretion. Velocity-depth profiles extracted in the transition zone show relatively low velocity gradients, which would be in favour of an interpretation as thinned continental crust, but also velocities close to normal oceanic crust of compilations for Atlantic type crust (White *et al*., 1992), indicating an oceanic origin (Fig. 5-23). Zones of exhumed upper mantle as imaged along the Iberian Abyssal Plain (Dean *et al*., 2000), the passive continental margin off Canada (Funck *et al*., 2004; Van Avendonk *et al*., 2006) show lower upper basement velocities including a higher gradient, and thinner crustal thickness than the Atlantic margin off Morocco. In the study region no zone of igneous underplating has been identified at the OCT. Some elevated lower crustal velocities were interpreted as resulting from igneous intrusions during rifting.

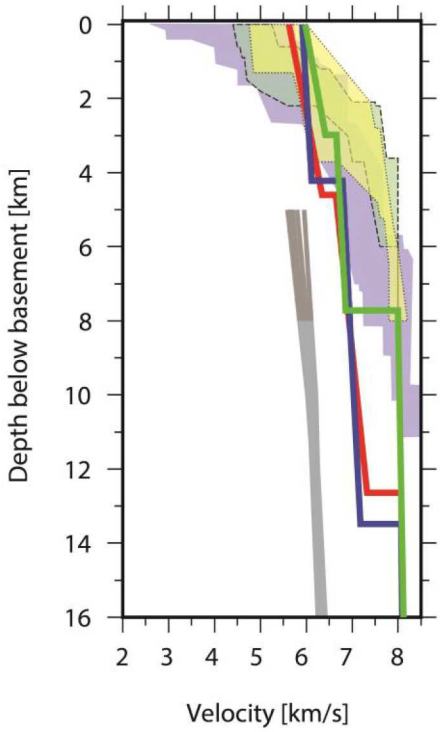



Fig. 5-23: Velocity-depth profiles underneath the basement in the OCT. Red line — MIRROR, green line — SISMAR, blue line — DAKHLA. Grey lines — thinned continental crust from Christensen and Mooney 1995; blue underlay: oceanic crust from White *et al*. 1992, yellow underlay exhumed and serpentinised upper mantle in the OCT from Dean et al., 2000 and Van Avendonk *et al*., 2006.

### 5.3.3 Oceanic crust: thickness, composition, basement topography

The spreading velocity is related to the lower crustal velocity through various processes, such as mantle upwelling leading to differences in melt supply or the incorporation of upper mantle material into the crust at low spreading rates. The first process predicts that the composition and following also the velocity structure of igneous crust produced is influenced by the temperature and upwelling rate of the mantle, which constrains the degree of adiabatic decompression and the volume of melt (Korenaga *et al*., 2002; Kelemen and Holbrook, 1995; Leinweber *et al*., 2013). At low spreading rates, gabbros which appear to make up most of the lower oceanic crust at spreading rates higher than 10 mm yr − 1 half rate, may be retained deeper in the mantle lithosphere (Lizarralde *et al*., 2004). The very thin oceanic crust formed at ultraslow spreading centres might therefore consist of a thin volcanic layer on top of serpentinized mantle rocks (Minshull *et al*., 1998; Jokat and Schmidt-Aursch, 2007; Jokat *et al*., 2012), resulting in elevated seismic velocities of the lower crust.

Spreading rates in the central Atlantic were generally low at the onset of accretion, with 0.8 or 0.5 cm/yr half spreading (Labails *et al*.,2010; Schettino and Turco, 2009; Roeser *et al*., 2002)). Higher velocities are proposed to have existed between M25 and M22 in the late Jurassic probably caused by a major plate reorganization (Labails *et al*., 2010). These decreased to 1.3 cm/yr at M22 and kept constant up to M0. Variation in the basement roughness observed on reflection seismic profiles are probably due to variations in the spreading velocity (Ranero *et al*., 1997). The region was later on affected by volcanism due to the Canary Islands and Cape Verde Islands hotspots. Basement has formed bulges possibly due to the hotspot influence (Holik *et al*., 1991; Duggen *et al*., 2009; Patriat and Labails, 2006; Neumaier *et al*., 2015).

A zone of high lower crustal velocities is located between the WACMA and M25 magnetic anomalies, in the oldest oceanic crust. It was originally identified based on sonobuoy data (Holik *et al*., 1991) and later identified in the DAKHLA and MIRROR data sets (Fig. 5-24). It has been proposed to consist of volcanic underplate associated with the passage of the Canary Island Hotspot (Holik *et al*., 1991). The location of this zone of high lower crustal velocities between WACMA and M25 south of the Canary Islands led to the proposition, that it might rather be connected to very slow spreading at the onset of seafloor spreading or to a more mafic composition due to slightly elevated mantle temperatures during accretion (Klingelhoefer *et al*., 2009). MCS data from DAKHLA Profile N show a smooth basement and numerous dipping reflectors in the region of high lower crustal velocities (7.00–7.40 km/s), which change to a more rough more typical oceanic crust at the location of Tropical Seamount at the position of M25.

A basement bulge is located west of the region of high lower crustal velocities and smooth basement and spans N-S from the Canary to Cape Verde Islands. The bulge does not parallel seafloor isochrons, and might thus indicate a relation between both hotspots (Patriat and Labails, 2006). The detailed analysis of existing reflection seismic profiles also led to the

proposition that smooth seafloor is restricted to the vicinity of volcanic edifices, such as the Saharan Seamounts and Tropical seamount (Fig. 5-7).

A similar zone of unusual smooth seafloor was detected on multichannel seismic data west of the Canary Islands between anomaly M25 and M16 (Ranero *et al*., 1997). The transition to rough basement is gradual and the fabric is proposed to be related to the spreading velocity at the time of creation of the seafloor. High spreading velocities lead to the generation of smoother seafloor (Menard, 1967; Malinverno, 1991). One region south west of the Canary Islands is supposed to have been affected by the passage of the Cape Verde Hotspot, however, this hypothesis was based on early plate kinematic reconstructions (Morgan, 1983) whereas modern reconstructions do not place the hotspot track of the Cape Verde islands in this region (eg. Müller *et al*., 1993).

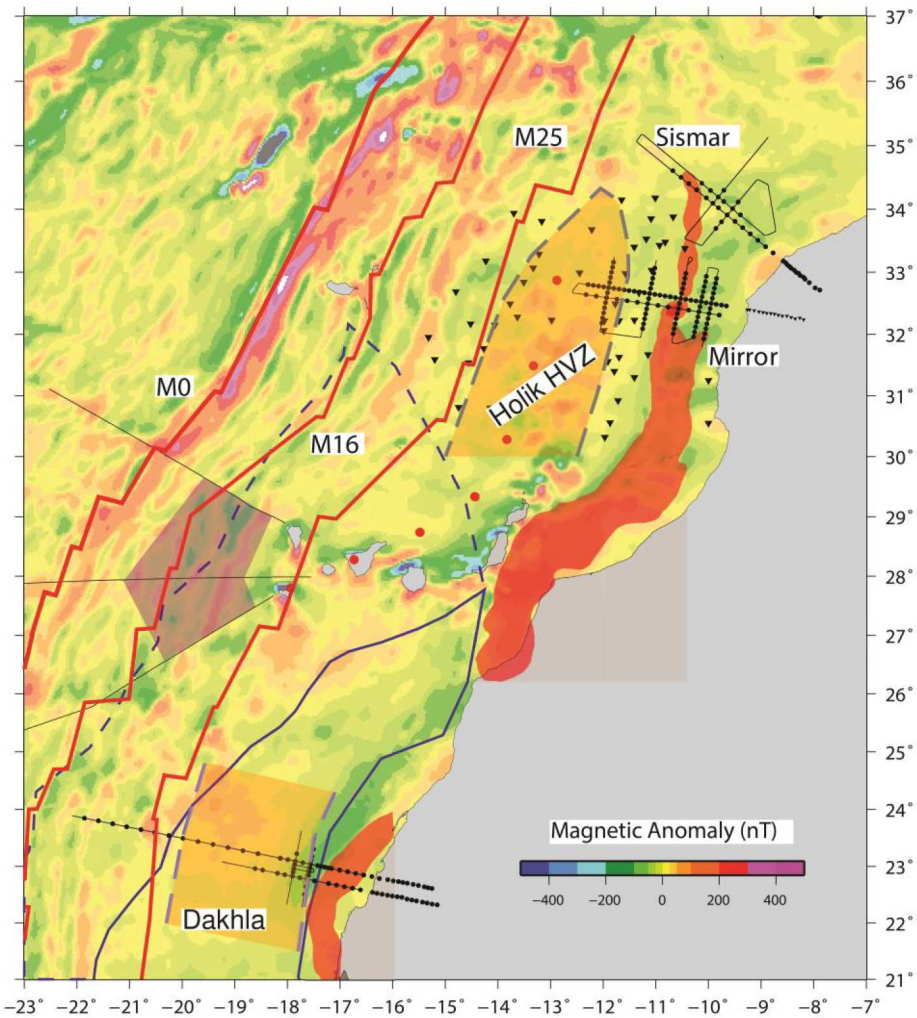



Fig. 5-24: Magnetic anomaly in the study region (Maus *et al*., 2009). WACMA is marked by red transparent area, M25 and M0 by red lines. High velocity zones of Holik *et al*., 1991 and Klingelhoefer *et al*., 2009 are marked by orange transparent region. Basement bulge of Patriat and Labails, 2006 by blue broken line and zone of smooth basement by blue line. Zone of smooth basement from Ranero *et al*., 1997 is shown by grey transparent area. Seismic lines are marked by black lines.

### 5.3.4 Volcanism: volcanism associated with the Canary Hot Spot and to the initial opening

Among the volcanic products identified along the NE African margin are volcanic layers dipping landward along the SISMAR 10 profile (Maillard *et al*., 2006) proposed to result from initial opening of the Atlantic and to be the source of the S1 magnetic anomaly and volcanic ash layers imaged in MCS data from the Conrad cruise and proposed to be associated to the passage of the Canary Island Hotspot in the region (Holik *et al*., 1991). A variety of volcanic seamounts and islands are located in the vincinity of the Canary Islands and between the Canary and Cape Verde islands (eg. Ye *et al*., 1999; Patriat and Labails, 2006) (Fig. 5-25A).

A weak series of seaward dipping reflectors in the uppermost part of the basement and underneath the S1 magnetic anomaly and probably representing lava flows were identified in seismic data along the Moroccan margin (Roeser *et al*., 2002; Maillard *et al*., 2006) They might be the origin of the S1 magnetic anomaly (Roeser *et al*., 2002). Seaward of S1 is a 70-km-wide strip of horizontal reflectors that become landward dipping to the west in the uppermost part of the basement; it parallels S1 over a distance of 200 km and may indicate excessive magma supply within the first 2 m.y. of seafloor spreading (Roeser *et al*., 2002) (Fig. 5-25B).

Originally, the Canary Islands were interpreted as having been generated by a broad mantle upwelling under a slow moving or stable plate resulting in spatial and temporal more diffuse volcanic activity and a large number of seamounts and islands distributed over a wide region (Schmincke, 1982). A volcanic ash layer was identified along the trail of the Canary Island hotspot trail (Holik *et al*., 1991) (Fig. 5-25C). Also, both the Canary Islands and the Moroccan margin show a low elastic thickness of the lithosphere (Watts, 1994), which can be explained by the influence of a mantle hotspot since the slow absolute African plate motions has allowed sufficient time for heat transfer in the region from the asthenosphere to the lithosphere and thereby causing thermal weakening (Watts, 1994). However, today, the origin of the Canary Islands is still disputed, as the islands themselves are not located on a to pographic swell as usually found for hotspots (Lustrino and Wilson, 2007 and references therein). On the basis of geochemical data it has been proposed that hot material from the Canary mantle plume travels along a subcontinental lithospheric corridor to the western Mediterranean, thereby leaving a trail of intraplate volcanism (Duggen *et al*. 2009). An alternative hypothesis for the origin of this flow based on analogue models is that a part of the Canary Hotspot was captured by the Gibraltar subduction zone by slab rollback induced toroidal mantle flow (Mériaux *et al*., 2015).

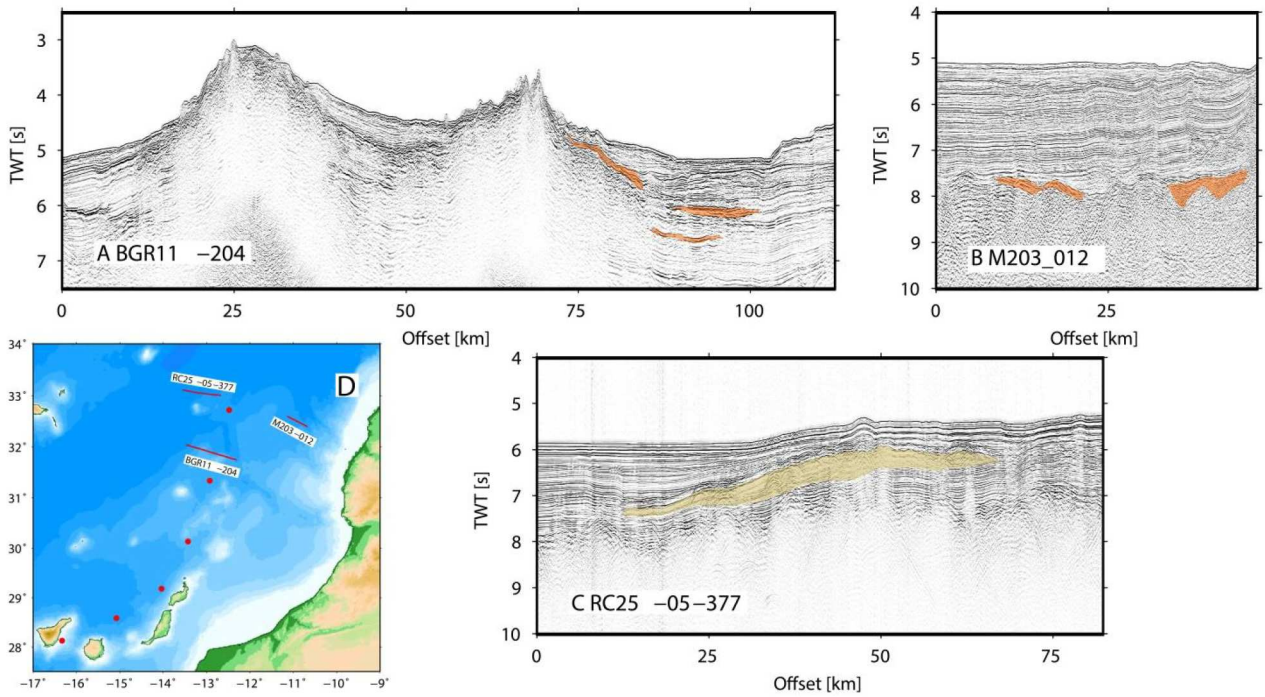



Fig. 5-25: Examples of volcanic products identified in the study region. (A) Seamounts in the region of the postulated Canary Island hotspot track (Carracedo *et al*., 1998), with adjacent high-amplitude reflections which may represent magmatic sills. (B) Seaward and landward dipping reflections located on the S1 magnetic anomaly (Roeser *et al*., 2002). (C) Volcanic ash layer on basement high proposed to result from the passage of the Canary Island Hotspot (Holik *et al*., 1991). (D) Location map of the seismic profiles shown in (A)–(C). Red dots mark the position over time of the Canary Island Hotspot (Carracedo *et al*., 1998).

### 5.3.5 Comparison to the conjugate North American margin

The margin conjugate to the NW African margin is the North American margin, that is characterized by a transition from typical volcanic margin in the south (U.S. East Coast) (Holbrook and Kelemen, 1993) to non-volcanic continental margin in the North (Newfoundland et Labrador) (Funck *et al*., 2004). In the south a thick layer of underplate has been imaged by wide-angle seismic profiles (Holbrook and Kelemen, 1993). In reflection seismic profiles SDR of a volume of up to 3.2x106 km$^3$ have been identified (Holbrook and Kelemen, 1993; Oh *et al*., 1995).

Towards the north in the Baltimore Basin, a multi-channel seismic profile combined with 6 expanding spread profiles (ESP) was acquired during the LASE cruise (Diebold et al., 1988) located as a conjugate to the DAKHLA study region (Figs. 5-26 and 5-27). Although data quality is not as high as on modern wide-angle seismic surveys, the deep structure shows some similarities. The continental crust thins on both margins along a short distance of around 100 km. In the sedimentary basin of the American margin, some layers of high seismic velocities have been imaged and interpreted as a carbonate bank (Diebold *et al*.,1988) as has been proposed for the DAKHLA region. The deep structure of the margin on the African side differs from the conjugate Baltimore Canyon margin, as the Moho rise, which is generally located directly underneath the region where the increase of basement depth is highest, is

offset about 50 km towards the ocean. This asymmetrical structural morphology is proposed to be due to regional tectonic inheritance (Labails *et al*., 2009) or to thickening of the lower crust through intrusions (Klingelhoefer *et al*., 2009). Similar to the DAKHLA Profile N the neighbouring oceanic crust is characterized by high lower crustal velocities (7.2–7.4 km/s), as compared to normal oceanic crust. The crust in this region is interpreted to be oceanic in origin, about 10 km thick and thinning to 7 km further oceanward similar to typical oceanic crust (White *et al*., 1992). The structure of the oceanic crust in the west of the sedimentary basin is very similar to the oceanic crust imaged in the east of the sedimentary basin off DAKHLA, including high velocities at the base and a relatively smooth basement. The LASE profile does not reach normal oceanic crust, which is imaged west of the M25 magnetic anomaly in the DAKHLA study region.

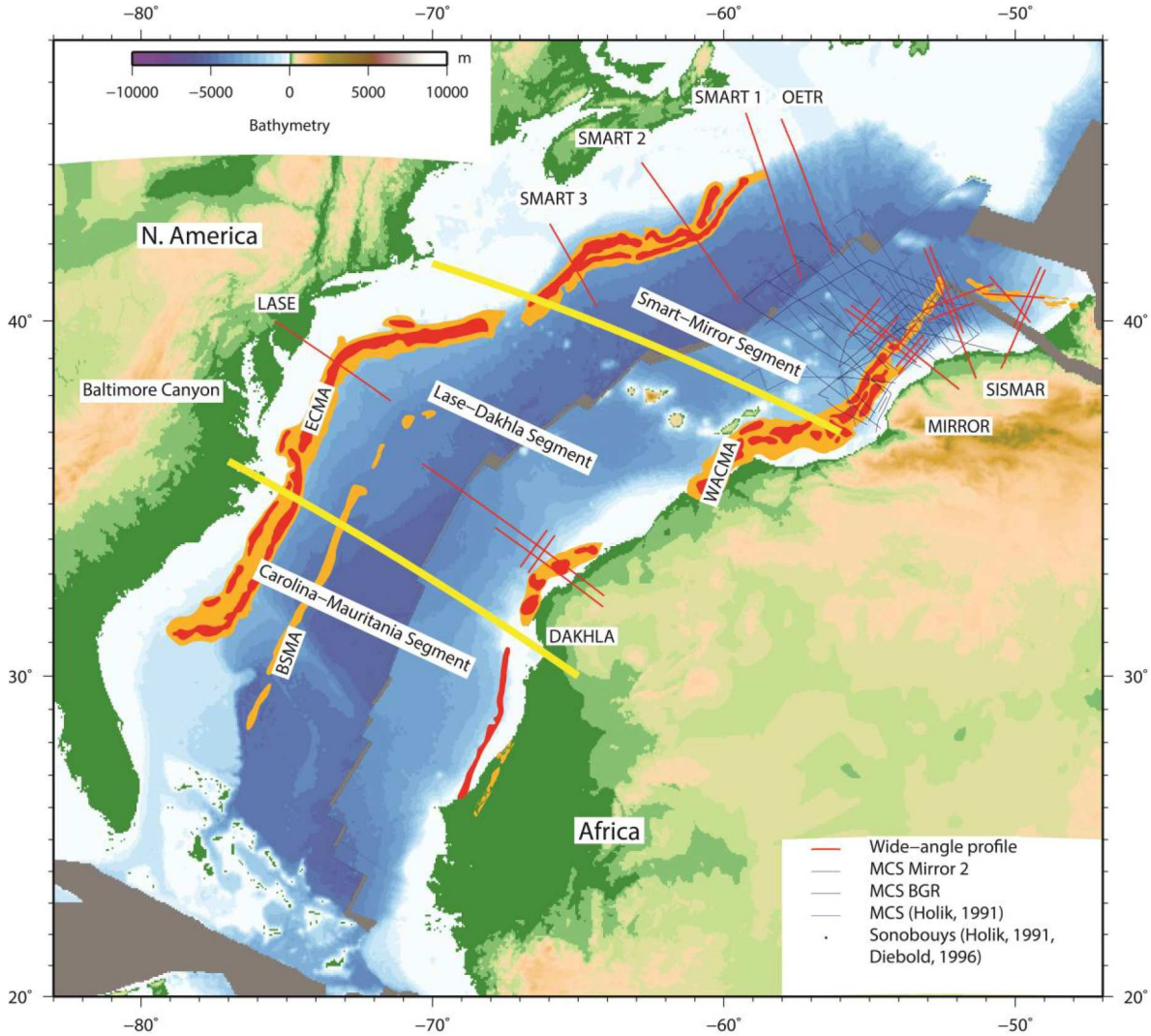



Fig. 5-26: Plate kinematic reconstruction of the central Atlantic at M25 (156.5 Ma) after Sahabi *et al*., 2004. Wide angle seismic profiles are marked by red lines and magnetic anomalies ECMA, WACMA and BSMA by orange and red outlines.

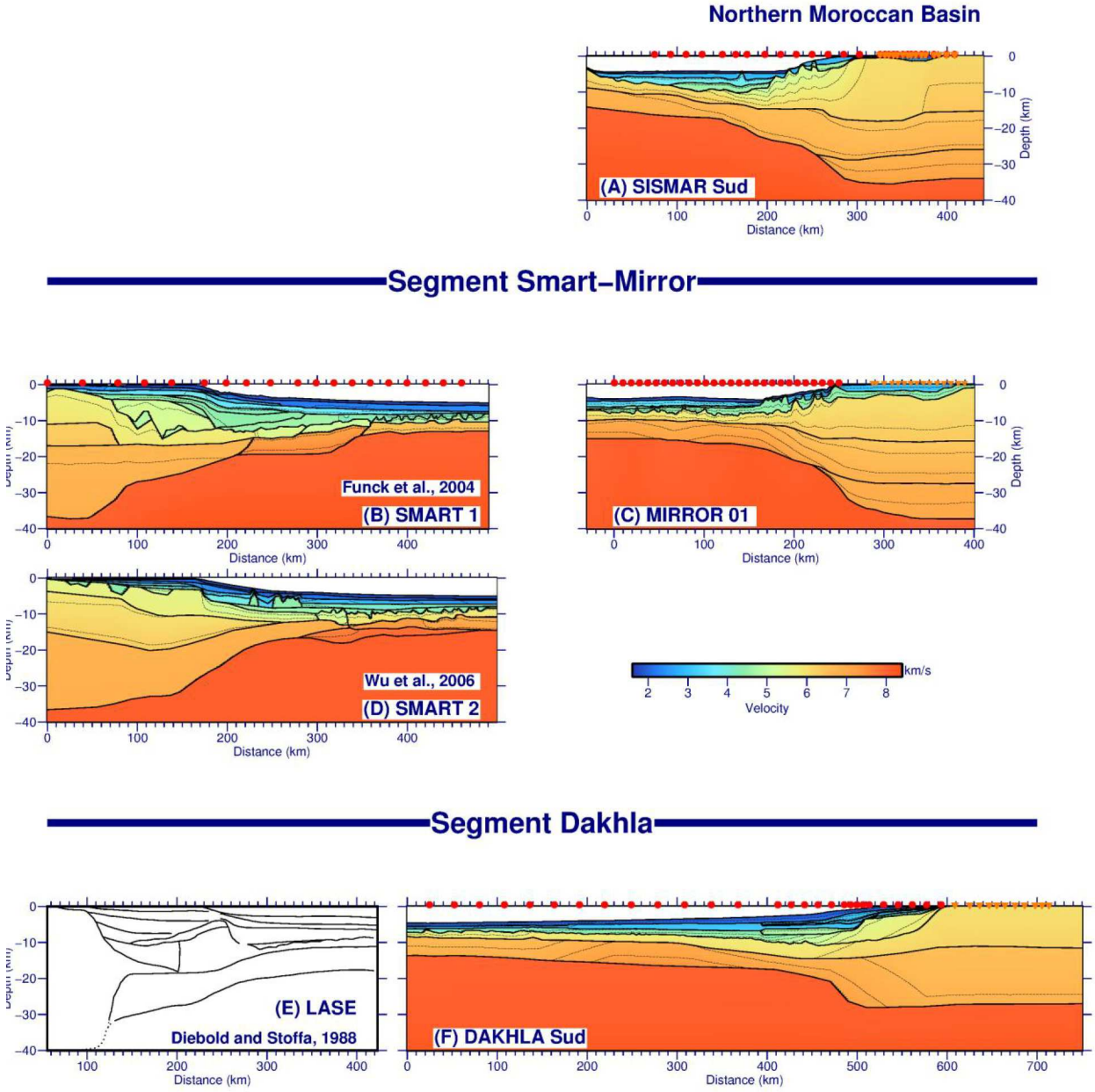



Fig. 5-27: (A) Wide-angle seismic model of profile SISMAR 4 (Contrucci *et al*., 2004) (B) Wide-angle seismic model of profile Smart 1 (Funck *et al*., 2004) (C) Wide-angle seismic model of profile MIRROR 01 (Biari *et al*., 2015) (D) Wide-angle seismic model of profile Smart 2 (Wu *et al*., 2006) (E) Wide-angle seismic model of profile Lase (Diebold *et al*., 1988) (F) Wide-angle seismic model of profile DAKHLA Nord (Klingelhoefer *et al*., 2009).

Further north offshore Nova Scotia, the character of the margin changes to a less volcanic style. Here, the amplitude of the ECMA decreases and is not identifiable further north-east. The three SMART wide-angle seismic profiles are located in this region. Whereas the MIRROR profiles are conjugate to the SMART 1 profile (Fig. 5-28), the SISMAR profiles are located in the northern Moroccan salt basin which has no conjugate on the North American margin.

Comparison of the SMART 1 profile with the exact conjugate MIRROR 01 profile, shows that the crustal geometry of the unthinned continental crust is very similar, with a thickness of about 35 km divided into three layers. Geometry of crustal thinning is equally similar to a thickness of about 10 km. While on the African Margin oceanic crust neighbours continental crust of about 10–12 km thickness, on the American Margin crustal the continental crust is thinned to as little as 2 to 4 km thickness. In this region the very thin continental crust is underlain by serpentinised upper mantle material. Probably water descending in fractures through this thin crust is responsible for the serpentinisation. Further oceanward along the SMART 1 profile a region of exhumed upper mantle has been imaged. It is proposed to result from initial rifting. No such region could be imaged along the MIRROR profiles. Although, high velocities in the lower crust are also imaged in the MIRROR data set, the existence of strong reflections from the base of the crust in the MIRROR data set seem to indicate that these are due to inclusion of serpentinite pockets into proto-oceanic crust rather than exhumed upper mantle, which would give rise to no or only weak reflections at its base.

The thickness of the initial oceanic crust is higher on the African side (8 km) than on the Canadian side (b 3 km) and velocities of the oceanic crust are lower on the Canadian than on the African side. Both observations could be explained by asymmetric accretion at the onset of oceanic spreading. During asymmetric accretion of oceanic crust (e.g., Escartín *et al*., 2008), the hanging wall (African side) is influenced by the neo volcanic zone producing a typical layered oceanic crust, while the footwall (Canadian side) consists mainly of exhumed serpentinite with intruded gabbros. Further on, the African line shows an intra-crustal reflector at about 1 s TWT below basement. This could be interpreted as the oceanic boundary between layer 2 and layer 3. This reflector cannot be seen on the Canadian profile – this fact can also be explained by asymmetric oceanic accretion with eastward dipping detachments. A high degree of serpentinization can explain the upper crustal velocities in the range of 4.5 to 5.0 km/s as reported for line SMART-1. Cannat *et al*. (2006) have shown that such asymmetric processes can be stable for several tens of millions of years.

A second explanation might be that oceanic crust along the African margin has undergone modifications at a later stage. While sediments are undisturbed on the Canadian margin, they show intense faulting on the African side, where faults penetrate the complete sedimentary section up to the seafloor (Fig. 5-29). This faulting might be related to uplift of the basement, which has been proposed to result from thermal anomalies related to the Canary Island Hotspot (Holik *et al*., 1991; Duggen *et al*., 2009). So one alternative explanation of the difference in oceanic crustal thickness could be that the oceanic crust sampled along the MIRROR profiles was later modified and thickened by melt extracted from the Canary Hotspot (Holik *et al*., 1991).

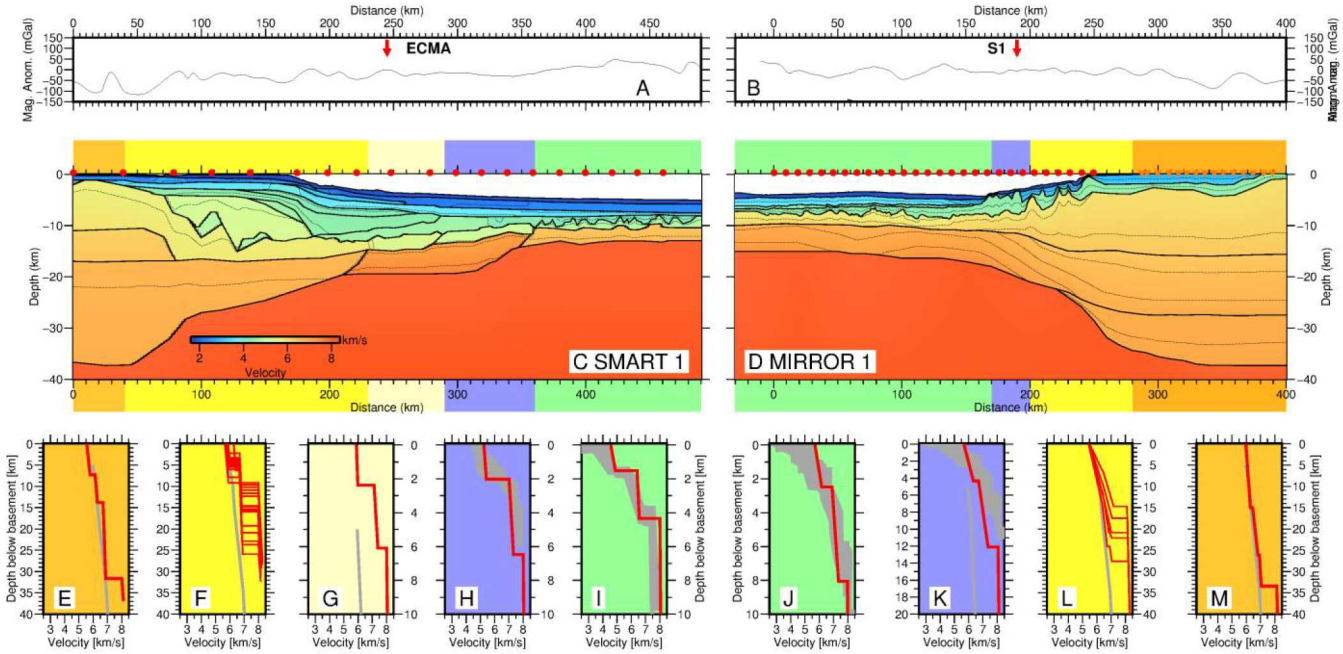



Fig. 5-28: Comparison between the SMART 1 and MIRROR 1 conjugate wide-angle seismic models. (A) and (B) magnetic anomaly along seismic profiles (C) and (D) Wide-angle seismic models. Regions of different crustal nature are underlain (orange — unthinned continental crust, yellow — thinned continental crust, pale yellow — very thin continental crust overlying serpentinised upper mantle, violet — OCT, green — oceanic crust). (E) to (M) Velocity-depth-relationships extracted from the seismic models at regions according to their background colour.

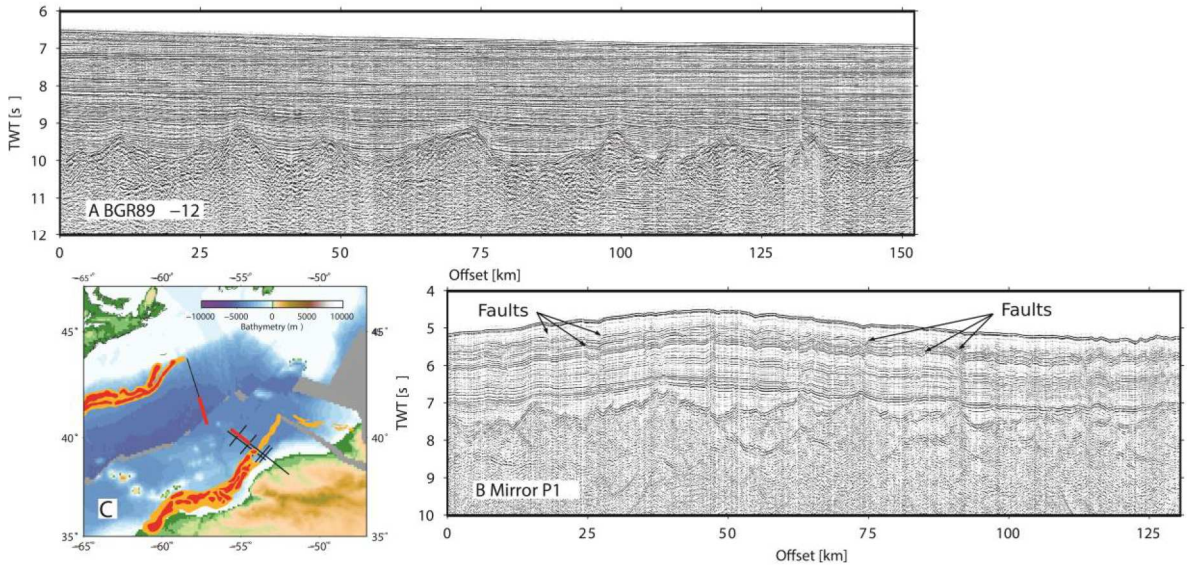



Fig. 5-29: Comparison between the SMART 1 and MIRROR 1 reflection seismic data of the oceanic domain. (A) Profile BGR89-12, coincident with the oceanic part of the SMART profile (B) Oceanic part of the MIRROR 01 profile (C) Bathymetric data with a plate cinematic reconstruction at Anomaly M25 (156 Ma). Magnetic anomalies ECMA and WACMA are marked by orange and red outlines and parts of the profiles shown in (A) and (B) are marked by red lines.TWT: two-way travel-time.

Anyhow, these explanations remain speculative, since a ridge jump at BSMA time cannot be ruled out. In this case the conjugate oceanic crust to profile MIRROR-01 would lie eastward of the area covered by line SMART-1

### 5.4 Conclusions

This compilation of new and existing data sets from the Moroccan passive continental margin reveals major along-strike variations in its deep structure. The unthinned continental crust in the Gulf of Cadiz region and along the northern Moroccan margin has a thickness varying between 35 and 37 km. It thins towards the south to only 27 km offshore DAKHLA. In the south crustal thinning takes place in a narrow zone of 90 km with the upper crust thinning closer to the continent than the lower crust, probably due to depth-dependent stretching and the presence of the Precambrian Reguibat Ridge on land (Klingelhoefer *et al*., 2009). The North Moroccan Basin is underlain by highly thinned continental crust of only 6–8 km thickness up to the position of the WACMA magnetic anomaly (Contrucci *et al*., 2004). Correspondingly the width of the zone of crustal thinning is wider in the north narrowing to the south. This difference indicates that rifting and initial opening of the oceanic basin has not followed identical mechanisms from north to south.

The ocean–continent transition zone shows a variable width between 40 and 70 km. Comparison of the seismic velocities in this zone with those of thinned continental crust, exhumed upper mantle and typical oceanic velocities indicates that rocks in this zone are probably of a mixed origin between continental and oceanic rocks. Some elevated velocities are proposed to be associated to pockets of serpentinite or volcanic intrusions. No underplate bodies directly associated to the initial break-up have been imaged along this part of the continental margin. The oceanic crust west of the OCT is characterized by a thickness of 7–8 km along the complete margin, with high velocities of up to 7.5 km/s between magnetic anomalies S1 and M25, which are associated to a flat basement reflector in the south of the study region. The elevated velocities at the base of the crust in this region are proposed to be related to from inclusions of serpentinite intro proto-oceanic crust during the onset of spreading. The change to more typical oceanic crust at magnetic anomaly M25 is probably related to changes in the spreading velocities at the time of the Kimmeridgian/Tithonian plate reorganization (Labails *et al*., 2010).

Different types of volcanic products have been imaged along the margin, including ash layers, volcanic seamounts with assciated dikes and sills, and seaward dipping reflectors (Holik *et al*., 1991; Roeser *et al*., 2002). While the former are confined to the region next to the Canary Islands, and is thus not related to the initial opening of the oceanic, some SDRs are proposed to be the origin of the S1 magnetic anomaly. However, the SDRs are underdeveloped and are not a predominant feature present continuously along the complete margin which was associated to only weak volcanism (Contrucci *et al*., 2004; Klingelhoefer *et al*., 2009; Biari *et al*., 2015).

The conjugate passive margin of Nova Scotia is characterized by a decrease of the amount of volcanism associated to the original breakup from the south to the north. The amplitude of the East Coast Magnetic anomaly decreases and vanishes at the latitude of 44°N. Comparison of both margins shows a similar continental crustal thickness and structure, however 3–4 km thinner oceanic crust on the American side than on the African margin (Funck *et al*., 2004; Biari *et al*., 2015). A zone of interpreted very thin continental crust underlain by serpentinised upper mantle present on the Canadian margin is not imaged along the NW African margin. The higher thickness might also result from volcanic underplating due to the presence of the Canary hotspot in the region between 60 to 30 Ma.

Among the remaining open questions along the NW African margin is the question of the origin of the S1 or WACMA magnetic anomaly. No magmatic underplate and only few SDRs have been imaged in the region of the anomaly (Roeser *et al*., 2002; Biari *et al*., 2015). Detailed cartography of the magnetic anomalies might confirm the proposed existence of a magnetic anomaly conjugate to the Blake Spur anomaly (Labails *et al*., 2009). The existence of such an anomaly might decide discussions about the proposed ridge jump at the BSMA time (Klitgord and Schouten, 1986).

Further work along this margin might allow to fill existing gaps in the seismic coverage between the Canary Islands and the continental margin. New data would permit to better constrain the thinning of the continental crust from north to south. They could also be used to verify the existence of a flow of mantle material from the Canaries underneath the Atlas and thereby answer questions about the origin of the high isostatically uncompensated topography of the mountain range.

Lastly, more work is required to identify the exact nature of the rocks of the ocean–continent transition zone along both conjugate margins. This would require the acquisition of more seismic data in the OCT but final answers can only come from drilling.

# Chapitre 6 :

# Synthèse


**6.1 Introduction** **226**

**6.2 La segmentation des marges homologues de l'Atlantique central** **226**

6.2.1 Les anomalies magnétiques marginales 226

6.2.2 Les bassins à évaporites marginaux 227

**6.3 La structure profonde le long de la Marge continentale Est américaine** **229**

**6.4 La structure profonde le long de la Marge continentale Nord-Ouest Africaine** **231**

**6.5 Reconstructions palinspastiques : le segment Meseta-Nouvelle Ecosse (Smart-Mirror)** **237**

6.5.1 Discussion : Parties Océaniques 242

6.5.2 Discussion : Parties intermediaries 245

## 6.1 Introduction

La marge ouest-africaine et son homologue, la marge conjuguée est-canadienne et est-américaine, constituent un bon exemple pour appréhender la problématique concernant les mécanismes de formation et l'évolution des marges continentales passives. Cela passe nécessairement par la connaissance de leurs structures profondes.

La structure profonde de la marge est-américaine des États-Unis a été étudiée dès les années 80, les données publiées concernent les profils réfraction (ESP) LASE et EDGE 801 au large du bassin de Baltimore (LASE study Group, 1986 ; Holbrook *et al.*, 1994a), et les profils de sismique réflexion et réfraction USGS-32 et BA-6 au large du bassin de la Caroline au sud (Tréhu *et al*., 1989 ; Austin *et al*., 1990 ; Holbrook *et al*., 1994b ; Oh *et al*., 1995). Plus récemment, la marge de la Nouvelle-Écosse a été étudiée dans le cadre du projet SMART (*Scotian MARgin Transects refraction lines*), qui a permis l'acquisition de trois profils sismiques grand-angle et sismique réflexion (Funck *et al*., 2004; Wu *et al*., 2006; Louden *et al.*, 2010).

La marge atlantique marocaine représente l'homologue de la Nouvelle Ecosse et d'une partie de la marge est-américaine. Sa structure profonde a été étudiée dans les années 2000 suite à l'acquisition de nouvelles données de sismique profonde grand-angle et multi-trace dans le cadre des projets Sismar (2001) (Contrucci *et al*., 2004; Jaffal *et al*., 2009) et MIRROR (Biari *et al*., 2014 ; 2015 et cette étude) et Dakhla (2003) (Klingelhoefer *et al*., 2009; Labails et Olivet, 2009).

## 6.2 La segmentation des marges homologues de l'Atlantique central

La figure 6-1 montre la reconstitution du système Afrique – Amérique du Nord à l'époque de l'anomalie M25 de Labails *et al*., (2010). Sur cette figure, sont montrées les principales structures marginales dont on rappelle ici les principaux caractéristiques :

### 6.2.1 Les anomalies magnétiques marginales

Du côté Américain, la *East Coast Magnetic Anomaly* (ECMA) est une anomalie magnétique positive, continue et de forte amplitude. Elle s'étend en suivant de près le bord du plateau continental depuis la Caroline du Sud (31°N) jusqu'à la Nouvelle-Écosse au Nord où elle s'en écarte. Elle est interprétée par certains auteurs comme la signature d'une croûte magmatique, située dans la zone de transition, et séparant une croûte océanique de la croûte continentale amincie (e.g. LASE Study Group, 1986 ; Holbrook *et al*., 1994a ; Louden *et al*., 2010). Trois segments différents peuvent identifiés en fonction de son allure : dans le segment austral, au sud de 36°N, et septentrional, entre 41 et 44 °N, elle comporte une structure double, alors que la partie médiane ne présente qu'une anomalie simple (Sahabi *et al*., 2004).

Au Sud de la marge Est des États-Unis, au large des bassins de la Caroline (segment sud) et du Baltimore (segment central), deux anomalies magnétiques océaniques post-ECMA, situées dans la zone magnétique calme du Jurassique entre l'ECMA et l'isochrone M25 ont été identifiés: l'anomalie E et la *Blake Spur Magnetic Anomaly* (BSMA). Vers le Nord, au large

de la Nouvelle-Écosse (segment Smart dans la figure 6-1), ces deux anomalies n'ont pas été identifiées, cependant Labails *et al.* (2010) observent sur la carte magnétique de Verhoeff *et al.* (1996) des alignements qui recoupent obliquement la ECMA aux latitudes 41°N et 45°N.

Du côté Africain, la *West African Coast Magnetic Anomaly* (WACMA) est considérée comme homologue de l'ECMA du côté Africain (Sahabi *et al*., 2004, Sahabi, 2004 ; Labails *et al*., 2010) et se situe à la limite continent-océan. Elle est très semblable dans sa forme, sa situation et sa segmentation à l'ECMA, mais avec une amplitude environ deux fois plus faible et une extension vers le nord, appelée S', considéré sans homologue américain (Sahabi *et al*., 2004). Aucune structure qui pourrait correspondre à des SDRs n'a été imagée dans cette marge. Seul Roeser *et al*., (2002) ont mis en évidence sur des profils sismiques réflexion des réflecteurs qui pourrait correspondre à des SDRs, sous l'anomalie S1, mais leur amplitude et leur répartition restent beaucoup moins importantes que pour ceux identifiés le long de la marge américaine conjuguée.

Les équivalents de la BSMA et l'anomalie E n'ont pas été rapportées dans les travaux antérieurs ; cependant Sahabi (2004) puis Labails *et al*., (2010) ont identifié une anomalie située à 80 km vers l'Ouest de la WACMA, entre le sud des îles Canaries et les îles du Cap Vert au large de la Mauritanie et du Dakhla (Fig. 6-1) qu'ils interprètent comme l'équivalent Africain de la BSMA de la marge homologue. Cette anomalie a été appelée *African Blake Spur Magnetic Anomaly* (ABSMA). Vers le Nord au large de la meseta marocaine (segment Mirror dans la figure 6-1) entre la WACMA et l'isochrone M25, Roeser *et al*., (2002) ont déterminé des linéaments orientés NNE-SSO obliques à l'anomalie S1, selon ces auteurs ces linéaments sont liés à l'accrétion océanique mésozoïque.

La zone de Safi est caractérisée par une activité volcanique active due à sa situation par rapport aux îles Canaries. Les données SMT combinées avec les données sonobuoy de Holik *et al*,. (1991) ont permis d'imager un corps volcanique nommé UCF (*Unit of Chaotic Facies*). Il a été modélisé par des vitesses de 4.2 km/s. Des volcans témoignant de l'activité volcanique dans cette zone ont été également imagés sur les données sismiques réflexion du Mirror Leg-2.

### 6.2.2 Les bassins à évaporites marginaux

Du côté américain, on trouve des évaporites dans les bassins de Nouvelle-Écosse et Georges Bank ainsi que vers le Nord dans les bassins du Grand Banc de Terre-Neuve. Elles sont datées par forage du Rhétien à la fin du Sinémurien (Wade & MacLean, 1990) Elles sont absentes plus au sud, dans le bassin de Baltimore et l'on retrouve un bassin très étroit à l'aplomb de l'ECMA, dans le bassin de Caroline. Cette segmentation est coïncidente avec celle de la ECMA (Sahabi *et al*., 2004).

Du côté africain, la répartition des évaporites est très similaire : un vaste bassin salifère au Maroc, comparable à celui de Nouvelle-Écosse, pas d'évaporites au sud des Canaries, dans le bassin de Tarfaya-Laâyoune, et une étroite bande dans le bassin de Mauritanie, homologue du bassin de Caroline. Cette segmentation est coïncidente avec celle de la ECMA (Sahabi *et al*., 2004). Enfin, plus au sud et sans homologue salifère américain car il fait face au Blake Plateau structure.

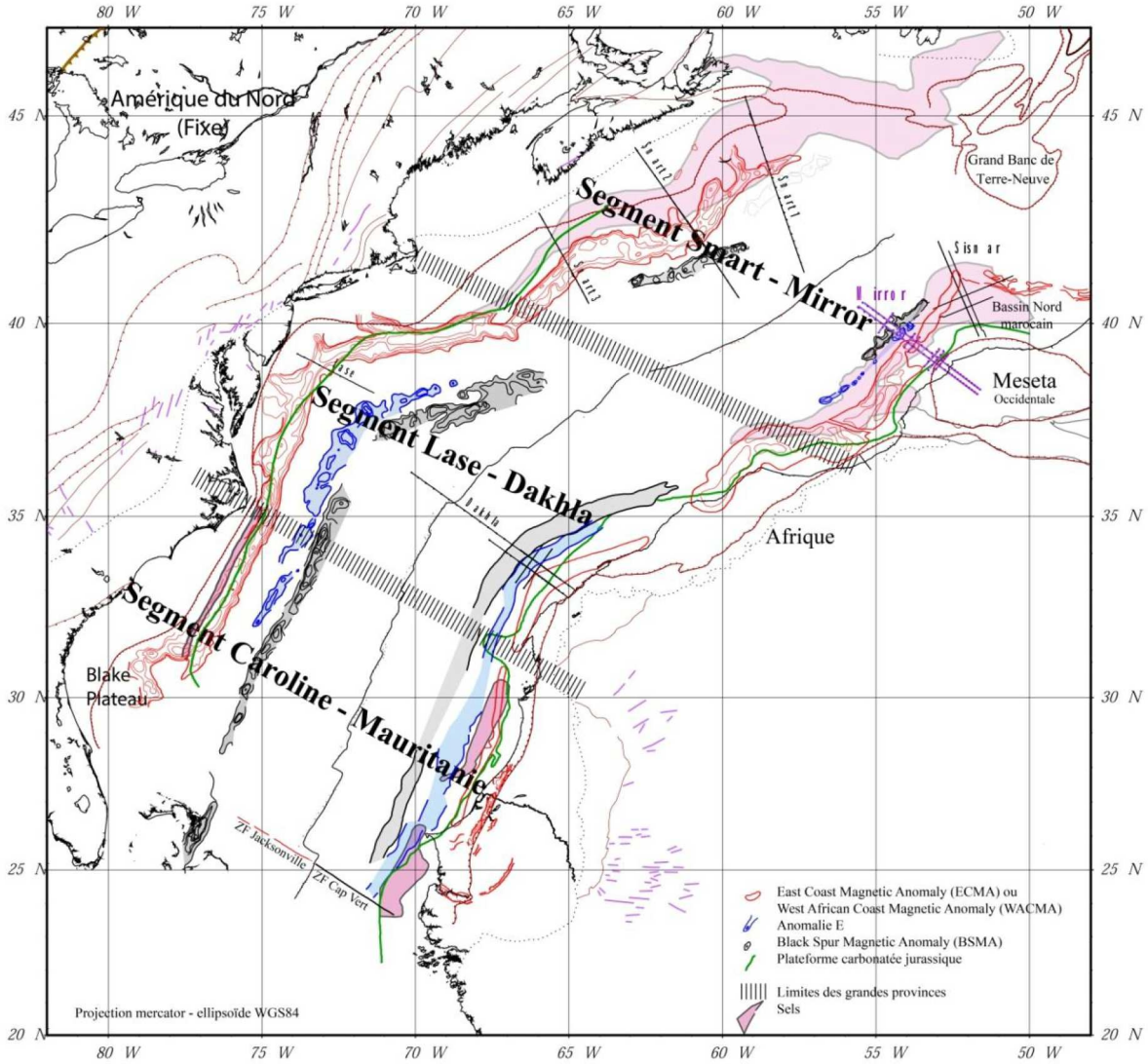



Fig. 6-1 : Reconstruction cinématique du système Afrique/Meseta Marocaine/Amérique du Nord à l'anomalie M25 (156,5 Ma d'après Kent & Gradstein, 1986) et limites des grandes provinces. (d'après Sahabi *et al*., 2004).

La cartographie de l'extension des bassins à évaporites marginaux et des anomalies magnétiques marginales ont donc permis de proposer une division de l'Atlantique Central en trois grandes provinces. Chaque province montre une segmentation à l'échelle des bassins côtiers d'une longueur d'onde de 600 à 700 km (Sahabi *et al*., 2004 ; Labails *et al*., 2010) dont on peut résumer les caractéristiques ainsi :

- Le segment nord de l'ATLC est caractérisé par une importante couche salifère sur l'ensemble des bassins situés sur les marges de la Meseta et de la Nouvelle Ecosse. De ce point de vue, elle est à rattacher à l'histoire triasique des bassins salifères de l'Atlantique Nord (Olivet *et al*., 1984). Ce segment présente une structure double pour les anomalies magnétiques ECMA et WACMA, mais ne présente pas l'équivalent des anomalies magnétiques océaniques Blake Spur (BSMA-ABSMA) observées plus au sud. On note cependant la présence de linéaments magnétiques obliques aux anomalies ECMA et S1 de part et d'autre du système.

  C'est dans ce segment où ont été acquis les profils SISMAR et MIRROR côté africain et les profils SMART côté Canadien.

- Le segment central de l'ATLC (Baltimore – Reguibat), situé au sud de l'alignement Kelvin-Canaries, est quasiment dépourvu de bassins salifères mises à part la terminaison sud du bassin de la nouvelle Ecosse. Les anomalies magnétiques homologues ECMA et WACMA montrent un seul pic et les anomalies magnétiques océaniques E et BSMA côté américain et leur équivalent côté africain sont bien individualisées. Il a fait l'objet des campagnes LASE et EDGE 801 côté américain, et Dakhla côté africain.

- Dans le segment austral de l'ATLC, on retrouve des bassins salifères homologues, de taille beaucoup plus réduite qu'au Nord, dans les bassins de Mauritanie, de Caroline et de Casamance. Les anomalies magnétiques homologues ECMA et WACMA retrouvent leur structure double observée dans le segment septentrional. Ce segment a fait l'objet des campagnes USGS-32 et Ba-6 côté américain.

### 6.3 La structure profonde le long de la Marge continentale Est américaine

Les données sismiques réfraction/ réflexion au large de la marge est-américain ont été acquises dès les années 80. La majorité de ces données sont de mauvaise qualité par rapport aux données de la marge est canadienne et leurs homologues sur la marge conjuguée Nord-Ouest Africaine (Fig. 6-2-a).

Se basant sur les différents travaux menés sur la structure profonde de la marge Nord-Est Américaine, on peut distinguer trois grands domaines structuraux : un domaine continental, transitionnel et océanique. Dans ce paragraphe, nous présenterons, les caractéristiques et la variation structurelle de ces domaines. La structure profonde de chaque segment de la marge a été discutée en détail dans le chapitre 2.

Les principaux résultats qui ressortent des modèles de vitesse réalisés à partir des données de sismique réfraction ainsi que l'analyse des profils réflexion de la marge Est-Américaine, peuvent être résumés comme suit (Fig. 6-2-b) :

- Le domaine continental semble garder la même architecture le long de la marge, il s'agit d'une croûte non amincie qui varie de 34 km d'épaisseur en moyenne dans les segments Nord et Sud, à 45 km dans le segment central, mais les données sont éparses et peu

fiables. Dans le segment Nord, bien échantillonné, elle se divise en trois couches et montre une vitesse comprise entre 5.5 et 6.9 km/s.

- L'amincissement commence au niveau de la pente continentale, où l'on assiste à un approfondissement du socle, visible sur l'ensemble des profils réflexion, et qui s'accompagne par une remontée du Moho, visible sur le profil réflexion EDGE 801. Les trois profils SMART au large de la nouvelle Ecosse sont caractérisés par la présence de sel, alors que vers le sud les dômes salifères n'ont été imagés que sur les profils USGS-32 et Ba-6. On note également, la disparition de la croûte continentale intermédiaire vers le large, le long des profils canadiens SMART ainsi qu'au niveau des profils américains EDGE 801 et Ba-6, mais pour ces derniers, les données sont éparses et peu fiables.

- Le domaine transitionnel le long de la marge occupe une largeur moyenne de 150 km sauf au large de la Caroline sur le profil Ba-6 où l'on trouve une zone transitionnelle assez petite de l'ordre de 80-100 km de largeur. La modélisation sismique grand-angle des sept profils réfraction montre une zone sismique à haute vitesse entre 7.2 et 7.9 km/s. Dans les segments central et sud, au large de la marge américaine (Baltimore-Caroline), cette zone transitionnelle à haute vitesse semble coïncider sur les profils de sismique réflexion avec la présence de réflecteurs interprétés comme des SDRs (Holbrook *et al*., 1994a ; LASE Study Group, 1986). Ces auteurs concluent que la zone transitionnelle de la marge est-américaine est formée de matériel magmatique sous-plaqué. Il est important de noter que l'extension de ces réflecteurs, parfois très peu visible comme sur le profil LASE, ne correspond nullement sur les autres profils à l'extension du corps à vitesse anormale sous-jacent, de 4 à 10 fois plus importante. Ce corps à vitesses anomales semble continuer vers le Nord jusqu'au bassin du Georges Banc à la limite sud de la marge canadienne où il a été modélisé sur le profil SMART-3, où des réflecteurs sont interprétés comme SDRs (Louden *et al*., 2010). On note cependant, que ces structures interprétées comme SDRs ne présentent ici ni la même épaisseur ni la même largeur que ceux observées au large de Baltimore et de la Caroline. Au large de la Nouvelle-Écosse, le long des profils SMART-1 et 2, aucune structure volcanique qui pourrait s'apparenter à des SDRs n'a pu être observée sur les profils sismiques multitraces acquis dans cette zone (Funck *et al*., 2004 ; Wu *et al*., 2006) et la couche inférieure de ce domaine, à vitesses anomales, a été interprétée par ces auteurs comme du manteau serpentinisé. La nature du domaine transitionnel et la présence des réflecteurs interprétés comme des SDRs au Sud, leur l'atténuation de leur signature vers le nord jusqu'à leur disparition ont conduit certains auteurs à proposer une segmentation sur la marge nord-américaine avec un passage d'une marge de type volcanique au sud à une marge de type non volcanique au Nord.

- Le domaine océanique a été modélisé avec des vitesses comprises entre 4.7 et 7.0 km /s. Cette croûte présente une épaisseur moyenne de 7-8 km depuis le profil Est américain Ba-6 au Sud jusqu'au profil canadien SMART-2 au Nord. Sur le profil SMART-1 la croûte océanique semble avoir une épaisseur de 4 km seulement.

- Le long de la marge Nord-Est Américaine, la *East Coast Magnetic Anomaly* (ECMA) se situe dans la zone de transition continent-océan.

## 6.4 La structure profonde le long de la Marge continentale Nord-Ouest Africaine

Le long de la marge Nord-Ouest Africaine, la marge Atlantique du Maroc est celle qui a concentré un effort d'exploration par la sismique grand-angle et réflexion (Fig. 6-3-a). Dans ce paragraphe, nous présentons les caractéristiques principales et la variation structurelle de la structure profonde le long de la marge. La structure profonde de chaque segment a été discutée en détail dans le chapitre 2. Les travaux récents réalisés au large de Safi ont fait l'objet du chapitre 4.

Les mêmes domaines imagés sur la marge homologue Nord-Est Américaine ont été imagés sur la marge Atlantique marocaine : un domaine continental, transitionnel et océanique. Les principaux résultats qui ressortent des modèles de vitesse réalisés à partir des données de sismique réfraction ainsi que l'analyse des profils réflexion de la marge Atlantique Marocaine peuvent être résumés comme suit (Fig. 6-3-b) :

- Le domaine continental garde la même architecture au niveau de la Meseta sur les profils Sismar et Mirror, dans le segment septentrional : il s'agit d'une croûte non amincie de 35-36 km d'épaisseur et qui se divise en trois couches. Elle montre une vitesse comprise entre 5.2 et 7.0 km/s. Au niveau du Sahara, dans le segment central, en face du bouclier précambrien de Reguibat, à la latitude de Dakhla, la croûte présente des vitesses similaires à celles des profils Sismar et Mirror, mais on note une différence au niveau de son épaisseur qui est faible de l'ordre de 27 km. Cette faible épaisseur est due à l'absence de la croûte inférieure imagée au Nord.

- La zone d'amincissement sur les profils Sismar et Mirror à une largeur moyenne de 100 km. Sur ces deux segments, quelques blocs ont été imagés en bas de pente continentale et on note la présence d'évaporites. Au large de Dakhla cette zone dite de Necking fait 100 km de largeur et est caractérisé par un décalage très important vers l'océan de la remontée du Moho par rapport à la pente continentale. Aucun bloc n'a été imagé sur ce profil et on ne note pas de présence d'évaporites. La modélisation montre que la remontée du Moho est associée à des vitesses élevées à la base de la couche continentale inférieure (6.8-7.3 km/s), probablement dues à des intrusions magmatiques dans la croûte par des filons ou des dykes (Klingelhoefer *et al*., 2009).

- Le domaine transitionnel le long de la marge marocaine montre des différences :

    - Sur le profil Sismar, aucune zone à vitesse anormale n'a été imagée sur les données grand-angle. Cependant, l'interprétation de (Contrucci *et al*., 2004) montre un domaine intermédiaire de 50 km de largeur présentant deux couches avec des vitesses de 6,2-6,4 et 6,6-6,8 km/s, caractéristiques d'une croûte continentale amincie ou d'une croûte transitionnelle ;

- Sur le profil Mirror, à l'Ouest de l'anomalie S1, la sismique grand-angle montre une croûte inférieure avec un corps sismique à haute vitesse qui se poursuit jusqu'à la fin du profil. En fonction des vitesses de ce corps, nous avons divisé la zone à l'ouest de l'anomalie S-1 en deux parties appelées OC-1 (domaine océanique 1) et OC-2 (domaine océanique 2). Le domaine OC-1 est constitué de deux couches et des vitesses sismiques élevées dans la croûte inférieure (7.0 - 7.4 km/s). Ce domaine est interprété comme une croûte océanique atypique. Le domaine OC-2, d'une épaisseur de 8 km, est divisé en deux couches et se caractérise par des vitesses de 7.25 km/s à la base de la croûte inférieure probablement dus à la présence de quelques poches de serpentine. Cette zone à vitesses anormale sur le profil Mirror a été aussi imagée dans les travaux antérieurs de Holik *et al*., (1991). Selon ces auteurs, cette zone correspond à une couche volcanique produite par le passage des points chauds des îles Canaries, il y a 60 Ma.
- Sur le profil Dakhla, le domaine transitionnel se situe sous la pente continentale, sur une largueur de 100 km et correspond principalement à l'amincissement de la couche continental supérieure.

- La croûte océanique présente de larges variations. À l'Ouest de l'anomalie S-1 dans le profil Sismar au Nord, une croûte océanique normale de 7 km d'épaisseur a été modélisée. Celle-ci n'a pas été imagée sur le profil Mirror. Dans le segment central, le modèle de vitesse du profil Dakhla montre une croûte océanique qui évolue depuis une croûte avec un socle rugueux interprétée comme d'origine océanique avec la présence de quelques poches de serpentine à sa base à l'ouest de l'anomalie S1, à une zone de croûte océanique avec un socle très lisse, une épaisseur de 8 km et des vitesses sismiques élevées dans la croûte inférieure (7.00-7.40 km/s) entre l'anomalie S1 et M25. A l'ouest de l'isochrone M25, la croûte océanique retrouve une épaisseur et une structure sismique typique. Labails *et al*. (2009 ; 2010) ont montré la coïncidence de ces variations avec les changements océaniques important à la Blake Spur et à l'anomalie M25.

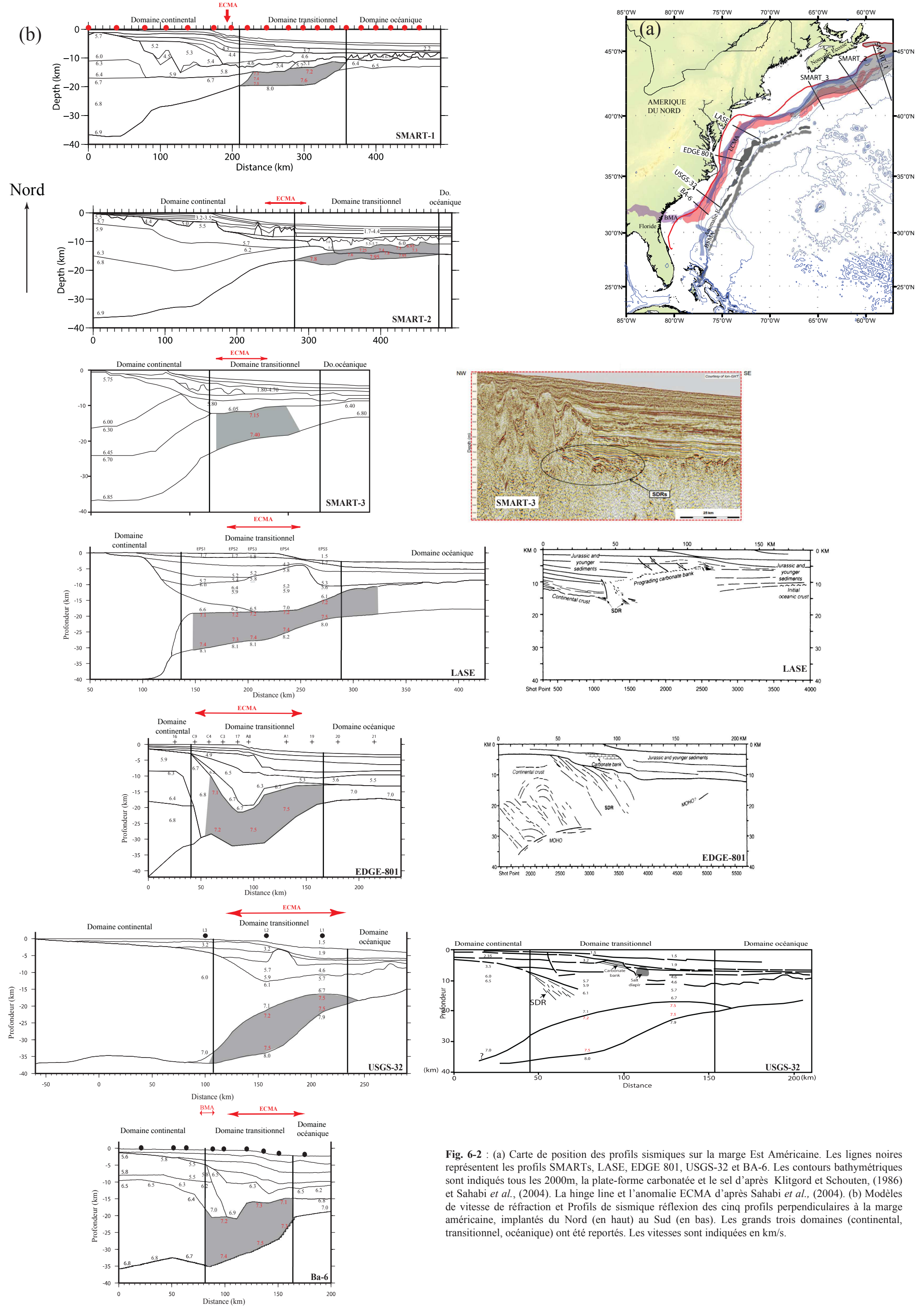



**Fig. 6-2** : (a) Carte de position des profils sismiques sur la marge Est Américaine. Les lignes noires représentent les profils SMARTs, LASE, EDGE 801, USGS-32 et BA-6. Les contours bathymétriques sont indiqués tous les 2000m, la plate-forme carbonatée et le sel d'après Klitgord et Schouten, (1986) et Sahabi *et al.*, (2004). La hinge line et l'anomalie ECMA d'après Sahabi *et al.*, (2004). (b) Modèles de vitesse de réfraction et Profils de sismique réflexion des cinq profils perpendiculaires à la marge américaine, implantés du Nord (en haut) au Sud (en bas). Les grands trois domaines (continental, transitionnel, océanique) ont été reportés. Les vitesses sont indiquées en km/s.

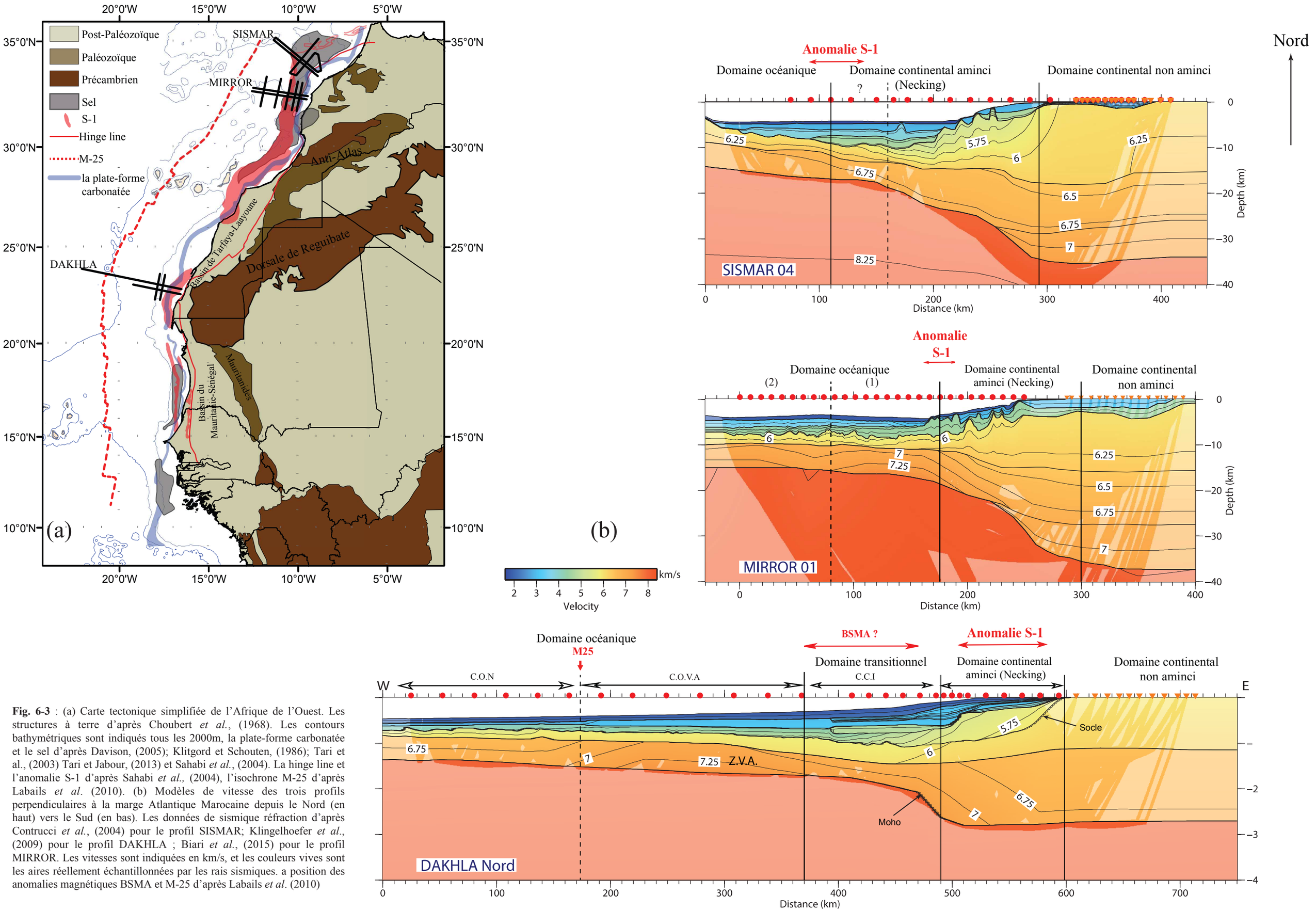



**Fig. 6-3** : (a) Carte tectonique simplifiée de l'Afrique de l'Ouest. Les structures à terre d'après Choubert *et al.*, (1968). Les contours bathymétriques sont indiqués tous les 2000m, la plate-forme carbonatée et le sel d'après Davison, (2005); Klitgord et Schouten, (1986); Tari et al., (2003) Tari et Jabour, (2013) et Sahabi *et al.*, (2004). La hinge line et l'anomalie S-1 d'après Sahabi *et al.,* (2004), l'isochrone M-25 d'après Labails *et al*. (2010). (b) Modèles de vitesse des trois profils perpendiculaires à la marge Atlantique Marocaine depuis le Nord (en haut) vers le Sud (en bas). Les données de sismique réfraction d'après Contrucci *et al.*, (2004) pour le profil SISMAR; Klingelhoefer *et al.*, (2009) pour le profil DAKHLA ; Biari *et al.*, (2015) pour le profil MIRROR. Les vitesses sont indiquées en km/s, et les couleurs vives sont les aires réellement échantillonnées par les rais sismiques. a position des anomalies magnétiques BSMA et M-25 d'après Labails *et al*. (2010)

## 6.5 Reconstructions palinspastiques : le segment Meseta-Nouvelle Ecosse (Smart-Mirror)

Le segment austral n'ayant pas de données du côté africain, aucune reconstruction n'est possible.

Le segment Baltimore-Dakhla a déjà été discuté par Labails *et al*. (2009). Les données ESP de LASE ne permettent pas d'imager le necking, cependant ces auteurs notent une forte asymétrie du système dans ce segment, un domaine transitionnelle très marqué par l'amincissement de la croute supérieur du coté africain et des Possibles SDRs du côté américain. Labails *et al*. (2009 ; 2010) Attribuent cette dissymétrie à la présence de la ride de Réguibat qui s'étend jusqu'à la côte.

La mission Mirror éclaire d'un nouvel angle le segment Septentrional. C'est cette partie qui va être détaillée.

Le segment Meseta - Nouvelle-Ecosse, se situe dans la province Nord de l'Atlantique. Les marges des segments homologues appartenants à cette province sont caractérisées essentiellement par la présence de bassins salifères homologues (Sahabi *et al*., 2004) et par leur caractère non ou peu volcanique. Sur l'ensemble de la marge Africaine homologue, il n'y a que très peu ou pas de SDRs bien développés et par conséquent toute cette marge est considérée comme peu ou non volcanique (Contrucci *et al*., 2004; et Jaffal *et al*., 2009, Labails *et al*., 2010 , Biari *et al*., 2015). D'autre part les bassins océaniques adjacents aux marges de ce segment ne montrent pas d'anomalies magnétiques océaniques bien développées comme la paire BSMA-ABSMA mais seulement la présence de linéaments obliques aux anomalies ECMA et S1.

Parmi les travaux antérieurs, la comparaison de la structure profonde des marges homologues du segment Nouvelle-Ecosse – Meseta avait été réalisée sur les profils SISMAR (côté africain) et SMART 1 (côté canadien) (Maillard *et al*., 2006). La figure 6-4 montre une reconstitution du système Afrique/Meseta/Amérique du Nord de Sahabi *et al*. (2004), juste après le Sinémurien : il s'agit d'un fit ouvert, après la première croûte océanique, afin de mettre en évidence le parallélisme des structures salifères et des anomalies magnétiques bordières. Sur cette figure sont reportés les positions de tous les profils grand angle réalisés sur les deux marges homologues : les profils SMART 1, 2 et 3 côté canadien, le profil SISMAR et les profils MIRROR, côté Meseta. Il en ressort clairement qu'on ne peut pas considérer comme homologues les profils SISMAR et SMART1 comme l'ont fait Maillard et al. (2006) et nous considérons ici que l'homologue le plus proche possible du Profil SMART 1 est le profil MIRROR 01. La comparaison sera faite entre ces deux profils dans la suite de ce chapitre.

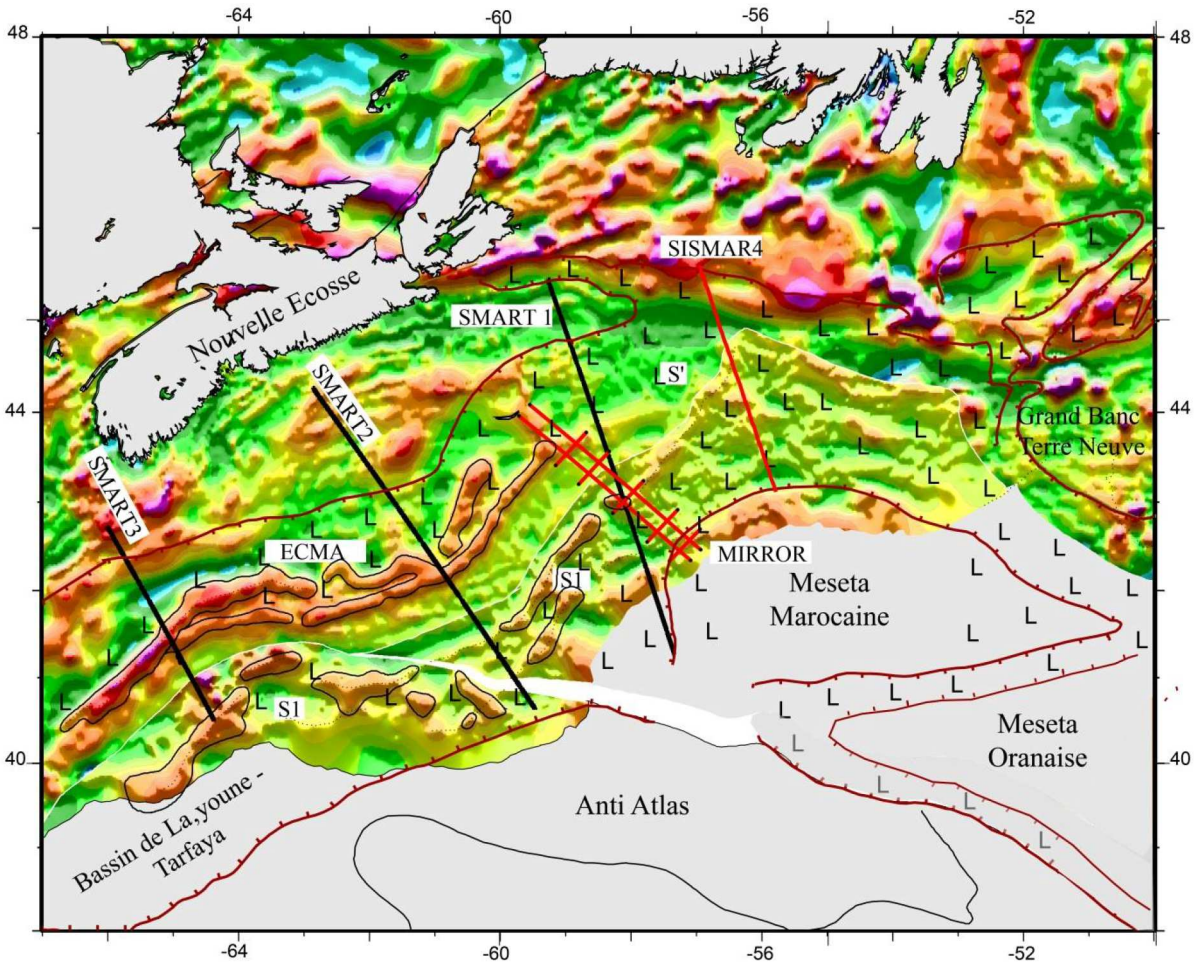


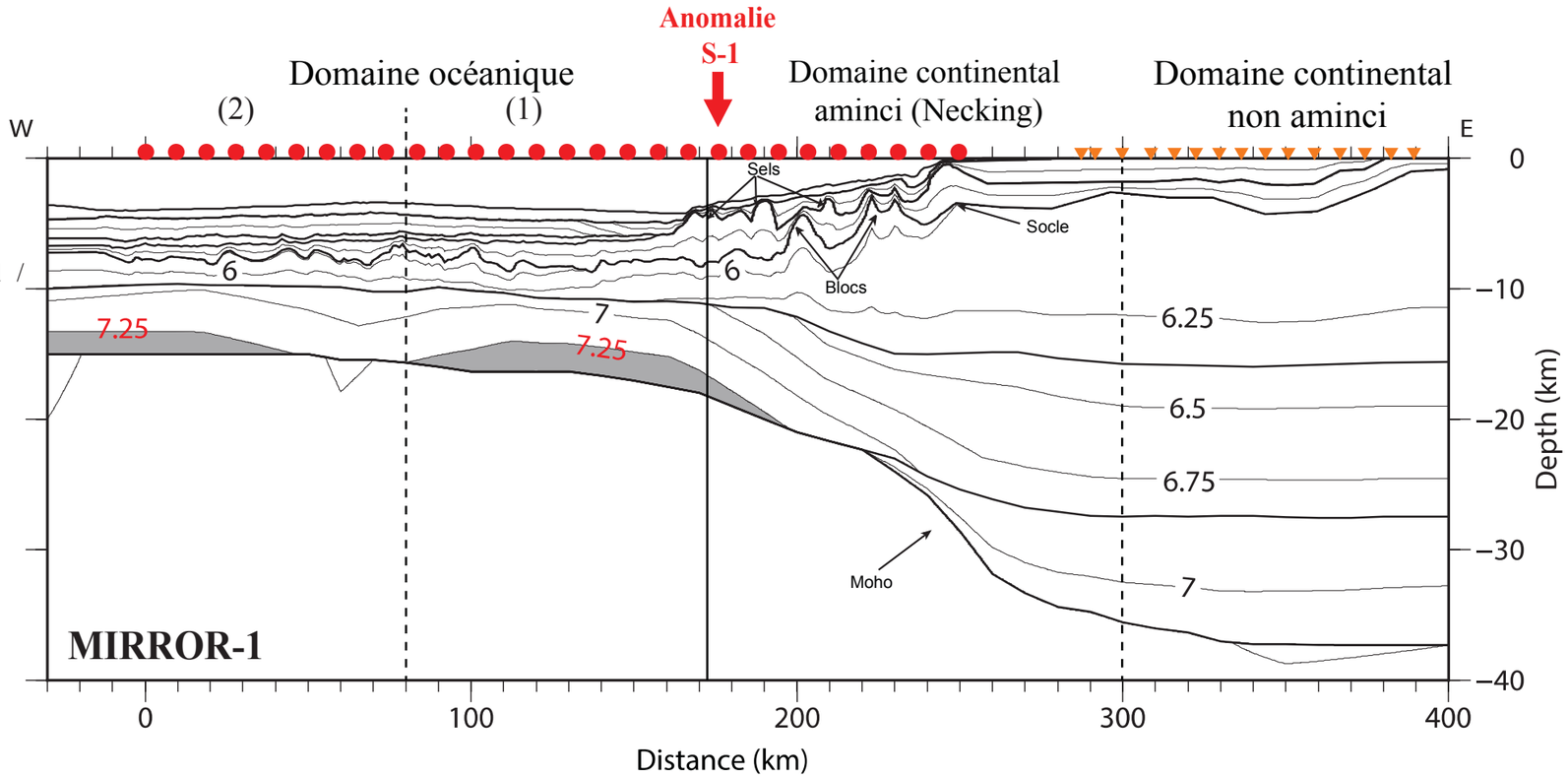

Fig. 6-4 : reconstitution cinématique à la fin du Sinémurien de Sahabi *et al*., 2004 montrant l'homologie de l'anomalie S1 avec la ECMA de Nouvelle-Écosse. Les profils grand-angle SMART, MIRROR et SISMAR sont imagés par les traits noirs et rouges.

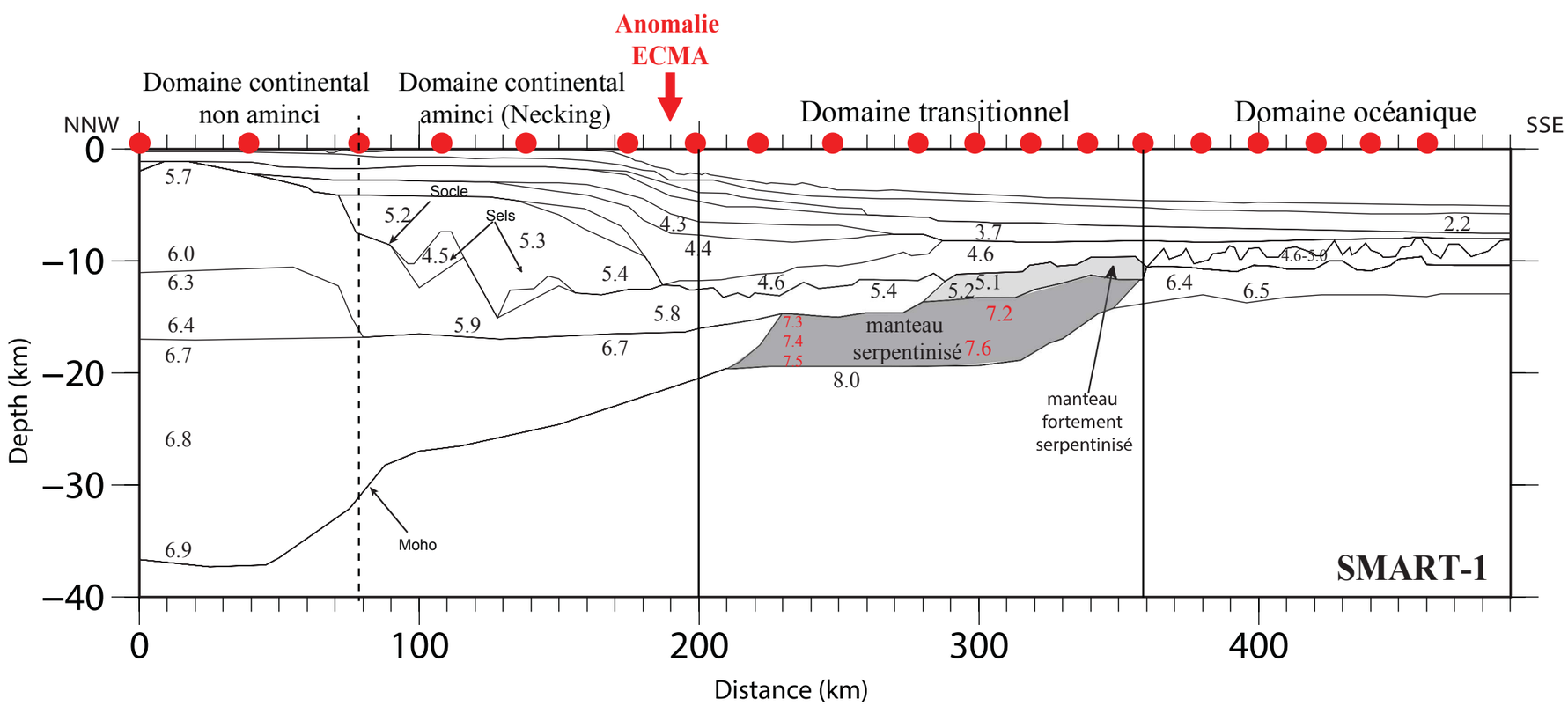
Les principales observations qui ressortent de la comparaison des deux modèles de vitesse réalisés sur ce segment sont (Fig. 6-5) décrits ci-dessous :

Une symétrie dans le domaine continental, avec une croûte non-amincie qui représente une épaisseur similaire de ~36 km, divisée en trois couches avec des vitesses qui varient entre 5.7 et 7 km/s sur les deux marges. Sur les deux modèles de vitesse une couche continentale disparaît, il s'agit de la couche inférieure sur le profil Mirror et de la couche intermédiaire sur le profil Smart. Les deux couches restantes montrent des vitesses très similaires entre 5.8–7.2 km/s, 5.7 – 7.10 km/s (Fig. 6-5).

Une symétrie de la largeur de la zone d'amincissement qui est d'une largeur de ~130 km est bien identifiable en comparant les deux profils. Sur la marge canadienne, la croûte continue de s'amincir progressivement jusqu'à atteindre une épaisseur de 4 km juste à l'Ouest du domaine transitionnel. Sur la marge Nord-Africaine au large de la Meseta, l'amincissement de la croûte atteint une valeur de 10-12 km à l'Est de l'anomalie S1. L'amincissement de l'épaisseur de la croûte est continue jusqu'à l'Est du domaine océanique où une croûte de 8 km a été imagée. Dans cette zone appelée zone de « Necking », des blocs basculés ont été imagés

**Fig. 6-5** : Modèles de vitesse des deux profils homologues MIRROR-1 / SMART-1



sur le profil Mirror au niveau de la pente continentale marocaine. Ils sont surmontés par un bassin dans lequel l'épaisseur des sédiments atteint un maximum de 6 km et qui est caractérisé par des vitesses faibles du socle de 5.5 km/s, probablement lié à l'altération du socle par l'infiltration de l'eau par des failles crées lors de l'ouverture de la marge. La série sédimentaire est fortement perturbée par la présence de nombreux diapirs de sel qui débordent légèrement à l'Ouest de l'anomalie magnétique S-1. Les forages 544 et 546, qui sont localisés au Nord de la zone de Mirror au large de plateau de Mazagan dans le voisinage du profil Sismar, ont atteint respectivement un gneiss et un diapir salifère (Hinz *et al*., 1984), ce qui confirme qu'il s'agit bien d'une pente avec une croûte de nature continentale et d'un ancien bassin salifère. Sur la marge Canadienne, l'épaisseur sédimentaire est plus importante avec un maximum de 14 km, probablement liée à des différences des conditions de dépôts par exemple du climat, et de l'érosion présent sur les deux marges. Sur la marge Canadienne, seulement deux blocs basculés ont été imagés dans la partie continentale à l'Ouest de l'anomalie ECMA, et la présence des diapirs de sel peut être notée, analogue au profil Mirror (Funck *et al*., 2004). L'identification des blocs est basée sur un profil de sismique réflexion conjoint au profil SMART 1 et des forages sur la marge au niveau du profil ont atteint les couches sédimentaires sous-jacentes des diapirs de sel.

À l'Est de l'anomalie ECMA, dans le domaine transitionnel, se situe une région comprenant deux couches crustales, avec des vitesses sismiques de 5.1 – 5.3 km/s et 7.2 – 7.8 km/s. Les vitesses sismiques de la couche sous-jacente sont trop hautes pour appartenir à la croûte terrestre (typiquement < 7.0 km/s) et plus faibles que les vitesses sismiques du manteau supérieur (typiquement 8.00 – 8.20 km/s). Elle est interprétée comme étant une couche de manteau exhumé lors de l'ouverture de la marge et serpentinisée par la suite, à cause de l'eau rentrant par des failles profondes, abaissant les vitesses à 7.2 – 7.8 km/s. À la base de cette couche, les vitesses sismiques augmentent progressivement de celle d'un manteau légèrement serpentinisé jusqu'à des vitesses d'un manteau non-serpentinisé. Il n'existe pas d'interface réelle entre les deux couches, et seules de très faibles arrivées réfléchies de ce front de serpentinisation ont pu être observées. Cette couche est surmontée d'un corps caractérisé par des vitesses de 5.1-5.3 km/s qui est interprété comme étant une zone de manteau exhumé serpentinisé directement et à un taux beaucoup plus élevé (> 85 % de serpentinisation). Selon les auteurs il n'est pas possible de créer une couche relativement homogène en utilisant un apport de magma très variable au début de la mise en place d'une dorsale.

Sur la marge homologue marocaine, le profil Mirror ne montre aucune présence d'une couche de manteau supérieur exhumé et serpentinisé lors de l'ouverture initiale de la marge. Les vitesses à la base de la croûte à l'ouest de la S1 sont légèrement supérieures (6.80 – 7.20 km/s) par rapport à une croûte océanique dite « typique », mais de fortes ondes réfléchies provenant de l'interface croûte inférieur – manteau supérieur sont observées et modélisées. La présence d'une interface physique entre les couches crustales et mantelliques contredit la présence d'un corps composé complètement de manteau serpentinisé qui devrait montrer un changement progressif entre les vitesses sismiques des serpentines et des péridotites du manteau et ne pas provoquer des ondes réfléchies de forte amplitude. Pour cette raison, nous proposons que ces vitesses élevées soient liées à des intrusions de quelques poches de

serpentine à la base d'une croûte d'origine océanique. Le saut de vitesse sismique entre la base de la croûte (7.20) km/s et du manteau (8.00 km/s) est dans ce cas suffisant pour engendrer des phases réfléchies de forte amplitude. A l'instar de la marge Canadienne, il est proposé que ce fait soit lié à une accrétion pas encore complètement développée à la naissance de la dorsale ou à une proto dorsale, comme proposé au large de l'Angola (Aslanian *et al*., 2009), du Brésil (Klingelhoefer *et al*., 2015 ; Evain *et al*., 2015) ou dans le bassin provençal (Moulin *et al*., 2015 ; Afilhado *et al*., 2015).

### 6.5.1 Discussion : Parties Océaniques

Une comparaison des domaines clairement océaniques (260-490 km distance du modèle sur le profil Smart et 0-170 distance du modèle sur le profil Mirror) montre quelques différences marquantes. D'abord l'épaisseur de la croûte est supérieure sur le côté africain où elle atteint environ 8 km, légèrement supérieure à la « Moyenne » de 7.1 km (White *et al*., 1992), en comparaison avec seulement 4 km sur le côté Canadien. Le socle est plus rugueux côté Canadien et les vitesses à la base de la croûte sont plus élevées sur le côté Africain (7.2 km/s sur le profil Mirror 01 et seulement 6.6 km/s sur le profil SMART 01). Ces différences de structures et d'épaisseur sur deux croûtes océaniques homologues peuvent être expliquées par : (1) accrétion à une dorsale asymétrique (2) épaississement de la croûte océanique sur la côte africaine par le passage du Point Chaud des Canaries. Nous verrons qu'il y existe en fait une troisième hypothèse qui s'impose comme facteur primordial : la différence d'âge des deux domaines océaniques.

(1) Accrétion asymétrique : La différence d'épaisseur pourrait être expliquée par une accrétion asymétrique au début de l'expansion océanique qui engendre un faible apport de magma sur le côté canadien ce qui induit une faible épaisseur de la croûte générée. Selon Escartin *et al*., (2008), il existe deux types d'accrétion de la croûte océanique au niveau des dorsales : (i) une accrétion symétrique par volcanisme associé à des failles parallèles à l'axe (Fig. 6-6-b), et une accrétion asymétrique par failles de détachement actives sur un flanc de la dorsale (Fig. 6-6-a). Dans le cas d'une extension asymétrique, la marge Canadienne pourrait correspondre à la partie supérieure (« *hanging wall* ») et la marge Africaine à la partie inférieure (« *footwall* ») de la dorsale et montrer des différences significatives en épaisseur et caractère du socle. Le refroidissement par circulation hydrothermale est plus efficace sur le côté de l'éponte supérieur, ce qui explique sa plus faible épaisseur. Cannat *et al*., 2006 ont démontré que ce processus d'accrétion asymétrique peut être stable pendant plusieurs dizaines de millions d'années.

(2) Passage du point chaud des îles Canaries : l'asymétrie de la croûte océanique observée sur les deux profils pourrait aussi être expliquée par le passage d'un point chaud qui aurait modifié l'épaisseur de la croûte après sa création dans la région (Holik *et al*., 1991). Celui-ci serait probablement responsable de plus d'apport magmatique à la croûte à ce niveau et aurait augmenté son épaisseur (Fig. 6-7). Un point favorable à cette proposition est le fait que l'épaisseur de la croûte océanique dans notre secteur d'étude est supérieure de 2-3 km dans le trajet du point chaud des îles Canaries proposé par Carracedo *et al*., 1998 et diminue à l'Ouest

de cette zone à seulement 4-5 km, ce qui est comparable à l'épaisseur de 3-4 km modélisé au large de la marge conjuguée.

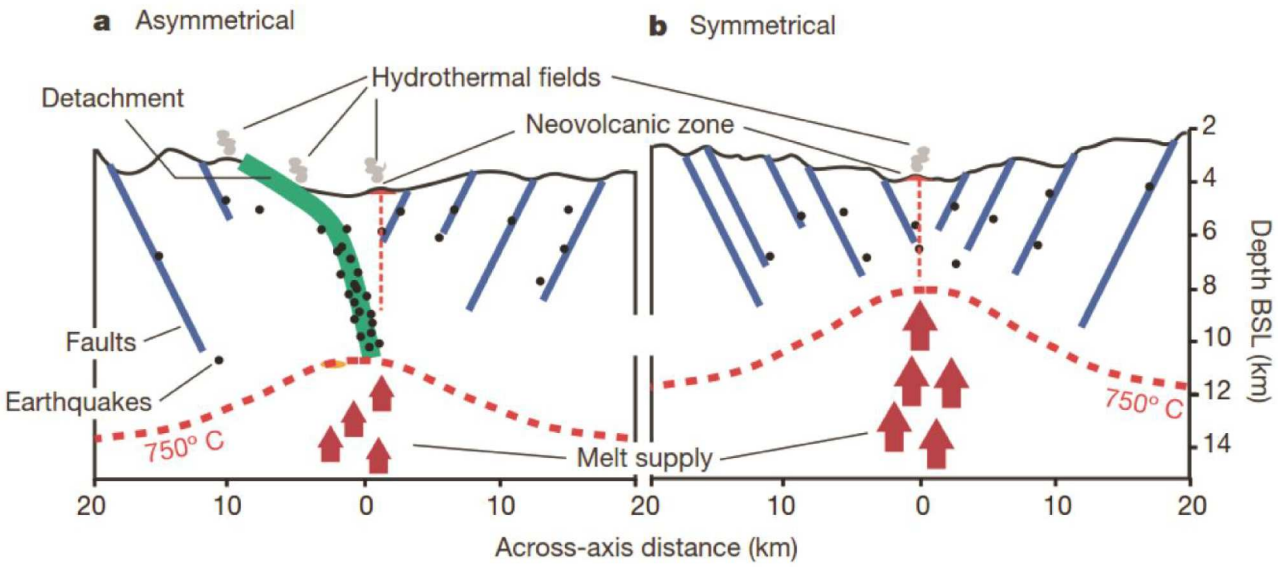



Fig. 6-6 : schéma des deux types d'accrétion de la croûte océanique d'après Escartin *et al*., (2008). À gauche accrétion asymétrique par des failles de détachement. À droite accrétion symétrique volcanique.

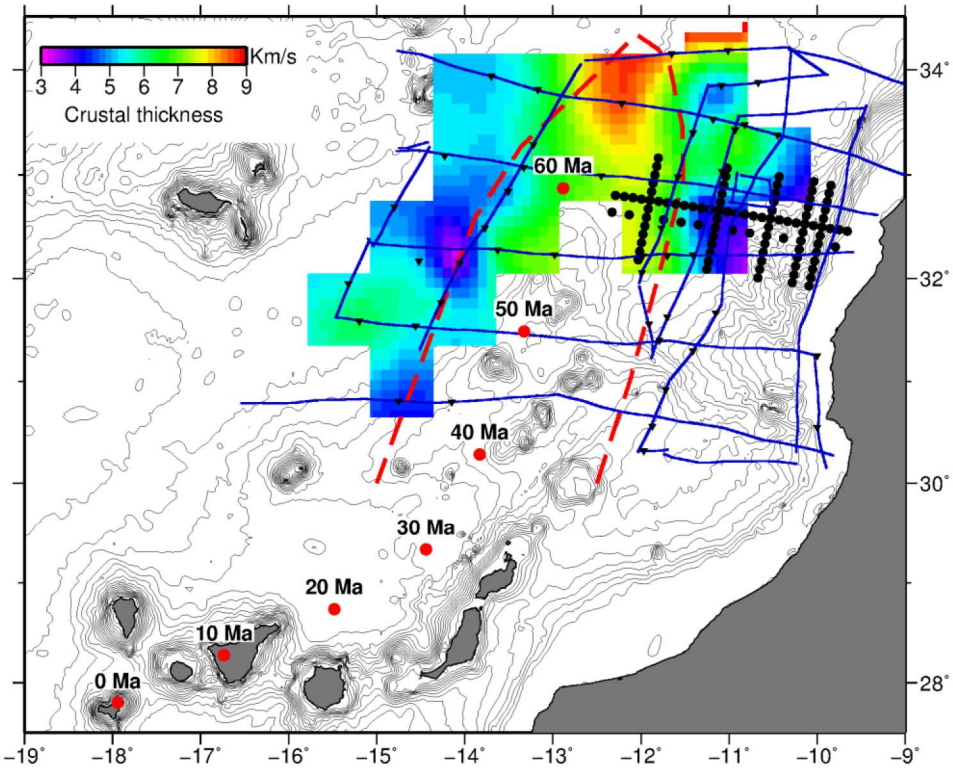



Fig. 6-7 : Carte bathymétrique de la zone d'étude sur la Marge Nord-Ouest Africaine. Superposés : l'épaisseur crustale d'après Holik *et al*. 1991 et cette étude. Les cercles rouges représentent l'âge du passage du point chaud des îles Canaries d'après Carracedo *et al*., (1998). Le trait rouge en pointillés montre la région de croûte modifiée par le passage du hotspot des Canaries selon Holik *et al*., (1991).

**Problème d'âge**

La figure 6-9 présente la position des profils conjugués SMART-MIRROR vers le début du Callovien (170-165), soit à l'époque de la formation de la Blake Spur. Une paléo-dorsale estimée est tracée au milieu de l'espace créé entre les deux anomalies bordières ECMA et WACMA ainsi que les OBSs marquant le début de la croûte océanique identifiée respectivement sur les deux profils (respectivement OBS6 pour SAMRT et OBS 28 pour MIRROR). Cette figure montre que toute la partie imagée par le profil SMART se trouvant à l'est de la paléo-dorsale n'est pas formée à cette époque alors que l'intégralité de la croute imagée par les profils MIRROR est formée : les deux croûte océanique imagée par les profils SMARRT et MIRROR n'ont donc pas le même âge et ne doivent pas être considérées comme homologues : la croûte océanique du profil MIRROR a un âge compris entre le Sinémurien et le Callovien, alors que la partie océanique imagée par SMART est post-Callovienne.

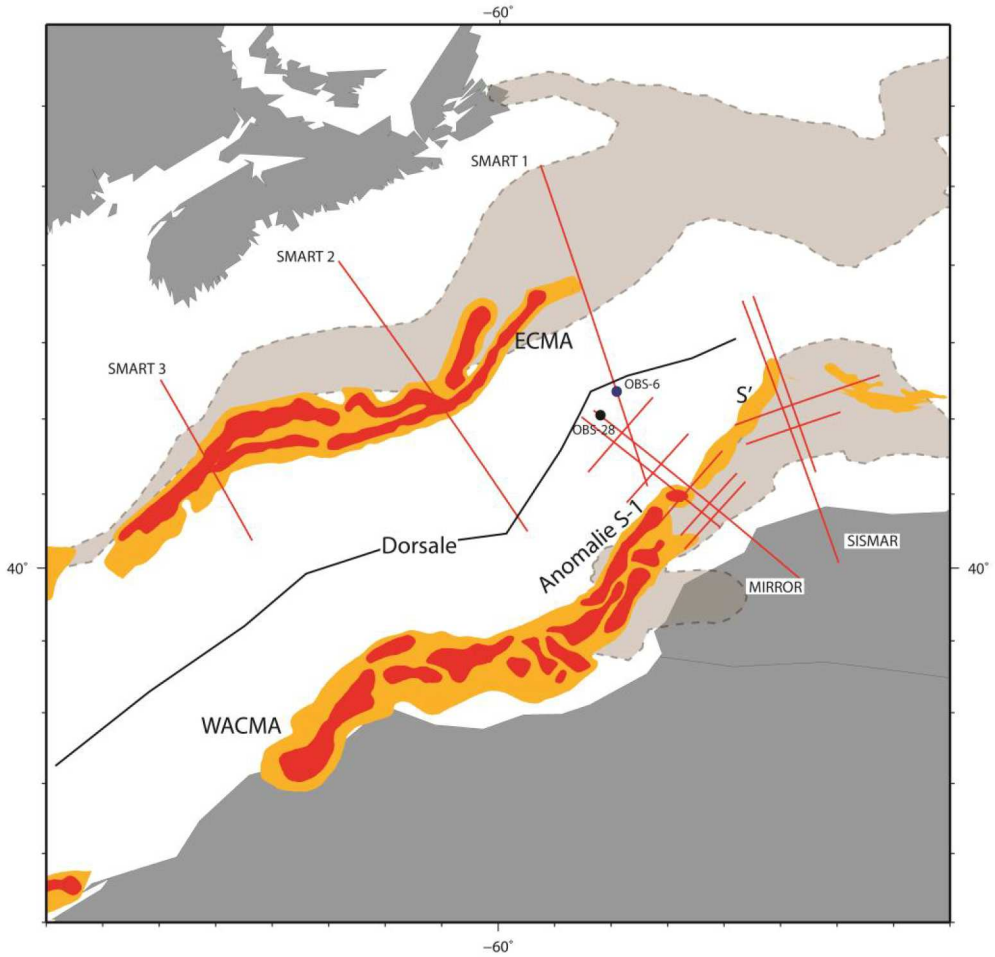



Fig. 6-8 : Reconstitution cinématique à l'époque de la BSMA au Callovien (165 Ma). Les lignes rouges marquent la position des profils Canadiens et Marocains, les polygones gris l'extension du sel et les polygones orange et rouges les anomalies magnétiques ECMA, S1 et S1'.

D'après les reconstitutions cinématiques de Sahabi *et al*., 2004 et de Labails *et al*., 2010, le Sinémurien (195 Ma) marque le début de l'accrétion océanique. L'ouverture à cette époque se

fait à un taux lent (~0,8 cm/an) jusqu'à la création des anomalies magnétiques Blake Spur datée du Callovien inférieur (165 Ma). À cette époque dans l'Atlantique centrale, un changement dans la direction d'expansion océanique et une accélération du taux d'ouverture de 0.8 cm/a à ~1.7 cm/an ont lieu. Labails *et al*., (2009), dans le segment central, ont décrit une variation nette de l'épaisseur et de la structure de la croute océanique qui s'amincit lors du changement cinématique Callovien pour atteindre un épaisseur de 3-4 km, similaire à celle observée sur la croûte océanique de SMART, du même âge. C'est aussi ce qui est observée, comme nous l'avons vu plus haut, à l'ouest de la région déterminée par Holik *et al*. (1991).

La différence de structure et d'épaisseur de croûte océanique entre les deux profils est donc d'abord liée à leur différence d'âges qui se trouvent de part et d'autre d'un changement cinématique bien identifié. Cela n'exclut pas pour autant une influence cependant secondaire du passage ultérieur de cette croûte au-dessus du point chaud des Canaries.

### 6.5.2 Discussion : Parties intermédiaire

La structure du domaine situé juste après la ECMA sur le profil SMART 1 pose elle aussi un problème. Alors que sur MIRROR, il s'agit de croûte océanique, SMART 1 semble montrer une fine couche continentale posée sur une couche épaisse de manteau serpentinisé. Pourtant, l'accrétion océanique a débuté sur l'ensemble de l'Atlantique Central depuis le Sinémurien, comme le montre d'ailleurs également les profils SMART 2 et 3.

La reconstruction cinématique que nous avons présenté dans la figure 6-4, et qui représente un fit légèrement ouvert, indique une segmentation secondaire avec : un arrêt net des anomalies marginales parallèles ECMA et WACMA, qui donne lieu à un domaine triangulaire bordé par deux anomalies magnétiques faibles, probablement non isochrones, au nord de MIRROR. La différence entre les deux profils pourrait indiquer que le profil SMART1 a échantillonné une partie atypique, situé au sud de la future zone de fracture Pico-Gloria qui permettra le mouvement de la plaque Ibérique et au nord de la limite septentrionale des anomalies ECMA et WACMA.

Les travaux récents de Cannat *et al*, 2006 et Sauter *et al.*, 2013 concernant l'accrétion océanique le long des dorsales lentes a ultra-lentes montrent que la transition d'un segment magmatique (où une croute océanique se forme) à un segment amagmatique (où il y n'y a quasiment pas de magmatisme, uniquement de l'exhumation) est assez rapide, elle peut se faire sur quelques dizaines de km.

Ainsi, ces deux observations seraient la conséquence de l'obliquité du profil Smart par rapport à la direction de l'ouverture de la marge, ce qui signifie que les profils SMART et MIRROR ne sont pas exactement des profils conjugués, et il a suffi que quelques dizaines de km d'écart pour échantillonner croûte océanique coté Mirror et manteau serpentinisé côté Smart.

# Chapitre 7 :

# Conclusions et perspectives

## Conclusions et perspectives

Les travaux présentés dans ce manuscrit sont consacrés à l'étude de la structure profonde de la marge Nord-Ouest Africaine, l'objectif était la compréhension des mécanismes de la formation et de l'évolution des marges continentales passives ainsi que les bassins sédimentaires associés.

Ce travail se base sur l'analyse, l'interprétation et la modélisation de données de sismique marine grand-angle et réflexion enregistrées, dans le cadre du projet MIRROR (2011), au large de la marge Atlantique Marocaine, à la latitude du bassin de Abda (Safi). La modélisation des vitesses des ondes P révèle la structure sismique profonde ainsi que la nature des différents domaines de ce segment de la marge, ce qui permet de les intégrer dans un modèle géodynamique à l'échelle de l'ATLC.

L'interprétation des résultats du projet MIRROR et leur comparaison avec les données de sismique acquises antérieurement le long de la marge atlantique marocaine (Sismar-2001 et Dakhla-2002), ainsi qu'avec les données de la marge conjuguée NE- américaine (Smart, Lase, EDGE, etc…) ont permis d'apporter des contraintes supplémentaires aux processus conduisant à la formation des marges continentales de l'Atlantique Central ainsi que sur leurs variations structurales.

- **Structure profonde de la marge Nord-Ouest africaine à la latitude de Safi**

Les travaux de modélisation de données de sismique marine grand-angle MIRROR montrent que la marge au niveau du Segment de Safi est constituée de:

- trois couches sédimentaires avec une épaisseur maximale de 6 km dans lesquelles les vitesses sismiques varient verticalement entre 1.8 km/s pour la couche la plus superficielle et 4.9 km/s pour la couche la plus profonde. La stratification sédimentaire est perturbée par la présence de nombreux diapirs de sel ;
- une croûte continentale non amincie est modélisée par trois couches d'une épaisseur combinée de 36 km dont les vitesses sismiques varient entre 6.25 km/s et 7.0 km/s ;
- sur une longueur de 130 km, la croûte continentale s'amincit vers l'Ouest jusqu'à une épaisseur de 8 km. Des blocs basculés y ont été identifiés le long de la pente continentale ;
- le domaine océanique est situé à l'Ouest de l'anomalie magnétique WACMA. Ce domaine est divisé en deux parties appelées OC-1 et OC-2. Le domaine OC-1 est constitué de deux couches dont les vitesses sismiques sont élevées dans la croûte inférieure (7.0 - 7.4 km/s). Il est interprété comme une croûte océanique atypique ou une croûte proto océanique. Le domaine OC-2, d'une épaisseur de 8 km, est divisé en deux couches pour lesquelles les vitesses sont comprises entre 5.4 km/s et 7.25 km/s. Ces vitesses, légèrement plus élevées que celles attendues pour une croûte océanique dite « normale », sont probablement dues à la présence de quelques poches de serpentine à la base de la croûte inférieure.

- **Variation des structures crustales le long de la marge Nord-Ouest africaine**

La comparaison entre les profils modélisés à partir des nouvelles données Mirror et ceux modélisés à partir des données existantes, Sismar au large de la Meseta et Dakhla au large du Sahara, nous a permis de distinguer des structures variant du Nord vers le Sud:

- Le long du profil Sismar : la croûte continentale non amincie est modélisée par trois couches séparées d'une épaisseur combinée de 35 km et des vitesses sismiques entre 5.2-6.4, 6.6-6.8 et 6.8-7.0 km/s. Une croûte transitionnelle de 60 km de largeur, les vitesses hautes à la base de la croûte inférieure, associées à cette zone de transition n'a pas été imagée. La croûte océanique a une épaisseur de 7 km ;
- Le long du profil Mirror : la croûte continentale non amincie est modélisée par trois couches de 36 km d'épaisseur et des vitesses sismique entre 6.25 km/s et 7.0 km/s. Une zone de croûte océanique atypique a été modélisée avec des vitesses hautes à la base de la croûte inférieure. La croûte océanique a une épaisseur de 8 km ;
- Le long du profil Dakhla : la croûte continentale non amincie est modélisée par deux couches séparées d'une épaisseur combinée de 27 km et des vitesses sismiques entre 6.0-6.2 km/s et 6.5-6.8 km/s. Une croûte océanique avec un socle très lisse, une épaisseur de 8 km, et des vitesses sismiques élevées dans la croûte inférieure a été imagée. À l'Ouest de cette zone, une croûte océanique normale avec un socle rugueux, des vitesses sismiques normales et une épaisseur crustale typique de la croûte océanique type Atlantique était modélisé.

- **La formation et l'évolution des marges continentales conjuguées de l'Atlantique central (segment Mirror – Smart)**

La comparaison du profil Mirror avec celui de la marge canadienne homologue (Smart 1), montre que l'épaisseur, la structure de la croûte continentale et la zone d'amincissement est très comparable. Par contre, il existe une zone de manteau exhumé et serpentinisé sur la marge canadienne qui n'a pas d'homologue sur la marge africaine. De plus, l'épaisseur de la croûte océanique est différente avec 8 km du côté africain et seulement 3-4 km sur la marge canadienne. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer cette différence (a) une différence d'âge entre les deux croûtes (b) un épaississement lié au passage du point chaud des Canaries (c) une accrétion asymétrique ou (d) une accrétion le long d'une dorsale lente à ultra-lente.

**Perspectives**

Les résultats de cette thèse constituent un nouveau jalon dans la compréhension de la formation des marges continentales passives. Les travaux présentés dans ce manuscrit devraient être poursuivis et nous proposons les perspectives suivantes :

La modélisation des ondes P a permis de déterminer la structure profonde de la marge Nord-Ouest Africaine. Un aspect qui n'a pas été abordé dans ce travail est les temps d'arrivées des ondes S ou cisaillement enregistrées sur nos jeux de données Mirror, ces arrivées peuvent être

modélisées afin de calculer le rapport Vp/Vs dans le but de mieux contraindre la nature des roches en profondeur.

A l'heure actuelle dans le segment Mirror - Smart, seules les anomalies magnétiques marginales ECMA et WACMA sont identifiés. Les anomalies BSMA et son équivalent Africaine ABSMA ont été identifiée uniquement dans le segment sud (Dakhla – Lase), Il s'avère intéressant d'étudier dans la zone d'étude Mirror-Smart l'équivalent de ces anomalies afin de prouver leur existence ou absence.

L'étude des âges relatifs aux différents domaines de la structure profonde de la marge Nord-Ouest africaine imagée dans ce travail, pourrait permettre de mieux contraindre l'évolution cinématique des marges conjuguées de l'Atlantique Central et de leurs bassins associés d'une manière assez précise.

A l'échelle de l'Atlantique Central, le segment Mauritanie –Caroline reste le moins étudié, Il serait intéressant d'étudier sa structure profonde via l'acquisition de nouvelles données combinant la sismique réflexion et la sismique réfraction OBS le long des profils conjuguées à ceux existant sur la marge homologue américaine.

# Références Bibliographiques

# A

Achauer, U., Masson, F., 2002. Seismic tomography of continental rifts revisited: from relative to absolute heterogeneities. Tectonophysics, Structure of the continental lithosphere and upper mantle 358, 17–37. doi:10.1016/S0040-1951(02)00415-8

Afilhado, A., Matias, L., Shiobara, H., Hirn, A., Mendes-Victor, L., Shimamura, H., 2008. From unthinned continent to ocean: The deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38°N. Tectonophysics, Geodynamics of Lithospheric Extension 458, 9–50. doi:10.1016/j.tecto.2008.03.002

Afilhado, A., Moulin, M., Aslanian, D., Schnürle, P., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Rabineau, M., Leroux, E., Beslier, M.-O., 2015. Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) – II. Sardinia's margin. Bull. Société Géologique Fr. 186, 331–351. doi:10.2113/gssgfbull.186.4-5.331

Aït Chayeb, E.H., Youbi, N., El-Boukhari, A., Bouabdelli, M., Amrhar, M., 1998. Le volcanisme permien et mésozoïque inférieur du bassin d'Argana (Haut-Atlas occidental, Maroc): un magmatisme intraplaque associé à l'ouverture de l'Atlantique central. J. Afr. Earth Sci. 26, 499–519. doi:10.1016/S0899-5362(98)00029-3

Amrhar, M., 1995. Tectonique et inversions géodynamiques post-rift dans le Haut-Atlas occidental: structures, instabilités tectoniques et magmatismes liés à l'ouverture de l'Atlantique central et la collision Afrique-Europe (Doctorat d'Etat). Université de Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc.

Antobreh, A.A., Krastel, S., 2006. Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: A newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic region. Mar. Pet. Geol. 23, 37–59. doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.06.003

Artyushkov, E.V., 1981. Physical Origin of Crustal Movements on Passive Margins. Oceanol. Acta Spec. Issue.

Artyushkov, E.V., Sobolev, S.V., 1983. Mechanism of passive margins and inland seas formation. Stud. Cont. Margin Geol. Am Assoc Pet Geol Mem 34, 689–701.

Aslanian, D., Moulin, M., 2013. Palaeogeographic consequences of conservational models in the South Atlantic Ocean. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 369, 75–90. doi:10.1144/SP369.5

Aslanian, D., Moulin, M., Olivet, J.-L., Unternehr, P., Matias, L., Bache, F., Rabineau, M., Nouzé, H., Klingelheofer, F., Contrucci, I., Labails, C., 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. Tectonophysics, Role of magmatism in continental lithosphere extension continental lithosphere extension 468, 98–112. doi:10.1016/j.tecto.2008.12.016

Auffret, Y., Pelleau, P., Klingelhoefer, F., Geli, L., Crozon, J., Lin, J.Y., Sibuet, J.-C., 2004. MicrOBS: A new generation of ocean bottom seismometer. First Break 22. doi:10.3997/1365-2397.2004012

Austin, J.A., Stoffa, P.L., Phillips, J.D., Oh, J., Sawyer, D.S., Purdy, G.M., Reiter, E., Makris, 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, 1023–1027. doi:10.1130/0091-7613(1990)018<1023:CSOTSG>2.3.CO;2

Austin, J.A., Tucholke, B.E., Uchupi, E., 1989. Upper Triassic—Lower Jurassic salt basin southeast of the Grand Banks. Earth Planet. Sci. Lett. 92, 357–370. doi:10.1016/0012-821X(89)90060-5

Autin, J., Leroy, S., Beslier, M.-O., D'Acremont, E., Razin, P., Ribodetti, A., Bellahsen, N., Robin, C., Toubi, K.A., 2010. Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman). Geophys. J. Int. 180, 501–519. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04424.x

Ayarza, P., Carbonell, R., Teixell, A., Palomeras, I., Martí, D., Kchikach, A., Harnafi, M., Levander, A., Gallart, J., Arboleya, M.L., Alcalde, J., Fernández, M., Charroud, M., Amrhar, M., 2014. Crustal thickness and velocity structure across the Moroccan Atlas from long offset wide-angle reflection seismic data: The SIMA experiment. Geochem. Geophys. Geosystems 15, 1698–1717. doi:10.1002/2013GC005164

# B

Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsi, M., Ribodetti, A., Benaissa, Z., Klingelhoefer, F., Medaouri, M., Beslier, M.-O., 2015. Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator? Geophys. J. Int. 200, 1029–1045. doi:10.1093/gji/ggu454

Bartolome, R., Contrucci, I., Nouzé, H., Thiebot, E., Klingelhoëfer, F., 2005. Using the OBS wide-angle reflection/refraction velocities to perform a pre-stack depth migration image of the "single bubble" multichannel seismic: example of the Moroccan margin. J. Appl. Geophys. 57, 107–118. doi:10.1016/j.jappgeo.2004.10.004

Barton, A.J., White, R.S., 1997. Crustal structure of Edoras Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North Atlantic. J. Geophys. Res. Solid Earth 102, 3109–3129. doi:10.1029/96JB03387

Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R.B., Weber, K., 2000. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies. J. Geophys. Res. Solid Earth 105, 25829–25853. doi:10.1029/2000JB900227

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. Geophys. J. Int. 70, 667–715. doi:10.1111/j.1365-246X.1982.tb05979.x

Benabdellouahed, M., Baltzer, A., Rabineau, M., Aslanian, D., Sahabi, M., Germond, F., Loubrieu, B., Biari, Y., 2015. Slope morphologies offshore Dakhla (SW-Moroccan margin). Bull. Soc. Geol. Fr.

Benabdellouahed, M., Klingelhoefer, F., Gutscher, M.-A., Marina, R., Hafid, M., Biari, Y., Joao, D., Schnabel, M., Agnes, B., kevin, P., Reichert, C., Sahabi, M., n.d. Recent uplift of the Atlantic Atlas (Offshore West Morocco): Tectonic arch and submarine terraces. Tectonophysics.

Bertrand, H., Villeneuve, M., 1989. Témoins de l'ouverture de l'Atlantique Central au début du Jurassique: les dolérites tholéiitiques continentales de Guinée (Afrique de l'Ouest). Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 308, 93–99.

Bertrand, H., 1987. New data on Mesozoic tholeiites in northwest Africa: implications on their origin and geodynamic significance, in: Colloquium on African Geology. 14. pp. 257–260.

Beutel, E.K., Nomade, S., Fronabarger, A.K., Renne, P.R., 2005. Pangea's complex breakup: A new rapidly changing stress field model. Earth Planet. Sci. Lett. 236, 471–485. doi:10.1016/j.epsl.2005.03.021

Biari, Y., Klingelhoefer, F., Sahabi, M., Aslanian, D., Philippe, S., Louden, K.E., Berglar, K., Moulin, M., Mehdi, K., Graindorge, D., Evain, M., Benabellouahed, M., Reichert, C.J., 2014. Crustal structure variations along the NW-African continental margin: a comparison of new and existing models from wide angle and reflection seismic data. AGU Fall Meet. Abstr. 54, 08.

Biari, Y., Klingelhoefer, F., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnurle, P., Berglar, K., Moulin, M., Mehdi, K., Graindorge, D., Evain, M., Benabdellouahed, M., Reichert, C., 2015. Deep crustal structure of the North-West African margin from combined wide-angle and reflection seismic data (MIRROR seismic survey). Tectonophysics 656, 154–174. doi:10.1016/j.tecto.2015.06.019

Block, M., Reichert, C., Berglar, K., Schnabel, M., Klingelhoefer, F., Schnurle, P., 2012. The ocean-continent transition along the NW Moroccan margin-A new insight, in: EGU General Assembly Conference Abstracts.

Boillot, G., Coulon, C., 1998. La déchirure continentale et l'ouverture océanique: géologie des marges passives. G & B Pub.

Boillot, G., Beslier, M.O., Girardeau, J., 1995. Nature, Structure and Evolution of the Ocean-Continent Boundary: The Lesson of the West Galicia Margin (Spain), in: Banda, E., Torné, M., Talwani, M. (Eds.), Rifted Ocean-Continent Boundaries, NATO ASI Series. Springer Netherlands, pp. 219–229.

Boillot, G., Féraud, G., Recq, M., Girardeau, J., 1989. Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins. Nature 341, 523–525. doi:10.1038/341523a0

Boillot, G., Recq, M., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Comas, M.C., Davies, T.A., Dunham, K., Evans, C.A., Girardeau, J., Goldberg, G., Haggerty, J., Jansa, L.F., Johnson, J.A., Kasahara, J., Loreau, J.P., Luna-Sierra, E., Moullade, M., Ogg, J., Sarti, M., Thurow, J., Williamson, M., 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). Tectonophysics 132, 335–342. doi:10.1016/0040-1951(87)90352-0

Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., 2012. World Gravity Map, 636 1: 50,000,000 map, Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris. 637.

Bott, M.H.P., 1982. Origin of the Lithospheric Tension Causing Basin Formation. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci. 305, 319–324. doi:10.1098/rsta.1982.0039

Bott, M.H.P., 1971. Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. Tectonophysics 11, 319–327. doi:10.1016/0040-1951(71)90024-2

Bott, M.H.P., Dean, D.S., 1972. Stress Systems at Young Continental Margins. Nature 235, 23–25. doi:10.1038/physci235023a0

Bott, W.F., Smith, B.A., Oakes, G., Sikander, A.H., Ibraham, A.I., 1992. THE TECTONIC FRAMEWORK AND REGIONAL HYDROCARBON PROSPECTIVITY OF THE GULF OF ADEN. J. Pet. Geol. 15, 211–244.

Bouaouda, M.S., 1987. Biostratigraphie du Jurassique inférieur et moyen des bassins côtiers d'Essaouira et d'Agadir (Marge atlantique du Maroc) (Thèse de 3ème cycle). Univ. Toulouse, France.

Bouatmani, R., Medina, F., Ait Salem, A., Hoepffner, C., 2003. Thin-skin tectonics in the Essaouira basin (western High Atlas, Morocco): evidence from seismic interpretation and modelling. J. Afr. Earth Sci. 37, 25–34. doi:10.1016/S0899-5362(03)00084-8

Bouatmani, R., Medina, F., Aït Salem, A., Hoepffner, C., 2004. Le bassin d Essaouira (Maroc): géométrie et style des structures liées au rifting de l Atlantique central. Afr. Geoscieence Rev. 11, 107–123.

Bown, J.W., White, R.S., 1994. Variation with spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry. Earth Planet. Sci. Lett. 121, 435–449. doi:10.1016/0012-821X(94)90082-5

Bracey, D., 1968. Structural implications of magnetic anomalies north of the bahama-antilles islands. Geophysics 33, 950–961. doi:10.1190/1.1439989

Broughton, P., Trepanier, A., 1993. Hydrocarbon Generation in the Essaouira Basin of Western Morocco. AAPG Bull. 77, 999–1015.

Brownfield, M.E., Charpentier, R.R., 2003. Assessment of the undiscovered oil and gas of the Senegal Province, Mauritania, Senegal, The Gambia, and Guinea-Bissau, northwest Africa. US Department of the Interior, US Geological Survey Denver.

Brown, R.H., 1980. Triassic Rocks of Argana Valley, Southern Morocco, and Their Regional Structural Implications. AAPG Bull. 64, 988–1003.

Brun, J.-P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci. 357, 695–712. doi:10.1098/rsta.1999.0349

Brun, J.P., Beslier, M.O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. Earth Planet. Sci. Lett. 142, 161–173. doi:10.1016/0012-821X(96)00080-5

Brun, J.-P., Choukroune, P., 1983. Normal faulting, block tilting, and décollement in a stretched crust. Tectonics 2, 345–356. doi:10.1029/TC002i004p00345

Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. J. Geophys. Res. Solid Earth 96, 20161–20178. doi:10.1029/91JB01485

Bullard, E., Everett, J.E., Smith, A.G., 1965. The Fit of the Continents around the Atlantic. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci. 258, 41–51. doi:10.1098/rsta.1965.0020

## C

Cande, S.C., Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys. Res. 100, 6093–6095.

Cannat, M., 1996. How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges? J. Geophys. Res. Solid Earth 101, 2847–2857. doi:10.1029/95JB03116

Cannat, M., 1993. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. J. Geophys. Res. Solid Earth 98, 4163–4172. doi:10.1029/92JB02221

Cannat, M., Sauter, D., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, J., Combier, V., Baala, M., 2006. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. Geology 34, 605–608. doi:10.1130/G22486.1

Carlson, R.L., Raskin, G.S., 1984. Density of the ocean crust. Nature 311, 555–558. doi:10.1038/311555a0

Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J.A., Pérez Torrado, F.J., 1998. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. Geol. Mag. 135, 591–604.

Chabou, M.C., Sebai, A., Féraud, G., Bertrand, H., 2007. Datation 40Ar/39Ar de la province magmatique de l'Atlantique central dans le Sud-Ouest algérien. Comptes Rendus Geosci. 339, 970–978. doi:10.1016/j.crte.2007.09.011

Chian, D., Louden, K.E., Reid, I., 1995. Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of nonvolcanic continental margins. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 24239–24253. doi:10.1029/95JB02162

Choubert, G., Choubert, G., Géologue, F., Choubert, G., Geologist, F., 1968. Carte tectonique internationale de l'Afrique: International tectonic map of Africa. Association of African Geological Surveys.

Christensen, N.I., Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 9761–9788. doi:10.1029/95JB00259

Christensen, N.I., Salisbury, M.H., 1975. Structure and constitution of the lower oceanic crust. Rev. Geophys. 13, 57–86. doi:10.1029/RG013i001p00057

Commission de la Carte Géologique du Monde, 2000. Carte Géologique du Monde á 1:25,000,000.

Commission Nationale de Délimitation et d'Extension du Plateau Continental, 2009. Document d'informations préliminaires indicatives sur les limites extérieures du plateau continental & description de l'état d'avancement du dossier et prévision de date à laquelle sera soumis le dossier national a la commission des limites du plateau continental des nations unies. Ministère des Affaires Etrangères-République du sénégal.

Coney, P.J., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: An overview, Cordilleran metamorphic core complexes, Mem. Geol Soc Am 153, 7–31.

Contrucci, I., Klingelhöfer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M.-A., Sahabi, M., Malod, J., Rehault, J.-P., 2004. The crustal structure of the NW Moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data. Geophys. J. Int. 159, 117–128. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02391.x

Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Géli, L., Klingelhofer, F., Nouzé, H., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Réhault, J.-P., Sibuet, J.-C., 2004. Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismics and gravity data. Geophys. J. Int. 158, 529–553. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02303.x

Courtillot, V., Jaeger, J.J., Yang, Z., Feraud, G., Hofmann, C., 1996. The influence of continental flood basalts on mass extinctions: Where do we stand? Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 307, 513–525. doi:10.1130/0-8137-2307-8.513

Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., Davis, G.H., 1980. Cordilleran Metamorphic Core Complexes. Geological Society of America.

# D

D'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M., Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. Geophys. J. Int. 160, 869–890. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02524.x

D'Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Patriat, P., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Fournier, M., Gente, P., 2006. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden: insights from magnetic and gravity data (Encens-Sheba MD117 cruise). Geophys. J. Int. 165, 786–803. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02950.x

Dauteuil, O., Huchon, P., Quemeneur, F., Souriot, T., 2001. Propagation of an oblique spreading centre: the western Gulf of Aden. Tectonophysics 332, 423–442. doi:10.1016/S0040-1951(00)00295-X

Davis, D.S., Browne, S., 1996. Natural history of Nova Scotia: topics and habitats. [Halifax, NS]: Nova Scotia Museum.

Davis, G.H., Coney, P.J., 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. Geology 7, 120–124. doi:10.1130/0091-7613(1979)7<120:GDOTCM>2.0.CO;2

Davison, I., 2005. Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea). J. Afr. Earth Sci. 43, 254–274. doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.018

Dean, S.M., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B., Louden, K.E., 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40°20′N. J. Geophys. Res. Solid Earth 105, 5859–5885. doi:10.1029/1999JB900301

Dehler, S.A., 2011. Initial rifting and break-up between Nova Scotia and Morocco: An examination of new geophysical data and models. CM 2010 - Abstr. 8.

Dehler, S.A., Deptuck, M., Karim, A., 2012. Initial rifting and breakup between Nova Scotia and Morocco: insight from new magnetic models 1, 2 1 This article is one of a series of papers published in this CJES Special Issue on the theme of Mesozoic–Cenozoic geology of the Scotian Basin. 2 Earth Sciences Sector Contribution 20120024. Can. J. Earth Sci. 49, 1385–1394.

De Klasz, I., 1978. The west African sedimentary basins. Phaneroz. Geol. World Mesoz. Elsevier Amst. 371–399.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 45, 265–283.

Dick, H.J.B., Lin, J., Schouten, H., 2003. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. Nature 426, 405–412. doi:10.1038/nature02128

Diebold, J.B., Stoffa, P.L., Group, L.S., 1988. A large aperture seismic experiment in the Baltimore Canyon Trough. Geol. N. Am. 1, 2.

Dillon, W.P., Sougy, J.M.A., 1974. Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands, in: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (Eds.), The Ocean Basins and Margins. Springer US, pp. 315–390.

Domain, F., Richer de Forges, B., 1985. Carte sédimentologique du plateau continental mauritanien (entre le cap Blanc et 17° N) à 1: 200 000: feuilles Nouadhibou et Nouakchott.

Drake, C.L., Ewing, M., Sutton, G.H., 1959. Continental margins and geosynclines: The east coast of North America north of Cape Hatteras. Phys. Chem. Earth 3, 110–198. doi:10.1016/0079-1946(59)90005-9

Duffaud, F., 1960. Contribution à l'étude stratigraphique du bassin secondaire du Haut-Atlas occidental (Sud-Ouest marocain). Bull Soc Géol Fr. 7, 728–734.

Duffaud, F., Brun, L., Plauchut, B., 1966. Le bassin du Sud-Ouest marocain. Bassins Sédimentaires Littoral Afr. Publ Assoc Serv Géol Afric 1, 5–26.

Duggen, S., Hoernle, K.A., Hauff, F., Kluegel, A., Bouabdellah, M., Thirlwall, M.F., 2009. Flow of Canary mantle plume material through a subcontinental lithospheric corridor beneath Africa to the Mediterranean. Geology 37, 283–286.

Dunning, G.R., Hodych, J.P., 1990. U/Pb zircon and baddeleyite ages for the Palisades and Gettysburg sills of the northeastern United States: Implications for the age of the Triassic/Jurassic boundary. Geology 18, 795–798. doi:10.1130/0091-7613(1990)018<0795:UPZABA>2.3.CO;2

Dupré, S., Cloetingh, S., Bertotti, G., 2011. Structure of the Gabon Margin from integrated seismic reflection and gravity data. Tectonophysics 506, 31–45. doi:10.1016/j.tecto.2011.04.009

Dyment, J., 2000. Anomalies magnétiques et datations des fonds océaniques: quarante ans après Vine et Matthews 2003, 160–179.

## E

Ebinger, C.J., Deino, A.L., Drake, R.E., Tesha, A.L., 1989. Chronology of volcanism and rift basin propagation: Rungwe Volcanic Province, East Africa. J. Geophys. Res. Solid Earth 94, 15785–15803. doi:10.1029/JB094iB11p15785

Ebinger, C.J., Sleep, N.H., 1998. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. Nature 395, 788–791. doi:10.1038/27417

Echarfaoui, H., Hafid, M., Salem, A.A., Abderrahmane, A.F., 2002. Analyse sismo-stratigraphique du bassin d'Abda (Maroc occidental), exemple de structures inverses pendant le rifting atlantique. Comptes Rendus Geosci. 334, 371–377. doi:10.1016/S1631-0713(02)01768-6

Eliuk, L.S., 1978. The Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf, Canada -- A Depositional and Diagenetic Model for a Mesozoic Carbonate Platform. Bull. Can. Pet. Geol. 26, 424–514.

El Khatib, J., 1995. Ètude structurale et stratigraphique d'un segment de la marge continentale atlantique sud-marocaine: le bassin de Tarfaya-Laâyoune. Thèse de Doctorat, Université de Nice Sophia - Antipolis, France.

England, P., 1983. Constraints on extension of continental lithosphere. J. Geophys. Res. Solid Earth 88, 1145–1152. doi:10.1029/JB088iB02p01145

Escartín, J., Smith, D.K., Cann, J., Schouten, H., Langmuir, C.H., Escrig, S., 2008. Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere. Nature 455, 790–794. doi:10.1038/nature07333

Evain, M., Afilhado, A., Rigoti, C., Loureiro, A., Alves, D., Klingelhoefer, F., Schnurle, P., Feld, A., Fuck, R., Soares, J., 2015. Deep structure of the Santos Basin-São Paulo Plateau System, SE Brazil. J Geophys Res.

## F

Falvey, D.A., 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. APEA J 14, 95–106.

Falvey, D., Middleton, M.F., 1981. Passive Continental Margins: Evidence for a Prebreakup Deep Crustal Metamorphic Subsidence Mechanism. Oceanol. Acta Spec. Issue.

Ferrandini, J., Amrhar, M., Bonhomme, M.G., Cornée, J.-J., Vivier, G., 1991. Premières données sur un magmatisme et des altérations hydrothermales au Jurassique moyen et supérieur dans le Haut Atlas occidental du Maroc (analyses K/Ar). Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 312, 1351–1357.

Fiechtner, L., Friedrichsen, H., Hammerschmidt, K., 1992. Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. Geol. Rundsch. 81, 45–62. doi:10.1007/BF01764538

Foucher, J.-P., Pichon, X.L., Sibuet, J.-C., Roberts, D.G., Chenet, P.-Y., Bally, A.W., Oxburgh, E.R., Kent, P., Dewey, J.F., Bott, M.H.P., Jackson, J.A., Osmaston, M.F., Turcotte, D.L., 1982. The Ocean--Continent Transition in the Uniform Lithospheric Stretching Model: Role of Partial

Melting in the Mantle [and Discussion]. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci. 305, 27–43. doi:10.1098/rsta.1982.0024

Fournier, M., Petit, C., Chamot-Rooke, N., Fabbri, O., Huchon, P., Maillot, B., Lepvrier, C., 2008. Do ridge–ridge–fault triple junctions exist on Earth? Evidence from the Aden–Owen–Carlsberg junction in the NW Indian Ocean. Basin Res. 20, 575–590. doi:10.1111/j.1365-2117.2008.00356.x

Fowler, S.R., White, R.S., Spence, G.D., Westbrook, G.K., 1989. The Hatton Bank continental margin—II. Deep structure from two-ship expanding spread seismic profiles. Geophys. J. Int. 96, 295–309. doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb04452.x

Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C., Ringenbach, J.-C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. Tectonics 30.

Fullea, J., Fernàndez, M., Afonso, J.C., Vergés, J., Zeyen, H., 2010. The structure and evolution of the lithosphere–asthenosphere boundary beneath the Atlantic–Mediterranean Transition Region. Lithos, The lithosphere/asthenosphere boundary: Nature, formation and evolution Session EIL-03 of the International Geological Congress 120, 74–95. doi:10.1016/j.lithos.2010.03.003

Funck, T., Hopper, J.R., Larsen, H.C., Louden, K.E., Tucholke, B.E., Holbrook, W.S., 2003. Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results. J. Geophys. Res. Solid Earth 108. doi:10.1029/2003JB002434

Funck, T., Jackson, H.R., Louden, K.E., Dehler, S.A., Wu, Y., 2004. Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada). J. Geophys. Res. Solid Earth 109. doi:10.1029/2004JB003008

## G

Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J.-L., Aslanian, D., 2009. Crustal structure of a young margin pair: New results across the Liguro–Provencal Basin from wide-angle seismic tomography. Earth Planet. Sci. Lett. 286, 333–345. doi:10.1016/j.epsl.2009.07.001

Gao, S., Davis, P.M., Liu, H., Slack, P.D., Zorin, Y.A., Logatchev, N.A., Kogan, M., Burkholder, P.D., Meyer, R.P., 1994. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia. J. Geophys. Res. Solid Earth 99, 15319–15330. doi:10.1029/94JB00808

Gao, S.S., Liu, K.H., Davis, P.M., Slack, P.D., Zorin, Y.A., Mordvinova, V.V., Kozhevnikov, V.M., 2003. Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 108.

Garner, R., 2015. NASA's Goddard Space Flight Center [WWW Document]. NASA. URL http://www.nasa.gov/centers/goddard/home/index.html (accessed 7.22.15).

Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. Earth Planet. Sci. Lett. 258, 359–377. doi:10.1016/j.epsl.2007.02.003

Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margines. Comptes Rendus Geosci. 337, 1395–1408.

Geoffroy, L., Callot, J.-P., Scaillet, S., Skuce, A., Gélard, J.P., Ravilly, M., Angelier, J., Bonin, B., Cayet, C., Perrot, K., Lepvrier, C., 2001. Southeast Baffin volcanic margin and the North American-Greenland plate separation. Tectonics 20, 566–584. doi:10.1029/2001TC900003

George, R., Rogers, N., Kelley, S., 1998. Earliest magmatism in Ethiopia: Evidence for two mantle plumes in one flood basalt province. Geology 26, 923–926. doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0923:EMIEEF>2.3.CO;2

Gernigon, L., Lucazeau, F., Brigaud, F., Ringenbach, J.-C., Planke, S., Le Gall, B., 2006. A moderate melting model for the Vøring margin (Norway) based on structural observations and a thermo-kinematical modelling: Implication for the meaning of the lower crustal bodies. Tectonophysics 412, 255–278. doi:10.1016/j.tecto.2005.10.038

Given, M.M., 1977. Mesozoic and Early Cenozoic Geology of Offshore Nova Scotia. Bull. Can. Pet. Geol. 25, 63–91.

Goldflam, P., Hinz, K., Weigel, W., Wissmann, G., Blundell, D.J., 1980. Some features of the northwest African margin and magnetic quiet zone. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci. 294, 87–96.

Goslin, J., Beuzart, P., Francheteau, J., Pichon, X.L., 1972. Thickening of the oceanic layer in the Pacific Ocean. Mar. Geophys. Res. 1, 418–427. doi:10.1007/BF00286743

Govers, R., Wortel, M.J.R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. Earth Planet. Sci. Lett. 236, 505–523.

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, 83–100.

Greenroyd, C.J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A.B., Hobbs, R.W., 2008. Demerara Plateau — the structure and evolution of a transform passive margin. Geophys. J. Int. 172, 549–564. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03662.x

Grow, J.A., 1981. Structure of the Atlantic Margin of the United States 123, 1–41.

Grow, J.A., Markl, R.G., 1977. IPOD-USGS multichannel seismic reflection profile from Cape Hatteras to the Mid-Atlantic Ridge. Geology 5, 625–630. doi:10.1130/0091-7613(1977)5<625:IMSRPF>2.0.CO;2

Gutscher, M.-A., Dominguez, S., Westbrook, G.K., Le Roy, P., Rosas, F., Duarte, J.C., Terrinha, P., Miranda, J.M., Graindorge, D., Gailler, A., 2012. The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data. Tectonophysics 574, 72–91.

Gutscher, M.-A., Malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. Geology 30, 1071–1074. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<1071:EFASBG>2.0.CO;2

# H

Haddou, J., Tari, G., 2007. Subsalt exploration potential of the Moroccan salt basin. Lead. Edge 26, 1454–1460.

Hafid, M., 2000. Triassic–early Liassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira Basin (Morocco). Mar. Pet. Geol. 17, 409–429. doi:10.1016/S0264-8172(98)00081-6

Hafid, M., 1999. Incidences de l'évolution du Haut-Atlas occidental et de son avantpays septentrional sur la dynamique méso-cénozoïque de la marge atlantique (entre Safi et Agadir). Apport de la sismique reflexion et des données de forages. Thèse Doctorat es-Sciences, Univ. Ibno Tofail, Kénitra.

Hafid, M., Tari, G., Bouhadioui, D., Moussaid, I.E., Echarfaoui, H., Salem, A.A., Nahim, M., Dakki, M., 2008. Atlantic Basins, in: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Lamotte, D.F. de (Eds.), Continental Evolution: The Geology of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Berlin Heidelberg, pp. 303–329.

Hafid, M., Zizi, M., Bally, A.W., Ait Salem, A., 2006. Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco. Comptes Rendus Geosci., Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb Some recent developments on the Maghreb geodynamics 338, 50–64. doi:10.1016/j.crte.2005.10.007

Hames, W.E., Renne, P.R., Ruppel, C., 2000. New evidence for geologically instantaneous emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic magmatic province basalts on the North American margin. Geology 28, 859–862. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<859:NEFGIE>2.0.CO;2

Hames, W., McHone, J.., Renne, P., Ruppel, C., 2003. The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea. Presented at the Geophysical Monograph Series; American Geophysical Union, pp. 1–267.

Hamilton, W., 1987. Crustal extension in the Basin and Range province, southwestern United States. Cont. Extensional Tecton. 28, 155–176.

Hansen, D.M., Redfern, J., Federici, F., di Biase, D., Bertozzi, G., 2008. Miocene igneous activity in the Northern Subbasin, offshore Senegal, NW Africa. Mar. Pet. Geol. 25, 1–15. doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.04.007

Hans Wedepohl, K., 1995. The composition of the continental crust. Geochim. Cosmochim. Acta 59, 1217–1232. doi:10.1016/0016-7037(95)00038-2

Hébert, H., Deplus, C., Huchon, P., Khanbari, K., Audin, L., 2001. Lithospheric structure of a nascent spreading ridge inferred from gravity data: The western Gulf of Aden. J. Geophys. Res. Solid Earth 106, 26345–26363. doi:10.1029/2000JB900391

Heezen, B.C., Ewing, M., Miller, E.T., 1953. Trans-atlantic profile of total magnetic intensity and topography, Dakar to Barbados. Deep Sea Res. 1953 1, 25–33. doi:10.1016/0146-6313(53)90006-9

Higgins, M.W., Zietz, I., 1983. Geologic interpretation of geophysical maps of the pre-Cretaceous “basement” beneath the Coastal Plain of the Southeastern United States. Geol. Soc. Am. Mem. 158, 125–130. doi:10.1130/MEM158-p125

Hinz, K., 1981. A hypothesis on terrestrial catastrophes: wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins; their origin and paleoenvironmental significance. Schweizerbart.

Hinz, K., Dostmann, H., Fritsch, J., 1982a. The Continental Margin of Morocco: Seismic Sequences, Structural Elements and Geological Development, in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer Berlin Heidelberg, pp. 34–60.

Hinz, K., Winterer, E.L., Baumgartner, P.O., Bradshaw, M.J., Channel, J.E.T., Jaffrezo, M., Jansa, L.F., Leckie, R.M., Moore, J.N., Rullkötter, J., Schaftenaar, C., Steiger, T.H., Vuchev, V., Wiegand, G.E., 1982b. Preliminary Results from DSDP Leg 79 Seaward of the Mazagan Plateau off Central Morocco, in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer Berlin Heidelberg, pp. 23–33.

Hinz, K., Winterer, E.L., Baumgartner, P.O., Bradshaw, M.J., Channell, J.E.T., JANSA, L., JAFFREZO, M., Leckie, R.M., Moore, J.N., RULLKOTTER, J., 1984. INITIAL REPORTS OF THE DEEP-SEA DRILLING PROJECT, VOL 79, COVERING LEG-79 OF THE CRUISES OF THE DRILLING VESSEL GLOMAR-CHALLENGER LAS-PALMAS, GRAND-CANARY-ISLAND, TO BREST, FRANCE APRIL MAY 1981-SITE-547. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 79, 223–361.

Hirsch, K.K., Bauer, K., Scheck-Wenderoth, M., 2009. Deep structure of the western South African passive margin — Results of a combined approach of seismic, gravity and isostatic investigations. Tectonophysics, Progress in understanding sedimentary basins 470, 57–70. doi:10.1016/j.tecto.2008.04.028

Holbrook, W.S., Kelemen, P.B., 1993. Large igneous province on the US Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup. Nature 364, 433–436. doi:10.1038/364433a0

Holbrook, W.S., Larsen, H.C., Korenaga, J., Dahl-Jensen, T., Reid, I.D., Kelemen, P.B., Hopper, J.R., Kent, G.M., Lizarralde, D., Bernstein, S., Detrick, R.S., 2001. Mantle thermal structure and active upwelling during continental breakup in the North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett. 190, 251–266. doi:10.1016/S0012-821X(01)00392-2

Holbrook, W.S., Purdy, G.M., Sheridan, R.E., Glover, L., Talwani, M., Ewing, J., Hutchinson, D., 1994a. Seismic structure of the U.S. Mid-Atlantic continental margin. J. Geophys. Res. Solid Earth 99, 17871–17891. doi:10.1029/94JB00729

Holbrook, W.S., Reiter, E.C., Purdy, G.M., Sawyer, D., Stoffa, P.L., Austin, J.A., Oh, J., Makris, J., 1994b. Deep structure of the U.S. Atlantic continental margin, offshore South Carolina, from coincident ocean bottom and multichannel seismic data. J. Geophys. Res. Solid Earth 99, 9155–9178. doi:10.1029/93JB01821

Hodych, J.P., Dunning, G.R., 1992. Did the Manicouagan impact trigger end-of-Triassic mass extinction? Geology 20, 51–54. doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0051:DTMITE>2.3.CO;2

Hoernle, K.A.J., Schmincke, H.-U., 1993. The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the Canary hotspot. J. Petrol. 34, 599–626.

Holik, J.S., Rabinowitz, P.D., Austin, J.A., 1991. Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust off Morocco. J. Geophys. Res. Solid Earth 96, 12039–12067. doi:10.1029/91JB00709

Hollard, H., Choubert, G., Bronner, G., Marchand, J., Sougy, J., 1985. Carte géologique du Maroc, scale 1: 1,000,000. Serv Carte Géol Maroc 260.

Hopper, J.R., Dahl-Jensen, T., Holbrook, W.S., Larsen, H.C., Lizarralde, D., Korenaga, J., Kent, G.M., Kelemen, P.B., 2003. Structure of the SE Greenland margin from seismic reflection and refraction data: Implications for nascent spreading center subsidence and asymmetric crustal accretion during North Atlantic opening. J. Geophys. Res. Solid Earth 108, 2269. doi:10.1029/2002JB001996

Horsefield, S.J., Whitmarsh, K.R.B., White, R.S., Sibuet, J.-C., 1994. Crustal structure of the Goban Spur rifted continental margin, Ne Atlantic. Geophys. J. Int. 119, 1–19. doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb00909.x

Houseman, G., England, P., 1986. A dynamical model of lithosphere extension and sedimentary basin formation. J. Geophys. Res. Solid Earth 91, 719–729. doi:10.1029/JB091iB01p00719

Huismans, R., Beaumont, C., 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. Nature 473, 74–78. doi:10.1038/nature09988

Hutchinson, D., Grow, J., Klitgord, K., Swift, B., 1983. Deep structure and evolution of the Carolina Trough. Stud. Cont. Margin Geol. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 34, 129–152.

Hutchinson, D.R., Klitgord, K.D., Detrick, R.S., 1986. Rift basins of the Long Island platform. Geol. Soc. Am. Bull. 97, 688–702. doi:10.1130/0016-7606(1986)97<688:RBOTLI>2.0.CO;2

## I

Illies, J.H., Greiner, G., 1978. Rhinegraben and the Alpine system. Geol. Soc. Am. Bull. 89, 770–782. doi:10.1130/0016-7606(1978)89<770:RATAS>2.0.CO;2

## J

Jackson, H.R., Reid, I., Falconer, R.K.H., 1982. Crustal structure near the Arctic Mid-Ocean Ridge. J. Geophys. Res. Solid Earth 87, 1773–1783. doi:10.1029/JB087iB03p01773

Jacobi, R.D., Hayes, D.E., 1982. Bathymetry, Microphysiography and Reflectivity Characteristics of the West African Margin Between Sierra Leone and Mauritania, in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer Berlin Heidelberg, pp. 182–212.

Jaffal, M., Klingelhoefer, F., Matias, L., Teixeira, F., Amrhar, M., 2009. Crustal structure of the NW Moroccan margin from deep seismic data (SISMAR Cruise). Comptes Rendus Geosci. 341, 495–503. doi:10.1016/j.crte.2009.04.003

Jansa, L.F., 1981. Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin. Mar. Geol. 44, 97–117. doi:10.1016/0025-3227(81)90114-6

Jansa, L.F., Enos, P., Tucholke, B.E., Gradstein, F.M., Sheridan, R.E., 1979. Mesozoic-Cenozoic Sedimentary Formations of the North American Basin; Western North Atlantic, in: Talwani, nik, Hay, W., Ryan, W.B.F. (Eds.), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment. American Geophysical Union, pp. 1–57.

Jansa, L.F., Wade, J.A., 1975a. Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland. Offshore Geol. East. Can. 2, 74–30.

Jansa, L.F., Wade, J.A., 1975b. Paleogeography and Sedimentation in the Mesozoic and Cenozoic, Southeastern Canada 79–102.

Jansa, L.F., Wiedmann, J., 1982. Mesozoic-Cenozoic Development of the Eastern North American and Northwest African Continental Margins: A Comparison, in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer Berlin Heidelberg, pp. 215–269.

Jokat, W., Ritzmann, O., Schmidt-Aursch, M.C., Drachev, S., Gauger, S., Snow, J., 2003. Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge. Nature 423, 962–965. doi:10.1038/nature01706

Jokat, W., Kollofrath, J., Geissler, W.H., Jensen, L., 2012. Crustal thickness and earthquake distribution south of the Logachev Seamount, Knipovich Ridge. Geophys. Res. Lett. 39.

Jokat, W., Schmidt-Aursch, M.C., 2007. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. Geophys. J. Int. 168, 983–998.

Jourdan, F., Marzoli, A., Bertrand, H., Cirilli, S., Tanner, L.H., Kontak, D.J., McHone, G., Renne, P.R., Bellieni, G., 2009. 40Ar/39Ar ages of CAMP in North America: Implications for the Triassic–Jurassic boundary and the 40K decay constant bias. Lithos 110, 167–180. doi:10.1016/j.lithos.2008.12.011

Jourdan, F., Marzoli, A., Bertrand, H., Cosca, M., Fontignie, D., 2003. The Northernmost CAMP: 40Ar/39Ar Age, Petrology and Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of the Kerforne Dike, Brittany, France, in: Hames, W., Mchone, J.G., Renne, P., Ruppel, C. (Eds.), The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea. American Geophysical Union, pp. 209–226.

## K

Keen, C.E., Beaumont, C., 1990. Geodynamics of rifted continental margins. Geol. Cont. Margin East. Can. 2, 391–472.

Keen, C.E., Potter, D.P., 1995a. Formation and evolution of the Nova Scotian rifted margin: Evidence from deep seismic reflection data. Tectonics 14, 918–932. doi:10.1029/95TC00838

Keen, C.E., Potter, D.P., 1995b. The transition from a volcanic to a nonvolcanic rifted margin off eastern Canada. Tectonics 14, 359–371. doi:10.1029/94TC03090

Kelemen, P.B., Holbrook, W.S., 1995. Origin of thick, high-velocity igneous crust along the U.S. East Coast Margin. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 10077–10094. doi:10.1029/95JB00924

Keller, F.., Menschke, J.., Alldredge, L.., 1954. Aeromagnetic surveys in the Aleutian, Marshall, and Bermuda Islands. Presented at the American Geophysical Union, pp. 558–572. doi:10.1029/TR035i004p00558

Kenea, N.H., Ebinger, C.J., Rex, D.C., 2001. Late Oligocene volcanism and extension in the southern Red Sea Hills, Sudan. J. Geol. Soc. 158, 285–294. doi:10.1144/jgs.158.2.285

Kent, D.V., Gradstein, F.M., 1986. A Jurassic to recent chronology. West. N. Atl. Reg. 45–50.

King, L.H., MacLean, B., 1976. Geology of the Scotian shelf. Canadian Hydrographic Service: Geological Survey of Canada.

Kiselev, A.I., Popov, A.M., 1992. Asthenospheric diapir beneath the Baikal rift: Petrological constraints. Tectonophysics, Geodynamics of rifting, volume 1 Case history studies on rifts: Europe and Asia 208, 287–295. doi:10.1016/0040-1951(92)90350-F

Klingelhoefer, F., Aslanian, D., Schnurle, P., Moulin, M., Feld, A., Bergal, K., Biari, Y., 2011. Rapport de campagne. Ifremer.

Klingelhoefer, F., Evain, M., Afilhado, A., Rigoti, C., Loureiro, A., Alves, D., Leprêtre, A., Moulin, M., Schnurle, P., Benabdellouahed, M., Baltzer, A., Rabineau, M., Feld, A., Viana, A., Aslanian, D., 2015. Imaging proto-oceanic crust off the Brazilian Continental Margin. Geophys. J. Int. 200, 471–488. doi:10.1093/gji/ggu387

Klingelhoefer, F., Labails, C., Cosquer, E., Rouzo, S., Géli, L., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Sahabi, M., Nouzé, H., Unternehr, P., 2009. Crustal structure of the SW-Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the DAKHLA experiment) Part A: Wide-angle seismic models. Tectonophysics 468, 63–82. doi:10.1016/j.tecto.2008.07.022

Klingelhöfer, F., Edwards, R.A., Hobbs, R.W., England, R.W., 2005. Crustal structure of the NE Rockall Trough from wide-angle seismic data modeling. J. Geophys. Res. Solid Earth 110. doi:10.1029/2005JB003763

Klingelhöfer, F., Géli, L., Matias, L., Steinsland, N., Mohr, J., 2000. Crustal structure of a super-slow spreading centre:a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72° N. Geophys. J. Int. 141, 509–526. doi:10.1046/j.1365-246x.2000.00098.x

Klingelhoefer, F., Biari, Y., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnabel, M., Matias, L., Benabdellouahed, M., Funck, T., Gutscher, M.-A., Reichert, C., Austin, J.A., 2016. Crustal structure variations along the NW-African continental margin: A comparison of new and existing models from wide-angle and reflection seismic data. Tectonophysics 674, 227–252. doi:10.1016/j.tecto.2016.02.024

Klitgord, K.D., Hutchinson, D.R., 1985. Distribution and geophysical signatures of early Mesozoic rift basins beneath the US Atlantic continental margin, in: US Geological Survey Workshop on

the Early Mesozoic Basins of the Eastern United States, Second, Proceedings: United States Geological Survey Circular. pp. 45–61.

Klitgord, K.D., Hutchinson, D.R., Schouten, H., 1988. US Atlantic continental margin; structural and tectonic framework. Geol. N. Am. 2, 19–55.

Klitgord, K.D., Schlee, J.S., Hinz, K., 1982. Basement Structure, Sedimentation and Tectonic History of the Georges Bank Basin (No. N-8324931). Geological Survey, Washington, DC (USA).

Klitgord, K., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. Geol. N. Am. 1000, 351–378.

Knight, K.B., Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2004. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and 40Ar/39Ar evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. Earth Planet. Sci. Lett. 228, 143–160. doi:10.1016/j.epsl.2004.09.022

Kontak, D.J., Archibald, D.A., 2003. 40Ar/39Ar age of the Jurassic North Mountain Basalt, southwestern Nova Scotia. Atl. Geol. 39.

Korenaga, J., Holbrook, W.S., Detrick, R.S., Kelemen, P.B., 2001. Gravity anomalies and crustal structure at the southeast Greenland margin. J. Geophys. Res. 106, 8853–8870.

Korenaga, J., Kelemen, P.B., Holbrook, W.S., 2002. Methods for resolving the origin of large igneous provinces from crustal seismology. J. Geophys. Res. Solid Earth 107, 2178. doi:10.1029/2001JB001030

Krastel, S., Wynn, R.B., Georgiopoulou, A., Geersen, J., Henrich, R., Meyer, M., Schwenk, T., 2012. Large-Scale Mass Wasting on the Northwest African Continental Margin: Some General Implications for Mass Wasting on Passive Continental Margins, in: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research. Springer Netherlands, pp. 189–199.

Krastel, S., Wynn, R.B., Honebuth, T.J.J., Henrich, R., Holz, C., Meggers, H., Kuhlmann, H., Georgiopoulou, A., Schulz, H.D., 2006. Mapping of seabed morphology and shallow sediment structure of the Mauritania continental margin, Northwest Africa: some implications for geohazard potential. Nor. Geol. Tidsskr. 86, 163.

Kusznir, N.J., Park, R.G., 1987. The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 28, 35–52. doi:10.1144/GSL.SP.1987.028.01.04

## L

Labails, C., 2007. La marge sud-marocaine et les premières phases d’ouverture de l’océan Atlantique Central. Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest (135p).

Labails, C., Olivet, J.-L., 2009. Crustal structure of the SW Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B — The tectonic heritage. Tectonophysics 468, 83–97. doi:10.1016/j.tecto.2008.08.028

Labails, C., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Roest, W.R., 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. Earth Planet. Sci. Lett. 297, 355–368. doi:10.1016/j.epsl.2010.06.024

Larson, R.L., Hilde, T.W.C., 1975. A revised time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. J. Geophys. Res. 80, 2586–2594. doi:10.1029/JB080i017p02586

LASE Study Group, 1986. Deep structure of the US East Coast passive margin from large aperture seismic experiments (LASE). Mar. Pet. Geol. 3, 234–242. doi:10.1016/0264-8172(86)90047-4

Lau, K.W.H., Louden, K.E., Funck, T., Tucholke, B.E., Holbrook, W.S., Hopper, J.R., Christian Larsen, H., 2006. Crustal structure across the Grand Banks–Newfoundland Basin Continental Margin – I. Results from a seismic refraction profile. Geophys. J. Int. 167, 127–156. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02988.x

Lavier, L.L., Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. Nature 440, 324–328. doi:10.1038/nature04608

Laville, E., Charroud, A., Fedan, B., Charroud, M., Pique, A., 1995. Inversion negative et rifting atlasique; l'exemple du bassin triasique de Kerrouchene (Maroc). Bull. Soc. Géologique Fr. 166, 365–374.

Laville, E., Pique, A., Amrhar, M., Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). J. Afr. Earth Sci. 38, 145–153. doi:10.1016/j.jafrearsci.2003.12.003

Lécorché, J.P., Roussel, J., Sougy, J., Guetat, Z., 1983. An interpretation of the geology of the Mauritanides orogenic belt (West Africa) in the light of geophysical data. Geol Soc Am Mem 158, 131–147.

Le Pichon, X., Fox, P.J., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. J. Geophys. Res. 76, 6294–6308. doi:10.1029/JB076i026p06294

Le Pichon, X., Sibuet, J.-C., Francheteau, J., 1977. The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. Tectonophysics 38, 169–209. doi:10.1016/0040-1951(77)90210-4

Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M.O., Yelles, K., Déverchère, J., Bracene, R., 2013. Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. J. Geophys. Res. Solid Earth 118, 3899–3916. doi:10.1002/jgrb.50318

Le Roy, P., 1997. Les bassins Ouest-marocains; leur formation et leur évolution dans le cadre de l'ouverture et du développement de l'Atlantique central (Marge africaine). Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest (327 pp.).

Le Roy, P., Piqué, A., 2001. Triassic–Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic opening. Mar. Geol. 172, 359–381. doi:10.1016/S0025-3227(00)00130-4

Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., D'Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al-Kathiri, A., Merkouriev, S., Fleury, J.-M., Ruellan, P.-Y., Lepvrier, C., Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin. Terra Nova 16, 185–192. doi:10.1111/j.1365-3121.2004.00550.x

Leroy, S., Lucazeau, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Autin, J., Rouzo, S., Bellahsen, N., Tiberi, C., Ebinger, C., Beslier, M.-O., Perrot, J., Razin, P., Rolandone, F., Sloan, H., Stuart, G., Al Lazki, A., Al-Toubi, K., Bache, F., Bonneville, A., Goutorbe, B., Huchon, P., Unternehr, P., Khanbari, K., 2010. Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden: A combined wide-angle, multichannel seismic, and heat flow survey. Geochem. Geophys. Geosystems 11, Q07004. doi:10.1029/2009GC002963

Leinweber, V.T., Klingelhoefer, F., Neben, S., Reichert, C., Aslanian, D., Matias, L., Heyde, I., Schreckenberger, B., Jokat, W., 2013. The crustal structure of the Central Mozambique continental margin—Wide-angle seismic, gravity and magnetic study in the Mozambique Channel, Eastern Africa. Tectonophysics 599, 170–196.

Liger, J.L., 1980. Structure profonde du bassin sénégalo-mauritanien ; interprétation des données gravimétriques et magnétiques. Doctorat d'Etat Thesis, Université Saint Jérôme, Marseille.

Lindholm, R.C., 1978. Triassic-Jurassic faulting in eastern North America— A model based on pre-Triassic structures. Geology 6, 365–368. doi:10.1130/0091-7613(1978)6<365:TFIENA>2.0.CO;2

Lister, G.S., Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. J. Struct. Geol. 11, 65–94. doi:10.1016/0191-8141(89)90036-9

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. Tectonics 10, 1038–1064. doi:10.1029/90TC01007

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology 14, 246–250. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2

Lizarralde, D., Gaherty, J.B., Collins, J.A., Hirth, G., Kim, S.D., 2004. Spreading-rate dependence of melt extraction at mid-ocean ridges from mantle seismic refraction data. Nature 432, 744–747.

Logatchev, N.A., Florensov, N.A., 1978. The Baikal system of rift valleys. Tectonophysics 45, 1–13.

Louden, K.E., Lau, K.W.H., Nedimovic, M., 2010. Chapter 2: Plate tectonics. PLAY FAIRWAY Analysis Offshore Nova Scotia Canada Atlas.

Louden, K., Wu, Y., Tari, G., 2013. Systematic variations in basement morphology and rifting geometry along the Nova Scotia and Morocco conjugate margins. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 369, 267–287. doi:10.1144/SP369.9

Ludwig, W.J., Nafe, J.E., Drake, C.L., 1970. Seismic refraction. The sea 4, 53–84.

Luheshi, M., Roberts, D.G., Nunn, K., Makris, J., Colletta, B., Wilson, H., Monnier, F., Rabary, G., Dubille, M., 2012. The impact of conjugate margins analysis on play fairway evaluation – an analysis of the hydrocarbon potential of Nova Scotia. First Break 30. doi:10.3997/1365-2397.2011037

Lustrino, M., Wilson, M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. Earth-Sci. Rev. 81, 1–65.

## M

MacLean, M., Breeze, H., Walmsley, J., corkum, J., 2013. State of the Scotian Shelf Report. Fisheries and Oceans Canada  Oceans and Coastal Management Division  Ecosystem Management Branch  Maritimes Region  Bedford Institute of Oceanography  PO Box 1006  Dartmouth, NS B2Y 4A2.

Maillard, A., Malod, J., Thiébot, E., Klingelhoefer, F., Réhault, J.-P., 2006. Imaging a lithospheric detachment at the continent–ocean crustal transition off Morocco. Earth Planet. Sci. Lett. 241, 686–698. doi:10.1016/j.epsl.2005.11.013

Makris, J., Demnati, A., Klussmann, J., 1985. Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. Ann. Geophys. 3, 369–380.

Malinverno, A., 1991. Inverse square-root dependence of mid-ocean-ridge flank roughness on spreading rate.

Malod, J.A., Réhault, J., Sahabi, M., Géli, L., Matias, L., Diaz, J., Zitellini, N., 2001. Deep Stucture of the Northwestern Atlantic Moroccan Margin Studied by OBS and Deep Multichannel Seismic Reflection. AGU Fall Meet. Abstr. 52, 0963.

Manatschal, G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. Int. J. Earth Sci. 93, 432–466. doi:10.1007/s00531-004-0394-7

Manatschal, G., Müntener, O., 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. Tectonophysics, Tethyan tectonics of the Mediterranean region: some recent advances 473, 4–19. doi:10.1016/j.tecto.2008.07.021

Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S., Gillot, P.-Y., 1997. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia Plate Boundary: The Gulfs of Aden and Tadjoura. J. Geophys. Res. Solid Earth 102, 2681–2710. doi:10.1029/96JB01185

Manighetti, I., Tapponnier, P., Gillot, P.Y., Jacques, E., Courtillot, V., Armijo, R., Ruegg, J.C., King, G., 1998. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia Plate Boundary: Into Afar. J. Geophys. Res. Solid Earth 103, 4947–4974. doi:10.1029/97JB02758

Manspeizer, W., 1985. Early Mesozoic history of the Atlantic passive margin. Geol. Evol. U. S. Atl. Margin 1–24.

Markl, R.G., Bryan, G.M., 1983. Stratigraphic Evolution of Blake Outer Ridge. AAPG Bull. 67, 666–683.

Maruyama, H., Masaharu, H., Holland, P., Payne, J., Bryant, N.A., Logan, T.L., Muller, J.P., Schreier, G., MacDonald, J.S., 1999. The global land one-kilometer base elevation (GLOBE) digital elevation model, Version 1.0. Natl. Ocean. Atmospheric Adm. Natl. Geophys. Data Cent. Boulder CO Digit. Data Base World Wide Web URL Httpwww Ngdc Noaa Govmggtopoglobe Html.

Marzoli, A., Bertrand, H., Knight, K.B., Cirilli, S., Buratti, N., Vérati, C., Nomade, S., Renne, P.R., Youbi, N., Martini, R., Allenbach, K., Neuwerth, R., Rapaille, C., Zaninetti, L., Bellieni, G., 2004. Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. Geology 32, 973–976. doi:10.1130/G20652.1

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., Min, A.D., 1999. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. Science 284, 616–618. doi:10.1126/science.284.5414.616

Mascle, J., Blarez, E., 1987. Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast–Ghana continental margin. Nature 326, 378–381. doi:10.1038/326378a0

Masson, D.G., Van Niel, B., Weaver, P.P.E., 1997. Flow processes and sediment deformation in the Canary Debris Flow on the NW African Continental Rise. Sediment. Geol. 110, 163–179. doi:10.1016/S0037-0738(96)00089-9

Mauffret, A., Pascal, G., Maillard, A., Gorini, C., 1995. Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. Mar. Pet. Geol. 12, 645–666. doi:10.1016/0264-8172(95)98090-R

Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J.D., Finn, C., von Frese, R.R.B., Gaina, C., Golynsky, S., Kucks, R., Lühr, H., Milligan, P., Mogren, S., Müller, R.D., Olesen, O., Pilkington, M., Saltus, R., Schreckenberger, B., Thébault, E., Caratori Tontini, F., 2009. EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. Geochem. Geophys. Geosystems 10, Q08005. doi:10.1029/2009GC002471

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. Geol. Soc. Am. Bull. 100, 436–445. doi:10.1130/0016-7606(1988)100<0436:IOCDRA>2.3.CO;2

McClain, J.S., Atallah, C.A., 1986. Thickening of the oceanic crust with age. Geology 14, 574–576. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<574:TOTOCW>2.0.CO;2

McHone, J.G., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. Tectonophysics 316, 287–296. doi:10.1016/S0040-1951(99)00260-7

McIver, N.L., 1972. Cenozoic and Mesozoic Stratigraphy of the Nova Scotia Shelf. Can. J. Earth Sci. 9, 54–70. doi:10.1139/e72-005

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 25–32. doi:10.1016/0012-821X(78)90071-7

Medina, F., 1995. Syn- and postrift evolution of the El Jadida – Agadir basin (Morocco): constraints for the rifting models of the central Atlantic. Can. J. Earth Sci. 32, 1273–1291. doi:10.1139/e95-104

Mehdi, K., 1994. Analyse et synthèse des études géologiques et géophysiques de la partie orientale du bassin d'Essaouira (Maroc); contribution de la sismique stratigraphique et l'analyse séquentielle des diagraphies à la reconstitution paléogéographique du bassin Thèse de 3ème cycle del'Univ. Bordeaux I, Bordeaux (300p).

Mehdi, K., Griboulard, R., Bobier, C., 2004. Rôle de l'halocinèse dans l'évolution du bassin d'Essaouira (Sud-Ouest marocain). Comptes Rendus Geosci. 336, 587–595. doi:10.1016/j.crte.2003.12.015

Menard, H.W., 1967. Sea floor spreading, topography, and the second layer. Science 157, 923–924.

Mériaux, C.A., Duarte, J.C., Duarte, S.S., Schellart, W.P., Chen, Z., Rosas, F., Mata, J., Terrinha, P., 2015. Capture of the Canary mantle plume material by the Gibraltar arc mantle wedge during slab rollback. Geophys. J. Int. 201, 1717–1721.

Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Lamotte, D.F. de, 2008. Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction. Springer Science & Business Media.

Minshull, T.A., Muller, M.R., Robinson, C.J., White, R.S., Bickle, M.J., 1998. Is the oceanic Moho a serpentinization front? Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 148, 71–80. doi:10.1144/GSL.SP.1998.148.01.05

Mjelde, R., Faleide, J.I., Breivik, A.J., Raum, T., 2009. Lower crustal composition and crustal lineaments on the Vøring Margin, NE Atlantic: a review. Tectonophysics 472, 183–193.

Mjelde, R., Raum, T., Murai, Y., Takanami, T., 2007. Continent–ocean-transitions: Review, and a new tectono-magmatic model of the Vøring Plateau, NE Atlantic. J. Geodyn. 43, 374–392. doi:10.1016/j.jog.2006.09.013

Mjelde, R., Raum, T., Myhren, B., Shimamura, H., Murai, Y., Takanami, T., Karpuz, R., Næss, U., 2005. Continent-ocean transition on the Vøring Plateau, NE Atlantic, derived from densely sampled ocean bottom seismometer data. J. Geophys. Res. Solid Earth 110, B05101. doi:10.1029/2004JB003026

Molnar, P., Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. Science 189, 419–426.

Mooney, W.D., Laske, G., Masters, T.G., 1998. CRUST 5.1: A global crustal model at 5° × 5°. J. Geophys. Res. Solid Earth 103, 727–747. doi:10.1029/97JB02122

Mooney, W.D., Prodehl, C., Pavlenkova, N.I., 2002. Seismic velocity structure of the continental lithosphere from controlled source data. Int. Geophys. Ser. 81, 887–910.

Moretti, I., Pinet, B., 1987. Discrepancy Between Lower and Upper Crustal Thinning 233–239.

Morgan, J.V., Barton, P.J., White, R.S., 1989. The Hatton Bank continental margin—III. Structure from wide-angle OBS and multichannel seismic refraction profiles. Geophys. J. Int. 98, 367–384. doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb03358.x

Morgan, P., Seager, W.R., Golombek, M.P., 1986. Cenozoic thermal, mechanical and tectonic evolution of the Rio Grande Rift. J. Geophys. Res. Solid Earth 91, 6263–6276. doi:10.1029/JB091iB06p06263

Morgan, W.J., 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. Tectonophysics 94, 123–139.

Morgan, J.V., Barton, P.J., White, R.S., 1989. The Hatton Bank continental margin—III. Structure from wide-angle OBS and multichannel seismic refraction profiles. Geophys. J. Int. 98, 367–384. doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb03358.x

Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Réhault, J.-P., Unternehr, P., 2005. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaïAngo project). Geophys. J. Int. 162, 793–810. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02668.x

Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Unternehr, P., 2006. Typologie des marges- 1ere Partie l'Atlantique Sud, (Rapport confidentiel). TOTAL., TOTAL.

Moulin, M., Klingelhoefer, F., Afilhado, A., Aslanian, D., Schnurle, P., Nouzé, H., Rabineau, M., Beslier, M.-O., Feld, A., 2015. Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) – I. Gulf of Lion's margin. Bull. Société Géologique Fr. 186, 309–330. doi:10.2113/gssgfbull.186.4-5.309

Mountain, G.S., Tucholke, B.E., 1985. Mesozoic and Cenozoic geology of the US Atlantic continental slope and rise. Geol. Evol. U. S. Atl. Margin 293–341.

Müller, R.D., Royer, J.-Y., Lawver, L.A., 1993. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. Geology 21, 275–278.

Mutter, C.Z., Mutter, J.C., 1993. Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structure. Earth Planet. Sci. Lett. 117, 295–317. doi:10.1016/0012-821X(93)90134-U

Mutter, J.C., Talwani, M., Stoffa, P.L., 1982. Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crustl off the Norwegian margin by subaerail sea-floor spreading. Geology 10, 353–357.

## N

Ndiaye, M., 2012. Etude sismostratigraphique et sédimentologique du Bassin Sénégalo-Mauritanien dans le secteur de Diourbel et Thiès. University of Geneva.

Nelson, K.D., Arnow, J.A., McBride, J.H., Willemin, J.H., Huang, J., Zheng, L., Oliver, J.E., Brown, L.D., Kaufman, S., 1985a. New COCORP profiling in the southeastern United States. Part I: Late Paleozoic suture and Mesozoic rift basin. Geology 13, 714–718. doi:10.1130/0091-7613(1985)13<714:NCPITS>2.0.CO;2

Nelson, K.D., McBride, J.H., Arnow, J.A., Oliver, J.E., Brown, L.D., Kaufman, S., 1985b. 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, 718–721. doi:10.1130/0091-7613(1982)13<718:NCPITS>2.0.CO;2

Neugebauer, H.., Spohn, T., 1982. Metastable phase transitions and progressive decline of gravitational energy ; aspects of Atlantic-type margin dynamics, in: Dynamics of Passive Margins. R.A. Scrutton, pp. 166–183.

Neumaier, M., Back, S., Littke, R., Kukla, P.A., Schnabel, M., Reichert, C., 2015. Late Cretaceous to Cenozoic geodynamic evolution of the Atlantic margin offshore Essaouira (Morocco). Basin Res.

Nomade, S., 2001. Evolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques (40Ar/39Ar) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire. (Theses). Université d'Orléans.

Nomade, S., Knight, K.B., Beutel, E., Renne, P.R., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N., Bertrand, H., 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., Triassic-Jurassic Boundary events: problems, progress, possibilities 244, 326–344. doi:10.1016/j.palaeo.2006.06.034

# O

ODP Leg 173 Shipboard Scientific Party, 1998. Drilling reveals transition from continental breakup to early magmatic crust. Eos Trans. Am. Geophys. Union 79, 173–181. doi:10.1029/98EO00127

Oh, J., Austin, J.A., Phillips, J.D., Coffin, M.F., Stoffa, P.L., 1995. Seaward-dipping reflectors offshore the southeastern United States: Seismic evidence for extensive volcanism accompanying sequential formation of the Carolina trough and Blake Plateau basin. Geology 23, 9–12. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0009:SDROTS>2.3.CO;2

Olivet, J.L., 1996. La cinématique de la plaque ibérique. Bull Cent Rech Explor Prod Elf Aquitaine 20, 131–195.

Olivet, J.-L., 1978. Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. Thèse de doctorat de l'Université de Pierre et Marie Curie, Paris, (150 p).

Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P., Auzende, J.-M., 1984. Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Publ. CNEXO Sér. Rapp. Sci. Tech. 54, 1–108.

Olsen, P.E., 1999. Enhanced: Giant Lava Flows, Mass Extinctions, and Mantle Plumes. Science 284, 604–605.

Olsen, P.E., 1997. Stratigraphic Record of the Early Mesozoic Breakup of Pangea in the Laurasia-Gondwana Rift System. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 25, 337–401. doi:10.1146/annurev.earth.25.1.337

Oyarzun, R., Doblas, M., López-Ruiz, J., Cebrá, J.M., 1997. Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe. Geology 25, 727–730. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0727:OOTCAA>2.3.CO;2

# P

Palomeras, I., Thurner, S., Levander, A., Liu, K., Villasenor, A., Carbonell, R., Harnafi, M., 2014. Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure. Geochem. Geophys. Geosystems 15, 140–160. doi:10.1002/2013GC004861

Parker Jr, E.H., 2014. Crustal magnetism, tectonic inheritance, and continental rifting in the southeastern United States. GSA Today 24.

Patriat, M., Labails, C., 2006. Linking the Canary and Cape-Verde Hot-Spots, Northwest Africa. Mar. Geophys. Res. 27, 201–215. doi:10.1007/s11001-006-9000-7

Pautot, G., Le Pichon, X., 1970. Continuous Deep Sea Salt Layer along North Atlantic Margins related to Early Phase of Rifting. Nature 227, 351–354.

Perez—Gussinyé, M., Reston, T.J., 2001. Rheological evolution during extension at nonvolcanic. J. Geophys. Res. 106, 3961–3975.

Piqué, A., 1994. Géologie du Maroc: les domaines régionaux et leur évolution structurale. Imprimerie el Maarif al Jadida.

Pique, A., Laville, E., 1993a. Les séries triasiques du Maroc, marqueurs du rifting atlantique. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 317, 1215–1220.

Pique, A., Laville, E., 1993b. L'ouverture de l'Atlantique central : un rejeu en extension des structures paléozoïques ? Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 317, 1325–1332.

Pitman, W.C., Talwani, M., 1972. Sea-Floor Spreading in the North Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull. 83, 619–646. doi:10.1130/0016-7606(1972)83[619:SSITNA]2.0.CO;2

Poag, C.W., Sevon, W.D., 1989. A record of Appalachian denudation in postrift Mesozoic and Cenozoic sedimentary deposits of the U.S. Middle Atlantic continental margin. Geomorphology 2, 119–157. doi:10.1016/0169-555X(89)90009-3

Poag, W.C., 1985. Geologic evolution of the United States Atlantic Margin.

Ponsard, J.F., Roussel, J., Villeneuve, M., Lesquer, A., 1988. The Pan-African orogenic belt of southern Mauritanides and northern Rokelides (southern Senegal and Guinea, West Aftica): gravity evidence for a collisional suture. J. Afr. Earth Sci. Middle East, The West African connection: Evolution of the central atlantic ocean and its Continental Margins 7, 463–472. doi:10.1016/0899-5362(88)90090-5

# R

Rabinowitz, P.D., 1974. The Boundary Between Oceanic and Continental Crust in the Western North Atlantic, in: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer Berlin Heidelberg, pp. 67–84.

Rabinowitz, P.D., Cande, S.C., Hayes, D.E., 1979. The J-anomaly in the central North Atlantic Ocean. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 43, 879–885.

Ragland, P.C., Hatcher, R.D., Whittington, D., 1983. Juxtaposed Mesozoic diabase dike sets from the Carolinas: A preliminary assessment. Geology 11, 394–399. doi:10.1130/0091-7613(1983)11<394:JMDDSF>2.0.CO;2

Raitt, R., 1963. The crustal rocks. Intersci. Publ. N. Y. 3, 85–102.

Ranero, C.R., Banda, E., Buhl, P., 1997. The crustal structure of the Canary Basin: Accretion processes at slow spreading centers. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 102, 10185–10201.

Ranke, U., Von Rad, U., Wissmann, G., 1982. Stratigraphy, facies and tectonic development of the On and offshore Aaiun-Tarfaya basin. Springer-Verl. 86–105.

Ratcliffe, N.M., Burton, W.C., 1985. Fault reactivation models for origin of the Newark basin and studies related to eastern US seismicity, in: Proceedings of the Second US Geological Survey Workshop on the Early Mesozoic Basins of the Eastern United States: US Geological Survey Circular. pp. 36–45.

Ratcliffe, N.M., Burton, W.C., D'Angelo, R.M., Costair, J.K., 1986. Low-angle extensional faulting, reactivated mylonites, and seismic reflection geometry of the Newark basin margin in eastern Pennsylvania. Geology 14, 766–770. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<766:LEFRMA>2.0.CO;2

Raum, T., Mjelde, R., Digranes, P., Shimamura, H., Shiobara, H., Kodaira, S., Haatvedt, G., Sørenes, N., Thorbjørnsen, T., 2002. Crustal structure of the southern part of the Vøring Basin, mid-Norway margin, from wide-angle seismic and gravity data. Tectonophysics, Deep Seismic Probing of the Continents and their Margins 355, 99–126. doi:10.1016/S0040-1951(02)00136-1

Rehault, J.-P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. Mar. Geol., Geological and Geodynamical Aspects on the Mediterranean 55, 447–477. doi:10.1016/0025-3227(84)90081-1

Roeser, H.A., 1982. Magnetic Anomalies in the Magnetic Quiet Zone off Morocco, in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer Berlin Heidelberg, pp. 61–68.

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. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 107, EPM–1–1–EPM 1–23. doi:10.1029/2000JB000094

Roest, W.R., Dañobeitia, J.J., Verhoef, J., Collette, B.J., 1992. Magnetic anomalies in the canary basin and the Mesozoic evolution of the central North Atlantic. Mar. Geophys. Res. 14, 1–24. doi:10.1007/BF01674063

Roger, J., Platel, J.P., Cavelier, C., Bourdillon-de-Grissac, C., 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie et l'histoire géologique du Dhofar (Sultanat d'Oman). Bull. Société Géologique Fr. 265–277.

Rosenbaum, G., Weinberg, R.F., Regenauer-Lieb, K., 2008. The geodynamics of lithospheric extension. Tectonophysics, Geodynamics of Lithospheric Extension 458, 1–8. doi:10.1016/j.tecto.2008.07.016

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics 359, 117–129. doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0

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.

Ruellan, E., 1985. Géologie des marges continentales passives : Évolution de la marge atlantique du Maroc (Mazagan) ; étude par submersible, seabeam, et sismique réflexion. Comparaison avec la marge N.O. Africaine et la marge homologue E. Américaine. Université de Bretagne Occidentale.

Ruellan, E., Auzende, J.M., Dostmann, H., 1985. Structure and evolution of the Mazagan (El Jadida) plateau and escarpment off central Morocco. Oceanol. Acta Spec. Issue.

Ryan, W.B.F., Carbotte, S.M., Coplan, J.O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., Zemsky, R., 2009. Global Multi-Resolution Topography synthesis. Geochem. Geophys. Geosystems 10, Q03014. doi:10.1029/2008GC002332

## 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. Doctorat d'Etat Es-Sciences Thesis, Université Chouaib Doukkali, El Jadida (615 p.).

Sahabi, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., 2004. Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. Comptes Rendus Geosci. 336, 1041–1052. doi:10.1016/j.crte.2004.03.017

Sallarès, V., Gailler, A., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Bartolomé, R., Gracia, E., Diaz, J., Dañobeitia, J.J., Zitellini, N., 2011. Seismic evidence for the presence of Jurassic oceanic crust in the central Gulf of Cadiz (SW Iberian margin). Earth Planet. Sci. Lett. 311, 112–123.

Sauter, D., Cannat, M., Rouméjon, S., Andreani, M., Birot, D., Bronner, A., Brunelli, D., Carlut, J., Delacour, A., Guyader, V., MacLeod, C.J., Manatschal, G., Mendel, V., Ménez, B., Pasini, V., Ruellan, E., Searle, R., 2013. Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years. Nat. Geosci. 6, 314–320. doi:10.1038/ngeo1771

Sawyer, D.S., 1994. Proceedings of the Ocean Drilling Program,Initial Reports. Ocean Drill Program Coll. Stn. Tex 149.

Schettino, A., Turco, E., 2011. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. Geol. Soc. Am. Bull. 123, 89–105. doi:10.1130/B30064.1

Schettino, A., Turco, E., 2009. Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions. Geophys. J. Int. 178, 1078–1097. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04186.x

Schlee, J.S., Fritsch, J., 1982. Seismic Stratigraphy of the Georges Bank Basin Complex, Offshore New England: Rifted Margins: Field Investigations of Margin Structure and Stratigraphy 110, 223–251.

Schlee, J.S., Jansa, L.F., 1981. The Paleoenvironment and Development of the Eastern North American Continental Margin. Oceanol. Acta Spec. Issue.

Schlische, R.W., Withjack, M.O., Olsen, P.E., 2003. Relative timing of CAMP, rifting, continental breakup, and basin inversion: tectonic significance. Geophys. Monogr.-Am. Geophys. UNION 136, 33–60.

Schmincke, H.-U., 1982. Volcanic and Chemical Evolution of the Canary Islands, in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer Berlin Heidelberg, pp. 273–306.

Schultz, L.K., Grover, R.L., 1974. Geology of Georges Bank Basin. AAPG Bull. 58, 1159–1168.

Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H., Hanes, J., 1991. 40Ar/39Ar dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 455–472. doi:10.1016/0012-821X(91)90222-4

Sengör, A.M.C., Burke, K., 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. Geophys. Res. Lett. 5, 419–421. doi:10.1029/GL005i006p00419

Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. Spec. Publ.-Geol. Soc. Lond. 156, 15–36.

Sheridan, R.E., 1974. Atlantic Continental Margin of North America, in: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer Berlin Heidelberg, pp. 391–407.

Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., Barnard, L.A., Bliefnick, D.M., Habib, D., Jenden, P.D., Kagami, H., Keenan, E., Kostecki, 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., Kinoshit, H., Patton, J.W., Pisciotto, K.A., Premoli Silva, I., Testarmata, M.M., Watkins, D.K., 1983. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Site 534 Blake-Bahama Basin Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. Cover. Leg 76 Cruises Drill. Vessel Glomar Chall. Norfolk Va. Ft. Lauderdale Fla. Oct.- Dec. 1980 76, 141–340.

Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., Barnard, L.A., Bliefnick, D.M., Habib, D., Jenden, P.D., Kagami, H., Keenan, E.M., Kostecki, J., Kvenvolden, K.A., Moullade, M., Ogg, J., Robertson, A.H.F., Roth, P.H., Shipley, T.H., Wells, L., Bowdler, J.L., Cotillon, P.H., Halley, R.B., Kinoshita, H.,

Patton, J.W., Pisciotto, K.A., Premoli-Silva, I., Testarmata, M.M., Tyson, R.V., Watkins, D.K., 1982. Early history of the Atlantic Ocean and gas hydrates on the Blake Outer Ridge: Results of the Deep Sea Drilling Project Leg 76. Geol. Soc. Am. Bull. 93, 876–885. doi:10.1130/0016-7606(1982)93<876:EHOTAO>2.0.CO;2

Sheridan, R.E. (Rutgers--the S.U., Grow, J.A. (eds ) (Geological S., 1988. The Atlantic Continental Margin: Us (No. DOE/ER/13182-T1). Geological Society of America, Boulder, CO (USA).

Sheridan, R.., Musser, D.., Glover, L., Talwani, M., Ewing, J.., Holbrook, W.S., Purdy, G.., Hawman, R., 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. doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0563:DSRDOE> 2.3.CO;2

Shipboard Scientific Party, 2004. Leg 210 summary, Proceedings of the Ocean Drilling Program,Initial Reports 1–78.

Sibuet, J.-C., 1979. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Part 2 Wash. US Gov. Print. Off. 47.

Sibuet, J.-C., Rouzo, S., Louden, K.E., 2011. PLAY FAIRWAY Analysis Offshore Nova Scotia Canada Atlas.

Sibuet, J.-C., Rouzo, S., Srivastava, S., 2012. Plate tectonic reconstructions and paleogeographic maps of the central and North Atlantic oceans 1This article is one of a series of papers published in this CJES Special Issue on the theme of Mesozoic–Cenozoic geology of the Scotian Basin. 2Earth Sciences Sector Contribution 20120172. Can. J. Earth Sci. 49, 1395–1415. doi:10.1139/e2012-071

Sleep, N.H., 1971. Thermal Effects of the Formation of Atlantic Continental Margins by Continental Break up. Geophys. J. Int. 24, 325–350. doi:10.1111/j.1365-246X.1971.tb02182.x

Smith, W., Sandwell, D., 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science 277, 1956–1962.

Souid, A.K., 1983. Etude tectonique et microtectonique des injections du Trias du bassin d'Essaouira pendant les compressions alpines dans l'avant-pays atlantique (Maroc). Thèse 3è Cycle 101.

Spieker, K., Wölbern, I., Thomas, C., Harnafi, M., Moudnib, L.E., 2014. Crustal and upper-mantle structure beneath the western Atlas Mountains in SW Morocco derived from receiver functions. Geophys. J. Int. 198, 1474–1485. doi:10.1093/gji/ggu216

Spohn, T., Schubert, G., 1982. Convective thinning of the lithosphere: A mechanism for the initiation of continental rifting. J. Geophys. Res. Solid Earth 87, 4669–4681. doi:10.1029/JB087iB06p04669

Spudich, P., Orcutt, J., 1980a. A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust. Rev. Geophys. 18, 627–645. doi:10.1029/RG018i003p00627

Spudich, P., Orcutt, J., 1980b. Petrology and porosity of an oceanic crustal site: Results from wave form modeling of seismic refraction data. J. Geophys. Res. Solid Earth 85, 1409–1433. doi:10.1029/JB085iB03p01409

Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth Planet. Sci. Lett. 196, 17–33. doi:10.1016/S0012-821X(01)00588-X

Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. J. Virtual Explor. 8, 77–106.

Steckler, M.S., Berthelot, F., Lyberis, N., Le Pichon, X., 1988. Subsidence in the gulf of suez: implications for rifting and plate kinematics. Tectonophysics, The gulf of Suez and red sea rifting 153, 249–270. doi:10.1016/0040-1951(88)90019-4

Storey, B.C., 1995. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. Nature 377, 301–308. doi:10.1038/377301a0

Sutter, J.F., 1985. Progress on geochronology of Mesozoic diabases and basalts, in: Workshop on the Early Mesozoic Basins of the Eastern United States, Proceed, 2th US Geol. Surv. Circ. pp. 110–114.

Swanson, M.T., 1986. Preexisting fault control for Mesozoic basin formation in eastern North America. Geology 14, 419–422. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<419:PFCFMB>2.0.CO;2

## T

Talwani, M., Ewing, J., Sheridan, R.E., Holbrook, W.S., Iii, L.G., 1995. The Edge Experiment and the U.S. East Coast Magnetic Anomaly, in: Banda, E., Torné, M., Talwani, M. (Eds.), Rifted Ocean-Continent Boundaries, NATO ASI Series. Springer Netherlands, pp. 155–181.

Tamsett, D., Searle, R., 1990. Structure of the Alula-Fartak Fracture Zone, Gulf of Aden. J. Geophys. Res. Solid Earth 95, 1239–1254. doi:10.1029/JB095iB02p01239

Tari, G., Jabour, H., 2013. Salt tectonics along the Atlantic margin of Morocco. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 369, 337–353. doi:10.1144/SP369.23

Tari, G., Molnar, J., 2005. Correlation of syn-rift structures between Morocco and Nova Scotia, Canada, in: Transactions GCSSEPM Foundation, 25th Ann. Res. Conf. SEPM, pp. 132–150.

Tari, G., Molnar, J., Ashton, P., 2003. Examples of salt tectonics from West Africa: a comparative approach. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 207, 85–104. doi:10.1144/GSL.SP.2003.207.5

Thiébot, E., 2005. Structure Profonde et Reactivation de La Marge Nord-Ouest-Marocaine. Ph D. Thesis, Univ. of Brest, UMR6538, IUEM/UBO.

Thybo, H., Nielsen, C.A., 2009. Magma-compensated crustal thinning in continental rift zones. Nature 457, 873–876. doi:10.1038/nature07688

Tréhu, A.M., Ballard, A., Dorman, L.M., Gettrust, J.F., Klitgord, K.D., Schreiner, A., 1989. Structure of the lower crust beneath the Carolina trough, U.S. Atlantic continental margin. J. Geophys. Res. Solid Earth 94, 10585–10600. doi:10.1029/JB094iB08p10585

## U

Umino, S., Crispini, L., Tartarotti, P., Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Miyashita, S., Banerjee, N.R., 2008. Origin of the sheeted dike complex at superfast spread East Pacific Rise revealed by deep ocean crust drilling at Ocean Drilling Program Hole 1256D. Geochem. Geophys. Geosystems 9, Q06O08. doi:10.1029/2007GC001760

U.S. Geological Survey, 2013. U.S. Atlantic Continental Margin GLORIA geology interpretation [WWW Document]. URL http://coastalmap.marine.usgs.gov/gloria/eastcst/geology.html (accessed 7.25.15).

## V

Van Avendonk, H.J.A., Holbrook, W.S., Nunes, G.T., Shillington, D.J., Tucholke, B.E., Louden, K.E., Larsen, H.C., Hopper, J.R., 2006. Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada. J. Geophys. Res. Solid Earth 111. doi:10.1029/2005JB004156

Van Avendonk, H.J.A., Lavier, L.L., Shillington, D.J., Manatschal, G., 2009. Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland. Tectonophysics, Role of magmatism in continental lithosphere extension continental lithosphere extension 468, 131–148. doi:10.1016/j.tecto.2008.05.030

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. Geol Surv Can. Open File 3125.

Vetter, U.R., Meissner, R.O., 1979. Rheologic properties of the lithosphere and applications to passive continental margins. Tectonophysics 59, 367–380.

Villeneuve, M., da Rocha Araujo, P.R., 1984. La stratigraphie du bassin paléozoïque de Guinée (Afrique de l'Ouest). Bull. Soc. Géologique Fr. 1033–1039.

Vogt, P.R., 1973. Early events in the opening of the North Atlantic. Implic. Cont. Drift Earth Sci. 2, 693–712.

Vogt, U., Makris, J., O'Reilly, B.M., Hauser, F., Readman, P.W., Jacob, A.W.B., Shannon, P.M., 1998. The Hatton Basin and continental margin: Crustal structure from wide-angle seismic and gravity data. J. Geophys. Res. Solid Earth 103, 12545–12566. doi:10.1029/98JB00604

## W

Wade, J.A., 1981. Geology of the Canadian Atlantic Margin from Georges Bank to the Grand Banks 447–460.

Wade, J.A., MacLean, B.C., 1990. The geology of the southeastern margin of Canada, in: Geology of Canada, Geology of the Continental Margin of Eastern Canada. M. J. Keen and G.J. Williams, Geological Survey of Canada, pp. 167–238.

Watchorn, F., Nichols, G.J., Bosence, D.W.J., 1998. Rift-related sedimentation and stratigraphy, southern Yemen (Gulf of Aden), in: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea:- Gulf of Aden. Springer Netherlands, pp. 165–189.

Watremez, L., Leroy, S., Rouzo, S., d'Acremont, E., Unternehr, P., Ebinger, C., Lucazeau, F., Al-Lazki, A., 2011. The crustal structure of the north-eastern Gulf of Aden continental margin: insights from wide-angle seismic data. Geophys. J. Int. 184, 575–594. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04881.x

Watts, A.B., 1994. Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands. Geophys. J. Int. 119, 648–666.

Wegener, D.A., 1912. Die Entstehung der Kontinente. Geol. Rundsch. 3, 276–292. doi:10.1007/BF02202896

Weigel, W., Wissmann, G., Goldflam, P., 1982. Deep Seismic Structure (Mauritania and Central Morocco), in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer Berlin Heidelberg, pp. 132–159.

Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci. 22, 108–125. doi:10.1139/e85-009

White, R.S., 1992. Magmatism during and after continental break-up. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 68, 1–16. doi:10.1144/GSL.SP.1992.068.01.01

White, R.S., Minshull, T.A., Bickle, M.J., Robinson, C.J., 2001. Melt Generation at Very Slow-Spreading Oceanic Ridges: Constraints from Geochemical and Geophysical Data. J. Petrol. 42, 1171–1196. doi:10.1093/petrology/42.6.1171

White, R.S., Smith, L.K., 2009. Crustal structure of the Hatton and the conjugate east Greenland rifted volcanic continental margins, NE Atlantic. J. Geophys. Res. Solid Earth 114, B02305. doi:10.1029/2008JB005856

White, R.S., Smith, L.K., Roberts, A.W., Christie, P. a. F., Kusznir, N.J., Roberts, A.M., Healy, D., Spitzer, R., Chappell, A., Eccles, J.D., Fletcher, R., Hurst, N., Lunnon, Z., Parkin, C.J., Tymms, V.J., 2008. Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. Nature 452, 460–464. doi:10.1038/nature06687

White, W.M., Klein, E.M., 2014. 4.13 - Composition of the Oceanic Crust, in: Turekian, H.D.H.K. (Ed.), Treatise on Geochemistry (Second Edition). Elsevier, Oxford, pp. 457–496.

Whitmarsh, R.B., 1998. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. Ocean Drill Program Coll. Stn. Tex 173.

Whitmarsh, R.B., Manatschal, G., Minshull, T.A., 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. Nature 413, 150–154. doi:10.1038/35093085

Wissmann, G., 1982. Stratigraphy and Structural Features of the Continental Margin Basin of Senegal and Mauritania, in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.),

Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer Berlin Heidelberg, pp. 160–181.

Withjack, M.O., Schlische, R.W., Olsen, P.E., 2012. Development of the passive margin of Eastern North America: Mesozoic rifting, igneous activity, and breakup, in: ROBERTS, D. G., AND BALLY, A. W. (eds) Re- Gional Geology and TectonicsPhanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins. Elsevier, New York, pp. 301–335.

Withjack, M.O., W. Schlische, R., Olsen, P.E., 1998. Diachronous Rifting, Drifting, and Inversion on the Passive Margin of Central Eastern North America: An Analog for Other Passive Margins. AAPG Bull. 82, 817–835.

Wu, Y., Louden, K.E., Funck, T., Jackson, H.R., Dehler, S.A., 2006. Crustal structure of the central Nova Scotia margin off Eastern Canada. Geophys. J. Int. 166, 878–906. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02991.x

Wyer, P., Watts, A.B., 2006. Gravity anomalies and segmentation at the East Coast, USA continental margin. Geophys. J. Int. 166, 1015–1038. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03066.x

Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A. v, Weaver, P.P. e, 2000. The Northwest African slope apron: a modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography. Mar. Pet. Geol. 17, 253–265. doi:10.1016/S0264-8172(99)00014-8

## Y

Ye, S., Canales, J.P., Rihm, R., Dañobeitia, J.J., Gallart, J., 1999. A crustal transect through the northern and northeastern part of the volcanic edifice of Gran Canaria, Canary Islands. J. Geodyn. 28, 3–26. doi:10.1016/S0264-3707(98)00028-3

## Z

Zelt, C.A., 1999. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltime data. Geophys. J. Int. 139, 183–204. doi:10.1046/j.1365-246X.1999.00934.x

Zelt, C.A., Smith, R.B., 1992. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. Geophys. J. Int. 108, 16–34. doi:10.1111/j.1365-246X.1992.tb00836.x

Zonenshain, L.P., Savostin, L.A., 1981. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. Tectonophysics 76, 1–45. doi:10.1016/0040-1951(81)90251-1

Zorin, Y.A., 1981. The baikal rift: An example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates. Tectonophysics, Mechanism of graben formation 73, 91–104. doi:10.1016/0040-1951(81)90176-1

Zorin, Y.A., Kozhevnikov, V.M., Novoselova, M.R., Turutanov, E.K., 1989. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions. Tectonophysics 168, 327–337. doi:10.1016/0040-1951(89)90226-6

Zorin, Y.A., Turutanov, E.K., Mordvinova, V.V., Kozhevnikov, V.M., Yanovskaya, T.B., Treussov, A.V., 2003. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure. Tectonophysics 371, 153–173. doi:10.1016/S0040-1951(03)00214-2

# Table des figures

# et

# liste des tableaux

| | | |
|---|---|---|
| Fig.1-1 | Carte des principales plaques tectoniques. Les limites des principales plaques sont indiqués par : les lignes rouges (dorsales) et jaunes (rift) qui indiquent les zones de divergence et les lignes bleues qui indiquent les zones de subduction et obduction (source : NASA Garner, 2015). | 7 |
| Fig. 1-2 | Carte du monde des âges de la croûte continental et océanique, localisant les marges passives du globe (tiretés rouges épais) (Commission de la Carte Géologique du Monde, 2000). La Répartition des marges actives est ajoutée à la figure d'après Boillot et Coulon, (1998) (tiretés épais noires). | 8 |
| Fig. 1-3 | Carte mondiale des épaisseurs de croûte continentale (Mooney *et al*., 2002). | 10 |
| Fig. 1-4 | (a) Coupe schématique de la croûte continentale. (b) Schéma de la subdivision de la croûte continentale avec indication des épaisseurs, natures, et vitesses d'ondes sismiques P pour chaque partie crustale (d'après Hans Wedepohl, 1995). | 11 |
| Fig. 1-5 | Épaisseurs de la croûte océanique en fonction du taux d'accrétion pour des dorsales situées hors influence de point chaud (modifié par White et Klein, 2014 à partir de Dick et al., 2003 et White et al., 2001). | 13 |
| Fig. 1-6 | (A) Schéma de la structure interne de la croûte océanique modifiée d'après (White et Klein, 2014). (B) Modèles géologiques possibles pour la couche L-3 de la croûte océanique modifiée d'après (Cannat, 1993) : (a) couche continue de gabbro, (b) couche continue constituée de péridotites partiellement serpentinisées, (c) couche constituée de gabbros intrudés dans des péridotites mantelliques ces dernières peuvent être partiellement serpentinisées. | 14 |
| Fig. 1-7 | Carte du rift de baikal, la ligne bleu correspond au profil sismique grand-angle discuté dans ce paragraphe (Thybo et Nielsen, 2009). | 16 |
| Fig. 1-8 | Modèle de vitesses du profil sismique grand-angle acquis le long du rift de Baikal. Les stations sismiques sont indiquées par des triangles (Thybo et Nielsen, 2009). | 16 |
| Fig. 1-9 | Exemple des réflecteurs inclinés vers l'océan connue sous le nom de Seaward Dipping Reflectors observés le long de la marge centrale Norvégienne (Gernigon et al., 2006). | 17 |
| Fig. 1-10 | Modèle de vitesse des ondes P de la marge volcanique de Vøring dans la province Nord-Est Atlantique au large du Norvège. (Mjelde et al., 2005). | 18 |
| Fig. 1-11 | Coupe schématique transverse d'une marge passive volcanique. SDRint et SDRext : prismes de laves inclinées vers l'océan, en position interne ou externe (Seaward-Dipping Reflectors). (Geoffroy, 2005). | 19 |
| Fig. 1-12 | Modèles de vitesse des ondes P des deux marges conjuguées, Ibérie (a) d'après Dean et al., (2000) et Terre-Neuve (b) d'après Lau et al., (2006). | 21 |

Fig. 1-13 Section transversale le long des marges peu-volcaniques de l'Iberie et Terre-Neuve (Manatschal et Müntener, 2009). 22

Fig. 1-14 Structure profonde de la marge passive non-volcanique d'Angola (marge Atlantique sud-ouest Africaine).Cette marge est divisée en 4 zones. Une zone I de croûte continentale non-amincie suivie d'une zone II d'amincissement, la zone III montre une large zone transitionnelle et la zone IV représente le domaine océanique. Les triangles verts montrent la position des OBS (Contrucci *et al*., 2004). 23

Fig. 1-15 (A) : modèle de vitesse converti en TWT et superposé sur le profil réflexion SMT interprété. La couleur rose correspond à la couche salifère. (B) : évolution tectonique du bassin sag de la marge Angolaise, ligne noire correspond au socle, la ligne pointée correspond au paléo-socle et les flèches noires aux mouvements verticaux (Moulin *et al.*, 2005). 24

Fig. 1-16 Lignes noires épais représentent les trois profils réflexion – gravimétriques acquis au large du Gabon, ligne tiretée représentent les profils grand-angle / réflexion de la campagne ZaïAngo au large d'Angola (Contrucci *et al.*, 2004). Carte d'anomalie à l'air libre (Dupré *et al.*, 2011). 25

Fig. 1-17 Structure profonde de la marge Gabonaise, réalisée à partir de données gravimétriques et sismique réflexion le long de trois profils perpendiculaire à la marge (Dupré *et al.*, 2011). 25

Fig. 1-18 comparaison des deux bassins sag imagée par le profil sismique grand-angle et réflexion acquise au large de la marge Angolaise et le profil gravimétrique et réflexion de la marge Gabonaise. Figure issue de Moulin *et al*., (2006). 26

Fig. 1-19 les stades d'évolution des marges passives de coulissement. Au cours des stades A et B, deux plaques continentales coulissent l'une contre l'autre. Au stade C, le coulissement s'effectue en partie entre une lithosphère continentale et une lithosphère océanique, enfin il est intra-oéanique dans le stade D. D'après Mascle et Blarez, 1987 dans Boillot et Coulon, 1998. 27

Fig. 1-20 Structure profonde de la marge passive de coulissement de la Guyane française est au Nord-Est du Brésil. 28

Fig. 1-21 Modèles de vitesses, A, B et C, acquises au large de la marge du golfe de Lyon d'après Moulin *et al* ., (2015). Modèles de vitesses, D et E, acquises au large de la marge Sardaigne d'après Afilhado *et al.*, (2015). 30

Fig. 1-22 (a) Contexte géodynamique du golfe d'Aden. SSFZ: zone de fractures Shukra-el-Sheik ; AFFZ : zone de fractures d'Alula-Fartak. SHFZ, zone de fractures Socotra Hadbeen (b) Carte de la marge nord-est du golfe d'Aden, les sismomètres sont indiquées par des cercles violets et des triangles rouges (Leroy *et al.*, 2010). 31

Fig. 1-23 Modèles de vitesses le long de la marge nord-est du golfe d'Aden (Leroy *et al.*, 32

2010)

Fig. 1-24 schéma illustrant les différentes parties formant la lithosphère 34

Fig. 1-25 Les différents modes d'extension de la lithosphère continentale. (a) core complex B le rift large et C le rift étroit QS : flux de chaleur en surface initial (Buck, 1991). 35

Fig. 1-26 Modèles schématiques de rift passif et actif d'après Huismans et al. (2001). 36

Fig. 1-27 Relation possible entre la dynamique du manteau (A : passive, B : active) et la déformation en extension de la lithosphère continentale au niveau, (A), d'une marge sédimentaire et (B) d'une marge volcanique (SDR ; underplating). La flèche rouge verticale indique la zone de rupture lithosphérique. Les flèches noires indiquent la direction et le pendage des failles normales dans la croûte supérieure (Geoffroy, 2005). 37

Fig. 1-28 Schéma illustrant le processus d'amincissement pour les modèles conservatifs et les modèles non-conservatifs (Moulin et al., 2006). 37

Fig. 1-29 Modèles d'ouverture : A Cisaillement pur – symétrique (McKenzie, 1978), B Cisaillement simple – asymétrique (Wernicke, 1985). 38

Fig. 1-30 Evolution de la subsidence de la lithosphère continentale soumise à une déformation. La lithosphère (L) est définie étant la couche située entre la surface de température T = 0°C et l'isotherme 1300°C (cette isotherme représente la base de la lithosphère, frontière entre lithosphère et l'asthénosphère). Le gradient thermique dans la lithosphère est supposé constant, HL : épaisseur de la lithosphère ; C : croûte continentale et hc : épaisseur de la croûte ; A : Asthénosphère ; M : Manteau ; Si : subsidence initiale et St : subsidence thermique (in Boillot et Coulon, 1988 modifié d'après McKenzie, 1978). 39

Fig. 1-31 Modèles d'extension non-conservatifs d'après Keen et Beaumont, 1990. (1) représente le stade d'équilibre avant le début du rifting, (2) représente les processus de rifting, le schéma (3) dans les modèles (C-2) et (D) montre les effets tardifs qui peuvent avoir lieu dans la phase rift ou au début de la phase post-rift. 41

Fig. 1-32 Modèles de détachement de Lister *et al*.(1986), avec les deux types de marges passives formées (a) *lower-plate margin* et (b) *upper plate* margin. 42

Fig. 1-33 Les différents modèles d'extension de Lister *et al.*,1991, basé sur le principe de détachement le long d'une faille majeure. 43

Fig. 1-34 Le Modèle conceptuel de développement d'une marge passive non volcanique de Whitmarsh *et al*. (2001) 45

Fig. 1-35 Modes d'extension conduisant à la rupture continentale d'après Aslanian et al., 2009. La phase de rifting (A - B). La phase d'exhumation (C - D). La rupture 46

et la phase de drifting (D – E).

Fig. 1-36 Schémas des modélisations analogiques de l'amincissement et de la rupture continentale de Brun et Beslier, (1996). 47

Fig. 1-37 schéma illustrant l'évolution temporelle du centre de rift d'une marge passive non-volcanique, depuis le début de l'extension jusqu'à la rupture (Pérez-Gussinyé et Reston, 2001). 49

Fig. 1-38 Modèles d'extension conduisant à la rupture continentale, et représentation 3D de l'évolution des différentes phases de rifting (a) modèles géologiques conceptuels, (b) modèles numériques, (c) évolution 3D de la rupture continentale (Lavier et Manatschal, 2006). 50

Fig. 1-39 Résultats des modélisations numériques des modes d'extension conduisant à la rupture continentale d'après Huismans et Beaumont, 2011. Les lignes noires représentent les isothermes. La couche sédimentaire est présentée par des polygones de couleur grise, les polygones orange représentent la croûte supérieure et intermédiaire, et les polygones blancs représentent la croûte inférieure, les régions jaune clair représentent le manteau lithosphérique et les régions de couleur jaune foncé représentent l'asthénosphère 51

Fig. 2-1 L'Atlantique Central, situé entre les zones de fracture Pico et Gloria, au Nord, et les zones de fracture 15°20'N et Guinée, au Sud. La carte est réalisée à partir des données topographiques et bathymétriques de la grille de Ryan *et al*. (2009) 56

Fig. 2-2 Carte topographique et bathymétrique de la marge canadienne, les contours bathymétriques de 1000m sont issues de la grille de Ryan et al., (2009), la topographie est issue de la grille GLOBE (Maruyama et al., 1999), la hinge line et la position du sel d'après Sahabi et al., (2004), La physiographie de la marge d'après Wade et MacLean, (1990). 58

Fig. 2-3 Coupe géologique schématique à travers la plate-forme Néo-Écossaise et son talus (Wade et MacLean, 1990). 58

Fig. 2-4 Colonne stratigraphique généralisée du bassin du Georges Banc, basée sur des données des puits COST G-1 et G-2 et leur corrélation avec la stratigraphie du bassin Néo-Ecossais d'après Wade et MacLean, 1990 (la position des puits dans la figure 2-2) 60

Fig. 2-5 Carte topographique et bathymétrique de la marge continentale Est Américaine, les contours bathymétriques de 1000m issues de la grille de Ryan et al. (2009), la topographie et issues de la grille GLOBE (Maruyama et al., 1999), la hinge line et la position du sel d'après Sahabi et al. (2004). 61

Fig. 2-6 Exemple des séries post rift et syn-rift, (a) au large du Baltimore et (b) au large de la Caroline d'après Withjack et al. (2012). 62

Fig. 2-7 Carte géologique simplifiée de la marge continentale marocaine, les principaux affleurements à terre sont schématisé d'après Hollard et al., (1985) et Hafid et al., (2006). Les contours bathymétriques sont indiqués tous les 2000m, la plate-forme carbonatée et le sel d'après Davison, (2005); Klitgord et Schouten, (1986); Tari et al., (2003) Tari et Jabour, (2013) et Sahabi et al., (2004). La hinge line d'après Sahabi et al., (2004). Les glissements sous-marins (slide) et les canyons sous-marins d'après Wynn et al., (2000). 63

Fig. 2-8 (a) Carte montrant la localisation des forages (MAC1 et DOT1). (b) Corrélation sismostratigraphique des puits MAC1 et DOT1 d'après Echarfaoui *et al*., (2002). 65

Fig. 2-9 Lignes sismiques interprétées dans (a) le plateau de Mazagan et (b) l'offshore de Safi d'après Tari *et al.*, (2003) modifiée par Hafid *et al*., (2008) 66

Fig. 2-10 Ligne sismique, terre-mer, acquis dans le bassin d'Essaouira interprétées par Hafid *et* al., (2008). 68

Fig. 2-11 Schéma structural et position du dôme de sel dans le bassin d'Essaouira-Agadir d'après Hafid *et al.*, (2006). 68

Fig. 2-12 Ligne sismique, acquise dans le bassin de Tarfaya interprété par Hafid *et al.*, (2008) 70

Fig 2-13 Carte géologique de la marge continentale sénégalo-mauritanienne, les principaux affleurements à terre sont schématisés d'après Ponsard *et al.*, (1988) et Ndiaye, (2012). Les contours bathymétriques 1000m sont issues de de la grille de Ryan *et al*. (2009) Les tirés épais noirs marquent la limite du bassin sénégalo-mauritanien on offshore, la plate-forme carbonatée et le sel d'après Davison, (2005) et Tari *et al.* (2003). Les glissement sous-marin (slides) d'après Antobreh et Krastel, (2006); Krastel et al. (2006) et Krastel et al. (2012). Les canyons sous-marin d'après Wynn et al. (2000) et Massinissa *et al.* (2015). 71

Fig 2-14 Répartition du magmatisme dans la province CAMP d'après Knight et al., (2004) et McHone, (2000) modifiée par Jourdan et al., (2009). 73

Fig. 2-15 Carte des anomalies magnétiques issues de la grille EMAG2 (Maus *et al.*, 2009). Ligne tiretée noire marque le contour de l'anomalie BMA, et les lignes noires marquent les traits de côtes. 76

Fig. 2-16 Carte générale de la marge est américaine (Sahabi *et al*., 2004). La East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) a été représentée en deux tons, en fonction de sa forme et de son amplitude, à partir de la carte de Verhoef *et al.* (1996). Le bassin de Caroline est situé à l'aplomb de la partie externe de la ECMA. Les autres bassins (Baltimore, Georges Bank et Nouvelle Ecosse) se situent dans des rentrants de la hinge line par rapport à la ECMA. Les affleurements volcaniques (dykes) reportés d'après Sheridan *et al.* (1988) appartiennent à la 77

province magmatique de l'Atlantique Central (CAMP). La carte montre également la répartition des dépôts de halite avec, en grisé, l'extension d'un glissement post-ouverture océanique (Sahabi *et al.*, 2004). L'anomalie E est la première anomalie magnétique notable à partir de la marge. Le forage DSDP 534 qui a permis de dater la BSMA est indiqué.

Fig. 2-17 Les trois segments de l'anomalie magnétique ouest-Africaine (WACMA) d'après (Sahabi *et al.*, 2004) 78

Fig. 2-18 Illustration des anomalies magnétiques de la Zone Magnétique Calme du Jurassique (ZMCJ) et de la Zone des Anomalies Magnétiques Mésozoïques (ZAMM). Les profils magnétiques ont été projetés avec un angle de 10° par rapport aux routes de navigation. Les anomalies ECMA, anomalie E et BSMA ont été également reportées. Notons la différence d'amplitude entre les anomalies magnétiques situées dans la ZMCJ et dans la ZAMM (Labails, 2007). 80

Fig. 2-19 Illustration des anomalies magnétiques de la Zone Magnétique Calme du Jurassique (ZMCJ) et de la Zone des Anomalies Magnétiques Mésozoïques (ZAMM) du côté africain. Les profils magnétiques ont été projetés avec un angle de 10° par rapport aux routes de navigation.Notons, comme du côté américain, la différence d'amplitude des anomalies magnétiques situées dans la ZMCJ et dans la ZAMM : les amplitudes de la ZMCJ sont très faibles (Labails, 2007). 81

Fig. 2-20 Les lignes noires représentent les profils Smart, les positions des OBS sont indiquées par des cercles rouges. Le tracé de l'anomalie ECMA d'après Sahabi et al., (2004) se présente en gris clair. La carte est réalisée à partir des données topographiques et bathymétriques de la grille de Ryan et al., (2009). 83

Fig. 2-21 Modèle de vitesses du profil SMART-1 d'après Funck et al. (2004). Les positions des OBS sont indiquées par des cercles rouges. Les lignes verticales rouges représentent la position des forages. 84

Fig. 2-22 Modèle de vitesses du profil SMART-2 d'après Wu et al. (2006). Les positions des OBS sont indiquées par des cercles blancs. 85

Fig. 2-23 (a) Modèle de vitesses sismiques du profile SMART-3 d'après Louden et al., (2010). (b) profile SMT, NovaSPAN 100, retraité par Louden et al., (2010), tiré parallèlement au profil SMART-3. 86

Fig 2-24 Carte de position des profils sismiques sur la marge est américaine. Les lignes rouges représentent les profils LASE, EDGE 801, USGS-32 et BA-6. L'anomalie ECMA d'après Sahabi et al., (2004) et l'anomalie BMA d'après Parker Jr, (2014). La carte est réalisée à partir des données topographique et bathymétrique de la grille de Ryan et al. (2009). 87

Fig 2-25 Modèle de vitesse de réfraction du profil LASE (en haut) et le profil de sismique réflexion LASE interprétés d'après Talwani *et al.* (1995) (en bas) 88

(LASE Study Group, 1986); Holbrook *et al.*, 1994a; Talwani *et al*., 1995)

Fig. 2-26 Modèle de vitesse de réfraction du profil EDGE-801 (en haut) et le profil de sismique réflexion EDGE-801 interprétés d'après Talwani *et al*. (1995) (en bas) (Holbrook *et al*., 1994a; Talwani *et al.*, 1995). 89

Fig. 2-27 Modèles de vitesse de réfraction des deux profils USGS-32 et BA-6 perpendiculaires à la marge américaine d'après Tréhu et al., (1989); Holbrook et al., (1994b); Talwani et al., (1995). 91

Fig. 2-28 Plan de position des profils sismiques acquis au large de la marge continentale du Maroc. Les lignes noirs représentent les profils de la campagne Sismar (2001) (Contrucci *et al*., 2004; Jaffal *et al*., 2009). Les lignes rouge représente les profils des données gravimétriques de Hinz et al,. (1982). Les lignes noires tiretée et les cercles rouges représentent les profils SMT et sonobuoy de Holik *et al,*. (1991). Les lignes en violet montrent les profils sismique réfraction de Weigel *et al,*. (1982). Les lignes en violet foncé représentent les profils de la campagne Dakhla (Klingelhoefer *et al*., 2009). Le tracé de l'anomalie S1 d'après Sahabi et al., (2004), se présente en orange. La carte est réalisée à partir des données topographiques et bathymétriques de la grille de Ryan *et al.,* (2009). 92

Fig. 2-29 Structure profonde de la marge Atlantique au large d'El Jadida, réalisée à partir de données gravimétriques et sismique réflexion par Hinz *et al,*. (1982). 93

Fig. 2-30 Résultats des modélisations sismiques grand-angle (Contrucci *et al*., 2004; Jaffal *et al.,* 2009). Les limites des couches et les contours de vitesse à 0,25 km/s d'intervalle sont présentés sur les modèles. Les positions des OBS et des stations terrestres sont indiquées par des cercles rouges et des triangles inversés rouges. Les bandes vertes, bleues, jaunes et oranges correspond respectivement aux domaines océaniques, transitionnelles, croûte continentale amincie et croûte continentale non amincie. 94

Fig. 2-31 Structure profonde de la marge atlantique entre Safi et Essaouira, réalisée à partir de données gravimétriques de Hinz *et al,*. (1982). 95

Fig. 2-32 Cartographie de la zone de la croûte inférieure à vitesse élevée d'après Holik et al,. (1991) en violet. Les cercles rouges représentent l'âge du passage sur le point chaud des îles canaries d'après Holik et al,. (1991). La carte est réalisée à partir des données topographiques de la grille GLOBE (Maruyama et al., 1999). Les contours bathymétriques 1000m sont issues de la grille de Ryan et al., (2009). 96

Fig. 2-33 Structure profonde de la marge atlantique au large du bassin de Tarfaya, réalisée à partir de données gravimétriques de Hinz et al,. (1982). 97

Fig. 2-34 Résultats des modélisations de sismique grand-angle d'après Klingelhoefer *et al*., (2009). Les limites des couches et les contours de vitesse à 0,25 km/s d'intervalle sont présentés sur les modèles. Les positions des OBS et des 98

stations terrestres sont respectivement indiquées par des cercles rouges et des triangles inversés rouges. Les positions des anomalies magnétiques S1 et M25 sont indiquées par les flèches rouges. Pour le reste, même légende que la figure 2-31.

Fig. 2-35 Carte des profils existants dans le bassin sénégalo-mauritanien. La ligne en noire représente les trois profils sismique réfraction (II, III et IV) de la campagne Valdivia de 1975 (Weigel *et al*,. 1982). Pour le reste, même légende que la figure 2-29. 99

Fig. 2-36 Structure profonde de la marge Atlantique au large du bassin sénégalo-mauritanien, réalisé à partir de données de sismique réfraction converties en densité et les données gravimétriques de Weigel *et al*,. (1982). 100

Fig. 2-37 Reconstruction à 195 Ma (fin du Sinémurien) du système Afrique/Meseta Marocaine/Amérique du Nord d'après Sahabi *et al.*, (2004). Les anomalies magnétiques sont désignées en bleu pour la côté Américain, en rouge pour la côté Africain. Noter la remarquable symétrie des deux anomalies magnétiques marginales. La Meseta Marocaine est légèrement dissociée du Craton Ouest-Africain pour assurer une meilleure juxtaposition des anomalies et rendre compte de la compression postérieure de l'Atlas. L'ensemble représente la position relative des continents après la période de " rifting ". 103

Fig. 2-38 Evolution Mésozoïque de l'océan Atlantique Central (Labails *et al*., 2010). 104

Fig. 3-1 Localisation des données sismiques acquises dans le cadre du projet MIRROR représentées sur un fond bathymétrique à partir des données altimétriques (Smith et Sandwell, 1997). Les isocontours sont représentés tous les 1000m. Les sismomètres de fond marin (OBS) sont symbolisés par des cercles noirs. Les stations terrestres sont marquées par des triangles rouges. Les traits noirs marquent les profils de sismique réflexion du Leg-1, et les traits rouges marquent les profils de sismique réflexion du Leg-2. 109

Fig. 3-2 Présentation des profils sismiques grand angle disponibles sur les deux marges homologues NO Africaine et Est américaine sur une reconstruction cinématique de l'Atlantique central à l'époque de l'anomalie magnétique M25 (156,5 Ma) en utilisant les paramètres de reconstruction de (Labails et al., 2010). Les profils de sismique grand-angle sont marqués par des lignes rouges et les anomalies magnétiques ECMA, WACMA et BSMA sont marquées par les contours orange et rouge. 110

Fig. 3-3 Localisation des zones I, II et III de la marge Ouest Marocaine au large de Safi sur un fond bathymétrique. Les sismomètres de fond marin sont symbolisés par des cercles noirs. Les stations terrestres sont marquées par des triangles inversés rouges et les traits noirs marquent les profils de sismique réflexion. 111

Fig. 3-4 (a) Acquisition des données sismiques. (b) Exemple d'enregistrement du temps de propagation des ondes sismiques en fonction de la distance source-récepteur. 113

Fig. 3-5 Principe de l'acquisition en couverture multiple en sismique réflexion marine 115

Fig. 3-6 Géométrie des canons à air de la campagne MIRROR 116

Fig. 3-7 (a) & (b) : flûte (ou streamer). (c) : bouée de queue. (d) : exemple d'un avion de la flûte 117

Fig. 3-8 (a) OldOBS Ifremer lors du déploiement. (b) Structure d'un OldOBS Ifremer. (c) MicrOBS sur le pont de l'Atalante. (d) schéma d'un MicrOBS. 119

Fig. 3-9 La carte bathymétrique réalisée à partir des données acquises lors de la campagne. La position des OBS marquée par cercles noirs, les profils sismiques par des traits noirs et les stations à terre par des triangles invertis rouges. 120

Fig. 3-10 Chaine « schématique » du traitement des données de sismique multi-traces d'après Philippe Schnurle (Klingelhoefer *et al*., 2011) 122

Fig. 3-11 Exemple de calcul de dérive de l'horloge 123

Fig. 3-12 Relocalisation de la position de l'OBS sur le fond de mer. (A) bathymétrie de la zone et position de l'instrument et des tirs. (B) erreur entre le temps d'arrivée calculé et pointé avec position de déploiement (triangle rouge) et position donnant l'erreur minimale (triangle jaune). (C) Temps d'arrivée pointés (barres noirs) et calculés (ligne rouge) pour la position de déploiement. (D) Temps d'arrivée pointés (barres noirs) et calculés (ligne rouge) pour la position relocalisée. 124

Fig. 3-13 Exemple de section des données de l'OBS 11 sur le profil MI-02. Une vitesse de réduction de 6km/s a été appliquée. Insert : les pendages pour des arrivées des couches à vitesse 4, 6 et 8 km/s. 125

Fig. 3-14 Le spectre d'amplitude, f1 et f4 sont appelées fréquences de coupure. 126

Fig. 3-15 Effet du filtre passe-bande sur les données. a) Données du sismomètre 06 sur le profil MI-07 sans filtre appliqué. b) Mêmes données que (a) filtrées avec un filtre passe-bande (2, 4, 24 et 36 Hz). 127

Fig. 3-16 Effet du blanchiment sur les données. a) Données brutes du sismomètre10 sur le profil MI-02. b) Mêmes données que (a) après l'application de la déconvolution spectrale. 128

Fig. 3-17 Exemple de paramétrage d'un modèle de vitesse modifié d'après Zelt et Smith, (1992). 129

Fig. 3-18 Les différentes étapes de la modélisation sismique grand-angle sous RAYINVR. Les fichiers des données d'entrée ou de sortie sont entourés par les carrés rouges. Les fichiers des paramètres lus par les programmes sont entourés par les carrés verts. Les programmes du RAYINVR sont entourés par 130

les carrés rouges. Le fichier d'entrée v.in contient les données de profondeur et de vitesse des couches. Le fichier r.in contient les informations relatives à la position des OBS sur le profil et leur profondeur ainsi que la description des phases sismiques. Le fichier tx.in contient les pointés avec leur incertitudes. Le fichier de sortie i.out contient les valeurs statistiques du modèle (RMS, X2, le nombre des arrivées observées utiliser par le modèle). Le fichier d.in contient les paramètres du calcule de programme DMPLSTSQR. Le fichier d.out les paramètres du modèle de vitesse ainsi que sa résolution et les estimations d'erreur.

Fig. 3-19 (a) Courbe des temps d'arrivées des ondes sismiques en fonction de la distance source-récepteur. (b) changement de vitesse dans un terrain géologiques de différentes couches. 132

Fig. 3-20 Exemples de sections sismiques enregistrées le long des profils perpendiculaires à la marge. (A) OBS 05 du profil MI-02 localisé à la limite du bassin salifère et (B & C) OBS 09 du profil MI-02 & OBS 24 du profil MI-01 situés dans le domaine océanique. Les trois exemples correspondent à la composante verticale représentée après application d'une déconvolution spectrale, d'un filtrage passe-bande et d'une vitesse réduction de 6 km/s. Les différentes phases pointées sont marquées en couleur 134

Fig. 3-21 Exemples de sections sismiques enregistrées le long des profils parallèles à la marge (MI-03, MI-04, MI-05 & MI-07). (A) OBS 09 du profil MI-03 localisé dans le domaine d'amincissement continental au niveau du bassin salifère. (B) OBS 04 du profil MI-04 situé dans le domaine d'amincissement de la croûte à la limite de la pente continentale. (C) OBS 09 du profil MI-05 situé dans le domaine transitionnel (profil situé au-dessus de l'anomalie WACMA) et (D) OBS 09 du profil MI-07 situé dans le domaine océanique. Les quatre exemples correspondent à la composante verticale représentée après application d'une déconvolution spectrale, d'un filtrage passe-bande et d'une vitesse réduction de 6 km/s. 136

Fig. 3-22 Exemples de sections sismiques enregistrées par une station à terre après l'application d'une déconvolution spectrale, d'un filtre passe-bande et d'une vitesse réduction de 6 km/s. 136

Fig. 3-23 Tracé de rais le long de l'OBS 19 du profil MI-01. (A) section sismique interprétée après application d'une déconvolution spectrale, d'un filtre passe-bande et d'une vitesse réduction de 6 km/s. (B) couverture de rais pour les différentes phases pointées sédimentaires, crustales, du Moho et du manteau supérieur. Les limites de couches pointées sur la ligne SMT sont présentées par les traits noirs. (C) Le pointé de temps d'arrivées sur les données est représenté en couleurs grises, et le temps de trajets calculé est représenté par les traits noirs. 137

Fig. 3-24 Exemple d'analyse des erreurs par perturbation du modèle d'après Leprêtre *et al*., (2013). (a) Résultats de la variation simultanée de la profondeur du Moho et des vitesses de la croûte inférieure. Les contours indiquent le nombre 139

d'arrivées modélisés (N) expliquée par le modèle. (b) Résultats de la variation des vitesses de la croûte inférieure seulement. (c) Résultats de la variation de la profondeur du Moho. La zone grise signifie les incertitudes calculées à partir de la limite de l'intervalle de confiance de 95 %.

Fig. 3-25 Exemple de densité de rais dessiné chaque 200 rais d'après Klingelhoefer et al., (2015). 139

Fig. 3-26 Exemple de la résolution des nœuds de vitesse du profile grand-angle Nord dans la région de Dakhla (marge marocaine) d'après Klingelhoefer *et al*., (2009) 140

Fig. 3-27 Exemple de modélisation gravimétrique d'après Klingelhoefer et al., (2015) : (A) modèle de vitesse convertie en densité (B) anomalie gravimétrique mesurée (trait gris) et anomalie prédite par le modèle de vitesse (trait noir). 141

Fig. 4-1 (A) Distribution of different wide-angle profile along the central Atlantic passive margin of NW Africa and North America margins. (B) Bathymetry and topography of the Moroccan margin from satellite altimetry (Smith and Sandwell, 1997).The West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA) is taken from Verhoef et al. (1996) and Roeser et al. (2002). The position of the salt is taken from Tari et al. (2003), Tari and Molnar (2005), and Sahabi et al. (2004) and that of the hinge line from Sahabi et al. (2004) and Tari and Molnar (2005). The Jurassic carbonate platform is taken from Klitgord and Schouten (1986). Sedimentary basins are marked by abbreviations: DAB, Doukkala-Abda Basin; EAB, Essaouira-Agadir Basin; TLB, Tarfaya-Laâyoun Basin. The solid black lines mark the combined wide-angle and reflection seismic profiles of the SISMAR cruise, the red lines those of the MIRROR cruise, and gray lines those of the DAKHLA cruise. Black circles markthe position of the sonobuoy deployments from Holik *et al*. (1991). 147

Fig. 4-2 Location of the study area off the North-Western Moroccan continental margin. Bathymetric and topographic data are from satellite altimetry (Smith and Sandwell, 1997). Ocean bottom seismometer (OBS) positions are marked by black circles and the land stations by red triangles. The multi-channel seismic profiles are marked by black lines. 150

Fig. 4-3 Modeled ray paths and seismic data for different stations (see Fig. 4-2 for instrument positions). For each panel, (A) Ray coverage of the sedimentary, crustal layers, Moho and upper mantle layers, with every tenth ray from two-point ray-tracing plotted. (B) Observed travel-time picks and calculated travel times (line) for all layers. (C) Examples of the wide-angle seismic data. Processing included a bandpass filter (5–4 Hz, 24–36 Hz). The data are gain-adjusted according to offset and reduced to a velocity of 6 km/s. 152

Fig. 4-4 Upper panel (A) Ray coverage of the crustal layers, Moho, and upper mantle layers for MI-01 with every tenth ray from two-point ray-tracing plotted. (B) Observed travel-time picks and calculated travel times (black line) for the crustal layers, Moho, and upper mantle. (C) Data from landstation 07 with the 153

same gain, filter, and scaling applied as in Fig. 4-3. Lower panel (D) Ray coverage of the sedimentary, crustal layers, Moho, and upper mantle layers, with every tenth ray from two-point ray-tracing plotted. (E) Observed travel-time picks and calculated travel times (line) for all layers. (F) Data from OBS 19 for MI-01 with the same gain, filter, and scaling applied as in Fig. 4-3.

Fig. 4-5 Seismic reflection line –MI-01. OBS locations are indicated by red circles and positions of the magnetic anomaly are indicated by red arrow. Profil crossings are marked by black arrows. 155

Fig. 4-6 Reflection seismic sections for all seven profiles. Model boundaries from wide-angle modeling converted to two-way travel-time are overlain. OBS locations are indicated by red circles and positions of the magnetic anomaly are indicated by red arrow. 156

Fig. 4-7 Resolution parameter for all velocity nodes of the final velocity models on all profiles. White and yellow areas can be considered well resolved. OBS positions are indicated by red circles and landstations by orange inverted triangles. 160

Fig. 4-8 Error analysis by model perturbation. The uncertainties of the most important boundaries calculated from the 95% confidence limit of the F-test are given in the grey boxes. (A) Results from variation of the lower crustal velocities only. (B) Results from variation of the Moho depth. (C) Results from simultaneous variation of the depth of the Moho and velocities in the lower crustal layer. Contours indicate the number of picks explained by the forward model. 160

Fig. 4-9 Ray density on all profiles. Red circles mark OBS positions, orange inverted triangles mark landstation locations, and arrows cross points with other profiles. 161

Fig. 4-10 Results from gravity modeling. Positions of OBSs (circles) and landstations (triangles) are indicated. Profil crossings are marked by red arrows. Lower panels: final velocity models black line indicates layer boundaries from seismic modeling and stippled lines iso-velocity contours of the final models. Upper panels: modeled (red line) and predicted anomalies (blue lines). 162

Fig. 4-11 Final velocity model of profile MI-01. Boundaries of the velocity models are indicated and isovelocity contours every 0.25 km/s. Regions unconstrained by the ray-tracing are shaded. Positions of OBS (circles) and landstations (orange inverted triangles) indicated. 165

Fig. 4-12 Final velocity model of MIRROR Profiles. Velocities are contoured at a 0.25 km/s interval and black lines mark layer boundaries from the modeling. Shaded areas are unconstrained by seismic rays. OBS locations are indicated by red circles, and landstation locations by orange inverted triangles. 167

Fig. 4-13 Compilation of 1D velocity-depth profiles extracted below the top of the basement (Vz) in the domains of unthinned continental crust. Colored lines 170

mark individual Vz profiles at a 10 km interval of profile MI-01 (270–350 km). The blue shaded area bounds a compilation of velocity profiles for typical Atlantic oceanic crust (White et al., 1992), and thick dark grey profiles correspond to averaged velocity profiles for continental crust (Christensen and Mooney, 1995).

Fig. 4-14 Compilation of 1D velocity-depth profiles extracted below the top of the basement (Vz) in the thinning continental crust subdomain 1 and 2. Colored lines mark individual Vz profiles at a 10 km interval. The blue shaded area bounds a compilation of velocity profiles for the Atlantic oceanic crust (White et al., 1992), while thick dark grey profiles correspond to averaged velocity profiles for continental crust (Christensen and Mooney, 1995). (A) Vz profiles of profile MI-01 in the thinning subdomain 1 (230–260 km). (B) Vz profile of profile MI-01 in thinning subdomain 2 (180–210 km). (C) Vz profiles in thinning subdomain 2 of profiles MI-02 (10–70 km), MI-03, and MI-04. 171

Fig. 4-15 Velocity models for profile perpendicular to the margin from (A) the Sismar cruise (Contrucci et al., 2004) (B) the Mirror cruise (this study) and (C) the Dakhla cruise (Klingelhoefer et al., 2009). OBS positions are indicated by red circles and landstations by orange inverted triangles. The positions of the magnetic anomalies are indicated by red arrows. 173

Fig.4-16 (A) Comparison between a compilation of 1D velocity depth (Vz) profiles extracted below the top of the basement in domain OC-1 of MI-01 (80–170 km), MI-02 (80–150 km), MI- 05, and MI-06, and the bounds of Vz profiles (light grey areas) from wide-angle seismic models where ocean–continent transition zones were interpreted to be exhumed and/or serpentinized upper mantle: (1) IAM-9 in Iberia Abyssal Plain (Dean et al., 2000); (2) SCREECH line 2 in the Grand Banks margin offshore Newfoundland (Van Avendonk et al., 2006). The blue shaded area bounds a compilation of velocity profiles for the Atlantic oceanic crust (White et al., 1992), (B) 1D velocity versus depth below basement (vz) profiles in Domain OC-1 of MI-01 (80–170 km), MI-02 (80–150 km), MI-05, and MI-06 at a 10 km interval. Note that the vertical scale represents only the first 10 km of the vertical scale used in the previous Figs. 4-13 and 4-14. (C) velocity-depth (vz) profiles extracted below the top of the basement along MI-01 (10–90 km), MI-02 (160–260 km), and MI-07. The blue shaded area bounds a compilation of velocity profiles for the Atlantic oceanic crust (White et al., 1992). (D) 1D velocity-depth below basement (Vz) profiles at a 10 km interval domain OC-2 of MI-01, MI-02, and MI-07. 179

Fig. 4-17 (A) Map of the magnetic anomaly of the study area (Verhoef et al., 1996). Ocean bottom seismometer (OBS) positions are marked by black circles and those of the land stations by red triangles. The multi-channel seismic profiles are indicated by black lines. Positions of the magnetic anomaly are indicated by orange polygons. (B) Reflection seismic sections for MI-05 profile (C) MI-05 final velocity model; (D & E) 1D velocity versus depth below basement (Vz) profiles, the dark grey area bounds a compilation of velocity profiles for the Atlantic oceanic crust (White et al., 1992), thick dark grey profiles 180

correspond to averaged velocity profiles for continental crust (Christensen and Mooney, 1995).

Fig. 5-1 Seafloor bathymetry and topography from the ETOPO data set (Smith and Sandwell, 1997). Location of the wide-angle seismic profiles acquired during the SISMAR, DAKHLA and MIRROR cruises. The WACMA magnetic anomaly which marks the initial opening of the ocean is shown by orange and red outlines depending on their amplitude, with red representing the higher amplitudes. 189

Fig. 5-2 (A) Free-air gravity anomaly of the central Atlantic from satellite measurements (Sandwell and Smith, 1995). Magnetic anomalies ECMA, BSMA and WACMA are shown in orange and red. Location of wide-angle seismic surveys used in this study is marked by bold blacklines and fracture zones by thin black lines.Frame shows location of blow-up. (B) Gravity anomaly of the central Atlantic from satellite measurements.Blue lines show margin segments from Hinz *et al*., 1982a and yellow lines segment boundaries used in this study. AFZ = Atlantis Fracture Zone, GC = Gulf of Cadiz, SB = North African Salt Basin (Bonvalot *et al*., 2012). Segments from earlier work are annotated by blue lines numbered 1–5 (Hinz *et al*., 1982a). 191

Fig. 5-3 2D-Model of the conjugate margins of Morocco and Nova Scotia at a pre-rupture stage (based on the SISMAR and SMART 1 profiles see location on Fig. 5-2). The margin structure is based on seismic reflection and refraction data from the SISMAR and Smart cruises. Note the asymmetry of the margins at the continent-ocean boundary (COB). Black squares are homologous points along the large detachment fault, whose latest active part were landward dipping reflectors (LDR) (from Maillard *et al*., 2006). 193

Fig. 5-4 Late Triassic syn-rift reconstruction of the Moroccan and Nova Scotian margins. The fault bounded basement high of the Tafelney Plateau is interpreted to be a high relief accomodation zone separating major fault domains with different polarity of normal faulting (from Tari and Molnar, 2005). In the yellow area the American margin corresponds to the upper plate margin and in the orange area to the lower plate margin. HRAZ: high relief accommodation zone. 194

Fig. 5-5 Sketch showing the two eastward rift–ridge jumps at 190 Ma explaining the presence of salt features westward of WACMA, and the eastward shift at 177 Ma explaining the absence of serpentinized peridotite on the Moroccan side, respectively (from Sibuet *et al*., 2012). ECMA: East Coast Magnetic Anomaly, WACMA: West African Magnetic Anomaly, BSMA: Blake Spur Magnetic Anomaly; IB: Iberia, NA: North America 194

Fig. 5-6 Variation of volcanism along the Nova Scotia–Morocco conjugates: (a) the conceptualized crustal structure across the NE segment; (b) the crustal structure across the central segment; and (c) the crustal structure across the SW segment. (From Louden *et al*., 2013) 196

Fig. 5-7 Seafloor bathymetry and topography from the ETOPO data set (Smith and Sandwell, 1997). Position of wide-angle and reflection seismic profiles in the southern segment. Black lines represent reflection seismic profiles of the DAKHLA cruise, blue lines reflection seismic profiles from BGR cruises, blue triangles and inverted triangles are positions of sonobuoys from existing 197

compilations (R/V Atlantis II cruises 67 and 75: URL http://www.geomapapp.org; Weigel *et al*., 1982). Yellow lines mark segment limits and orange shaded polygones the position of the WACMA.

Fig. 5-8 Magnetic anomaly of the DAKHLA cruise study region shown together with bathymetric contours from satellite altimetry and location of the seismic profiles (black lines) (Maus et al., 2009; Smith and Sandwell, 1997). Ocean bottom instrument locations are marked by circles and landstation locations by inverted triangles (Klingelhoefer *et al*., 2009). 198

Fig. 5-9 (A)–(D) Final velocity models for the all four profiles from the DAKHLA cruise including the model boundaries used during inversion (solid lines) and isovelocity contours every 0.25 km/s. Ocean bottom seismometers (OBS) locations are indicated by red circles and landstation locations by red inverted triangles. Vertical exaggeration 1:4. (E) Location map of the seven wide-angle seismic profiles of the DAKHLA cruise. Orange square marks unthinned continental crustal domain, yellow square domain of crustal thinning, violet square the ocean–continent transition zone and green square the oceanic domain. 199

Fig. 5-10 Seafloor bathymetry and topography from the ETOPO data set (Smith and Sandwell, 1997). Position of wide-angle and reflection seismic profiles in the central segment. Black lines represent reflection seismic profiles of the MIRROR cruise, blue lines reflection seismic profiles from BGR cruises, blue triangles and inverted triangles are positions of sonobuoys from existing compilations (R/V Atlantis II cruises 67 and 75: URL http://www.geomapapp.org; Holik *et al*., 1991). Yellow lines mark segment limits and orange shaded regions the position of the WACMA. Grey polygon marks the Tafelney Plateau. 200

Fig. 5-11 Lower crustal velocities in the central segment from sonobuoy and OBS deployments (Holik *et al*., 1991; Biari *et al*., 2015). For the sonobuy data this velocity corresponds to the constant layer velocity and for the OBS data to the mean velocity of the lower crustal layer. Background contoured bathymetry from satellite altimetry (Smith and Sandwell, 1997). Positions of sonobuoys are marked by inverted triangles (Holik *et al*., 1991) and OBS (Biari *et al*., 2015) by black circles. Blue lines mark position of multi-channel seismic (MCS) profiles, red line the extent of the basement bulge from Holik et al. (1991) and red dots the position over time of the Canary Island Hotspot (Carracedo *et al*., 1998). 201

Fig. 5-12 Magnetic anomaly of the MIRROR cruise study region with bathymetric contours from satellite altymetry overlain and location of the seismic profiles (black lines) (Maus et al., 2009; Smith and Sandwell, 1997). Location of ocean bottom instruments and landstations are marked by circles and triangles, respectively. 202

Fig. 5-13 (A)–(G) Final velocity models for the profiles of the MIRROR survey including the layer boundaries used during modelling (solid lines) and isovelocity contours every 0.25 km/s. OBS locations are indicated by red circles and landstation locations by red inverted triangles. Vertical exaggeration 1:4. (H) Location map of the seven wide-angle seismic profiles of the MIRROR cruise (after Biari et al., 2015). Orange square marks unthinned continental crustal domain, yellow square domain of crustal 202

thinning, violet square the ocean–continent transition zone and green square the oceanic domain.

Fig. 5-14 Seafloor bathymetry and topography from the ETOPO data set (Smith and Sandwell, 1997). Position of wide-angle and reflection seismic profiles in this segment. Black lines represent reflection seismic profiles of the SISMAR cruise, blue lines reflection seismic profiles from BGR cruises, blue triangles and inverted triangles are positions of sonobuoys from existing compilations (R/V Atlantis II cruises 67 and 75: URL http://www.geomapapp.org; Weigel *et al*., 1982). Yellow lines mark segment limits, red shaded regions the location of salt diapirs (Sahabi *et al*., 2004) and orange shaded regions the position of the WACMA. 203

Fig. 5-15 Magnetic anomaly of the DAKHLA cruise study region with bathymetric contours from satellite altimetry overlain (Maus et al., 2009; Smith and Sandwell, 1997) and location of the seismic profiles (black lines). Ocean bottom instrument locations are marked by circles and landstation locations by inverted triangles. Dashed redlines outline the extend of theWACMA. 204

Fig. 5-16 (A)–(D) Final velocity models for the all four profiles of the SISMAR cruise including the model boundaries used during inversion (solid lines) and isovelocity contours every 0.25 km/s. OBS locations are indicated by red circles and landstation locations by red inverted triangles. Vertical ex. 1:4. Orange square marks unthinned continental crustal domain, yellow square domain of crustal thinning, violet square the ocean–continent transition zone and green square the oceanic domain. (E) Location map of the 4 wide-angle seismic profiles of the SISMAR cruise. Orange polygones mark the extend of the WACMA. 205

Fig. 5-17 (A) Detailed reconstruction showing segmentation of the western Tethyan oceanic lithosphere formed at an oblique spreading center (from Frizon de Lamotte et al., 2011). (B) 3-D block diagram of the lithospheric structure of the Iberia–Maghreb region, with shaded hill relief at the surface. The primary plate and block boundaries, expressed by crustal seismicity and the GPS velocity field are shown as thick dashed lines, the active Rif–Betic front as filled red teeth and the deformation front of the accretionary wedge by green teeth. The asymmetric shape of the oceanic slab at depth is imaged by seismic tomography (from Gutscher *et al*., 2012). 207

Fig.5-18 Seafloor bathymetry and topography from the ETOPO data set (Smith and Sandwell, 1997). Position of wide-angle and reflection seismic profiles in the Gulf of Cadiz. Black lines represent reflection seismic profiles of the SISMAR N cruise, blue lines reflection seismic profiles from BGR cruises, blue triangles and inverted triangles are positions of sonobuoys (R/V Atlantis II cruises 67 and 75: URL http://www.geomapapp.org; Weigel *et al*., 1982).White broken line marks the extent of the deformation front of the accretionary wedge. 207

Fig.5-19 (A) Magnetic anomaly along profile SISMAR 13 (B) Final velocity model for 208

profile SISMAR Nord including the model boundaries used during inversion (solid lines) and isovelocity contours every 0.25 km/s. OBS locations are indicated by red circles and landstation locations by red inverted triangles. Areas unconstrained by raytracing modelling are shaded. Orange square marks unthinned continental crustal domain, yellow square domain of crustal thinning, violet square the ocean–continent transition zone and green square the oceanic domain. (C) Mean velocity-depth profile in the green shaded area. Red line represents mean vz-profile from the green shaded region, Grey outline represents typical oceanic crust (White et al.,1992) and grey line velocities of thinned continental crust (Christensen and Mooney, 1995) (D) Mean velocity-depth profile in the violet shaded area (E) Mean velocity-depth profile in the yellow shaded area (F) Mean velocity-depth profile in the orange shaded area.

Fig. 5-20 (A) Wide-angle seismic model of profile Sismar 4 (B) Wide-angle seismic model of profile Mirror 01 (C) Wide-angle seismic model of profile Dakhla Nord (D) Location map of the wide-angle seismic profiles. 209

Fig. 5-21 (A) Wide-angle seismic model of profile SISMAR 4 (B) Wide-angle seismic model of profile MIRROR 01 (C) Wide-angle seismic model of profile DAKHLA Nord (D) Location map of the wide-angle seismic profiles. 210

Fig. 5-22 Location map of the existing land surveys. Red dots mark landstation from Spieker *et al*. (2014) and blue line wide-angle seismic profiles from Markris *et al*. (1985). WACMA is marked by orange and red outlines and Tafelney plateau by grey outlines. Position of the MIRROR profiles is represented by black lines and landstations by black inverted triangles. Red dots mark the position over time of the Canary Island Hotspot (Carracedo *et al*., 1998). 211

Fig. 5-23 5-23: Velocity-depth profiles underneath the basement in the OCT. Red line — MIRROR, green line — SISMAR, blue line — DAKHLA. Grey lines — thinned continental crust from Christensen and Mooney 1995; blue underlay: oceanic crust from White *et al*. 1992, yellow underlay exhumed and serpentinised upper mantle in the OCT from Dean et al., 2000 and Van Avendonk *et al*., 2006. 212

Fig. 5-24 Magnetic anomaly in the study region (Maus *et al*., 2009). WACMA is marked by red transparent area, M25 and M0 by red lines. High velocity zones of Holik *et al*., 1991 and Klingelhoefer *et al*., 2009 are marked by orange transparent region. Basement bulge of Patriat and Labails, 2006 by blue broken line and zone of smooth basement by blue line. Zone of smooth basement from Ranero *et al*., 1997 is shown by grey transparent area. Seismic lines are marked by black lines. 214

Fig. 5-25 Examples of volcanic products identified in the study region. (A) Seamounts in the region of the postulated Canary Island hotspot track (Carracedo et al., 1998), with adjacent high-amplitude reflections which may represent magmatic sills. (B) Seaward and landward dipping reflections located on the S1 magnetic anomaly (Roeser et al., 2002). (C) Volcanic ash layer on basement high proposed to result from the passage of the Canary Island Hotspot (Holik et al., 1991). (D) Location map of the seismic profiles shown 216

in (A)–(C). Red dots mark the position over time of the Canary Island Hotspot (Carracedo et al., 1998).

Fig. 5-26 Plate kinematic reconstruction of the central Atlantic at M25 (156.5 Ma) after Sahabi *et al*., 2004. Wide angle seismic profiles are marked by red lines and magnetic anomalies ECMA, WACMA and BSMA by orange and red outlines. 217

Fig. 5-27 (A) Wide-angle seismic model of profile SISMAR 4 (Contrucci *et al*., 2004) (B) Wide-angle seismic model of profile Smart 1 (Funck *et al*., 2004) (C) Wide-angle seismic model of profile MIRROR 01 (Biari *et al*., 2015) (D) Wide-angle seismic model of profile Smart 2 (Wu *et al*., 2006) (E) Wide-angle seismic model of profile Lase (Diebold *et al*., 1988) (F) Wide-angle seismic model of profile DAKHLA Nord (Klingelhoefer *et al*., 2009). 218

Fig. 5-28 Comparison between the SMART 1 and MIRROR 1 conjugate wide-angle seismic models. (A) and (B) magnetic anomaly along seismic profiles (C) and (D) Wide-angle seismic models. Regions of different crustal nature are underlain (orange — unthinned continental crust, yellow — thinned continental crust, pale yellow — very thin continental crust overlying serpentinised upper mantle, violet — OCT, green — oceanic crust). (E) to (M) Velocity-depth-relationships extracted from the seismic models at regions according to their background colour. 220

Fig. 5-29 Comparison between the SMART 1 and MIRROR 1 reflection seismic data of the oceanic domain. (A) Profile BGR89-12, coincident with the oceanic part of the SMART profile (B) Oceanic part of the MIRROR 01 profile (C) Bathymetric data with a plate cinematic reconstruction at Anomaly M25 (156 Ma). Magnetic anomalies ECMA and WACMA are marked by orange and red outlines and parts of the profiles shown in (A) and (B) are marked by red lines.TWT: two-way travel-time. 220

Fig. 6-1 Reconstruction cinématique du système Afrique/Meseta Marocaine/Amérique du Nord à l'anomalie M25 (156,5 Ma d'après Kent & Gradstein, 1986) et limites des grandes provinces. (d'après Sahabi *et al*., 2004). 228

Fig. 6-2 (a) Carte de position des profils sismiques sur la marge Est Américaine. Les lignes noires représentent les profils SMARTs, LASE, EDGE 801, USGS-32 et BA-6. Les contours bathymétriques sont indiqués tous les 2000m, la plate-forme carbonatée et le sel d'après Klitgord et Schouten, (1986) et Sahabi et al., (2004). La hinge line et l'anomalie ECMA d'après Sahabi et al., (2004). (b) Modèles de vitesse de réfraction et Profils de sismique réflexion des cinq profils perpendiculaires à la marge américaine, implantés du Nord (en haut) au Sud (en bas). Les grands trois domaines (continental, transitionnel, océanique) ont été reportés. Les vitesses sont indiquées en km/s. 233

Fig. 6-3 (a) Carte tectonique simplifiée de l'Afrique de l'Ouest. Les structures à terre d'après Choubert et al., (1968). Les contours bathymétriques sont indiqués tous les 2000m, la plate-forme carbonatée et le sel d'après Davison, (2005); Klitgord et Schouten, (1986); Tari et al., (2003) Tari et Jabour, (2013) et Sahabi et al., (2004). La hinge line et l'anomalie S-1 d'après Sahabi et al., (2004), l'isochrone M-25 d'après Labails et al. (2010). (b) Modèles de vitesse des trois profils perpendiculaires à la marge Atlantique Marocaine depuis le 235

Nord (en haut) vers le Sud (en bas). Les données de sismique réfraction d'après Contrucci et al., (2004) pour le profil SISMAR; Klingelhoefer et al., (2009) pour le profil DAKHLA ; Biari et al., (2015) pour le profil MIRROR. Les vitesses sont indiquées en km/s, et les couleurs vives sont les aires réellement échantillonnées par les rais sismiques. a position des anomalies magnétiques BSMA et M-25 d'après Labails et al. (2010).

Fig. 6-4 Reconstitution cinématique à la fin du Sinémurien de Sahabi et al., 2004 montrant l'homologie de l'anomalie S1 avec la ECMA de Nouvelle-Écosse. Les profils grand-angle SMART, MIRROR et SISMAR sont imagés par les traits noirs et rouges. 238

Fig. 6-5 Modèles de vitesse des deux profils homologues MIRROR-1 / SMART-1 239

Fig. 6-6 Schéma des deux types d'accrétion de la croûte océanique d'après Escartin et al., (2008). À gauche accrétion asymétrique par des failles de détachement. À droite accrétion symétrique volcanique. 243

Fig. 6-7 Carte bathymétrique de la zone d'étude sur la Marge Nord-Ouest Africaine. Superposés : l'épaisseur crustale d'après Holik et al. 1991 et cette étude. Les cercles rouges représentent l'âge du passage du point chaud des îles Canaries d'après Carracedo et al., (1998). Le trait rouge en pointillés montre la région de croûte modifiée par le passage du hotspot des Canaries selon Holik et al., (1991). 243

Fig. 6-8 Reconstitution cinématique à l'époque de la BSMA au Callovien (165 Ma). Les lignes rouges marquent la position des profils Canadiens et Marocains, les polygones gris l'extension du sel et les polygones orange et rouges les anomalies magnétiques ECMA, S1 et S1'. 244

# Liste des tableaux


| | | |
|---|---|---|
| Tab.1 | Proportion, épaisseur et vitesses des ondes P pour chaque type de province géologique (Christensen et Mooney, 1995). | 9 |
| Tab. 2 | Vitesses et épaisseurs de la croûte océanique « normale » d'après (Raitt, 1963) | 12 |
| Tab. 3 | Vitesses et épaisseurs de la croûte océanique normale d'après (White et al.,1992) | 12 |
| Tab. 4 | Noms des phases pointées et leurs incertitudes | 131 |
| Tab. 5 | Residual travel times and chi-squared errors for all the phases for the MIRROR profiles, using forward modeling. | 159 |

# Annexe

# A

*Bull. Soc. géol. France*, 2016, t. 187, n° 1, pp. 27-39

# Slope morphologies offshore Dakhla (SW Moroccan margin)

MASSINISSA BENABDELLOUAHED[1, 2], AGNES BALTZER[1, 3], MARINA RABINEAU[2], DANIEL ASLANIAN[1], MOHAMED SAHABI[4], FABIEN GERMOND[1], BENOIT LOUBRIEU[1] and YOUSSEF BIARI[1]

*Keywords.* – African margin, Bathymetry, Seismic interpretation, Pockmarks, Ridges, Scarps.

*Abstract.* – This study explores a portion of the West African margin at the junction between two well-known segments offshore Dakhla and offshore Mauritania with destructional architecture characterized by giant slides. In between these two segments, the Dakhla segment has historically been described as a constructional section. During an oceanographic Dakhla cruise (2002), high resolution seismic data, swath bathymetry and imagery were acquired around latitude 23°N, offshore Dakhla. This new data set reveals the existence of varied and complex morphologies on the continental slope, interpreted as a "shallot-shaped" canyon, seafloor depressions or pockmarks, ridges and scarps. These morphologies are interpreted as clues of sedimentary transfers and rupture processes. A scenario is proposed for the development of these different sedimentary morphologies.

## Morphologies de la pente continentale au large de Dakhla (marge SW marocaine)

*Mots-clés.* – Marge africaine, Bathymétrie, Interprétation sismique, Pockmarks, Rides, Escarpements.

*Résumé.* – Cette étude s'intéresse à une portion de la marge Ouest Africaine, à la jonction entre deux segments largement étudiés, situés au large de Dakhla et de la Mauritanie, caractérisés par une morphologie globale de type destructif avec de larges glissements. Entre ces deux segments, celui de Dakhla est généralement décrit comme une portion de marge de type constructif. Durant la mission océanographique Dakhla (Décembre 2002), au large de Dakhla, de nouvelles données de sismique haute résolution, de bathymétrie et d'imagerie ont été acquises autour de la latitude 23°N. Ce nouveau jeu de données révèle l'existence de différentes morphostructures du fond telles qu'un canyon, des dépressions plus ou moins circulaires (pockmarks), différents types de rides et des escarpements, structures interprétées comme autant de témoignages de processus de transferts sédimentaires et de rupture de pente.

## INTRODUCTION

The study of slope stability along passive continental margin is important to understand sediment transfer from the shelf to the oceanic basin and to approach potential geohazards. Among them, submarine landslides affect all types of continental margins and landslides are relatively larger on passive margins than along active margins [Masson *et al.*, 2010]

Compared to all passive margins, the northwestern African continental margin is characterized by large submarine landslides (> 400-600 km$^3$) such as the Sahara slide, the Cape Blanc slide, the Mauritania slide, and the Complex Dakar slide, which are intensively studied since the 1970's [e.g. Embley, 1982; Jacobi and Hayes, 1992; Gee *et al.*, 1999; Wynn *et al.*, 2000; Gee *et al.*, 2001; Hühnerbach *et al.*, 2004; Antobreh and Krastel, 2006; Georgiopoulou *et al.*, 2009, 2010; Krastel *et al.*, 2012]

In the northern part of the west African coast, south of the Canary islands and offshore Dakhla, around 25°N, the margin shows a destructional margin architecture [Ranke *et al.,* 1982] with a steep irregular profile and numerous slumps and slides cutting the slope surface such as the Sahara slide [Wynn *et al.,* 2000; Georgiopoulou *et al.,* 2010]. In the southern zone, south of 21°N and offshore Mauritania, two slides have been described by Krastel *et al.* [2006] and Antobreh and Krastel [2006], the Cap Blanc slide and the Mauritania slide. Between these two zones, where instabilities are related to relatively high accumulation rates but rare triggers, Ranke *et al.* [1982] described a constructional section of the margin with smooth convex/concave shape and evidences of shelf and slope progradation.

During the Dakhla cruise (2002) devoted to deep investigation of the margin on the R/V Suroît, high resolution seismic data together with swath bathymetry were additionally acquired on a relatively unknown portion of the margin, at 23°N offshore Cap Blanc and Dakhla (fig. 1). This new data set reveals new morphologies linked to different types of sedimentary transfer processes that are described in this paper. A scenario is proposed to link these different morphologies, with relative ages.

1. IFREMER Brest, LGG, BP70, 29280 Plouzané, France. Massinissa.Benabdellouahed@ifremer.fr
2. CNRS, UMRF 6538, IUEM, Laboratoire Domaines Océaniques, 29280 Plouzané, France. marina.rabineau@univ-brest.fr
3. Laboratoire Géolittomer, CNRS-UMR 6554 LETG, Université de Nantes, 44312 Nantes cedex 3, France. agnes.baltzer@univ-nantes.fr
4. Université Chouaïb Doukkali, Faculté Des Sciences, Laboratoire Géosciences marines et Sciences des sols, URAC 45, BP 20, 24000 El Jadida, Morocco
Manuscript received on August 10, 2014; accepted on July 15, 2015.

## GENERAL SETTINGS

The West African margin is one of the oldest passive margins in the world: the rifting phase of this margin occurred between the late Triassic and the Early Jurassic and was followed by oceanic spreading initiated around 195 Ma [Sahabi *et al.,* 2004; Labails, 2007; Labails *et al.,* 2010]. Earthquakes are rare and have been recorded in the old weakness zones created during the opening of the Atlantic Ocean [Hayes and Rabinowitz, 1975]. From Jurassic to Early Cretaceous, carbonate platforms have been constructed, followed by marine clastic infill between Cretaceous and Tertiary. Since the late Cretaceous, erosive cycles have shaped the margin [Labails, 2007; Labails *et al.,* 2010] and a major Eocene erosional surface [Labails, 2007], observed on the opposite American margin by Mountain and

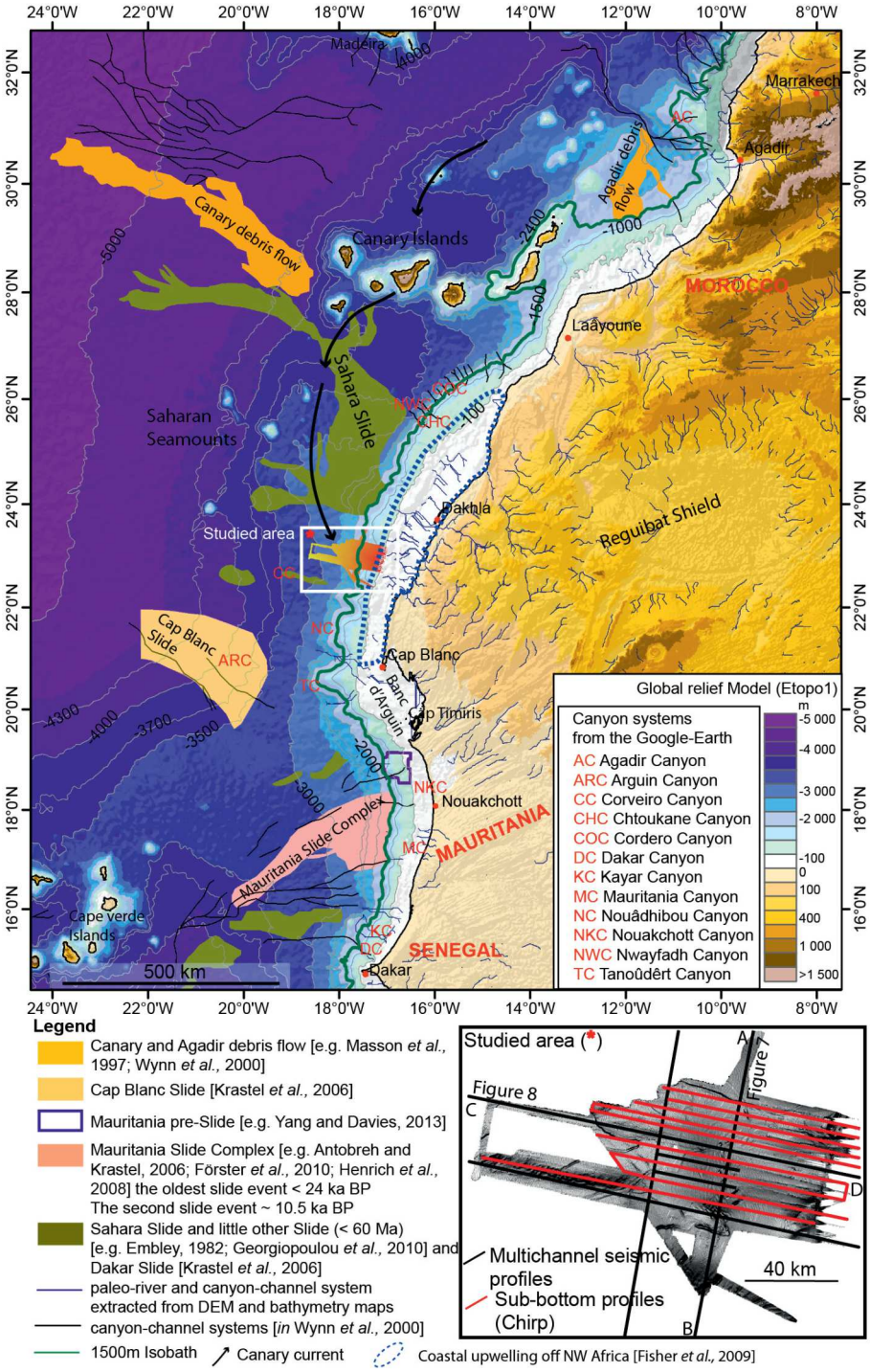



FIG. 1. – Bathymetry and global relief map from Smith and Sandwell, [1997] (Mercator projection, WGS84) off the NW Africa margin showing the study area (Dakhla zone) and the main morphologic features, described in literature like slides and debris flows (with a color code depending on authors), canyon and channel systems and the upwelling location of NW Africa. A green line underlines the isobath 1500 m. Insert box shows the profiles (seismic and bathymetry) position retrieved during the Daklha cruise. *(Colors refer to the online PDF version)*

Tucholke [1985], is associated to a succession of gullies and canyons perpendicular to the margin.

On the Dakhla coast (fig. 1), the shelf-break is located at 100-200 m of the water depth. Beyond, the continental slope has a width of 50-250 km [Wynn *et al.,* 2000], and displays slope angles of 1-6°. In some areas, e.g. adjacent to the Sahara Canyon system, slope angles may reach 14°. The slope evolves to the continental rise at water depths of 1500-4000 m, with gradients decreasing from about 1° on the lower slope/upper rise, to 0.1° on the lower rise [Masson *et al.,* 1997]. The rise is generally 100-1500 km wide and terminates at the water depth of 4500-5400 m, the deep abyssal plain.

Offshore the Dakhla margin, Quaternary deposits are constituted of pelagic and hemipelagic sediments [Wynn *et al.,* 2000; Georgiopoulou *et al.,* 2010]. This fine-grained clastic slope apron, with pelagic/hemipelagic 'background' sedimentation is overprinted by downslope gravity flows, shaped by along slope bottom currents [Wynn *et al.,* 2000]. Zühlsdorff *et al.* [2008] showing successions of turbiditic and hemipelagic deposits in the Cap Timiris Canyon system that were correlated to the alternation of arid and humid climatic conditions. They explained that both atmospheric systems: the northerly Trade winds and the southerly African monsoon, interact with each other and with seasonal shifts: northwards during times of boreal summer (or climatically forced on larger time scales) due to Trade winds weakening and southwards when the Trade winds strengthen. The effect for western Africa is humidification when monsoonal pattern prevails and aridification when Trade winds become stronger [Zühlsdorff *et al.,* 2008].

Offshore Mauritania, high accumulation areas of biogenic detritus have also been observed at water depths of 1000-1500 m in relation with intense upwelling activity in the area [Henrich *et al.*, 2008; Fischer *et al.,* 2009]. Oceanic upwelling is seasonally and spatially variable on the northwest margin [Mittelstaedt, 1991; Van Camp *et al.,* 1991] with a major upwelling zone as seen on figure 1. The region off Cap Blanc is dominated by a persistent upwelling and strong activity of small-scale eddies, filament and jets [Karakas *et al.,* 2006]. The area between 26°N and 21°N shows that a permanent upwelling has been recorded since 2002 and reported by the Bulletin of Upwelling [2015]. High sediment accumulations areas of biogenic detritus are also observed at 1000-1500 m water depths (mwd) in relation with intense upwelling activity in the area [Fischer *et al.,* 2009].

Thus, the large open-slope landslides (>400-600 km$^3$) occurring on this continental slope (fig. 1), like the Mauritania, Cap Blanc and Sahara slides [Embley, 1982; Gee *et al.,* 1999; Krastel *et al.,* 2006; Georgiopoulou *et al.,* 2007; Henrich *et al.,* 2008; Georgiopoulou *et al.,* 2009] largely consist in remobilized hemipelagic sediments [Gee *et al.,* 1999; Krastel *et al.,* 2006].

The Canary islands contribute to the sedimentation by an input of volcaniclastic material by both large-scale landsliding [Wynn *et al.,* 2002] and slow fallout through the water column into the hemipelagic sediments.

Together with the presence of these islands and seamounts, the existence of deep-water bottom currents locally influence the sedimentation pattern of this margin.

The general water mass structure of the northwest African margin includes at about 600-700 mwd the southward-flowing North Atlantic Central Water (NACW), at 2000-3800 mwd, the North Atlantic Deep Water (NADW) flowing in a southerly direction, and below 3800 m, the Antarctic Bottom Water (AABW) flowing in a northeasterly direction. These bottom currents have velocities ranging from 1 to 6 cm/s [Lonsdale, 1982; Sarnthein *et al.,* 1982].

Oceanic upwelling is seasonally and spatially variable on the northwest margin [Mittelstaedt, 1991; Van Camp *et al.,* 1991] (blue dashed line on fig. 1). A major and persistent upwelling center in the region off Cap Blanc is characterized by strong activity of small-scale eddies, filament and jets [Karakas *et al.,* 2006] and between 26°N and 21°N a permanent upwelling has been recorded since 2002 and reported by the Bulletin of Upwelling [2015].

## DATA AND METHODS

### EM300

The EM300 is a multi beam swath sonar mapping system, which gives a high-resolution bathymetry and an acoustic backscatter imagery. This system uses a single 30 kHz Mills Cross array and is able of swath mapping at depth ranges between 10 and 5000 m. When operated down to approximately 5000 m depth swath widths are about 5000 m. It runs with up to +/– 75° angular swath with 135 beams per ping, and features dynamically variable beam with configuration range from 1° to 4°, to achieve both high spatial resolution in deep and shallow waters. The bathymetry of Dakhla cruise is processed with Caraïbes software (developed by Ifremer) and have a spatial resolution better than 50 m (in water depths < 2000 m).

### Chirp

The chirp is a hull-mounted sediment echosounder. The signal is characterized by a long impulse (50 ms), lineari modulated in time and frequencies. Thus, its frequency spectrum ranges 2-5.2 kHz with an average at 3.2 kHz. This frequency bandwidth allows a very high resolution (dm) in surficial layers (high frequency) and a deep penetration with the lower frequency that may reach about 100 m. 39 profiles (fig. 1) have been recorded equivalent to 229 hours of data. For display purposes the envelope of the signal is computed and low-pass frequency filtered (2000 Hz). No automatic gain control is applied to the data, to avoid blanking features close to the seafloor reflection.

### Multichannel seismic data

A total of 1500 km of multichannel seismic profiles (fig. 1) were shot during the Dakhla cruise on board the N/0 Suroît in 2002 [Labails 2007; Klingelhoefer *et al.,* 2009; Labails *et al.,* 2010]. The system was composed of a 4.5 km long streamer of 360 channels, with a 12.5 m group interval, which was towed at 15 m immersion. The data were sampled at 4 ms.

Two different marine seismic sources were used during the cruise. For the deep crustal targets, a large (8100 in$^3$) airgun array was used in the single bubble mode consisting of 12 airguns between 250 in$^3$ and 976 in$^3$ (16 l). The airgun array was shot at a constant interval of 150 m. Processing of the multichannel seismic data was performed using

the Sispeed package. It included spherical divergence correction, FK-filtering, band-pass filtering (3-5-50-60 Hz), internal mute and dynamic corrections. The last processing steps included applying an automatic gain control and a Kirchoff migration using water or stacking velocities.

## RESULTS

### Morpho-sedimentary structures

The study area is characterized by a broad continental shelf, with a width ranging from 50 to 80 km and a shelf break at a water depth of 100-120 m. The swath bathymetry map of the continental slope, with a 100 m grid cell size resolution, reveals a complex seafloor morphology from the shelf break at 120 m to 3000 m (fig. 2).

The bathymetric map (fig. 2) shows an undulating morphology that can be described as a bulge-like structure with a large radius of curvature of around 40 km shown on the profile (ef) (fig. 2). This undulating morphology is oriented NW-SE, perpendicular to the shoreline.

Based on the slope map and the bathymetric profiles, we divide this portion of the continental slope in three sections (fig. 2 – profile (ab)):

– the first section, between 120 and 500 m water depth, is characterized by a slope angle of 5° and corresponds to the lower slope,

– the second section, between 500 and 2100 mwd, is characterized by a slope angle ranging from 2° to 4° , with a convex longitudinal shape from 1000 to 2000 mwd seen on profiles (ab) and (cd) (fig. 2) and a complex bulged shape seen on transversal profiles (ef) and (gh) (fig. 2),

– the third section, between 2200 and 3000 mwd, is characterized by a gentle slope, less than 2°, with well-marked scarps (S1 and S2, fig. 2). The southern part of the study area, between 2600 and 3000 mwd, is characterized by the presence of a meandering channel.

From upslope to downslope, four sea floor features are identified, on the morphobathymetric map (fig. 3), 1) the "shallot-shaped" canyon, 2) the sea floor depressions, 3) different ridges types and 4) scarps which will be described in the following paragraphs.

### Scarps

The morphobathymetric map shows the presence of two scarps (i.e. S1 and S2, fig. 3) that cut the downslope part respectively between 2400 and 2600 mwd and between 2100 and 2600 mwd (fig. 3). They both show a general N-S trend, with a complex broken shape almost imbricated.

### Dakhla "shallot-shaped" canyon

This canyon deeply incises the northern portion of the studied area, between 800 and 2200 mwd (fig. 4). This canyon, named the "shallot-shaped" canyon because of its specific shape, is globally oriented E-W and can be spitted in three sub-parts: a proximal part, a median part and a distal part.

The proximal part of the canyon runs from 800 m down to 1000 m axial depth (fig. 4) and displays a V-shaped with a steep flank to the South (4°; 100 m-deep axial incision) and a terrace to the North (fig. 4 profile (ab)).

The median part, from 1000 m to 1400 mwd (fig. 4), corresponds to the enlargement of the incising feature reaching up to ten kilometers with smoother slope (axial

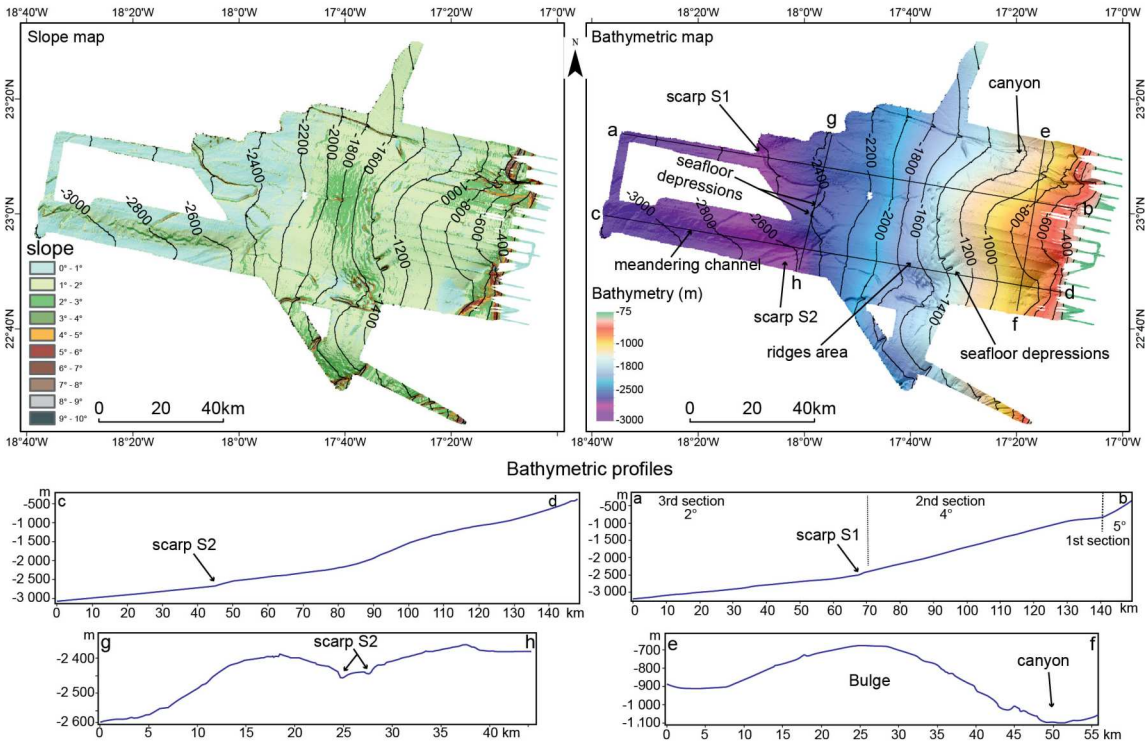



FIG. 2. – Bathymetric map of the offshore Dakhla from SIMRAD EM300 acquired during the Dakhla cruise and slope-gradient (in degrees) map calculated from the bathymetry data. A synthetic bathymetric profiles shows the global morphology of the continental slope from upperslope (- 80 m) downslope (- 3000 m).

incision < 2°) and edges. Profiles (cd) and (ef) show a 40 m-deep axial incision.

On the distal part, from 1400 to 2200 mwd (fig. 4), the incision narrows down to a single channel seen on profile (gh).

## Ridges morphologies

Two groups of ridges may be observed on the figure 5.

The first one, from 1000 to 1300 m, is only visible on the bathymetric map (nor on the chirp profiles because of the rough weather and neither on the slope map), in the eastern part of the central bulge (5A). These small scale ridges reveal a regular morphology of 3 to 5 m high for a wavelength of 50 m, with a N030 orientation, thus oblique to the main slope (fig. 5A).

A second group of ridges, larger and irregular, occur between 1500 and 1800 mwd. These ridges are larger, with 1-12 m high with kilometric lengths (2-20 km) and spaced by 1 to 5 km. They show a perpendicular orientation to the main slope (fig. 5A, western part).

## Seafloor depressions

Asymmetric seafloor depressions have been observed in the central part of the area around 1500 mwd (figs 5A and 5B). Three types of seafloor depressions have been mapped and detailed on figure 5B: 1) circular (fig. 5C – profiles 3 and 4) with a diameter varying from 0.5 to 1 km, 2) troughs 0.5-1.5 km wide, 6-9 km long and up to 45 m deep; oblique to the slope, oriented SW-NE and 3) troughs parallel to the slope.

## Echo types classification

The studied area can be divided into several zones based on the dominant echo types. Five echo types (fig. 6 – for location see fig. 3) have been identified and grouped within the four main classes following the classification of Damuth [1980] and Damuth and Hayes [1977]: distinct (I), hyperbolic (II), transparent (III), indistinct (IV). Each acoustic facies is described using amplitude, lateral continuity, frequency and geometry of the sub-bottom echoes (fig. 6).

### *Distinct echoes (I)*

Those echo types are characterized by a distinct sharp continuous bottom echo with parallel sub-bottom reflectors. It has been further subdivided into two sub-types (fig. 6).

Facies I-1 is a laminated facies constituted by alternation of parallel continuous thin high and low amplitude reflections up to 60 ms thick. This facies covers a large part of the study area, from the base of the continental slope to the westernmost part of the area. The reflections have slightly higher amplitude than in deeper water depths, between 800 to 2200 and 2200 to 3000 mwd. This facies covers the wavy morphologies (ridges area), seafloor depressions and scarps.

Facies I-2 is similar to facies I-1 with alternation of parallel continuous thin high- and low amplitude reflectors, but is topped by a transparent upper layer (0.0025 ms), with a thick and diffuse seafloor reflector. This facies is mapped between 1600 and 2200 mwd.

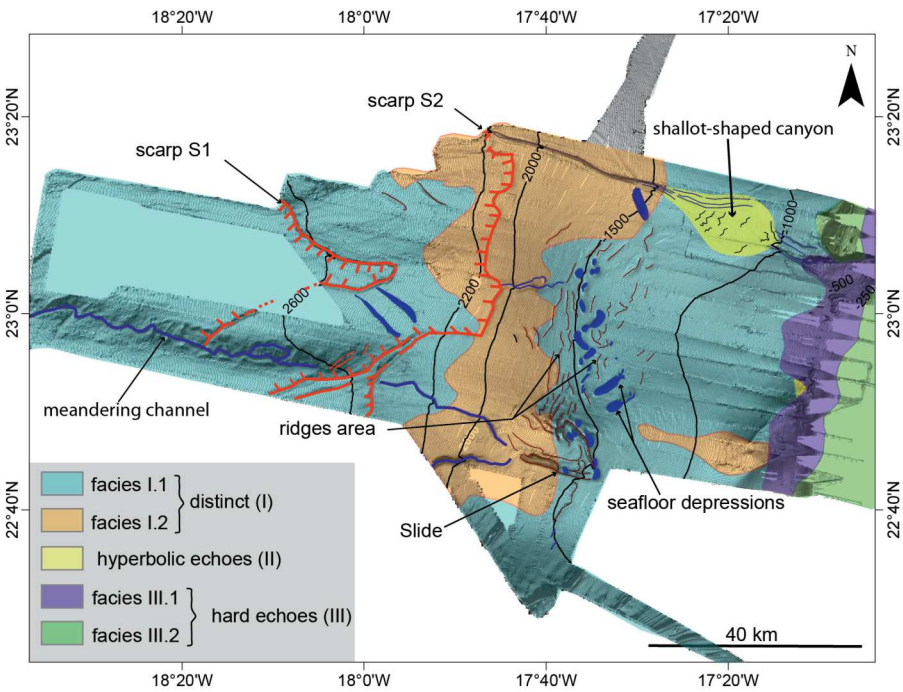



FIG. 3. – Morphobathymetric interpretation on shaded relief map showing the main morphological features and echo-character mapping showing the distribution of the different echo types (see figure 6) in the study area. Dakhla canyon is shown (in yellow), ridges areas, the depressions shown (in dark blue) on the mid-slope, scarps S1 and S2 (in red) on the lower slope and a meandering canyon is still visible on the southwestern part. *(Colors refer to online PDF version)*

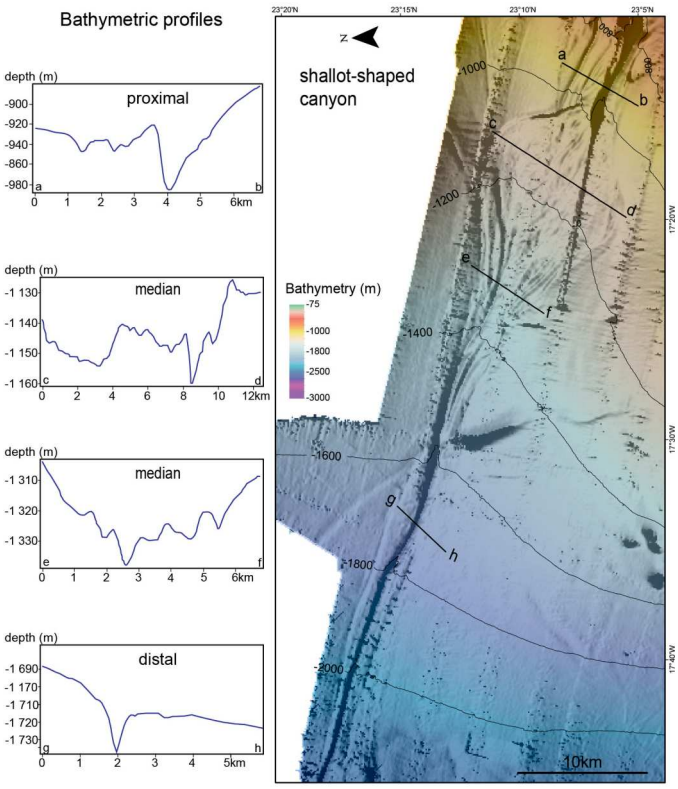



FIG. 4. – Detailed bathymetric map of the Dakhla shallot-shaped canyon. The Dakhla canyon is divided into 3 parts: the "proximal part" upslope which groups several incisions, the "median part" which shows the enlarged part of the structure and the "distal part" which channelises turbidites issued from the median part. The bathymetric profile (ab) across the proximal part shows the sharp incision. Bathymetric profiles (cd) and (ef) across the median part show the large morphology of incision. Bathymetric profile (gh) across distal part shows the main enlarged canyon downslope.

### *Hyperbolic echoes (II)*

This echo is characterized by irregular overlapping hyperbolae with chaotic sub-bottom reflections of relatively high amplitude. The signal shows slight even none sea-floor penetration (fig. 6). It is restricted to the area of the shallot-shaped canyon.

### *Hard echoes (III)*

It has been subdivided into two sub-types (fig. 6)

Facies III-1 is characterized by high-amplitude reflectors with no sub-bottom echoes and/or diffuses returns on seismic profiles and a rough seafloor. It occurs on the upper continental slope and shelf break.

Facies III-2 displays hard echoes with subbottom reflectors, this echo type shows discontinuous and inclined subsurface reflectors, appearing as discontinuous patches. Facies III-2 is mainly represented on the continental shelf of our study area.

## INTERPRETATION

### Sedimentary structures

High-resolution multibeam and bathymetry data show a highly-complex superficial morphology described above. In order to understand the origin of those sedimentary structures, we use deep penetrating multichannel seismic profiles (figs 7 and 8). The seismic profile AB (fig. 7) can be divided in two parts: the lower part, below the Cretaceous reflector [Labails, 2007], displays long amplitude undulations that are related to the presence of a tectonic bulge described by several authors [e.g. Jolivet *et al.*, 1984; Patriat and Labails, 2006]. On the other hand, the upper part of the profile AB (fig. 7) shows undulations of the sedimentary layers with wavelengths of about 40 km, probably related to a geological heritage with the presence of numerous canyons and interfluves (fig. 7). This large-scale undulating morphology is locally complemented by peculiar features described in previous paragraphs: two scarps, the "shallot-shaped" canyon, the ridges and the seafloor depressions. The aim of the discussion will be to try to understand each of the sedimentary process triggering these deposit features.

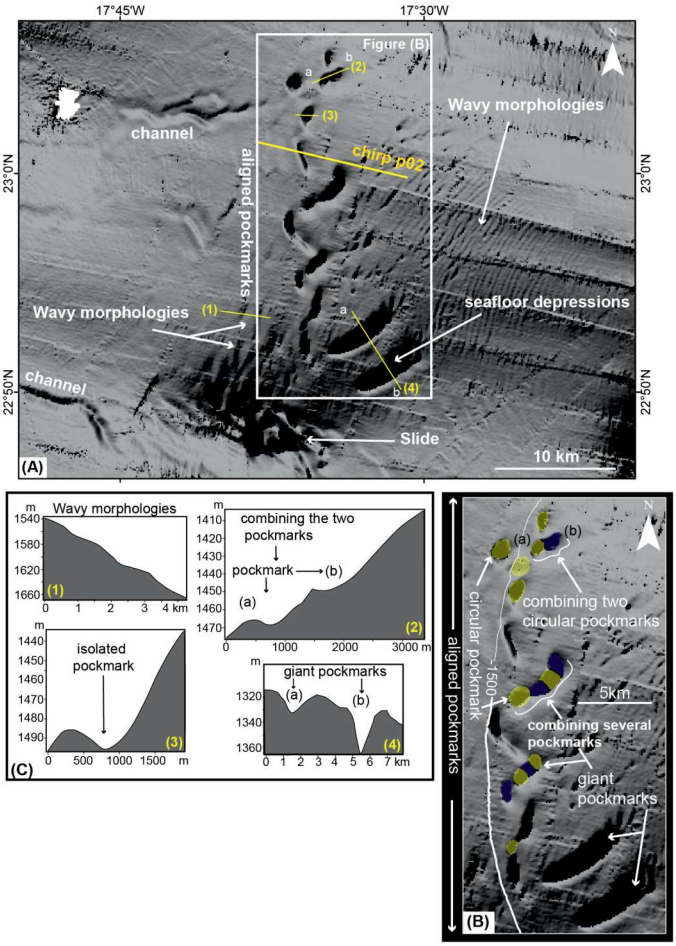



FIG. 5. – Focus on the mid-slope area with the wavy morphologies (ridges) and depressions. (B) Shaded relief map showing the examples of the evolution of depression (pockmarks) from a circular to an elongated giant shape. Synthetic bathymetric profiles (1, 2, 3 and 4) show the different bathymetric sections on 1) the wavy morphologies (ridges), 2) the combining two depressions (pockmarks), 3) a circular depression (isolated pockmark), 4) elongated depressions (giant pockmarks).

## The scarps morphologies

The two scarps (S1 and S2) correspond to 30-40 m steps which are observed on the seismic profile CD (fig. 8). The seabed and shallow reflectors are separated by shallow faults (hydro-fracturing due to fluid pressure?) that connect to surface discontinuities (sliding surfaces; figs 7 and 8). The scarps morphologies have affected the continuous echoes i.e. seismic facies I-1 and I-2 (fig. 8). According to the literature, Facies I-1 and I-2 generally correspond either to an alternations of pelagic/hemipelagic (muddy/silty) sediments or to turbidites deposits [e.g. Damuth, 1980]. The reflectors (pelagic/hemipelagic facies) that drape S1 are cut by S2 as observed on the seismic profile (fig. 9). This observation proves that scarp S1 is older than S2.

## Shallot-shaped canyon

The "shallot shaped" canyon (fig. 4) corresponds in its proximal part, to a group of V-shaped incisions similar to the gullies described on other continental slope by Twichell and Roberts [1982]. They are issued from the shelf edge and further join together into a single canyon going downslope and finally reach the abyssal plain in its distal part. The sharp incision of the canyon (fig. 4 profile (ab)) does not show any sedimentary pelagic drape on the chirp profiles. The median part of the shallot-shaped canyon is characterized by an hyperbolic echo (type II, fig. 6) interpreted by several authors [Jacobi, 1976; Damuth, 1980] as a rough seafloor covered with coarse elements such as blocks or mass-transport deposits so-called debrites [Lee *et al.*, 1999]. The chaotic nature of the echo in the shallot-shaped canyon suggests a high degree of sediment remobilization and thus deposition from turbidity currents or debris flows. Collapse of the canyon flanks (see fig. 3 for location) may contribute to the widening of the channel and to the irregular deposit morphology. Following Lonergan *et al.* [2013], we propose that the gullies channelize turbidity currents originating from the shelf, supplying sediments downslope in relation with intermittent activity. The coarser elements are deposited in the median part (fig. 4), while the rest flowing down evolves into turbidity currents by incorporating water and transforming its matrix into a fluid, which goes through the canyon (profile gh – fig. 4), in the distal part of the system like the scenario described by Mulder and Alexander [2001].

No clear scar, headwall or departure zone has been identified on bathymetric data to explain mass wasting processes on the upper slope, therefore the simplest way to explain the presence of debris flow deposits would be the connection with a continental supply system with sporadic but intense and extreme events.

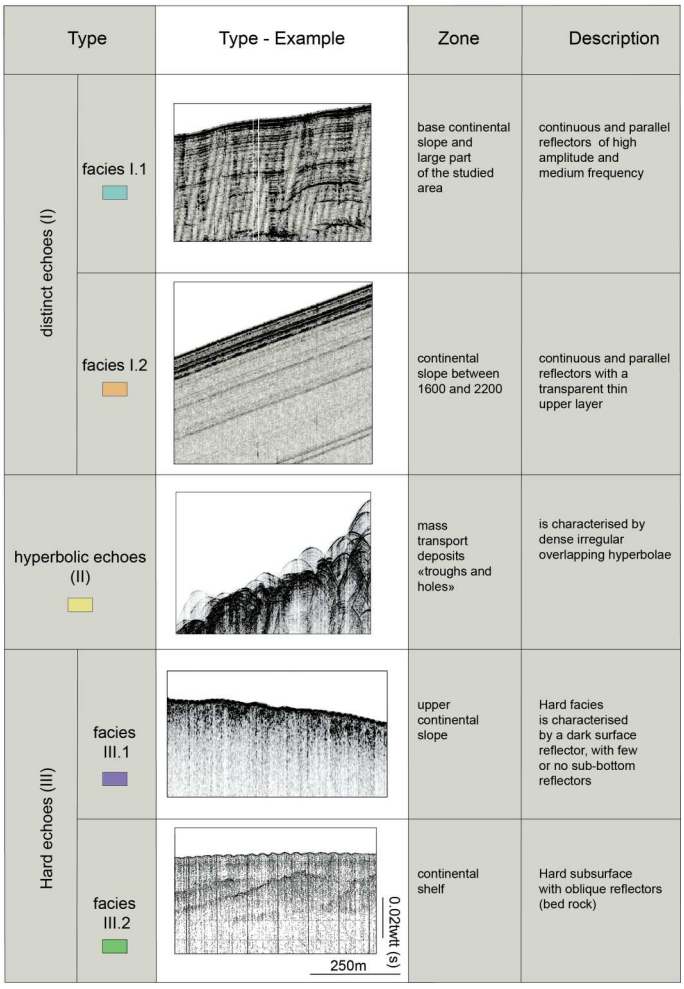



FIG. 6. – List of the main chirp "echo types" described in the investigated area: distinct echoes (I) with facies I-1 and I-2, hyperbolic echoes (II) and hard echoes (III) with facies III-1 and facies III-2. The description of the echo and the area where it occurs are detailed in the main text.

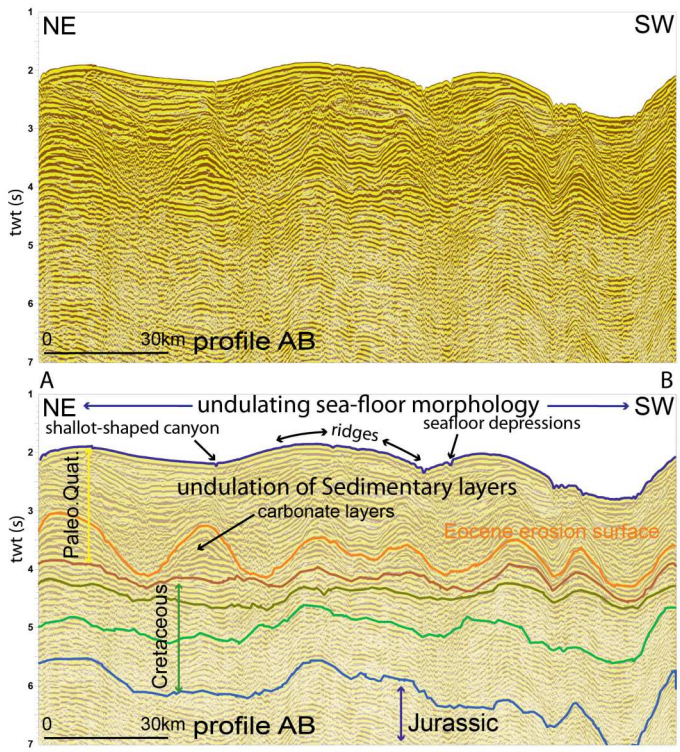



FIG. 7. – Dakhla seismic profile (AB profile) and interpretation showing the global morphology of the continental slope and the main sedimentary layers (main surfaces; top Jurassic, Cretaceous surfaces and Eocene surface [Labails, 2007]. The seismic profile shows significant seismic undulations of the sedimentary layers parallel to the seabed (location of the seismic profile AB on figure 1).

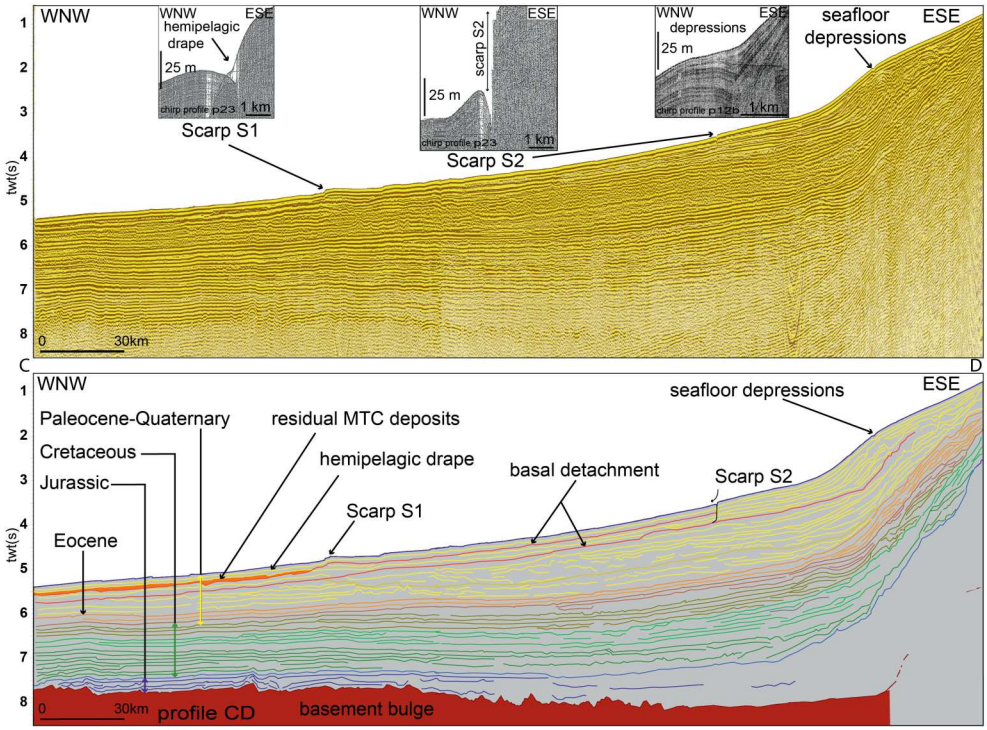



FIG. 8. – Dakhla seismic profile (CD profile) and interpretation showing the global morphology of the continental slope and the main surface sedimentary layers (main surfaces; top Jurassic, Cretaceous surfaces and Eocene surface in Labails [2007]. Seismic profile across scarp S1, scarp S2 and depressions. Insert box shows (chirp subbottom seismic) profiles across the scarp S1, scarp S2 and depressions. The seismic profile shows significant bulge of the basement (location of the seismic profile CD on figure 1).

Turbidity current pathways were inferred in this area but not connected to permanent present day drainage system on land because of the Saharian desertic climate [Wynn *et al.,* 2000]. Thus, the origin of many submarine canyons, on this continental margin of north-west Africa between 15°N and 26°N, like Cap Timiris canyon, are assumed to be related to a major sub aerial river system that was active in the past in relation with "green sahara" periods since Plio-Pleistocene times [Vörösmarty *et al.*, 2000; Antobreh and Krastel, 2006; Larrasoaña *et al.,* 2013]. Recent studies [McGee *et al.*, 2013; Skonieczny *et al.,* 2013] revealed that eolian dust fluxes varied a lot during the last 20 ka, with maximum values during Heinrich Stadial 1 and the Younger Dryas, and minimum fluxes during the end of the African Humid Period between 8 and 6 ka.

## The seafloor depressions

Sea-floor depressions observed around the 1500 m isobath reveal two types of shape (fig. 5).

The circular shaped depressions may be assimilated to pockmarks features. Pockmarks are circular to elongated seafloor depressions which are often associated with fluid gas escape flow from the subsurface [Judd and Hovland, 2007]. The bright amplitudes seen on figure 9 may correspond to hard lithology like seep carbonates which would likely be associated with gas venting [Hovland *et al.,* 2002; Çifçi *et al.,* 2003; Gay *et al.,* 2006; Judd and Hovland, 2007; Cathles *et al.,* 2010; Hovland *et al.,* 2010]. An unconformity is observable on the seismic chirp profile (fig.9) around 1.95 twt (s) (1500 mwd).

In order to explain the formation of the second type of depressions, the elongated ones (fig. 5), we examine three hypotheses. The concentration of circular pockmarks can cause the formation of the elongated pockmarks observed at 1500 m. The figure 5B shows an outstanding example of the evolution of pockmarks from circular to elongated shape. The addition of two pockmarks may be observed before complete coalescence on the profile 2 (fig. 5C) and a detailed observation show that the large pockmark (fig. 5B) is composed of a coalescence of ten to twenty smaller depressions. This first hypothesis corresponds to groups or long chains of pockmarks described by Hovland and Judd [1988].

Another hypothesis is that these linear depressions reflect the surface expression of a deeper structure such as a meandering channel or a subjacent fault draped by sediment, as suggested by the third cartoon on the top of the figure 8. Meandering paleo-channels are clearly seen on the figures 3 and 5A and may explain the occurrence of some of the elongated seafloor depressions.

The dissymmetry or "*en échelon" or "festooned*" appearance of this succession of holes and troughs depressions have already been observed on a portion of this margin, between Cap Timiris and Nouakchott by Yang and Davies [2013]. They have described troughs, either parallel or oblique to the slope dip, with elongate *en-echelon* plan-forms. These troughs have variable length, ranging from 0.5 to 10 km and are related to 2 types of gravity-driven faults: tear faults and normal faults. Based on 3D seismic data, these authors analysed a set of times slices with amplitude maps and suggest that the "*en echelon* and linear" troughs were formed as a

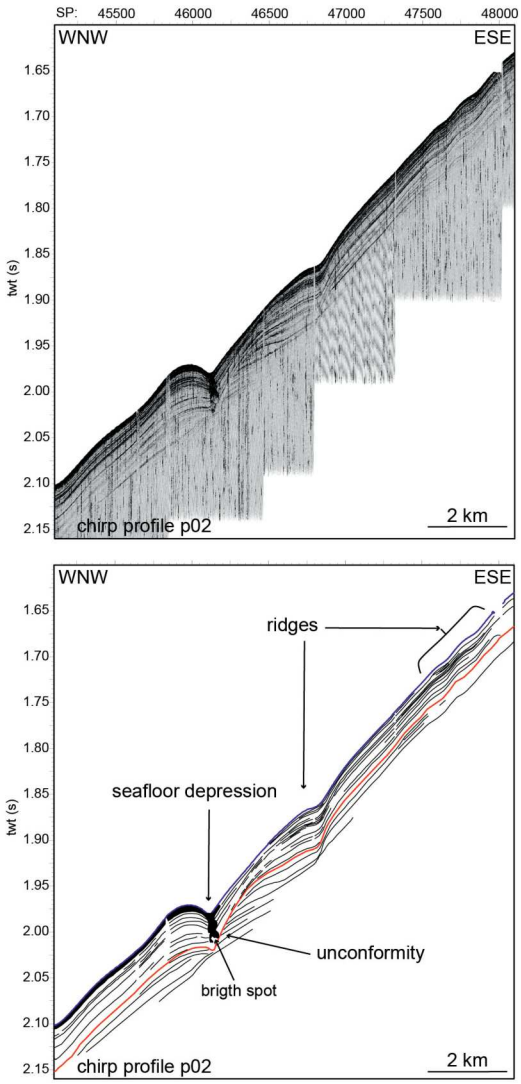



FIG. 9. – The chirp profiles P02 and interpretation (location on figure 5A) shows the seafloor depression and bright spots in this depression and overpressure ridges. The uncomformity surface truncates the subjacent reflectors and is recovered by parallele reflectors.

result of multiple episode of down slope creep and have propagated through 60-140 m of sediments. These observations are in close agreement with our data, suggesting that the seafloor depressions may be assimilated to a potential rupture line and represent the surface expression of tear and/or linear faults affecting the upper sedimentary column. The location of "*en echelon* and linear" troughs at the slope inflexion (around 1500 m) may suggest the departure zone of a sliding event.

### Ridges areas

The two ridges areas are observed on both sides of the seafloor depressions area (fig. 5). Upper slope ridges, smaller in size and presenting an oblique orientation to the slope are assimilated to sediment-wave morphology, which would be in agreement with the existence of numerous sediment-wave fields mapped in the northern part of the margin by Wynn *et al.* [2000]. These morphologies are commonly reported on the continental slopes of passive margins [Faugères *et al.,* 2002; Viana and Rebesco, 2007] and active margins [Lee and Chough, 2001]. The bad weather prevent any further investigation of these small ridges features on the chirp data and thus, our observations are only based on the bathymetry map.

The second group of ridges, larger in size are located from 1500 to 1800 mwd. These undulations are parallel to the bathymetry and occur just below the seafloor depressions area (fig. 5), traducing a deformation of the superficial sedimentary cover. We suggest they may be interpreted as compressional ridges.

## DISCUSSION

All those sea-floor features, pockmarks, compressive ridges and scarps, canyons, reveal the existence of sediment transfer and instability processes from upslope to downslope. Here we suggest a potential link between these specific morphologies.

According to the literature, non-random pockmarks show spatial arrangement related either to complex underlying geology or to local disturbance of the seabed, whereas random distribution of pockmarks is commonly displayed on the lower slope where sediments are generally fine-grained and tectonic structures are rare [Pilcher and Argent, 2007].

In our study area, pockmarks are arranged along a "festooned line" on a N-S direction parallel to the bathymetry. However the seismic SMT profiles (figs 7 and 8) do not show deep faults or tectonic structures with complex underlying geology. The only visible fault is the one displayed in the scarp S2 (fig. 8 – cartoon 2) and it appears to shift the first three reflectors). This fault is therefore considered as superficial and might be rooted in a layer which constitutes a sliding surface (basal detachment) seen on the figure 8.

Pilcher and Argent [2007] described linear pockmark trains which are associated with listric slump faults in different cases of continental slope instability. We suggest that scarps S1 and S2 are former zones of pockmarks alignments (fig. 10).

The "festooned line" or "en-échelon" line of coalescent pockmarks could witness a weakness zone on the slope which could evolve into a future detachment area and form a new scarp S3.

This phenomenon of high concentration of pockmarks (causing their fusion) is widely observed e.g. in the Congo basin [Gay *et al.,* 2003; Gay *et al.,* 2006], Nigeria margin [Sultan *et al.*, 2014; Wei *et al.*, 2015] in the northwestern Atlantic [Fader, 1991], the Ionian Sea, Greece [Hasiotis *et al.,* 2002], the North Sea [Hovland, 1984; Hovland and Sommerville, 1985; Hovland *et al.,* 1987] and the Mediterranean [Dimitrov and Woodside, 2003].

The occurrence of compressive ridges below the pockmarks area also evidence initiation of gravitary movement.

The main triggering mechanism for slope instability and thus gravity mass movements processes, across the NW-African continental margin, is believed to be the overload of sediment [Georgiopoulou *et al.,* 2010; Masson *et al.,* 2010]. Whereas, other triggers such as earthquakes, free gas, gas hydrates or diapirism are believed to be of minor importance [Krastel *et al.,* 2006; Georgiopoulou *et al.,* 2010].

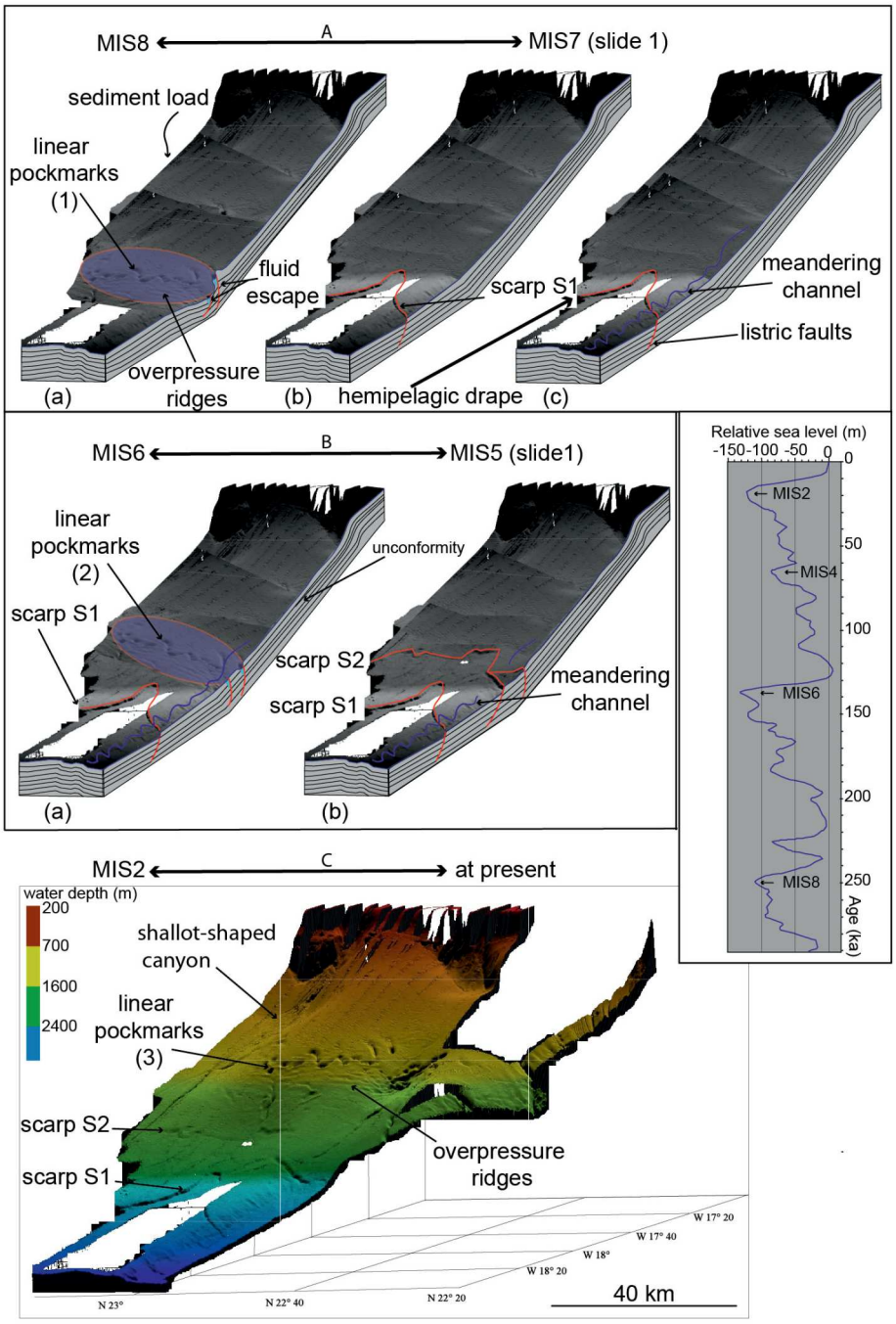



FIG. 10. – Schematic illustration of the influence of pockmarks on seafloor stability and relationship with sea-level [sea-level curve from Waelbroeck *et al.,* 2002]. The model is based on seismic profiles and bathymetry interpretation, A): formation and the alignment pockmarks at 2600 mwd during stage MIS 8 then sliding (scarp 1) event during stage MIS 7. B): formation and the alignment pockmarks, at 2200 mwd during stage MIS 6 then sliding during stage MIS 5 (scarp 2 ); C) (MIS 2 to 0): formation and the alignment pockmarks at 1500 mwd during stage MIS 2 and probable future sliding (S3).

During the late Pleistocene, the repeated slope instabilities appear as a common characteristic of NW African margin [Antobreh and Krastel, 2006; Georgiopoulou *et al.*, 2007; 2010]. This margin has also been strongly affected by Quaternary sea-level cycles [Church and White, 2006; Wien *et al.,* 2006]. According to Georgiopoulou *et al.* [2010], sea level changes appear to be important and giant slides appear to coincide with periods of deglaciation. During the latter periods, the sedimentation occurred in the vicinity of the present shore line [Georgiopoulou *et al.,* 2010]. Thus, major sedimentary events on the northwest African margin appear coincident with glacial – to – interglacial transitions [Church and White, 2006; Georgiopoulou *et al.,* 2010]. According to Riboulot *et al.* [2012, 2013, 2014], the upper-Pleistocene 100 ka cyclicity sea-level changes are the predominant driving factor of pockmark formation in the Gulf of Lions and Nigeria. On the basis of these observations, we suggest that Pleistocene sea level and sediment load associated with fluids escapes are the main process for soft-sediment deformation off Dakhla.

No core or drilling wells are available in the study area, however we propose correlations based on sea-level curves. The main goal of this correlation is to propose an age for the scarps morphologies and pockmarks formation (fig. 10).

Riboulot *et al.* [2013] have estimated the formation of a pockmark to last ~100 ka. Based on that assumption, we correlate morphologies with the sea-level curve from Waelbroeck *et al.* [2002] and propose the following chronology (fig. 10):

– A) *during the Marine Isotopic Stage MIS8 to MIS7*: formation of the first generation of pockmarks caused by sedimentary load at 2600 mwd, that induced the formation of a sliding plane (initiation of scarp 1). This scarp is draped by hemipelagic deposits;

– B*) during the MIS 6 to MIS 5*: formation of the second generation of pockmarks at 2200 mwd, that induced the formation of a sliding plane (initiation of scarp 2) and folding of the hemipelagic layer;

– C) *during the MIS 4-2 to MIS 1*: formation and the alignment pockmarks at 1500 mwd and future scarp S3 (?). This area of pockmarks is contemporary to Sahara slide, El Golfo/Canary debris flow and the Mauritania slide [Siddall *et al.,* 2003].

During low sea level phases, cannibalization of the shelf combined with "green sahara" periods since Plio-Pleistocene times [Larrasoaña *et al.,* 2013] induced an overload of sediment on the slope that may have favored sediment failures. The slope destabilization might also be linked to the liberation of hydrate dissociation by variation of temperature and pressure, linked to glacial/interglacial phases.

## CONCLUSION

The analysis of multibeam bathymetry, high-resolution sub-bottom and seismic data on the continental slope of the off Dakhla allowed us to identify several morphologies such as a shallot-shaped canyon, pockmarks, wavy morphologies and two scarps (S1 and S2). A detailed observation of these morphologies on chirp sub-bottom profiles and seismic data shows evidence of rupture processes and transfer of sediments. Compressive ridges is primary linked to deformation mechanisms and creeping movements. This deformation is probably enhanced by the presence of fluids or gas associated with internal discontinuities acting as basal shear planes for the creeping events. The scarps S1 and S2 indicate at least two generations of slides on this margin area. We suggest that slide development was caused by rapid sea level rise after glaciation periods, when the sedimentation rate was maximum on the slope. This sedimentary load induced fluid or gas migrations along unconformities and superficial faults into the sediment. Fluid migration has lead to the formation and concentration of the aligned pockmarks in weakened zones. These slides are most likely related to the 100 ka climate cyclicity and may have strongly been controlled by eustatic variations within the second half of the Quaternary.

However, more regional studies using high resolution but deeper seismic penetration are needed in the area as well as coring and geotechnical studies to fully assess the timing of the events, the existence of gas hydrates and to determine whether creeping is still active today.

*Acknowledgements.* – Special thanks are due to the captains of the N/O Suroît and Nadir and their crews together with the Genavir technical staff during the Dakhla cruise. This work was partly funded by Total in the framework of the IFREMER/TOTAL Dakhla project. Authors would like to thank Bruno Marsset for his help on seismic processing and Frauke Klingelhoefer, Jean Nizou for their comments on an earlier version of the manuscript. The two reviewers A. Gay and P. Imbert and the editor O. Lacombe are thanks for their fruitful comments that helped us to improve this paper.

*SGF associate editor: Pierre-Yves Collin*

## References

ANTOBREH A.A. & KRASTEL S. (2006). – Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: A newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic region. – *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 37-59, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2005.06.003.

BALTZER A., TESSIER B., NOUZÉ H., BATES R., MOORE C. & MENIER D. (2005). – Seistec seismic profiles: a tool to differentiate gas signatures. – *Marine Geophysical Researches*, **26**, 235-245.

BULLETIN OF UPWELLING. (2015). – Bulletin halieutique. INRH, février 2015, Maroc.

CATHLES L.M., SU Z. & CHEN D. (2010). – The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. – *Marine and Petroleum Geology*, **27**, 82-91.

CHURCH J.A. & WHITE N.J. (2006). – A 20th century acceleration in global sea-level rise. – *Geophysical research letters*, **33**.

ÇIFÇI G., DONDURUR D. & ERGÜN M. (2003). – Deep and shallow structures of large pockmarks in the Turkish shelf, eastern Black Sea. – *Geo-Marine Letters*, **23**, 311-322.

DAMUTH J.E. (1980). – Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. – *Marine Geology*, **38**, 51-75.

DAMUTH J.E. & HAYES D.E. (1977). – Echo character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. – *Marine Geology*, **24**, 73-95.

DIMITROV L. & WOODSIDE J. (2003). – Deep sea pockmark environments in the eastern Mediterranean. – *Marine Geology*, **195**, 263-276.

EMBLEY R.W. (1982). – Anatomy of some Atlantic margin sediment slides and some comments on ages and mechanisms. *In*: Svend SAXOV and J. K. NIEUWENHUIS, Eds, Marine slides and other mass movements. – *NATO Conference Series*, 6, Springer US, 189-213.

FADER G.B. (1991). – Gas-related sedimentary features from the eastern Canadian continental shelf. – *Continental Shelf Research*, **11**, 1123-1153.

FAUGÈRES J.-C., GONTHIER E., MULDER T., KENYON N., CIRAC P., GRIBOULARD R., BERNE S. & LESUAVE R. (2002). – Multi-process generated sediment waves on the Landes plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). – *Marine Geology*, **182**, 279-302.

FISCHER G., REUTER C., KARAKAS G., NOWALD N. & WEFER G. (2009). – Offshore advection of particles within the Cape Blanc filament, Mauritania: Results from observational and modelling studies. – *Progress in Oceanography*, **83**, 322-330, doi: 10.1016/j.pocean.2009.07.023.

FURSTER A., ELLIS R., HENRICH R., KRASTEL S. & KOPF A. (2010). – Geotechnical characterization and strain analyses of sediment in the Mauritania slide complex, NW-Africa. – *Marine and Petroleum Geology*, **27**, 1175-1189.

GAY A., LOPEZ M., COCHONAT P., SULTAN N., CAUQUIL E. & BRIGAUD F. (2003). – Sinuous pockmark belt as indicator of a shallow buried turbiditic channel on the lower slope of the Congo basin, West African Margin. – *Geological Society, London, Special Publications*, **216**, 173-189.

GAY A., LOPEZ M., ONDREAS H., CHARLOU J.-L., SERMONDADAZ G. & COCHONAT P. (2006). – Seafloor facies related to upward methane flux within a Giant Pockmark of the Lower Congo basin. – *Marine Geology*, **226**, 81-95.

GEE M.J.R., MASSON D.G., WATTS A.B. & ALLEN P.A. (1999). – The Saharan debris\pounds ow: an insight into the mechanics of long runout submarine debris\pounds ows. – *Sedimentology*, **46**, 317–335.

GEE M.J., MASSON D.G., WATTS A.B. & MITCHELL N.C. (2001). – Passage of debris flows and turbidity currents through a topographic constriction: seafloor erosion and deflection of flow pathways. – *Sedimentology*, **48**, 1389-1409.

GEORGIOPOULOU A., KRASTEL S., MASSON D.G. & WYNN R.B. (2007). – Repeated instability of the NW African margin related to buried landslide scarps. *In*: V. LYKOUSIS, D. SAKELLARIOU and J. LOCAT, Eds, Submarine mass movements and their consequences. – Advances in Natural and Technological Hazards Research, Springer, 29-36.

GEORGIOPOULOU A., WYNN R.B., MASSON D.G. & FRENZ M. (2009). – Linked turbidite-debrite resulting from recent Sahara slide headwall reactivation. – *Marine and Petroleum Geology*, **26**, 2021-2031.

GEORGIOPOULOU A., MASSON D.G., WYNN R.B. & KRASTEL S. (2010). – Sahara slide: Age, initiation, and processes of a giant submarine slide. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **11**.

HASIOTIS T., PAPATHEODOROU G., BOUCKOVALAS G., CORBAU C. & FERENTINOS G. (2002). – Earthquake-induced coastal sediment instabilities in the western Gulf of Corinth, Greece. – *Marine Geology*, **186**, 319-335.

HAYES D.E. & RABINOWITZ P.D. (1975). – Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off northwest Africa. – *Earth and Planetary Science Letters*, **28**, 105-115.

HENRICH R., HANEBUTH T.J., KRASTEL S., NEUBERT N. & WYNN R.B. (2008). – Architecture and sediment dynamics of the Mauritania slide complex. – *Marine and Petroleum Geology*, **25**, 17-33.

HOVLAND M. (1984). – Gas-induced erosion features in the North Sea. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **9**, 209-228.

HOVLAND M. & JUDD A.G. (1988). – Seabed pockmarks and seepages: Impact on geology, biology and the marine environment. – Graham & Trotman (Kluwer), London, Dordrecht, Boston, 293 pp.

HOVLAND M. & SOMMERVILLE J.H. (1985). – Characteristics of two natural gas seepages in the North Sea. – *Marine and Petroleum Geology*, **2**, 319-326.

HOVLAND M., TALBOT M.R., QVALE H., OLAUSSEN S. & AASBERG L. (1987). – Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea. – *Journal of Sedimentary Research*, **57**.

HOVLAND M., GARDNER J.V. & JUDD A.G. (2002). – The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. – *Geofluids*, **2**, 127-136.

HOVLAND M., HEGGLAND R., DE VRIES M.H. & TJELTA T.I. (2010). – Unit-pockmarks and their potential significance for predicting fluid flow. – *Marine and Petroleum Geology*, **27**, 1190-1199.

HÜHNERBACH V. & MASSON D.G. (2004). – Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour. – *Marine Geology*, **213**, 343-362.

JACOBI R.D. (1976). – Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa. – *Marine Geology*, **22**, 157-173.

JACOBI R.D. & HAYES D.E. (1992). – Northwest African continental rise: effects of near-bottom processes inferred from high-resolution seismic data. *In*: C.W. POAG & P.-C. de GRACIANSKY, Eds, Geologic evolution of Atlantic continental rises. – Van Nostrand Reinhold, New York, 293-326.

JOLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. & AUZENDE J.-M. (1984). – Cinématique de l'Atlantique nord et central. – *Publications du CNEXO Série Rapports scientifiques et techniques*, **54**, 1-108.

JUDD A. & HOVLAND M. (2007). – Shallow gas and gas hydrates. *In*: A. JUDD & M. HOVLAND, Eds, Seabed fluid flow, the impact on geology, biology, and the marine environment. – Cambridge University Press, 475 pp.

KARAKAS G., NOWALD N., BLAAS M., MARCHESIELLO P., FRICKENHAUS S. & SCHLITZER R. (2006). – High-resolution modeling of sediment erosion and particle transport across the northwest African shelf. – *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012)*, **111**.

KLINGELHOEFER F., LABAILS C., COSQUER E., ROUZO S., GÉLI L., ASLANIAN D., OLIVET J.-L., SAHABI M., NOUZÉ H. & UNTERNEHR P. (2009). – Crustal structure of the SW-Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the DAKHLA experiment) Part A: Wide-angle seismic models. – *Tectonophysics*, **468**, 63-82.

KRASTEL S., WYNN R.B., GEORGIOPOULOU A., GEERSEN J., HENRICH R., MEYER M. & SCHWENK T. (2012). – Large-scale mass wasting on the Northwest African continental margin: some general implications for mass wasting on passive continental margins. *In*: V. LYKOUSIS, D. SAKELLARIOU and J. LOCAT, Eds, Submarine mass movements and their consequences. – *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, **31**, 189-199.

KRASTEL S., WYNN R.B., HANEBUTH T.J.J., HENRICH R., HOLZ C., MEGGERS H., KUHLMANN H., GEORGIOPOULOU A. & SCHULZ H.D. (2006). – Mapping of seabed morphology and shallow sediment structure of the Mauritania continental margin, Northwest Africa: some implications for geohazard potential. – *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **86**, 163.

LABAILS C. (2007). – La marge Sud-Marocaine et les premières phases d'ouverture de l'océan Atlantique central. – Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.

LABAILS C., OLIVET J.-L., ASLANIAN D. & ROEST W.R. (2010). – An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. – *Earth and Planetary Science Letters*, **297**, 355-368.

LARRASOAÑA J.C., ROBERTS A.P. & ROHLING E.J. (2013). – Dynamics of Green Sahara periods and their role in Hominin evolution. – *PLoS ONE*, **8**, e76514, doi: 10.1371/journal.pone.0076514.

LEE S.H. & CHOUGH S.K. (2001). – High-resolution (2-7 kHz) acoustic and geometric characters of submarine creep deposits in the South Korea plateau, East Sea. – *Sedimentology*, **48**, 629-644.

LEE S.H., CHOUGH S.K., BACK G.G., KIM Y.B. & SUNG B.S. (1999). – Gradual downslope change in high-resolution acoustic characters and geometry of large-scale submarine debris lobes in Ulleung basin, East Sea (Sea of Japan), Korea. – *Geo-Marine Letters*, **19**, 254-261.

LONERGAN L., JAMIN N.H., JACKSON C.A.-L. & JOHNSON H.D. (2013). – U-shaped slope gully systems and sediment waves on the passive margin of Gabon (West Africa). – *Marine Geology*, **337**, 80-97, doi: 10.1016/j.margeo.2013.02.001.

LONSDALE P. (1982). – Sediment drifts of the Northeast Atlantic and their relationship to the observed abyssal currents. – *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, **31**, 141-149.

MASSON D.G., VAN NIEL B. & WEAVER P.P.E. (1997). – Flow processes and sediment deformation in the Canary debris flow on the NW African continental rise. – *Sedimentary Geology*, **110**, 163-179.

MASSON D.G., WYNN R.B. & TALLING P.J. (2010). – Large landslides on passive continental margins: processes, hypotheses and outstanding questions. *In*: D.C. MOSHER, R. CRAIG SHIPP, L. MOSCARDELLI, J.D. CHAYTOR, C.D.P. BAXTER, H.J. LEE and R. URGELES, Eds, Submarine mass movements and their consequences. – *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, **28**, 153-165.

MCGEE D., WINCKLER G., STUUT J.B.W. & BRADTMILLER L.I. (2013). – The magnitude, timing and abruptness of changes in North African dust deposition over the last 20,000 yr. – *Earth and Planetary Science Letters*, **371**, 163-176.

MITTELSTAEDT E. (1991). – The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. – *Progress in Oceanography*, **26**, 307-355, doi: 10.1016/0079-6611(91)90011-A.

MOUNTAIN G.S. & TUCHOLKE B.E. (1985). – Mesozoic and Cenozoic geology of the U.S. Atlantic continental slope and rise. – Van Nostrand Reinhold Co., United States, New York, NY, United States, 293-341.

MULDER T. & ALEXANDER J. (2001). – The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. – *Sedimentology*, **48**, 269-299.

PATRIAT M. & LABAILS C. (2006). – Linking the Canary and Cape-Verde hot-spots, Northwest Africa. – *Marine Geophysical Researches*, **27**, 201-215, doi: 10.1007/s11001-006-9000-7.

PILCHER R. & ARGENT J. (2007). – Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin. – *Marine Geology*, **244**, 15-32.

RANKE U., VON RAD U. & WISSMANN G. (1982). – Stratigraphy, facies and tectonic development of the on-and offshore Aaiun-Tarfaya basin - A review. *In*: U. VON RAD, K. HINZ, M. SARNTHEIN and E. SEIBOLD, Eds, Geology of the Northwest African continental margin. – Springer, 86-105.

RIBOULOT V., CATTANEO A., BERNÉ S., SCHNEIDER R.R., VOISSET M., IMBERT P. & GRIMAUD S. (2012). – Geometry and chronology of late Quaternary depositional sequences in the eastern Niger submarine delta. – *Marine Geology*, **319**, 1-20.

RIBOULOT V., CATTANEO A., SULTAN N., GARZIGLIA S., KER S., IMBERT P. & VOISSET M. (2013). – Sea-level change and free gas occurrence influencing a submarine landslide and pockmark formation and distribution in deepwater Nigeria. – *Earth and Planetary Science Letters*, **375**, 78-91.

RIBOULOT V., THOMAS Y., BERNÉ S., JOUET G. & CATTANEO A. (2014). – Control of Quaternary sea-level changes on gas seeps. – *Geophysical Research Letters*, **41**, 4970-4977.

SAHABI M., ASLANIAN D. & OLIVET J.-L. (2004). – Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. – *Comptes Rendus Geosciences*, **336**, 1041-1052.

SARNTHEIN M., THIEDE J., PFLAUMANN U., ERLENKEUSER H., FÜTTERER D., KOOPMANN B., LANGE H. & SEIBOLD E. (1982). – Atmospheric and oceanic circulation patterns off Northwest Africa during the past 25 million years. *In*: U. VON RAD, K. HINZ, M. SARNTHEIN and E. SEIBOLD, Eds, Geology of the Northwest African continental margin. – Springer, 545-604.

SIDDALL M., ROHLING E.J., ALMOGI-LABIN A., HEMLEBEN C., MEISCHNER D., SCHMELZER I. & SMEED D.A. (2003). – Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. – *Nature*, **423**, 853-858.

SKONIECZNY C., BORY A., BOUT-ROUMAZEILLES V., ABOUCHAMI W., GALER S., CROSTA X., DIALLO A. & NDIAYE T. (2013). – A three-year time series of mineral dust deposits on the West African margin: sedimentological and geochemical signatures and implications for interpretation of marine paleo-dust records. – *Earth and Planetary Science Letters*, **364**, 145-156.

SMITH W.H. & SANDWELL D.T. (1997). – Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. – *Science*, **277**, 1956-1962.

SULTAN N., BOHRMANN G., RUFFINE L., PAPE T., RIBOULOT V., COLLIAT J.-L., DE PRUNELÈ A., DENNIELOU B., GARZIGLIA S., HIMMLER T., MARSSET T., PETERS C., RABIU A. & WEI J. (2014). – Pockmark formation and evolution in deep water Nigeria: Rapid hydrate growth versus slow hydrate dissolution. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**, 2679-2694.

TWICHELL D.C. & ROBERTS D.G. (1982). – Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson arid Baltimore canyons. – *Geology*, **10**, 408-412.

VAN CAMP L., NYKJAER L., MITTELSTAEDT E. & SCHLITTENHARDT P. (1991). – Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. – *Progress in Oceanography*, **26**, 357-402.

VIANA A.R. & REBESCO M. (2007). – Economic and palaeoceanographic significance of contourite deposits. – *Geological Society of London, special publication*, **276**.

VÖRÖSMARTY C.J., FEKETE B.M., MEYBECK M. & LAMMERS R.B. (2000). – Global system of rivers: Its role in organizing continental land mass and defining land-to-ocean linkages. – *Global Biogeochemical Cycles*, **14**, 599-621, doi: 10.1029/1999GB900092.

WAELBROECK C., LABEYRIE L., MICHEL E., DUPLESSY J., MCMANUS J., LAMBECK K., BALBON E. & LABRACHERIE M. (2002). – Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. – *Quaternary Science Reviews*, **21**, 295-305.

WEI J., PAPE T., SULTAN N., COLLIAT J.-L., HIMMLER T., RUFFINE L., DE PRUNELE A., DENNIELOU B., GARZIGLIA S., MARSSET T., PETERS C. A., RABIU A. & BOHRMANN G.. (2015). – Gas hydrate distributions in sediments of pockmarks from the Nigerian margin – Results and interpretation from shallow drilling. – *Marine and Petroleum Geology*, **59**, 359-370.

WIEN K., HOLZ C., KÖLLING M. & SCHULZ H.D. (2006). – Age models for pelagites and turbidites from the Cap Timiris canyon off Mauritania. – *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 337-352.

WYNN R.B., MASSON D.G., STOW D.A. & WEAVER P.P. (2000). – The Northwest African slope apron: a modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography. – *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 253-265.

WYNN R.B., WEAVER P.P., MASSON D.G. & STOW D.A. (2002). – Turbidite depositional architecture across three interconnected deep-water basins on the north-west African margin. – *Sedimentology*, **49**, 669-695.

YANG J. & DAVIES R.J. (2013). – Gravity-driven faults: Migration pathways for recycling gas after the dissociation of marine gas hydrates. – *Marine Geology*, **336**, 1-9.

ZÜHLSDORFF C., HANEBUTH T.J.J. & HENRICH R. (2008). – Persistent quasi-periodic turbidite activity off Saharan Africa and its comparability to orbital and climate cyclicities. – *Geo-Marine Letters*, **28**, 87-95.

# Annexe

# B

AAPG's European Regional Conference and Exhibition
AAPG Europe

# Seismic stratigraphy evolution and crustal structure of the Atlantic margin (Morocco margin)

Youssef Biari (Youssef.Biari@ifremer.fr)

Massinissa Benabdelouahed, Mohamed Sahabi, Frauke Klingelhoefer, Michael Schnabel, Daniel Aslanian, Philippe Schnürle, Kai Berglar and Christian Reichert

## Introduction

Several reflection seismic data have been acquired along the continental margin off Morocco by different institutes. Additionally the deep crustal structure was studied during 3 Ifremer cruises (Figure 1-A).In this work we present the results of several marine seismic surveys, from Doukkala-Abda segment in the north to Essaouira-Agadir segment in the south.
The major purpose of this paper is to map variations in basement topography,study the sedimentary thickness variations, and investigate the correlation between deep crustal structure and the sedimentary cover to better understand the general processes of the evolution of the Atlantic basins off Morocco.

## Data and methods

The present study is based on the interpretation of a set of four seismic surveys, acquired along the NW Atlantic Moroccan margin. Two cruises of the French R/V L'ATALANTE (MIRROR cruises 2011) have collected two grids of seismic profiles, in a joint project of Ifremer, and BGR. The results of this paper are supported also by an interpretation of over 2138 km of reflection seismic lines collected during the Meteor survey M20/3 (1993) provided by the BGR, and the Conrad lines from (Holik et al., 1991) (Figure 1-B)
These data were interpreted with the Seismic Micro Technology's (SMT) Kingdom Suite software Version 8.5 package.

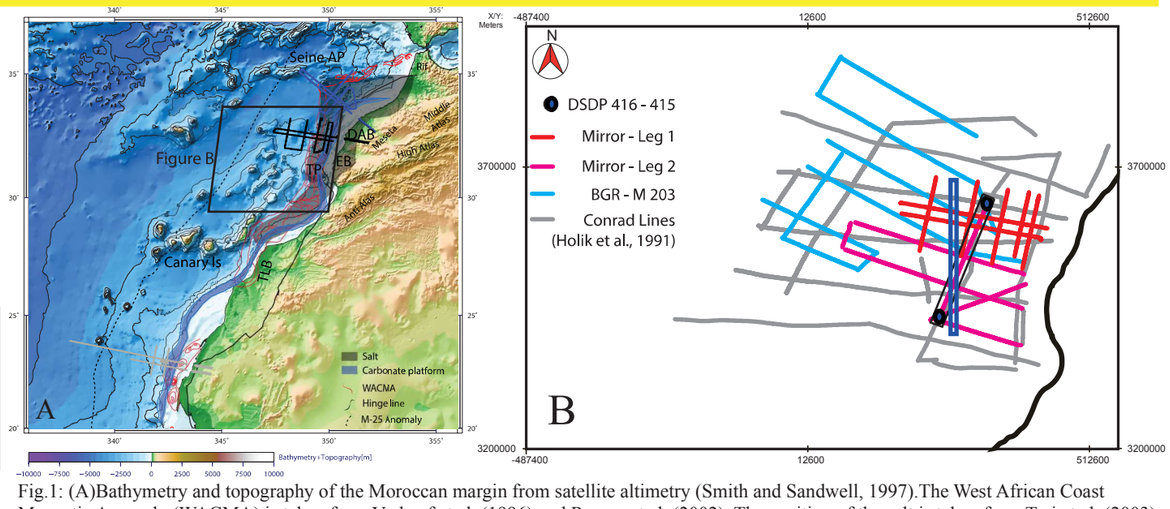
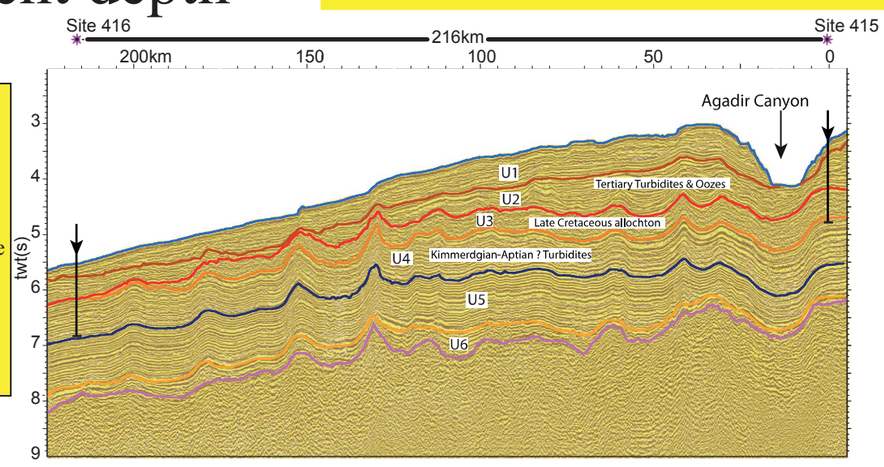



Fig.1: (A)Bathymetry and topography of the Moroccan margin from satellite altimetry (Smith and Sandwell, 1997).The West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA) is taken from Verhoef et al. (1996) and Roeser et al. (2002). The position of the salt is taken from Tari et al. (2003), Tari and Molnar (2005) and Sahabi et al. (2004) and that of the Hinge line from Sahabi et al. (2004) and Tari and Molnar (2005). The Jurassic carbonate platform is taken from Klitgord and Schouten (1986). Sedimentary basins are marked by abbreviations: DAB, Doukkala-Abda Basin; EAB, Essaouira-Agadir Basin; TLB, Tarfaya-Laâyoun Basin. The solid black lines mark the combined wide-angle and reflection-seismic profiles of the MIRROR cruise, the blue lines those of the SISMAR cruise, and gray lines those of the DAKHLA cruise.(B) Location of seismic lines.

## Sediment thickness & basement depth

Figure 2: Seismic section and interpretation of line BGR 11-202, located parallel to the margin, between DSDP Sites 415 and 416. Location of the line is indicated by the black rectangle (Figure 1-B). Six main units are identified from U1, to U6 units. Three units are dated based on hole 415 & 416.
The red horizon based on bulk-density and sonic logs (Price, 1980) corresponds to the contact of Paleocene pelagic and late Paleocene turbidites. Below, the red horizon corresponds to the late Cretaceous allochthon and the orange reflector is interpreted to be the base of the late Cretaceous. This horizon is, truncated by the red horizon south and west of site 416 in many profiles.
Drilling at Site 416 stopped a few meters short of the blue horizon. However based on (Price, 1980), the interval between the orange and blue horizons represents a Kimmeridgian to Aptian-Albian flysch and the yellow reflector is undated.



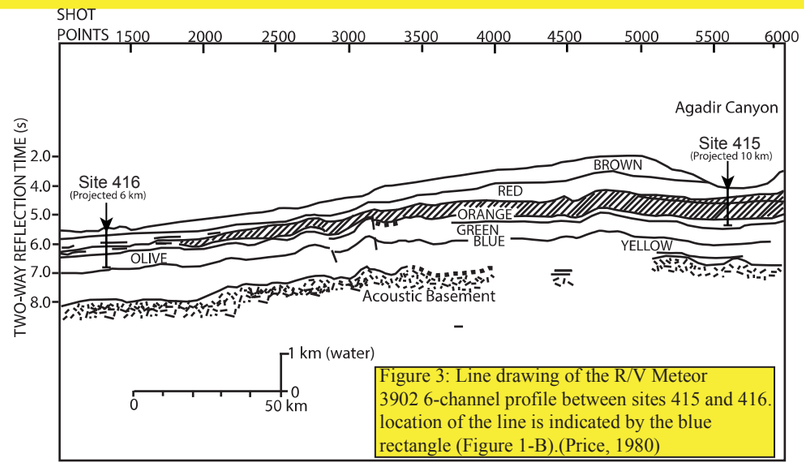
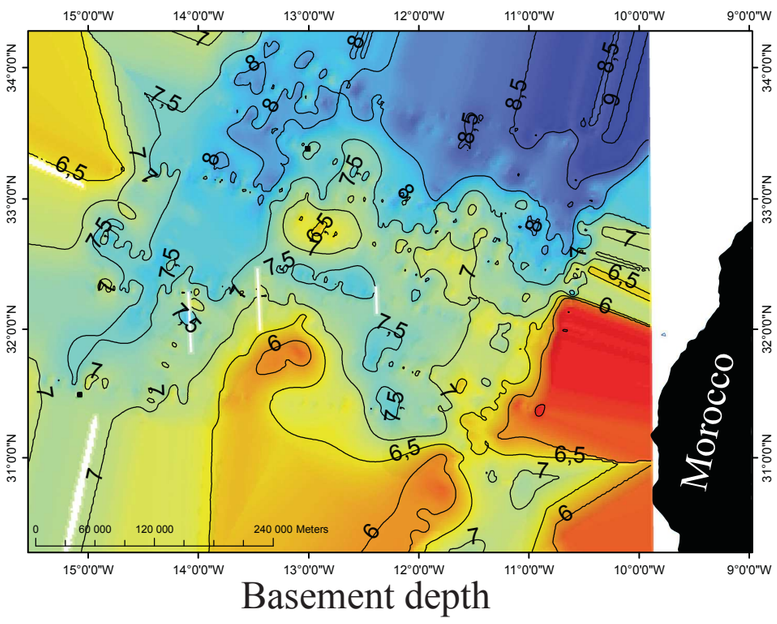
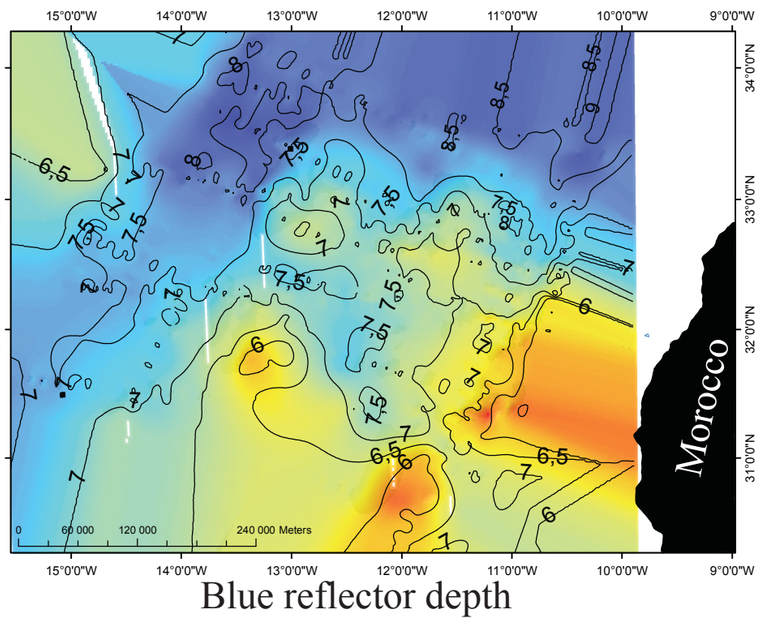



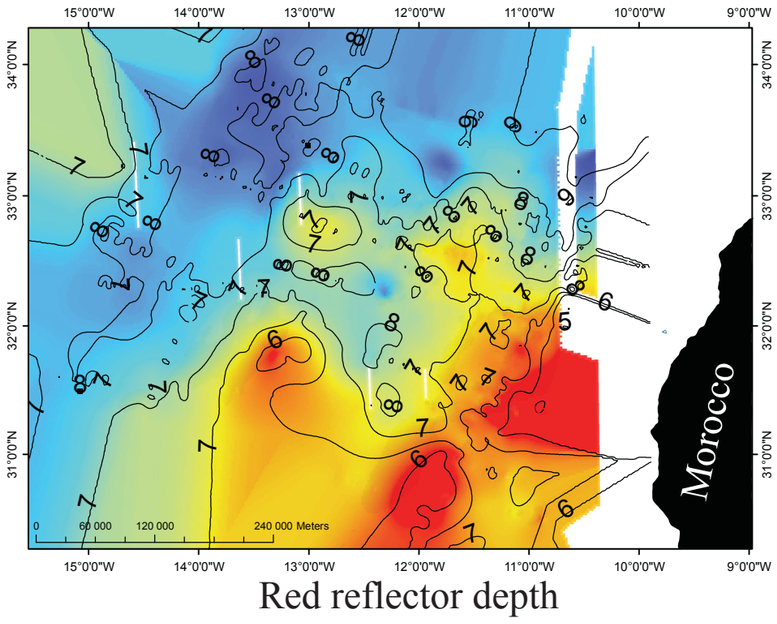

Figure 3: Line drawing of the R/V Meteor 3902 6-channel profile between sites 415 and 416. location of the line is indicated by the blue rectangle (Figure 1-B).(Price, 1980)



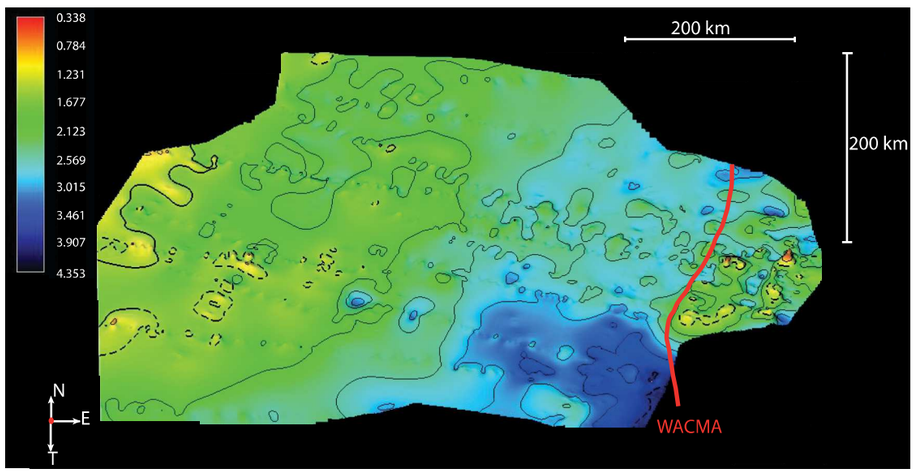

Basement depth




Blue reflector depth

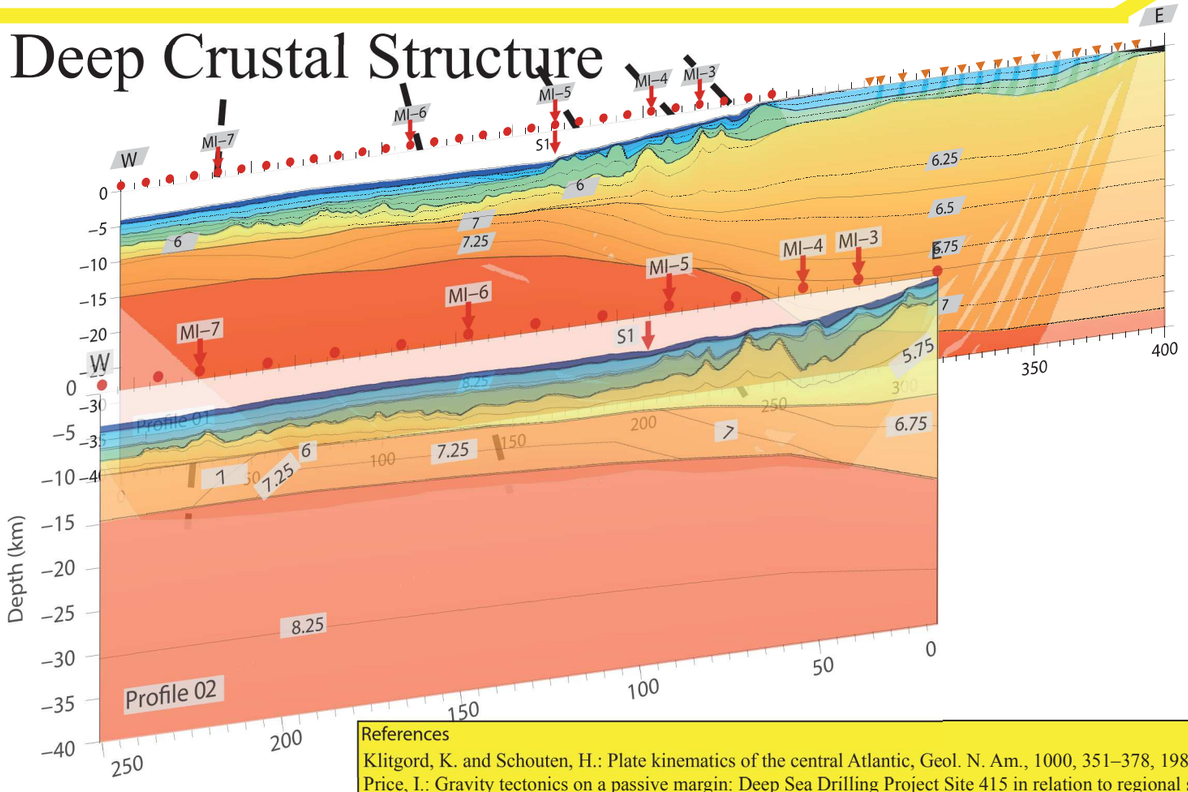


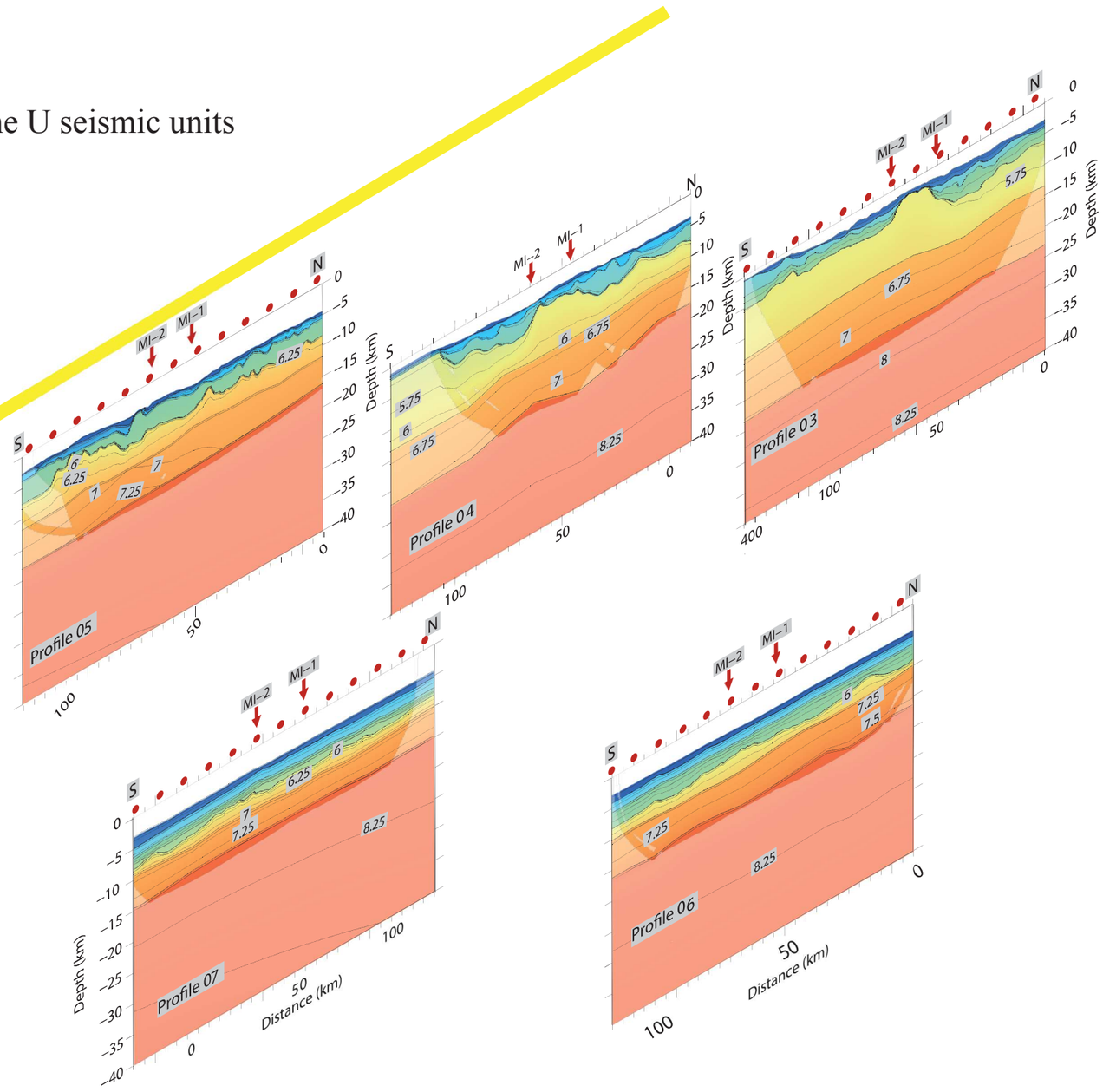

Red reflector depth




isopach map of the U seismic units

## Deep Crustal Structure




References
Klitgord, K. and Schouten, H.: Plate kinematics of the central Atlantic, Geol. N. Am., 1000, 351–378, 1986.
Price, I.: Gravity tectonics on a passive margin: Deep Sea Drilling Project Site 415 in relation to regional seismic data, Initial Rep. DSDP Wash.US Gov. Print. Off., 50, 759–771, 1980.
Roeser, H. A., Steiner, C., Schreckenberger, B. and Block, M.: Structural development of the Jurassic Magnetic Quiet Zone off Morocco and identification of Middle Jurassic magnetic lineations, J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012, 107(B10), EPM 1–1–EPM 1–23, doi:10.1029/2000JB000094, 2002.
Sahabi, M., Aslanian, D. and Olivet, J.-L.: Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central, Comptes Rendus Geosci., 336(12), 1041–1052, doi:10.1016/j.crte.2004.03.017, 2004
Smith, W. H. F. and Sandwell, D.: Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, Science, 277, 1956–1962, 1997.
Tari, G. and Molnar, J.: Correlation of syn-rift structures between Morocco and Nova Scotia, Canada, in Transactions GCSSEPM Foundation, 25th Ann. Res. Conf, pp. 132–150, SEPM., 2005.
Tari, G., Molnar, J. and Ashton, P.: Examples of salt tectonics from West Africa: a comparative approach, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 207(1), 85–104, doi:10.1144/GSL.SP.2003.207.5, 2003.
Verhoef, J., Roest, W. R., Macnab, R., Arkani-Hamed, J. and Members of the Project Team: Magnetic anomalies of the Arctic and North Atlantic oceans and adjacent land areas, Geol Surv Can. Open File, 3125, 1996.