HAL
open science

Le relief des Atlas Marocains : contribution des processus asthénosphériques et du raccourcissement crustal, aspects chronologiques.

Yves Missenard

To cite this version:

Yves Missenard. Le relief des Atlas Marocains : contribution des processus asthénosphériques et du raccourcissement crustal, aspects chronologiques.. Tectonique. Université de Cergy Pontoise, 2006. Français. NNT : . tel-00125775

HAL Id: tel-00125775

https://theses.hal.science/tel-00125775v1

Submitted on 22 Jan 2007

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.

UNIVERSITE DE CERGY-PONTOISE

THESE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE CERGY-PONTOISE

Discipline : Géologie – Sciences de la Terre

Présentée et soutenue publiquement
Par
Yves Missenard
Le 24 Novembre 2006

LE RELIEF DES ATLAS MAROCAINS : CONTRIBUTION DES PROCESSUS ASTHENOSPHERIQUES ET DU RACCOURCISSEMENT CRUSTAL, ASPECTS CHRONOLOGIQUES.

JURY

Dr. Michel Sébrier – Président (Université Paris VI)
Pr. Dominique Frizon de Lamotte – Directeur de thèse (Université de Cergy Pontoise)
Dr. Pascale Leturmy – Co-directeur de thèse (Université de Cergy Pontoise)
Pr. Peter Van der Beek – Rapporteur (Université Joseph Fourier, Grenoble)
Pr. Jean Van den Driessche – Rapporteur (Université Rennes 1)
Pr. Hermann Zeyen – Examinateur (Université Paris XI)
Pr. Giovanni Bertotti – Examinateur (Institute of Earth Sciences, Amsterdam)
Pr. Omar Saddiqi – Invité (Université de Casablanca)

Sur le soulèvement des montagnes…

« On répond à ces difficultées d'une manière plus naturelle, en admettant des dérangemens, des bouleversemens, dont je crois avoir prouvé l'existence lorsque j'en ai fait remarquer les vestiges. Il est vrai qu'il es plus aisé de les reconnôitre, que d'en découvrir les causes méchaniques, que d'en démêler les routes et d'en assigner les lois ; ce ne peut être que le fruit d'un grand nombre d'observations : que pourroit-on conclure de celles qui auront été faites dans un canton ou dans un pays particulier, qui ne fût sujet à être démenti ou contredit par celles qu'on fera ailleurs. »

M. L'Abbé de Sauvages, 1747

Résumé

L'objectif de cette thèse est l'étude des mouvements verticaux et la caractérisation des processus à l'origine de ces mouvements au sein d'une chaîne de montagnes intracontinentale. Les mécanismes contrôlant l'évolution de la topographie sont nombreux et encore mal connus. La chaîne du Haut Atlas marocain est située à plus de 600 km de la limite de plaque Afrique-Europe et supporte pourtant le deuxième sommet d'Afrique (Jbel Toubkal, 4165 m). L'absence de racine crustale développée sous la chaîne, conséquence d'un taux de raccourcissement assez faible (~20 km), implique donc l'existence d'un autre processus permettant de maintenir une telle topographie. La réalisation de profils géophysiques nous permet de montrer qu'un amincissement lithosphérique provoque un soulèvement d'environ 1000 m dans l'Anti-Atlas, le Haut Atlas Central, et le Moyen Atlas. Certains bassins d'avant-pays sont aussi affectés, comme les bassins du Souss, de Ouarzazate ou de Missour. La zone amincie est une bande d'orientation Nord-Est / Sud-Ouest recoupant les principaux domaines structuraux marocains et probablement la limite de plaque Afrique-Europe.
Le raccourcissement crustal est le deuxième mécanisme à l'origine du relief de cette chaîne. Une analyse structurale sur la base des données de terrain dans le Haut Atlas de Marrakech nous a permis de montrer l'existence d'une stratigraphie mécanique contrastée. Plusieurs niveaux de décollements potentiels y sont identifiés en particulier dans le Viséen, le Cambrien, le Trias et le Sénonien. L'héritage complexe de cette région, située à la limite entre les rifts Triasico-Liasiques Atlantique et Téthysien, contrôle leur activation sur les bordures de la chaîne. Celle-ci entraîne la formation de structures variées : zones triangulaires, plis secondaires (« rabbit ears »), imbrications. Un groupe basal rigide est distingué. Il inclut le Précambrien, et localement le Paléozoique et le Trias. Une coupe complète de la chaîne est présentée.
La chronologie de la déformation et l'âge de l'amincissement de la lithosphère sous la chaîne sont finalement discutés. Une analyse détaillée de la géologie de l'avant-pays sud du Haut Atlas de Marrakech est combinée aux résultats obtenus par comptage de traces de fissions pour proposer un scénario d'évolution. Une première phase de raccourcissement est identifiée à l'Eocène Supérieur – Oligocène. Au Miocène Inférieur – Moyen, la lithosphère est amincie et une phase de dénudation affecte l'ensemble de la chaîne et son avant-pays. Enfin, une dernière phase de raccourcissement a lieu au Plio-Quaternaire.

Abstract

This thesis focuses on the study of vertical movements and the characterization of the main processes controlling them in an intraplate mountain belt. The mechanisms at the origin of the relief evolution are numerous and still poorly known. The High Atlas belt of Morocco is situated at more than 600 km of the Africa-Europe plate boundary, and supports the second highest peak of Africa (Jebel Toubkal, 4165 m). The lack of a significant crustal root under the belt, a consequence of limited shortening (~20 km), implies that another process takes place to explain such elevations. Lithospheric cross-sections allow us to show that a lithospheric thinning explain 1000 m of topography in the Anti-Atlas, the Central High Atlas, the Middle Atlas. Some of the foreland basins are also affected, like the Souss, Ouarzazate and Missour basins. The thinned area is an elongated stripe running North East / South West and crossing over the main structural domains of Morocco and probably the Africa-Europe plate boundary.
The second mechanism explaining the High Atlas topography is the crustal shortening. We present a structural analysis on the basis of field data in the Marrakech High Atlas. The constrated mechanical stratigraphy is described, and numerous potential décollement levels are identified. They are mostly developed in the Visean, Cambrian, Triassic and Senonian units. The complex heritage of this area, situated between the Triassico-Liassic Atlantic and Tethyan rifts, controls their activation on the belt borders. They trigger the formation of various structures, such as tectonic wedges, rabbit ears folds, imbricate fans… A basal rigid group is distinguished, including the Precambrian rocks and locally the Paleozoic and Triasic series. A complete cross section of the belt is presented.
The chronology of the deformation and the age of the lithospheric thinning are finally discussed. We propose a scenario of the foreland evolution in the light of the available geological data combined with new results of fission track thermochronology. A first shortening phase occurred during Upper Eocene to Oligocene. The lithosphere is thinned between the Lower and the Middle Miocene, and a main erosionnal event affects the belt and its foreland. Finally, the crustal shortening starts again during Plio-Quaternary.

Remerciements

De nombreuses personnes ont pris part au travail présenté dans ce manuscrit, directement ou indirectement.

Directement d'abord. Il y a ceux qui m'ont proposé cette thèse en Juillet 2003, et qui m'ont apporté un soutien sans faille tout au long de ces trois années. Dominique Frizon de Lamotte a été à mes cotés à toutes les phases d'élaboration de ce travail. Il m'a apporté constamment une précieuse expertise scientifique. Sa connaissance des orogènes au sens large, de la géodynamique Méditerranéenne et du Maroc en particulier, sa disponibilité, et son optimisme quasi indéfectible ont été des ingrédients essentiels à l'aboutissement de ma thèse. Je tiens à lui témoigner toute ma sympathie, et mes sincères remerciements. Pascale Leturmy a elle aussi joué un rôle conséquent durant toutes les étapes de cette thèse. C'est grâce à ses compétences en tectonique que j'ai pu m'initier (Ô joie) aux plaisirs de la coupe équilibrée. Sur le terrain, elle m'a initié la géomorphologie. Enfin, c'est grâce à elle que j'ai découvert l'immense bonheur que procure l'extraction des réseaux hydrographiques et de leurs caractéristiques morphologiques ! Michel Sébrier, à Paris, est intervenu à chaque nouvelle étape pour nous apporter ses remarques critiques. Sa connaissance approfondie de la géologie marocaine et sa sagacité sur le terrain comme en laboratoire ont joué rôle capital jusqu'au dernier moment. A Orsay, Hermann Zeyen m'a donné l'occasion de découvrir les joies de la modélisation géophysique. Sans lui, c'est une grosse partie de ce manuscrit qui n'aurait pu voir le jour. Son expérience des processus lithosphériques sur d'autres régions du globe, comme de la géologie, nous a conduit à des discussions extrêmement enrichissantes. Jocelyn Barbarand, à Orsay toujours, a lui aussi accepté de prendre du temps pour me faire découvrir le comptage des traces de fission. Sa volonté de réunir étroitement géologie et thermochronologie et sa détermination m'ont permis d'obtenir les résultats présentés dans la dernière partie, et de mener à bien leur interprétation. Au Maroc, Omar Saddiqi à Casablanca a été présent tout au long de ce travail. Il nous a accueilli dès la première mission, et ce sont ses étudiants qui nous ont accompagné sur le terrain. C'est dans son laboratoire qu'ont été préparés les échantillons destinés à une analyse trace de fission, et je tiens à saluer ici en particulier Rachid El Mamoun. Omar n'a pas hésité à plusieurs reprises à nous offrir l'hospitalité aux départs et arrivées de missions. Sa détermination à obtenir des données d'âge trace de fission a été un véritable encouragement pour notre démarche. Pour tout cela, et pour sa gentillesse et sa sympathie, je me dois de le remercier chaleureusement.

Bien d'autres personnes sont intervenues pour permettre à ce manuscrit d'être ce qu'il est. Je tâcherais de ne pas en oublier… Nos amis et néanmoins collègues marocains ont été un précieux soutien, scientifique comme logistique. Mohamed Bennami et Mohamad Hafid nous ont aussi accompagné sur le terrain, sur le versant Nord du Haut Atlas. Ils ont partagés avec nous leur connaissance de la déformation atlasique, connaissance de terrain, expérience de l'interprétation des profils sismiques. Merci à eux ! Mostapha Zouine, de Rabat, ne doit pas être oublié. Son expérience de la géologie du Front Nord du Haut Atlas nous a permis d'aller à l'essentiel.

Au cours de cette thèse, il y eut aussi des essais, des approches qui n'ont malheureusement pas abouti, faute de temps, ou de résultats probants. Je pense à Carole Petit, à Paris VI, avec qui nous avons passé du temps à essayer de modéliser les effets dynamiques des processus asthénosphériques. Elle m'a aussi soutenu dans mes tentatives pour dompter le logiciel

GMT. Je tiens à remercier aussi Evguenii Burov, avec qui j'ai eu d'enrichissantes discussions là encore sur les interactions entre l'asthénosphère et la topographie.

Maintenant que les principaux intervenants de ce travail ont été salué, mes remerciements vont à ceux qui ont accepté de le juger, en particulier les deux rapporteurs, Peter Van der Beek et Jean Van den Driessche.

Pendant trois ans, chaque jour, j'ai eu la chance d'être entouré par les membres du Laboratoire de Géologie et d'Environnement de Cergy Pontoise. Je tiens à les remercier pour leur bonne humeur, leurs encouragements, les discussions et les moments de détentes que nous avons eu. Ce fut pour moi un réel plaisir de passer ces trois années au sein de leur équipe. Une mention spéciale pour les deux thésards restants, Nicolas et Matthieu : tenez bon !

Nombreux sont ceux qui ont contribués indirectement à ce travail. Je tiens particulièrement à remercier Antonio Benedicto, de l'université d'Orsay – Paris XI, sans qui je ne me serais sans doute jamais dirigé sur la voie de la géologie structurale. Il m'a suivi et encouragé pendant trois ans, avant mon arrivée à Cergy Pontoise. Il m'a appris les bases de sa discipline et m'y a donné goût. Merci à lui. Je n'oublie pas non plus les personnels du 504 qui, avant et pendant ma thèse, m'ont toujours témoigné leur sympathie. Myriam Julien et Geneviève Roche m'ont inlassablement ouvert les portes de la bibliothèque et de la cartothèque, que j'ai tout aussi inlassablement dépouillé de tout ce qui portait le mot « Maroc » - promis, je ramènerais tout. Merci aussi à Pierre Vergely, Bertrand Saint Bézar et Denis Sorel : qu'ils soient certains de toute mon amitié.

Enfin, il y a ceux qui étaient là pour me soutenir, quant je n'étais ni à Cergy, ni à Orsay, ni à Paris VI, ni au Maroc. Le premier tirage donne, dans le désordre et pour une valeur inestimable : ma famille dans son ensemble (père, mère, et conjoints ; frères, sœurs, et assimilés, cousins, cousines et divers…), Anita, Marie, Fred, Cyrille, Claire, le groupe de théâtre de la rue Dunois (Catherine, Lola et descendance). Que ceux qui n'apparaissent pas ici ne s'inquiètent pas : ils sortiront au deuxième tirage.

Sommaire

Résumé 5

Abstract 5

Remerciements 7

I. Introduction générale. 13

Un bref rappel sur l'histoire de l'étude des mouvements verticaux. 13
Objectifs de ce travail. 14
Méthodologie et collaborations. 16

I. Cadre géologique et géodynamique 17

I.1. Généralités – Le Maroc, un domaine à la fois « alpin » s.l. et « africain ». 19
I.1.1. Le Maroc Précambrien. 21
I.1.1.a. Stratigraphie du Précambrien marocain. 21
I.1.1.b. L'héritage structural lié à l'orogénèse Panafricaine. 25
I.1.2. Le Maroc Paléozoïque. 27
I.1.2.a. Le domaine Anti-Atlasique. 27
I.1.2.b. Le domaine Nord Marocain – les Mesetas. 30
I.1.3. Le Maroc Triasico-Jurassique : le rifting Atlasique. 34
I.1.2.a. Contexte géodynamique, état des connaissances. 34
I.1.2.b. Une coupe type des séries Mésozoïques des Atlas ; chronologie de la déformation. 36
I.1.2.c. L'héritage laissé par cette phase triasique. 38

I.2. Le Maroc Cénozoïque. 41
I.2.1. La convergence Afrique - Europe. 41
I.2.2. L'évolution Cénozoïque de la Méditerranée Occidentale. 44
I.2.2.A. Un scénario d'évolution possible. 44
I.2.2.B. Vers un consensus : l'apport des données de tomographie. 48
I.2.3. Et les Atlas… 51

II. Une composante lithosphérique dans la topographie des Atlas marocain : modélisation, quantification, origine. 57

II.1. Des indices d'une composante lithosphérique dans la topographie des Atlas : introduction. 59

II.2. Le relief des chaînes des Atlas marocains : origine crustale et asthénosphérique – Article 1. 63
Résumé 63
Abstract 64
1. Introduction 65
2. Geological setting 67
3. Method and data 68
4. Description of the Lithospheric cross-sections 74
5. Lithospheric thinning versus topography of the Moroccan Atlas. 76
6. Discussion 78
6.1 Geometry and origin of the thermal anomaly 78

6.2. Timing of onset of the mantle heating under the Moroccan Atlas system. 81
7. Conclusion 83

II.3. Complément : discussion sur l'origine de l'anomalie lithosphérique au Maroc. 85
II.3.1. Le massif du Hoggar, un bon analogue pour les Atlas ? 86
II.3.2. Des modèles possibles pour le massif du Hoggar… 91
II.3.2.a. Un rouleau convectif au contact de deux lithosphères d'épaisseurs différentes 91
II.3.2.b. De la délamination lithosphérique linéaire le long d'anciens accidents. 94
II.3.2.c. Le panache profond, une proposition en inadéquation avec les observations ? 94
II.3.3. Et pour le Maroc… ? 95

III. Le raccourcissement crustal, deuxième mécanisme générateur de relief. 97

III.1. Rappels bibliographiques, problématique. 99
III.1.1. L'approche structurale du Haut Atlas : premiers travaux et évolution. 99
III.1.2. Exemples de coupes récentes du Haut Atlas et divergences d'interprétations. 101

III.2. Sur le style tectonique du Haut Atlas de Marrakech (Maroc) : rôle de l'héritage et de la stratigraphie mécanique. 111
Résumé 111
Abstract 112
1. Introduction: 113
2. Geological setting and mechanical stratigraphy in the Marrakech High Atlas. 115
3. The role of the upper décollement (within silts and evaporites of Senonian age) 118
3.1 The upper décollement in the eastern Ouarzazate basin: development of an imbricate fan. 118
3.2 The upper décollement in the eastern Souss and western Haouz areas: development of "rabbit ears" secondary folds. 120
4. The role of the Lower Liassic décollement level 123
5. Décollements within the Paleozoic 126
6. The role of a basal rigid group during the Atlas orogeny. 127
7. Discussion and Conclusion 130

III.3 Les valeurs du raccourcissement : état des lieux. 135
III.3.1. Le raccourcissement : comment l'exprimer ? 135
III.3.2. Rappel des résultats obtenus sur les coupes disponibles dans le Haut Atlas Central. 137
III.3.3. Le raccourcissement dans le Haut Atlas de Marrakech. 141

IV. La topographie des bassins d'avant-pays : contrôles asthénosphériques et crustaux ; contraintes sur la chronologie. 147

IV.1. Contrôles asthénosphériques et crustaux sur la topographie de l'avant-pays Sud du Haut Atlas de Marrakech 149
IV.1.1. Préambule 149
IV.1.2. Multiple controls on the topography evolution: an example from the High Atlas foreland domains (Morocco) – Article 3 150
Résumé 150
Abstract 151
Introduction 152
I. Geological setting 154
II. Lithospheric effect on the relief 156
III. Additional tectonic and volcanic effects on the topography of the Siroua plateau 161
IV. Tectonic segmentation of the south Atlas foreland 164
IV.1. Main structures bordering the Siroua Plateau. 164
IV.2. The Siroua Plateau: a branching compressive relay? 166
Conclusion 172

Aknowledgements 172
IV.1.3. Synthèse et perspectives. 173

IV.2. Le problème récurent du calendrier : contraintes chronologiques sur l'exhumation, apport de la thermochronologie traces de fission 175
IV.2.1. Problèmes posés, rappels bibliographiques et méthodologie 175
IV.2.2. Les scénarii proposés 176
IV.2.3. Principe de la thermochronologie traces de fission 182
IV.2.4. Signification des âges obtenus 186
IV.2.5. Topographic evolution of a foreland domain and constraints on the development of the associated mountain belt: example from the High Atlas, Morocco – Article 4 187
Résumé 187
Abstract: 188
1. Introduction 189
2. Geological setting 190
3. Sampling 192
4. Methodology 194
5. Results and discussion 194
5.1. Direct implication: a major denudation phase during Miocene, related to astenospheric processes. 197
5.2. A possible scenario for the south foreland of the High Atlas 200
Conclusion 204
Acknowledgments 205
IV.2.6. Intégration au cadre géodynamique de la Méditerranée Occidentale 206

Conclusion générale ***213***

Références ***221***

I. Introduction générale.

Le travail présenté dans ce mémoire est l'aboutissement de trois ans de travail au sein du Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement (CNRS UMR 7072) de l'Université de Cergy Pontoise. Lorsque le sujet m'a été proposé en Juillet 2003 par Dominique Frizon de Lamotte et Pascale Leturmy, plusieurs axes de recherche m'ont été présentés autour d'une thématique globale sur les mécanismes de croissance du relief dans une chaîne intracontinentale. Le choix du site d'étude s'est porté sur **les chaînes des Atlas marocains**, qui constituaient un terrain connu pour les membres du laboratoire.

Les chaînes des Atlas marocains incluent trois principaux systèmes, dont l'histoire géologique sera décrite dans la *première partie de ce manuscrit*. Du Nord au Sud, on distingue : le Moyen Atlas, le Haut Atlas et l'Anti-Atlas. Les altitudes de ces trois chaînes dépassent respectivement 2000m, 4000m et 2000m, et ce à plusieurs centaines de kilomètres (voire plus de 600 pour l'Anti Atlas) de la frontière de plaque Afrique/Europe située au Nord, dans le système Tell Rif. C'est dans ce contexte clairement **intraplaque** que s'est posé la question de **l'origine d'une telle topographie**.

Un bref rappel sur l'histoire de l'étude des mouvements verticaux.

D'un point de vue historique, l'étude des mouvements verticaux a connu des hauts et des bas. Nous emprunterons à François Ellenberger ce bref rappel épistémologique. Dès 1723, Gautier, puis l'Abbé de Sauvages en 1747, affirment la réalité de mouvements verticaux du sol. Cette idée ne sera totalement acceptée dans les années 1810 à 1830. Dès lors, de multiples mécanismes seront proposés : affaissement lié au poids des sédiments (Elie de Beaumont, James Hall), transmission hydrostatique latérale des pressions depuis les aires chargées vers les aires en voie de soulèvement (Hershell), gonflement de l'écorce terrestre (Pratt, 1855), formation par compression de « géanticlinaux » et « géosynclinaux » (Dana)…

C'est dans les années 1870 à 1890 qu'un tournant est franchi. En 1890, sur la base d'observation dans les plateaux du Colorado, Gilbert propose l'existence de deux types de mouvements verticaux. Il définit l'épirogénèse (« epeirogenic movements »), qu'il oppose à l'orogénèse. Cette épirogénèse décrit selon lui des mouvements de grande ampleur, de larges

gonflements à l'origine des continents, des plateaux, des bassins océaniques et intra-continentaux.

Cette notion sera largement reprise par la suite, avec entre autre Hans Stille qui en 1924 détaille les effets de l'épirogénèse. Celle-ci laisse intacte la structure, se poursuit pendant de longues périodes géologiques, est de grande ampleur et indépendante des structures préexistantes. L'orogénèse, elle, se produit par crises épisodiques et modifie la structure du sous-sol.

Par la suite, l'avènement de la Théorie de la tectonique des plaques focalisera l'attention et mettra en avant les mouvements horizontaux. F. Ellenberger le souligne en 1974 dans une note consacrée à l'épirogénèse : cette théorie, « malgré tout ce qu'elle apporte de fondamentalement nouveau et d'extrêmement fécond (…), ne nous propose guère d'explications vraiment convaincantes du fait universel de l'épirogénèse ». Il écrira dans cette même note et de façon presque prophétique : « *La cause immédiate du soulèvement moderne (...) de l'Atlas est également moderne. Un phénomène général inconnu est récemment intervenu (et est encore en cours) pour activer le tréfonds en allégeant la « racine » déjà existante de la chaîne ou le manteau supérieur sous-jacent* ».

Objectifs de ce travail.

Peu de temps avant le début de cette thèse, des travaux récents ont permis de mettre en évidence l'existence d'une **lithosphère fortement amincie** sous le Haut Atlas Central (Seber et al., 1996 ; Frizon de Lamotte, 2004 ; Zeyen et al., 2005 ; Teixell et al., 2005). Plusieurs questions se posaient au vu de ces premiers résultats :

1. Quelle est la géométrie de cet amincissement lithosphérique à l'échelle du Maroc ?
2. Quel est son effet sur la topographie des chaînes Atlasiques ?
3. Quel est son âge ? Quel est le processus qui contrôle cet amincissement ?

Ce sont ces trois points qui feront l'objet de *la deuxième partie de ce manuscrit*. Nous verrons que cet amincissement, qui constitue un moteur essentiel de l'origine du relief du Maroc, n'explique que partiellement une topographie aussi élevée dans les chaînes, et qu'un autre moteur doit être identifié et caractérisé.

La géologie des chaînes Atlasiques a déjà fait l'objet de nombreuses observations, et il est connu depuis le temps des « pionniers » qu'il s'agit de systèmes compressifs, que l'on relie aujourd'hui à la convergence entre Europe et Afrique. **Le raccourcissement crustal** associé à cette convergence constitue un second paramètre générateur de relief. De nombreux travaux récents en géologie structurale se sont attachés à décrire le style de la déformation, pour l'essentiel dans les régions du Moyen Atlas, du Haut Atlas Central, ou du Haut Atlas Occidental, où la couverture Méso-Cénozoique est bien développée. La **région du Haut Atlas de Marrakech**, où affleurent essentiellement les unités Paléozoïques ou plus anciennes, fut ainsi relativement délaissée. Nous avons donc choisi de focaliser notre étude sur cette région pour y caractériser le raccourcissement, en répondant aux questions suivantes :

1. Comment la déformation s'exprime-t-elle et quels sont les niveaux de décollements principaux qui la contrôlent ?
2. Quelles sont les unités qui constituent le « socle rigide » de la chaîne ?
3. Peut on établir une cinématique et déterminer la chronologie des évènements Cénozoïques ?

Nous tenterons d'y répondre dans *la troisième partie de ce manuscrit*. Les différents niveaux de décollements et les structures qui leurs sont associés seront décrits dans le détail. Nous montrerons que les unités Précambriennes constituent des blocs rigides et qu'un passage d'une tectonique de couverture à une tectonique de socle peut être démontré sur les bordures de la chaîne. Deux phases de déformation sont identifiées, séparées par une phase de relative quiescence tectonique.

Ainsi, après avoir décrit deux moteurs à l'origine du relief des chaînes des Atlas, l'étude portera **la morphologie de l'avant-pays sud du Haut Atlas**. En effet, ce dernier présente des variations morphologiques très prononcées : à l'Ouest, le bassin du Souss est légèrement subsident et à des altitudes modérées (entre 0 et 600 m) ; à l'Est, le bassin de Ouarzazate est perché à plus de 1000 m et soumis à l'érosion ; enfin, entre ces bassins, et pourtant à la même position structurale vis-à-vis du Haut Atlas que les deux bassins, le plateau du Siroua constitue un haut de socle Précambrien supportant le volcan Mio-Pliocène Siroua et culminant à 3200 m. La *quatrième partie de ce manuscrit* sera consacrée à comprendre pourquoi, en face des plus hauts sommets de l'Afrique du Nord (Jbel Toubkal, 4165 m), l'avant pays présente des variations morphologiques aussi marquées, et pourquoi, en face des plus hauts sommets de la

chaîne, le bassin attendu est remplacé par un haut de socle. Pour répondre à cette question que s'était déjà posé G. Choubert en 1942, dans une note intitulée explicitement « Signification tectonique du seuil du Siroua et du bloc oriental du Massif Central du Haut Atlas », trois questions seront abordées :

1. Quel est l'effet de l'amincissement lithosphérique sur l'avant-pays du Haut Atlas ?
2. Quel effet l'héritage structural a-t-il sur l'expression du raccourcissement ?
3. Le volcan du Siroua joue-t-il un rôle dans cette topographie ?

Nous verrons comment les deux processus caractérisés précédemment (amincissement lithosphérique et raccourcissement crustal) se combinent sur **cet exemple régional**, où vient s'ajouter une composante liée au volcan Siroua lui-même.

Enfin, la question de **l'âge des mouvements verticaux** sera abordée. Nous verrons comment les résultats obtenus sur les mécanismes à l'origine de la segmentation de l'avant-pays, combinés à une étude thermochronologique par traces de fission, ont permis de contraindre l'évolution de la topographie de la bordure de la chaîne dans le temps. Ces résultats nous amèneront à confirmer l'âge de l'amincissement de la lithosphère identifié dans le chapitre II, et à contraindre l'âge deux phases tectoniques majeures.

Méthodologie et collaborations.

Pour répondre à ces questions, plusieurs approches ont été mises en œuvre. La caractérisation de la lithosphère marocaine a été réalisée grâce aux modèles géophysiques développés par Hermann Zeyen à l'Université Paris Sud - Orsay. L'étude structurale est l'aboutissement de près de 2 mois et demi de travail sur le terrain, sur les fronts Nord et Sud du Haut Atlas de Marrakech, qui n'auraient pas été possible sans le soutien d'Omar Saddiqi (Université Ait Ain Chock, Casablanca), de Mohamad Hafid et Mohamed Bennami (Université de Kénitra). Enfin, la thermochronologie a pu être réalisée grâce, là encore, à Omar Saddiqi et ses étudiants pour la préparation des pastilles, et Jocelyn Barbarand à l'Université Paris Sud – Orsay, qui m'a enseigné les rudiments du comptage.

I. Cadre géologique et géodynamique

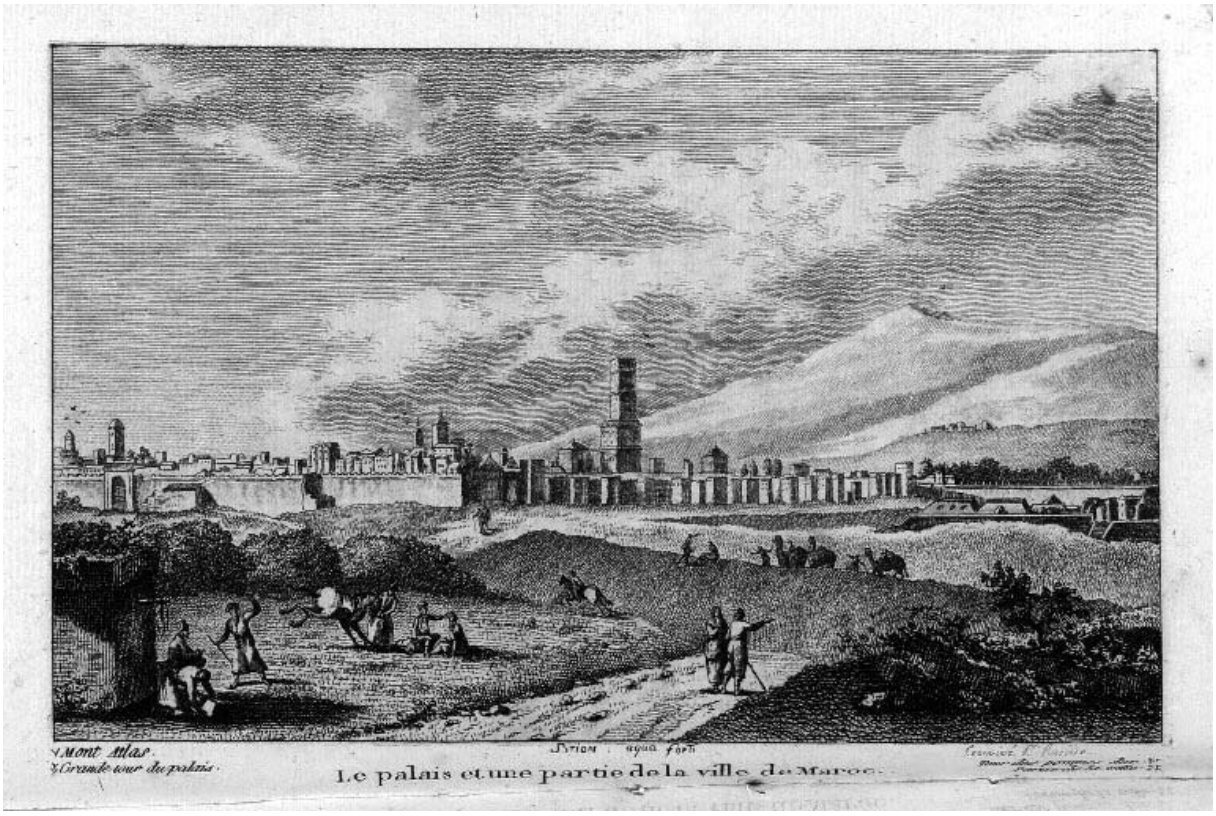


Planche 1. « Le palais et une partie de la ville de Maroc » par Brion de la Tour en 1790. Le Haut Atlas est figuré sur la droite. Source BNF.

I.1. Généralités – Le Maroc, un domaine à la fois « alpin » s.l. et « africain ».

Le Maroc est situé à l'extrémité Nord-Ouest de la partie continentale de la plaque Africaine. Cette plaque présente plusieurs spécificités :

- elle est entourée à **90% de dorsales océaniques**, à l'exception de son bord Nord (depuis le Maroc à l'Ouest jusqu'à l'Egypte à l'Est), qui subit directement les conséquences de la convergence Cénozoïque Afrique-Europe.

- sa structuration est ancienne, puisque la plaque Africaine est constituée d'un assemblage de blocs cratoniques agglomérés pour l'essentiel pendant le Protérozoïque, et **pénéplanés au début du Phanérozoïque** (De Wit et al., 2001).

Alors que les reliefs principaux des autres plaques sont contrôlés essentiellement par les systèmes tectoniques compressifs (par ex. Andes, Himalaya, Tibet, Alpes), on pourrait s'attendre à ce que la topographie africaine soit peu développée. Elle est pourtant l'une des plus élevée du globe et présente une diversité morphologique marquée (Fig. I.1.). Pourtant, le seul élément de la topographie africaine pouvant être associé **clairement à un régime compressif est le système des Atlas**, qui apparaît donc ici comme une exception au sein de cette plaque.

L'Afrique de l'Ouest (Fig. I.2.), à laquelle appartient le Maroc, montre des signes d'activité Cénozoïque se manifestant par un abondant magmatisme accompagné de bombements topographiques (massifs du Hoggar, du Tibesti, de l'Aïr). L'origine de ces manifestations est actuellement encore débattue (Dautria et al., 2005) mais différents arguments, en particulier géophysiques, permettent de mieux la contraindre. Ils seront discutés en détail dans la section II.3. La localisation de ces manifestations sur les bordures du Craton Ouest Africain (West African Craton, WAC) et des métacratons voisins, à l'aplomb de linéaments tectoniques majeurs hérités du Panafricain et du Mésozoïque, semble indiquer un contrôle lithosphérique majeur. Au Maroc, un magmatisme tout à fait similaire en âge comme en chimie se manifeste : dans l'Anti-Atlas, avec les massifs du Siroua et du Sarrho, et dans le Moyen Atlas. Ainsi, une **composante asthénosphérique** à l'origine du relief marocain ne peut être exclue.

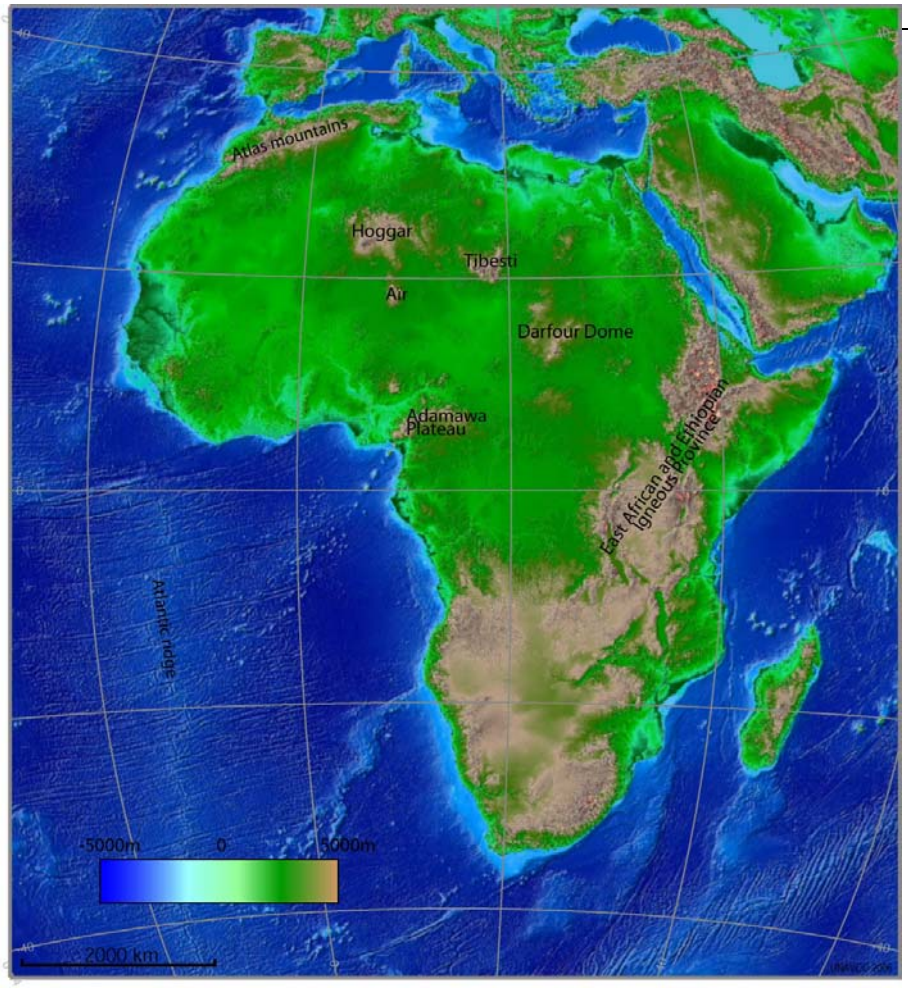


Figure I.1. Carte topographique et bathymétrique de la plaque Afrique (données GTOPO30, ETOPO5) illustrant la diversité du relief de ce continent.

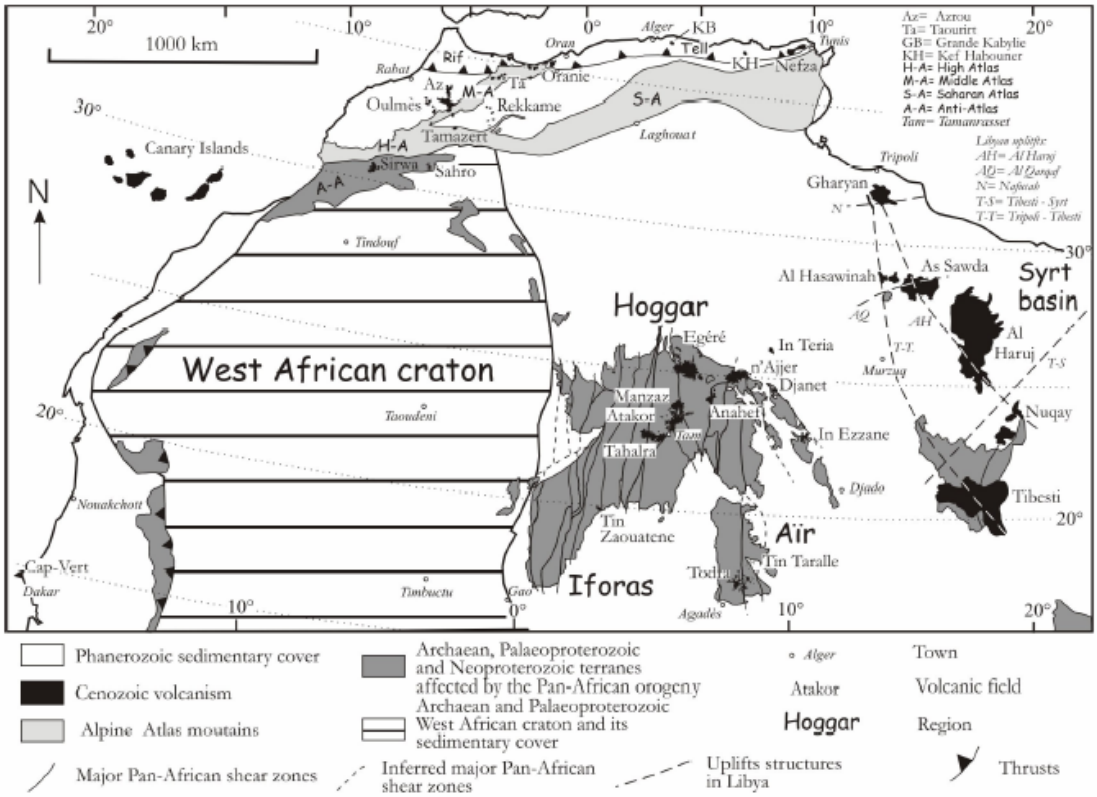


Figure I.2. Carte géologique simplifiée de l'Afrique du Nord-Ouest illustrant les différentes provinces magmatiques Cénozoïques. Modifié d'après Liégeois et al., 2005.

Ainsi le Maroc appartient-il à une région clef, soumise à la fois au **raccourcissement** dû à la collision Afrique - Europe, et à des **processus lithosphériques** similaires à ceux du domaine Ouest-Africain. Dans le cas du raccourcissement, nous verrons qu'il est accommodé essentiellement par l'inversion de bassins Mésozoïques. Les mécanismes lithosphériques semblent quant à eux être contrôlés par des structures héritées plus anciennes.

L'héritage géologique joue donc un rôle considérable dans la structuration et la morphologie actuelle du Maroc. Nous allons nous attacher dans cette partie à le décrire brièvement, depuis le Précambrien jusqu'à l'actuel.

I.1.1. Le Maroc Précambrien.

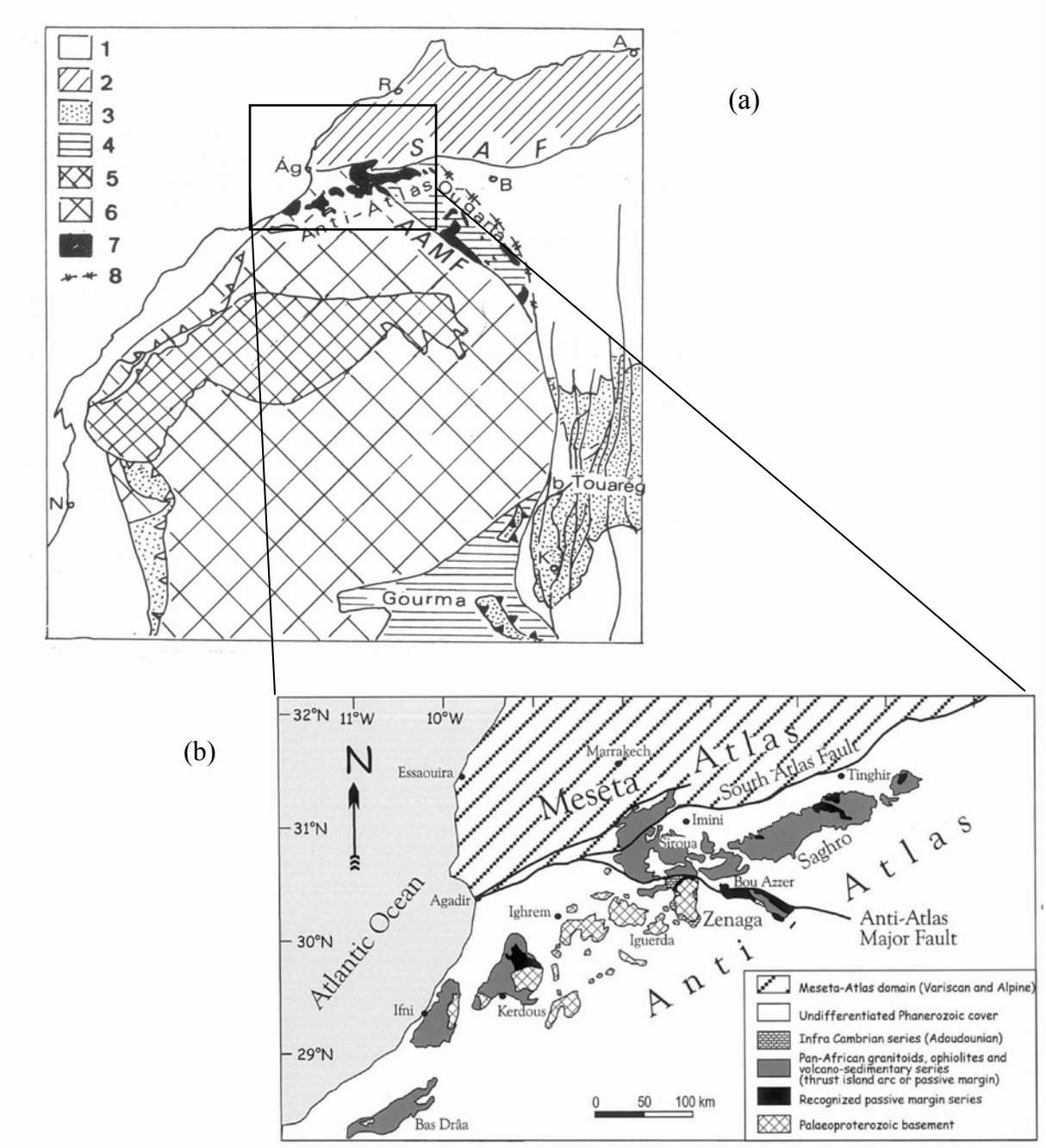
I.1.1.a. Stratigraphie du Précambrien marocain.

Au Maroc, le Précambrien affleure au sein de boutonnières situées pour l'essentiel dans l'Anti-Atlas (Fig. I.3), et dans le Haut Atlas de Marrakech.

Jusqu'à la fin des années 1990, la nomenclature utilisée était celle proposée par Choubert, 1963. Trois ensembles majeurs y étaient distingués : le Précambrien I (PI), correspondant à l'Archéen ; le Précambrien II (PII), correspondant au Néoprotérozoique inférieur et moyen et le Précambrien III (PIII), correspondant au Néoprotérozoique supérieur. Chacune de ces unités était divisée en séries. Récemment, Thomas et al., 2004, ont proposé une nouvelle nomenclature, basée sur une approche lithostratigraphique et conforme aux recommandations de l'International Union of Geological Sciences. Un socle et deux « supergroupes » ont été distingués (voir colonne lithostratigraphique synthétique, fig. I.4.).

Le **socle paléoproterozoïque** correspond aux reliques de l'orogénèse Eburnéenne qui a affecté fortement le craton Ouest-Africain. Il affleure particulièrement bien dans la boutonnière de Zenaga (Fig. I.3b), où il apparaît sous la forme d'un ensemble de schistes, paragneiss et migmatites interprété comme étant un ensemble volcano-sédimentaire poly-métamorphisé. Plusieurs âges ont été obtenus par la méthode U/Pb sur zircon, tous entre 2000 Ma et 2300 Ma (Aït Malek et al., 1998 ; Thomas et al., 2002 ; Walsh et al., 2002).

Figure I.3. (D'après Ennih et Liégeois, 2001)
a. Carte schématique du craton Ouest-Africain replaçant l'Anti-Atlas dans son contexte régional.
1. Couverture phanérozoïque peu ou pas déformée. 2. Domaines Alpin et Hercynien. 3. Domaine panafricain et nappes. 4. Aulacogène du Néoprotérozoïque inférieur. 5. Bouclier Réguibat. 6. Craton Ouest Africain. 7. Affleurements de Précambrien de l'Anti-Atlas et de l'Ougarta. 8. Anomalie gravimétrique de la Saoura.
SAF : South Atlas Fault ; AAMF : Anti-Atlas Major Fault ; A. Alger, R. Rabat, Ag. Agadir, N. Nouakchott, B. Bechar, K. Kidal.
b. Carte des principales boutonnières de l'Anti-Atlas.



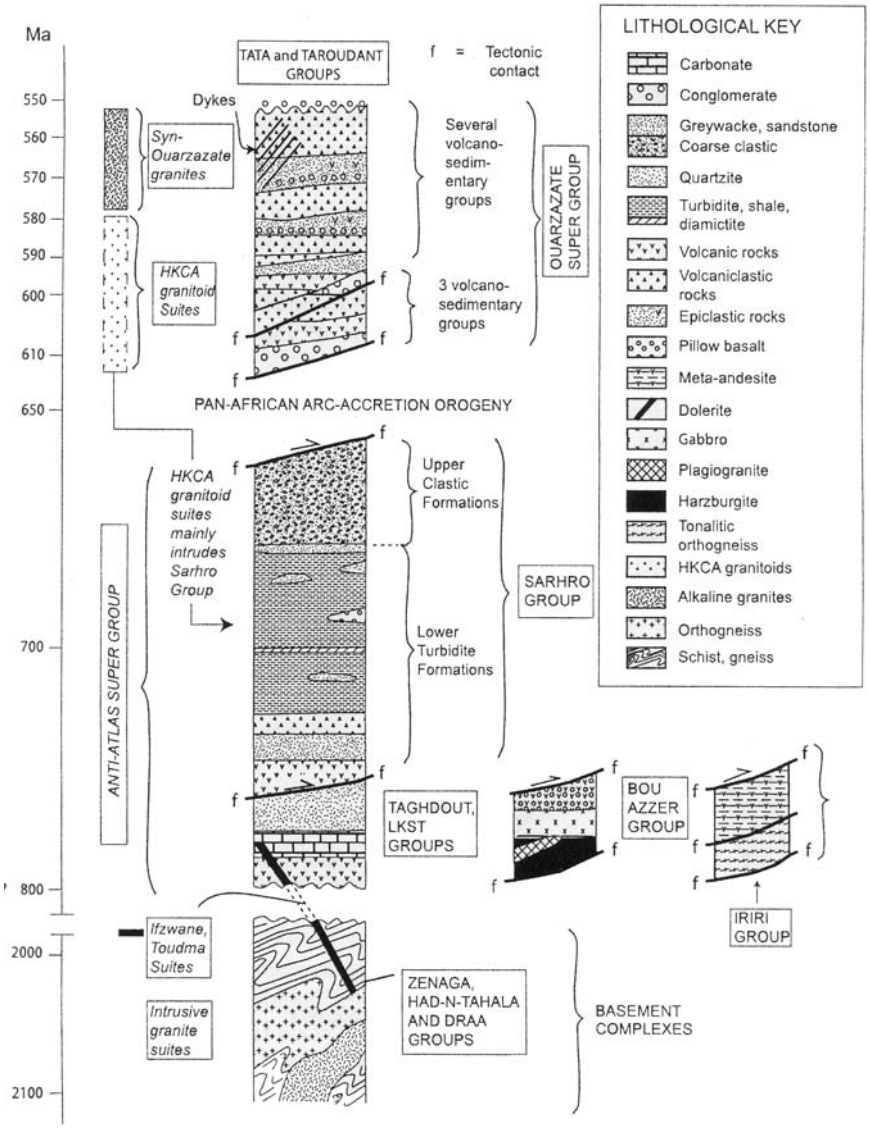


Figure I.4. Colonne lithostratigraphique des supergroupes et groupes identifiés dans l'Anti-Atlas. D'après Thomas et al., 2004.

Sur ce socle repose le **supergroupe de l'Anti-Atlas**, qui couvre une période allant de 800 Ma à environ 680 Ma. Il reflète l'ensemble d'un cycle extension – océanisation – subduction. Sa base présente d'importantes variations latérales de faciès, et trois groupes sont distingués :

1) Le groupe de Taghdout (anciennement appelé groupe de Bleïda par Thomas et al., 2002) affleure au Nord de la boutonnière de Zenaga (Fig. I.3b). Il repose directement sur le socle paléoprotérozoique et représente l'enregistrement d'une sédimentation sous faible tranche d'eau à l'arrière d'une marge passive, avec une séquence de basaltes, argiles, dolomies et quartzites de près de 1500 m d'épaisseur.

2) Le groupe de Bou Azzer correspond au cortège ophiolitique des boutonnières de Bou Azzer et du massif du Siroua (Fig. I.3b). Il inclut toutes les roches associées à un plancher

océanique : harzburgites, gabbros, dykes, pillow-lavas. L'ensemble est systématiquement décollé du socle et a été tectoniquement transporté.

3) Le groupe d'Iriri comprend un ensemble de roches formées dans un contexte d'arc insulaire lié à la subduction d'une croûte océanique au Nord du Craton Nord Africain : schistes, orthogneiss et migmatites principalement. Ce groupe est lui aussi en position allochtone.

Au dessus de ces trois unités basales du supergroupe de l'Anti-Atlas se trouve le **groupe du Sahro**. Il est constitué d'une très importante série de flyschs turbiditiques associée à des faciès volcaniques et volcano-sédimentaires à la base, passant ensuite à des roches uniquement détritiques, le tout reflétant des faciès de bassin océanique. L'épaisseur initiale de ces séries est supposée supérieure à 8000 m. Le passage à des roches détritiques marque un changement géodynamique majeur depuis un système en extension, avec océanisation, à un système en compression, correspondant à l'orogenèse panafricaine dont le paroxysme est daté à 660 Ma (Thomas et al., 2002).

La sédimentation cesse ensuite dans l'Anti-Atlas pendant près de 45 Ma, entre 660 et 615 Ma, pour reprendre avec le **supergroupe de Ouarzazate**. Ce supergroupe est constitué d'une succession de groupes incluant des séries volcaniques, volcano-détritiques, et détritiques grossières, qui couvrent une surface de plus de 60 000 km^2. Dans le détail, il s'avère extrêmement complexe, avec des formations très diversifiées, et intrudés par de nombreux granitoïdes alcalins. Les âges obtenus sur ces séries montrent que cet épisode d'activité tectono-magmatique s'est déroulé entre 575 et 550 Ma (Midfdal et Peucat, 1985 ; Thomas et al., 2002 ; Walsh et al., 2002).

Enfin, à la fin du Précambrien et jusqu'au Cambrien, les séries post-orogéniques carbonatées et détritiques dites « Adoudouniennes » recouvrent tout le domaine Anti-Atlasique.

Ainsi, au Maroc, les séries Précambriennes enregistrent un cycle complet d'ouverture et de fermeture océanique à la marge Nord du Craton-Ouest Africain. Un tel cycle a, d'un point de vue structural, laissé un héritage marqué (et encore discuté) qui influence encore la déformation actuelle.

I.1.1.b. L'héritage structural lié à l'orogénèse Panafricaine.

Les modalités de cette crise orogénique ont été largement débattues ces dernières années. On distinguait jusqu'à récemment deux domaines principaux, séparés par un accident très important : **la faille majeure de l'Anti-Atlas**, ou Anti-Atlas Major Fault (AAMF – Fig. I.3). De part et d'autre de cet accident, on trouve : au Sud Ouest les roches du socle éburnéen (2000 Ma), et au Nord Est le socle panafricain (700-600 Ma). Certains auteurs (Leblanc et Lancelot, 1980 ; Saquaque et al., 1989 ; Fekkak et al., 1999) ont ainsi proposé que les séries volcano-détritiques situées au Nord de la faille majeure de l'Anti-Atlas aient appartenu à un continent situé originellement plus au Nord et accrété lors de cette phase orogénique panafricaine.

Cette conception est actuellement remise en cause. En effet, de nouvelles corrélations lithostratigraphiques, ainsi que de nouvelles datations, ont permis de montrer que les séries turbiditiques situées de part et d'autres de l'AAMF appartiennent à un même système de marge passive (Nachit et al., 1996 ; Thomas et al., 2004). La faille majeure de l'Anti-Atlas ne correspondrait alors plus à une suture majeure entre deux continents, et Ennih et Liégeois, 2001, proposent qu'elle représente l'accident bordier d'un aulacogène situé sur la bordure Nord du Craton Ouest-Africain.

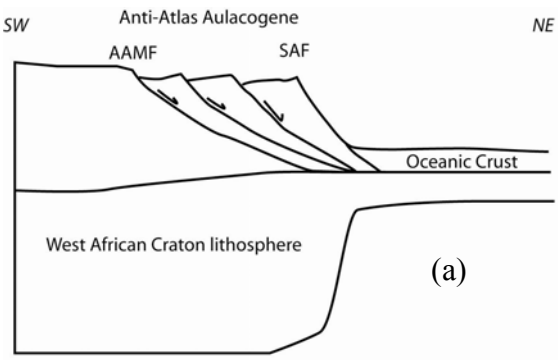
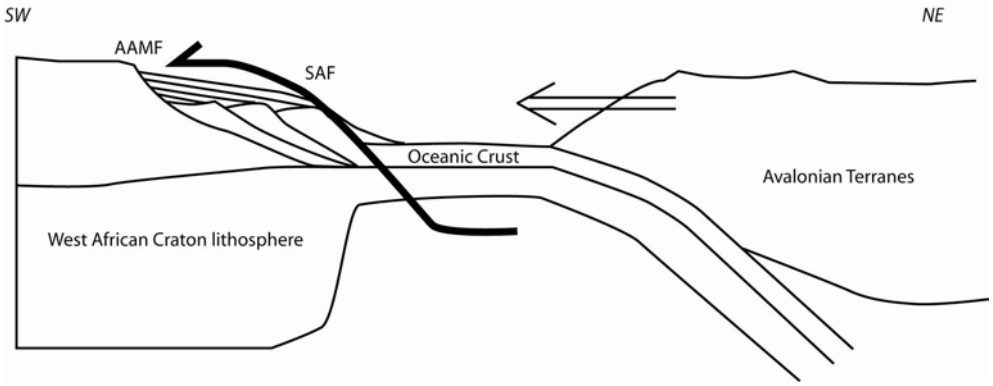


Figure I.5.
(a). Coupe SW-NE le long de la bordure Nord du Craton Ouest Africain. La limite du craton est matérialisée par le Front Sud Atlasique (SAF). Un aulacogène se développe sur cette bordure au début du Protérozoïque. Il est limité au SW par la faille majeure de l'Anti-Atlas. (b). A environ 685 Ma, l'accrétion des terranes Avaloniens provoque l'obduction de matériel océanique sur l'aulacogène. Modèle d'après Ennih et Liegeois, 2001.



La figure I.5 illustre schématiquement le modèle suggéré par Ennih et Liégeois, 2001. Dans un premier stade, l'Anti-Atlas correspond à la bordure Nord du craton Ouest-Africain, qui s'étend jusqu'au front Sud-Atlasique. Un aulacogène se développe au début du Protérozoïque (Fig. I.5.a), puis vers 685 Ma, des fragments de croûte océanique sont charriés sur l'aulacogène (Fig. I.5.b). Durant l'orogénèse panafricaine (entre 685 et 585 Ma), les terranes Avalonia et Cadomia sont accrétés le long du Front Sud Atlasique. L'Anti-Atlas, en raison de son épaisse racine lithosphérique de type cratonique (Black et Liégeois, 1993), ne subit pendant cette période ni déformation, ni métamorphisme, ces phénomènes étant localisés plus au Nord. Entre 585 et 560 Ma, un important magmatisme se développe dans l'Anti-Atlas en réponse à la phase paroxysmale de l'orogénèse panafricaine, avec le collage à l'Est des terranes du bouclier Touareg (Fig. I.3.a).

Cette interprétation a plusieurs conséquences majeures :

- L'accommodation de la déformation pendant cette phase doit être recherchée plus au Nord, **le long du Front Sud-Atlasique** (Fig I.3), qui devient dès lors la structure lithosphérique panafricaine majeure au Maroc.
- La faille majeure de l'Anti-Atlas n'est plus la limite Nord du craton Ouest Africain, mais une **faille intra-cratonique,** d'échelle crustale.
- La superficie du craton Ouest-Africain est de facto augmentée de **100 000 km^2**.

En conclusion, l'épisode panafricain laisse en héritage deux éléments structuraux dominants : le **Front Sud-Atlasique**, qui sépare les terranes du Nord du Maroc de ceux du Craton Ouest-Africain, et la **Faille Majeure de l'Anti-Atlas**, faille bordière de l'aulacogène d'échelle crustale.

I.1.2. Le Maroc Paléozoïque.

Au début du Paléozoïque, le Maroc est donc constitué d'une partie cratonique au Sud du Front Sud-Atlasique (régions de l'Anti-Atlas, du bassin de Tindouff, de l'Ougarta ; Fig. I.6.), et de terranes accrétés durant l'orogénèse Panafricaine au Nord (Smith, 1999 ; Fig. I.6.). Ces deux régions seront affectées très différemment par les événements varisques (= hercyniens), et nous verrons que ces derniers laisseront un héritage structural déterminant dans le domaine Nord.

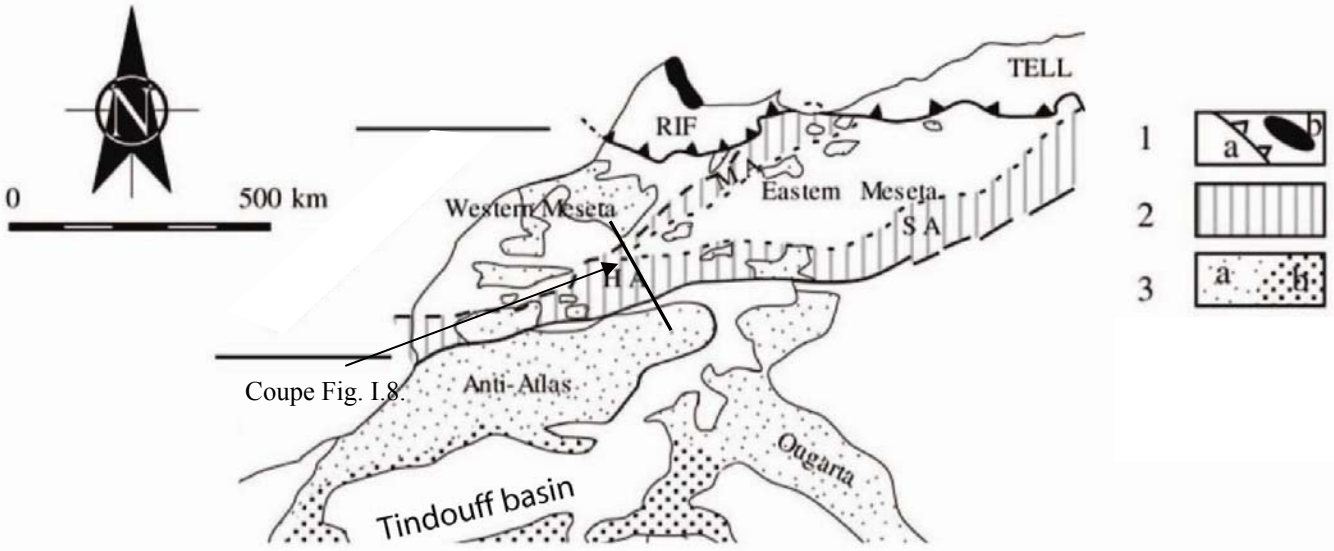


Fig. I.6. Carte générale du Maroc et localisation des unités Paléozoïques. 1. Chaînes Rifaine et Tellienne, a. front Sud des chaînes, b. Paléozoïque allochtone des zones internes, 2. Chaînes Atlasiques (HA : High Atlas, SA : Saharian Atlas ; MA : Middle Atlas), 3. Paléozoïque, a. déformé pendant la phase Varisque, b. non déformé. Carte modifiée d'après Hoepffner et al., 2005.

I.1.2.a. Le domaine Anti-Atlasique.

Le domaine Anti-Atlasique correspond, pendant une grande partie du Paléozoïque, à un **large bassin sédimentaire**. Les séries y atteignent 10 km d'épaisseur dans la partie Ouest, et ne dépassent pas 6 km dans l'Est. Elles débutent avec un Cambrien Inférieur carbonaté déposé dans un environnement de plate forme (Boudda et al., 1979 ; Geyer et Landing, 1995). Du Cambrien Moyen au Silurien Supérieur, la sédimentation est essentiellement détritique. Les apports proviennent de l'érosion du Craton Ouest-Africain (Destombes, 1976 ; Buggisch et Siegert,

1988). La sédimentation carbonatée reprend ensuite à la fin du Silurien (Hollard, 1981) et perdure jusqu'au Dévonien avec localement des intercalations clastiques (Wendt, 1985). Au Carbonifère Inférieur, les apports détritiques redeviennent dominants depuis le Sud et l'Est (Michard et al., 1982 ; Piqué et Michard, 1989).

Le bassin Anti-Atlasique Paléozoïque semble correspondre à la moitié Nord du bassin de Tindouf (Fig. I.6.), dans lequel l'enregistrement sédimentaire est tout à fait similaire (Burkhard et al., 2006). La question de la nature de ce grand bassin (Anti-Atlas et Tindouff) est encore débattue. L'épaisseur de la pile sédimentaire est un argument en faveur d'un **contexte de marge passive**, avec un bord libre à l'Ouest-Nord-Ouest. Cependant, les autres bassins Paléozoïques intracratoniques africains ont eux aussi accumulé des épaisseurs équivalentes. Jusqu'à présent, l'absence – encore débattue – de dépôts typiques des marges (flyschs et sédiments de forte bathymétrie) et de géométries de plate forme externe ou de talus ne permet pas de valider avec certitude cette hypothèse. La compilation des épaisseurs de séries a permis à Burkhard et al. (2006) de tracer une courbe d'accumulation sédimentaires de l'Anti-Atlas occidental (Fig. I.7.). L'accumulation semble avoir été régulière depuis la base du Cambrien jusqu'à l'inversion du bassin vers 300 Ma (voir Fig. I.7.).

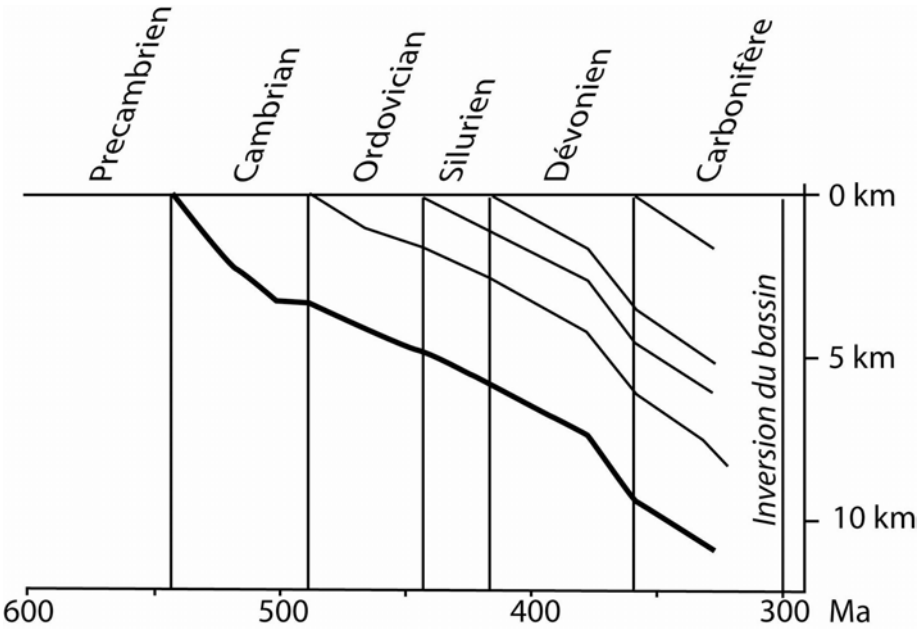


Fig. I.7. Courbe d'accumulation sédimentaire dans l'Anti-Atlas depuis la base du Cambrien jusqu'à l'inversion du bassin, simplifiée d'après Burkhard et al., 2006. La compaction, la paléobathymétrie, les variations eustatiques ne sont pas prises en compte. La régularité de la subsidence sur près de 200 Ma ne correspond pas au signal attendu pour une marge passive (subsidence tectonique forte lors du rifting, puis subsidence thermique ; Allen et Allen, 1990).

Il est peu probable qu'une subsidence aussi régulière sur une aussi longue période soit liée à un bassin de type marge passive. En effet, les subsidences tectoniques puis thermiques

attendues dans ce cas (Allen et Allen, 1990) n'apparaissent pas ici. Le mécanisme à l'origine de ce bassin reste donc énigmatique (Leighton et Kolata, 1990 ; Sloss, 1990 ; Burkhard et al., 2006).

Quelque soit l'origine de ce bassin, il va subir une importante inversion lors de l'orogénèse varisque. Burkhard et al., 2006, ont proposé une description détaillée de la tectonique Paléozoïque de l'Anti-Atlas. L'inversion, datée du Carbonifère Supérieur / Permien Inférieur (phase Néovarisque de Hoepffner et al., 2006), se caractérise par :

- un **raccourcissement modéré**, compris entre 17 et 25 km suivant le choix du niveau de décollement.

- un **plissement polyharmonique de la couverture** très marqué. La diversité des lithologies et l'abondance des niveaux schisteux incompétents favorisent le développement de nombreux niveaux de décollement intra-cutanés.

- une **implication importante du socle**, mais sans développement de système de duplex. Ceci implique l'existence d'un niveau de **décollement intracrustal** profond, probablement dans la croûte inférieure, et un style tectonique en « basement uplift » ou tectonique de blocs.

L'ensemble de ces observations est synthétisé sur une coupe de l'Anti-Atlas Occidental (Burkhard et al., 2006 ; Fig. I.8).

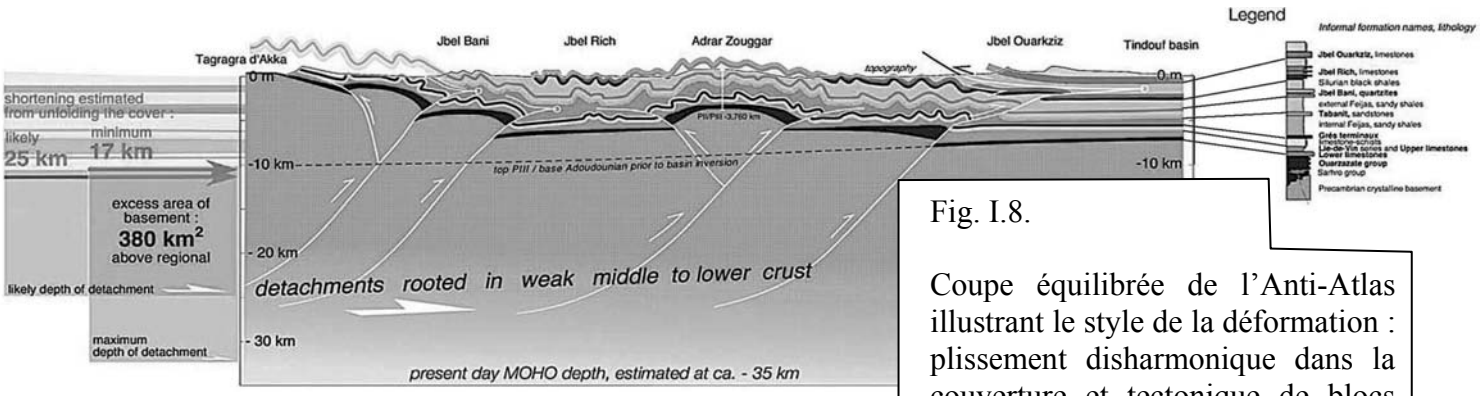


Fig. I.8.

Coupe équilibrée de l'Anti-Atlas illustrant le style de la déformation : plissement disharmonique dans la couverture et tectonique de blocs dans le socle. (localisation du trait de coupe Fig. I.6.) Modifié d'après Burkhard et al., 2006.

Ainsi, la **déformation varisque dans l'Anti-Atlas est relativement limitée**. Le raccourcissement est modéré et distribué de façon homogène dans le socle sur de grands accidents crustaux. Il n'en est pas de même dans les zones Nord du Maroc, qui garderont

profondément l'empreinte de l'orogénèse hercynienne, comme nous allons le voir dans la sous-partie suivante.

I.1.2.b. Le domaine Nord Marocain – les Mesetas.

Le domaine des Mesetas correspond aux terrains situés au Nord de l'Anti-Atlas (domaine Saharien, Fig. I.9.). Ils en sont séparés par un système de failles majeures, la zone de failles du Tizi N Test (TTFZ, Tizi N Test Fault Zone, Fig. I.9). Celui-ci se confond dans sa partie occidentale avec le Front Sud-Atlasique actuel, mais sa position devient difficile à estimer dans sa partie orientale où il est recouvert par les séries Mésozoïques (APTZ, Atlas Palezoic Transform Zone, Fig. I.9.).

L'ensemble de ce domaine a été très fortement affecté par l'orogénèse hercynienne, et de nombreux travaux ont essayé d'établir des interprétations de cette phase (Michard, 1976 ; Piqué et Michard, 1981 ; Michard et al., 1989 ; Piqué et Michard, 1989 ; El. Hassani et al., 1991 ; Piqué, 2001 ; Hoepffner et al., 2005). Quatre phases de déformation Paléozoïques ont pu être identifiées (Hoepffner et al., 2006). La première est anecdotique et ne s'exprime que dans l'extrême Nord des Mesetas ; elle correspond probablement à la phase calédonienne (McKerrow et al., 2000). Les trois autres phases représentent l'orogénèse hercynienne stricto sensu :

- phase éovarisque (370-360 Ma)
- phase mésovarisque (330-320 Ma)
- phase néovarisque (300-290 Ma).

A l'heure actuelle, aucune croûte océanique n'a pu être reconnue dans les séries paléozoïques. Il s'agirait donc de déformation en contexte purement intracontinental.

Malgré l'important recouvrement des unités paléozoïques par de la couverture méso-cénozoïque, plusieurs domaines structuraux ont pu être identifiés par Hoepffner et al., 2005, 2006 (Fig. I.9.).

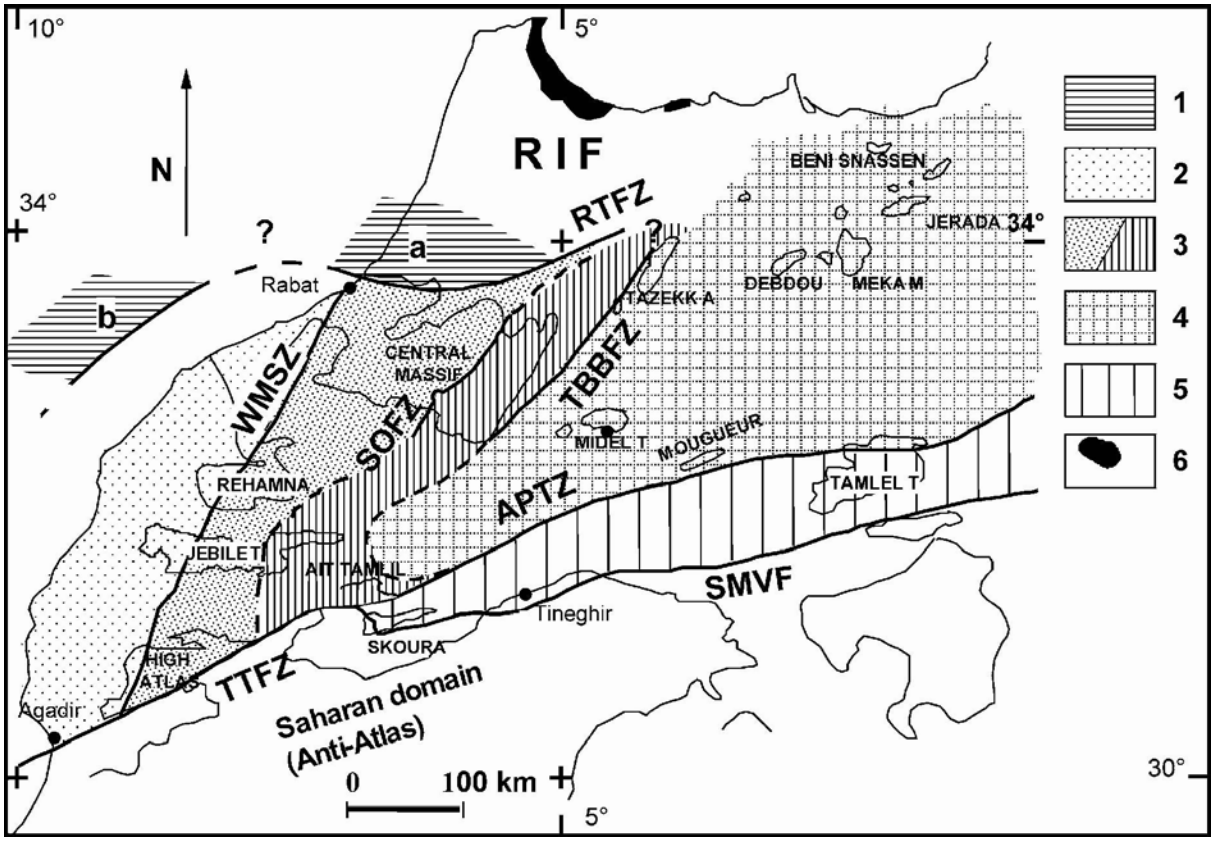


Fig. I.9. Schéma structural des Mesetas Marocaines, avec la position des principaux affleurements Paléozoïques. Modifié d'après Hoepffner et al., 2006. Les grands domaines structuraux sont identifiés : 1. zone de Sehoul 2. bloc côtier 3. Meseta Centrale, séparé en zone Est et Ouest 4. Bloc Est 5. Bloc Sud 6. Zones internes du Rif. Principales limites structurales : RTFZ : Rabat-Tiflet fault zone ; WMSZ : Western Meseta Shear Zone ; SOFZ : Smaala-Oulmès Fault Zone ; TBBFZ : Tazekka-Bsabis-Bekrit Fault Zone ; APTZ : Atlas Paleozoic Transform Zone ; SMVF : South Moroccan Variscan Front ; TTFZ : Tizi N Test Tranform Zone.

- la zone de Sehoul, la seule dans laquelle on retrouve les traces de l'orogénèse Calédonienne.
- le bloc côtier, constitué de Paléozoïque, inférieur et moyen faiblement déformé.
- le bloc de la Méséta Centrale, où affleure l'ensemble de la série Paléozoïque. Au Carbonifère s'y développent des bassins d'avant-pays et en pull-apart.
- le bloc Sud, similaire à l'Anti-Atlas (voir section I.1.2.a.), faiblement déformé.
- le bloc Est, constitué de Paléozoïque inférieur et moyen fortement déformé, avec de petits bassins Carbonifères et des traces de volcanisme calco-alcalin.

La structuration et les relations entre ces domaines sont extrêmement complexes. La figure I.10. illustre schématiquement le comportement des ces zones durant la phase éovarisque.

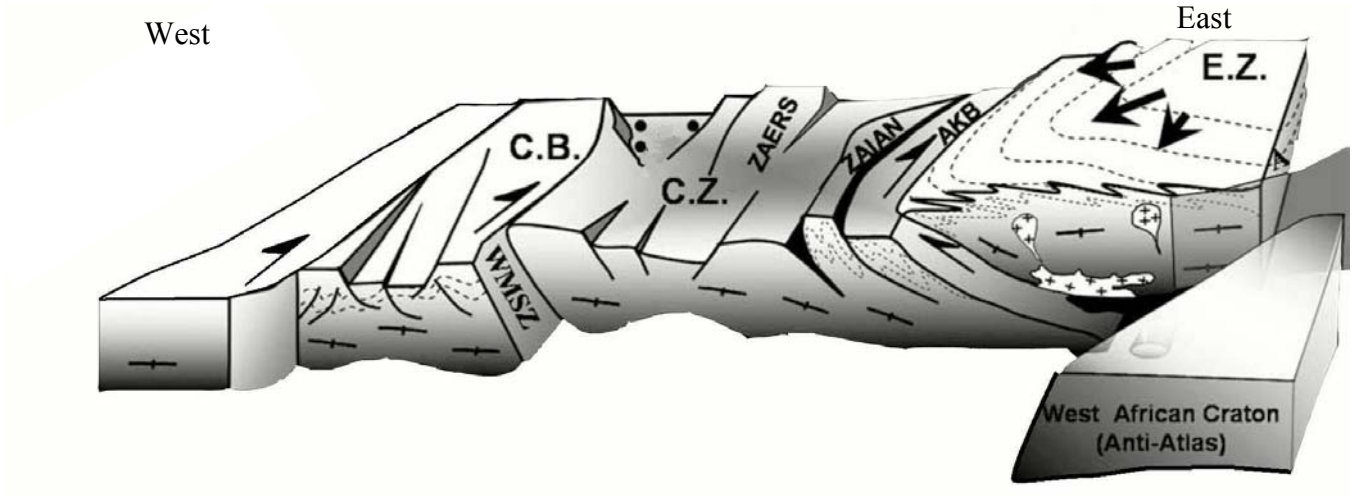


Fig. I.10. Modèle schématique de la phase éovarisque au Maroc, replaçant les différents blocs identifiés. CB : Coastal basin ; CZ : Central Zone ; EZ : Eastern Zone ; WMSZ : West Meseta Shear Zone. Notez la coexistence de phénomènes compressifs à l'Est et de systèmes extensifs (structures en horsts – blocs de Zaers et Zaian – et grabens – AKB : Azrou-Khénifra Basin – dans la partie centrale). Modifié d'après Hoepffner et al., 2006.

Durant cette première phase, les principaux événements tectono-métamorphiques sont enregistrés dans le bloc Est et datés à 370-360 Ma. Le raccourcissement s'est sans doute propagé jusqu'au bloc côtier, mais avec une intensité faible. Cette déformation est contemporaine de l'ouverture des bassins Dévono-Carbonifères.

Au Carbonifère Supérieur, la phase mesovarisque (ou intraviséenne) correspond au paroxysme du remplissage des bassins de la zone Centrale. L'amincissement lithosphérique y est plus important que dans les autres zones et se manifeste par du volcanisme de type alcalin et tholéitique. La zone Est est en situation d'effondrement post-orogénique, accompagnée par un magmatisme calco-alcalin.

Enfin, la phase néovarisque se déroule du Westphalien Terminal au Permien Inférieur. L'ensemble du système est émergé, et repris en compression, avec inversion des bassins de la Zone Centrale, qui accumule un très fort raccourcissement. Simultanément, la « zone transformante Paléozoïque de l'Atlas » (Atlas Paleozoic Transform Zone, APTZ ; Fig. I.9.) joue en dextre et accole définitivement les Mésétas au Craton Ouest Africain. L'Anti-Atlas est alors en situation d'avant-pays déformé.

Si, en raison de sa complexité et de la dispersion/discontinuité des affleurements, cette interprétation peut être discutée, plusieurs éléments sont aujourd'hui admis et vont jouer un rôle important dans l'évolution Mézo-Cénozoïque :

1. La direction dominante des structures, extensives comme compressives, lors des trois phases **est NE-SO**.
2. Bien qu'étant purement intracontinentale, la déformation hercynienne est d'échelle **au moins crustale, et sans doute lithosphérique** comme en témoigne l'abondant magmatisme qui accompagne les trois phases.
3. Lors de la phase Mésovarisque, les bassins de la Zone Centrale sont fortement subsidents, avec le dépôt d'épaisses **séries de flyschs Viséens**.

I.1.3. Le Maroc Triasico-Jurassique : le rifting Atlasique.

I.1.2.a. Contexte géodynamique, état des connaissances.

A la fin du Paléozoïque, et suite à l'orogenèse hercynienne s.l. se forme la Pangée entourée du vaste Océan Pacifique. L'Afrique est accolée au futur continent Nord Américain, mais l'éclatement de la Pangée va provoquer l'ouverture de l'Atlantique Central au début du Trias.

Le Maroc va alors se retrouver bordé par deux océans, la Téthys au Nord-Est et l'Atlantique naissant à l'Ouest (Fig. I.11). Entre les deux se développe un important système de rift, le rift Atlasique, qui avorte au cours du Jurassique. La déformation se localise essentiellement sur des accidents hérités de l'histoire hercynienne, et ce sont ces mêmes bassins qui seront ensuite inversés au Cénozoïque (Laville et al., 2004 et références incluses). L'ensemble de la plateforme Maghrébine sera affectée par cette dernière phase depuis la Tunisie jusqu'au Maroc (Fig. I.12).

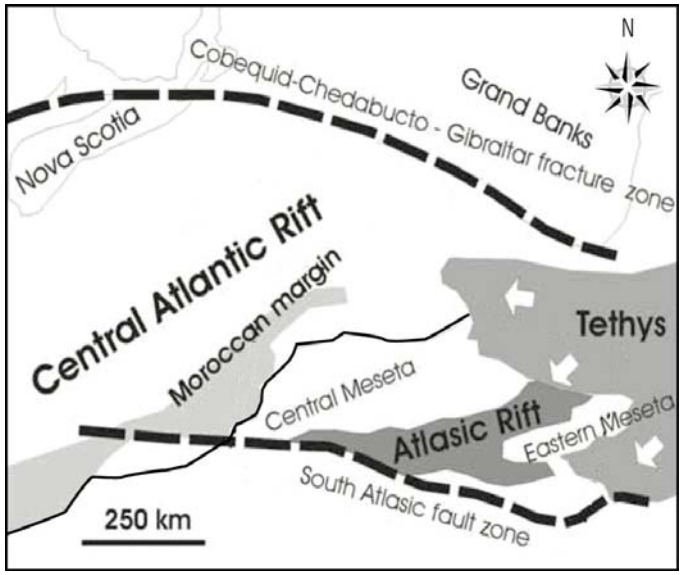


Fig. I.11. Situation géodynamique du Maroc au Trias. A l'Ouest, l'Atlantique Central est en phase d'océanisation, alors que la Téthys transgresse sur les Mésétas par l'Est. Entre les deux, au Nord du Front Sud Atlasique, s'ouvre le rift Atlasique. D'après Laville et al., 2004.

Aujourd'hui, grâce à cette inversion, l'ensemble des séries syn- et post-rift sont à l'affleurement et permettent de comprendre la cinématique de l'ouverture du rift Atlasique.

De nombreuses études se sont attachées à proposer des scénarios d'évolution (du Dresnay, 1972 ; Van Houten, 1977 ; Manspeizer et al., 1978 ; Salvan, 1984 ; Beauchamp, 1988 ; Lorenz, 1988 ; Beauchamp et al., 1996 ; Piqué et al., 1998 ; Hafid et al., 2000 ; Laville et al., 2004).

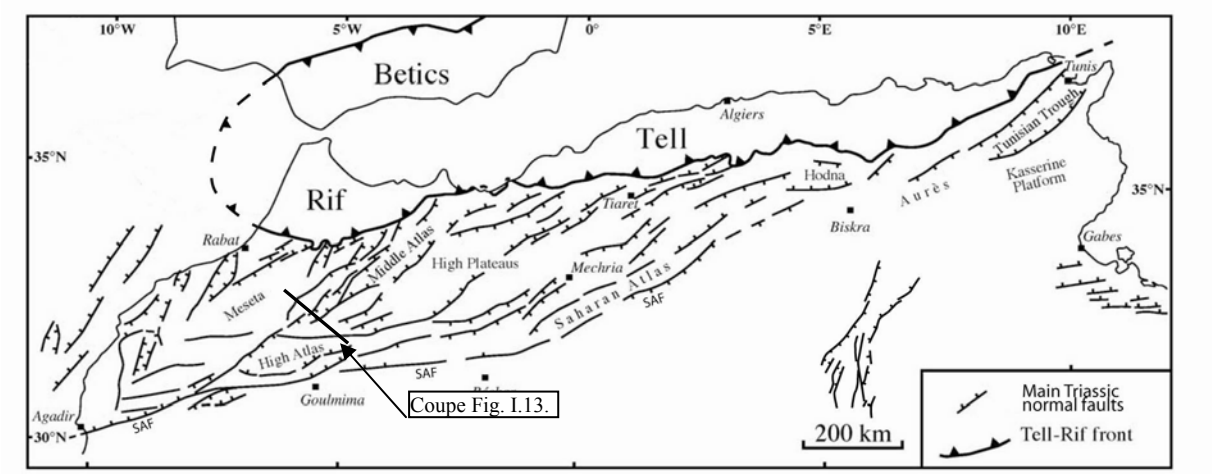


Fig. I.12. Carte des principales structures activées lors du rifting Atlasique au Trias, à l'échelle de l'ensemble du Maghreb. La déformation ne se propage pas au Sud de l'accident Sud Atlasique (SAF) qui constitue, au Maroc, la bordure Nord de l'Afrique stable. Modifiée d'après Frizon de Lamotte et al., 2000).

Si tous ces travaux s'accordent sur la notion de « Rift Atlasique », deux interprétations s'opposent suivant les auteurs :

- Selon la première, le rifting a débuté au Trias Supérieur et s'est achevé au Bathonien (Du Dresnay, 1975 ; Warme, 1988 ; Jacobshagen et al., 1988 ; Souhel et al., 1993), voire au Crétacé (Beauchamp et al., 1996 ; Gomez et al., 2000).
- Selon la seconde, deux événements sont à distinguer. Une première phase extensive débute au Carnien, et donne lieu au développement du rift Atlasique principal, avec la réactivation d'accidents hérités (Laville et Piqué, 1991). Elle est suivie par une subsidence thermique, avec mise en place d'une plate-forme carbonatée au Lias supérieur. Puis, un deuxième épisode extensif disloque cette plate-forme au Toarcien supérieur (El Hammichi et al., 2002).

En réalité, il est probable que l'extension démarre dès le Trias dans l'actuel Haut Atlas, puis plus tardivement (Lias Inférieur) dans le Moyen Atlas, comme nous allons le voir dans la partie suivante.

I.1.2.b. Une coupe type des séries Mésozoïques des Atlas ; chronologie de la déformation.

Laville et al., 1995 et 2004, ont proposé une coupe de la jonction Moyen Atlas – Haut Atlas qui permet de mettre en évidence les déformations Mésozoïques (Fig. I.13 ; localisation de la coupe Fig. I.12).

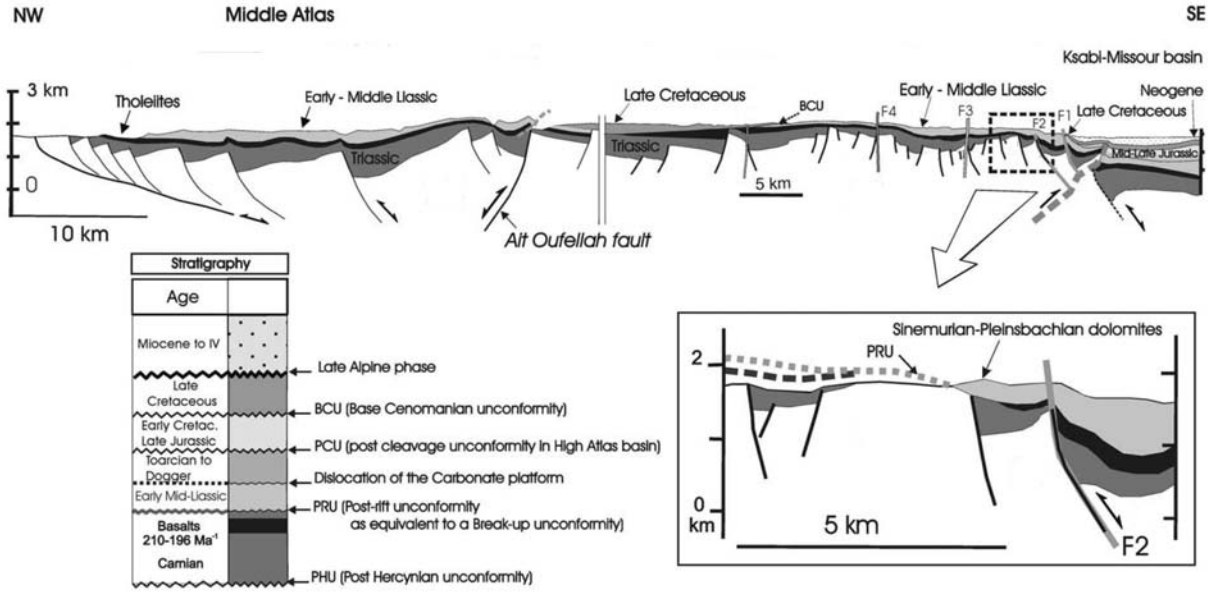


Fig. I.13. Coupe à la jonction Haut Atlas – Moyen Atlas illustrant la déformation des séries Méso-Cénozoïques, d'après Laville et al., 1995, 2004. Description dans le texte.

Le détail de cette coupe fait apparaître :

- des blocs basculés, grabens et demi-grabens, contrôlés par des failles NE-SW avec un remplissage syn-tectonique grèseux et discordant sur le socle hercynien. Les escarpements de failles sont systématiquement associés à des brèches à fragments de socle.
- Un empilement de basaltes tholéiitiques (200 à 300 m d'épaisseur) datés par $^{39}Ar/^{40}Ar$ à 210.4 ± 2.1 Ma et 196.3 ± 1.2 Ma (Fiechtner et al., 1992) sur lesquels reposent des dolomies du Sinémurien-Pliensbachien. Ces deux ensembles ne sont presque jamais

affectés par les failles normales, et reposent localement en discordance sur le socle hercynien.

- Une série marine carbonatée Cénomano-Turonienne discordante sur les autres unités

Il ressort de ces observations la chronologie suivante : (1) **la phase majeure de rifting** affecte toute la plate-forme Maghrébine **au Trias supérieur – Lias inférieur,** avec un remplissage syntectonique de demi-grabens et grabens (2) **A 200 Ma, les failles normales sont scellées** par les épanchements basaltiques, et les Mésétas entrent en **relaxation thermique** (3) **Du Lias inférieur au Lias moyen,** une **plate-forme carbonatée** s'établie (4) Enfin, la **transgression Cénomano-Turonienne recouvre l'ensemble du système.**

Cette chronologie impliquant une phase majeure au **Trias supérieur / Lias inférieur** est bien identifiée dans le Haut Atlas Occidental (Hafid, 2000). Cependant, **dans le Nord-Est Marocain** (bassin de Guercif), et très probablement **dans le Moyen Atlas**, cette phase Triasique est totalement absente, et le paroxysme de la phase extensive a lieu **du Lias au Jurassique supérieur** (Zizi, 2002). Cette chronologie est appuyée par les données de sismiques disponibles, pour le bassin de Guercif (Fig. I.14) comme pour la région d'Essaouira.

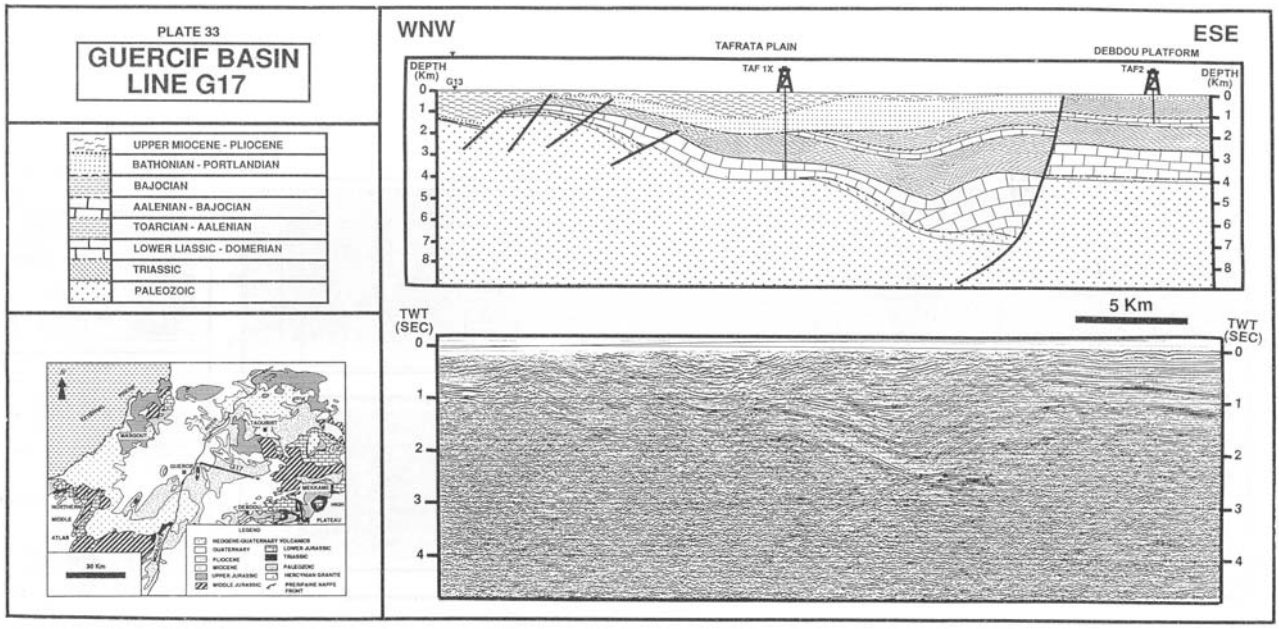


Fig. I.14 : Profil sismique dans le bassin de Guercif, (Zizi, 2002). Le remplissage syn-rift va du Lias Inférieur au Jurassique supérieur.

I.1.2.c. L'héritage laissé par cette phase triasique.

Finalement, cet épisode de rifting au début du Mésozoïque laissera au Maroc au moins quatre domaines fortement affaiblis suite à leur amincissement : **le Haut Atlas Occidental, le Haut Atlas Central, le Haut Atlas Saharien (ou Occidental) et le Moyen Atlas** (voir Fig. I.22.b). Les trois premiers sont limités par des accidents Est - Ouest à Est Nord Est – Ouest Sud Ouest, alors que le Moyen Atlas est contrôlé par des accidents de direction Nord Est – Sud Ouest probablement hérités des phases hercyniennes. La limite Sud de la déformation est matérialisée par le **Front Sud-Atlasique**, hérité de l'époque panafricaine, et qui constitue la faille bordière méridionale majeure des bassins (Frizon de Lamotte et al., 2000).

On notera **qu'aucun argument ne permet d'établir clairement l'existence d'une continuité des bassins entre le Haut Atlas Central et le Haut Atlas Occidental**. Entre les deux, le bloc du Haut Atlas de Marrakech, où affleure aujourd'hui le socle Précambrien à plus de 4200 m d'altitude, ne comporte plus de Trias/Lias, à l'exception d'affleurements relativement limités le long de la zone de faille du Tizi N Test (voir localisation Fig. I.9) et sur les bordures de la chaîne. **La même observation peut être faite pour le massif des Jebilets et celui des Rehamna**. Ceci a conduit certains auteurs à suggérer l'existence d'une péninsule émergée au cours du Jurassique : la Terre des Almohades de Choubert et Faure Muret (1960-62), la dorsale du Massif Hercynien Central de Du Dresnay (1971), reprise par Michard en 1976 (Fig. I.15), ou encore la West Moroccan Arch (Medina, 1995). Le soulèvement de cette « arche », qui correspond probablement à un épaulement du rift Triasico-Liassique, est marqué par une troncature des évaporites du Trias. Medina (1995) attribue un âge Carixien-Domérien à cette discordance.

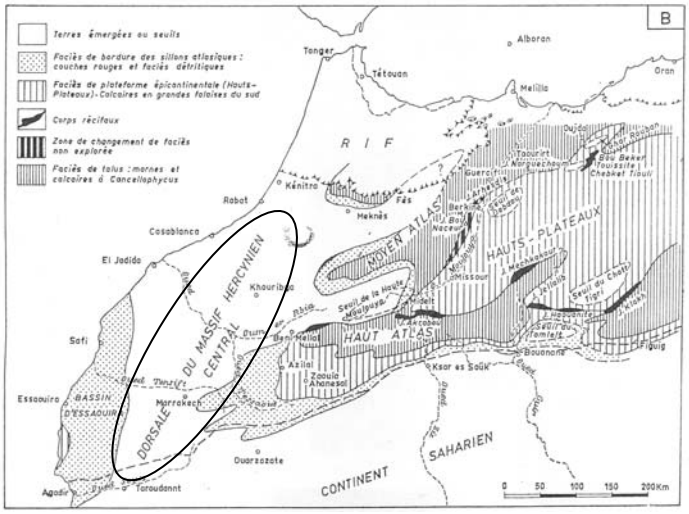


Fig. I.15. Carte paléogéographique du Maroc au Lias, (Du Dresnay, 1971), illustrant l'existence, entre le « golfe Atlasique » à l'Ouest et le bassin d'Essaouira, d'un promontoire émergé, la « dorsale du Massif Hercynien Central ». Celle-ci correspond probablement à un épaulement du rift Triasico-Jurassique.

Récemment, Guiraud et al. (2005) ont repris une telle interprétation dans leur reconstitution du Trias Moyen (241.7 Ma – 227.4 Ma ; Fig. I.16). Selon ces auteurs, **le Haut Atlas de Marrakech n'est à aucun moment submergé entre le Trias Inférieur et le Jurassique Supérieur**.

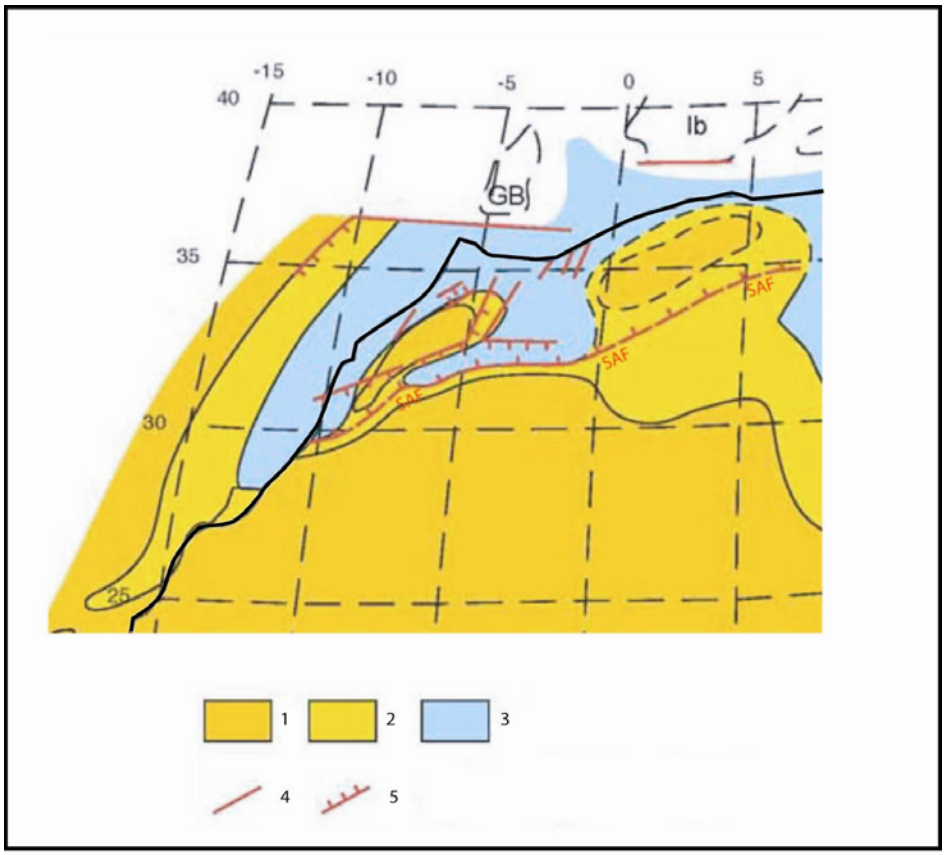


Fig. I.16 Reconstitution paléogéographique du Maroc au cours du Trias Moyen (241.7 Ma à 227.4 Ma), modifié d'après Guiraud et al. (2005). (1) Zones continentales émergées, (2) bassins continentaux, (3) domaines de plate-forme, (4) failles indifférenciées, (5) failles normales. SAF : South Atlas Front. Si les incursions marines sont toutes d'origine téthysienne, le Haut Atlas de Marrakech, ainsi que le massif des Jebilets, constituent un haut topographique émergé.

Cette interprétation a une conséquence importante. En effet, dans le Moyen Atlas comme dans le Haut Atlas Central et le Haut Atlas Occidental, nous verrons que le raccourcissement Cénozoïque est essentiellement accommodé par l'inversion des failles normales Triasico-Liasiques. Dans ce cas, **si le Haut Atlas de Marrakech n'a pas été fortement affecté par le rifting Atlasique, on peut se demander quelles sont les structures qui accommoderont le**

raccourcissement au Cénozoïque dans cette région. Nous tenterons de répondre à cette question dans le chapitre III.

Enfin, on insistera sur le fait que la déformation, bien que n'allant pas jusqu'au stade de l'océanisation, est **d'échelle lithosphérique**, comme en témoignent les épanchements basaltiques tholéitiques à 200 Ma (Fiechtner et al., 1992).

I.2. Le Maroc Cénozoïque.

Après avoir subi les multiples épisodes de déformation que nous avons détaillés dans les sections précédentes, le Maroc entre dans le Cénozoïque avec un héritage structural marqué. Le rifting Triasico-Liasique, limité au Sud par le front Sud Atlasique, laisse la croûte des Mésétas partiellement amincie, à l'emplacement des futures chaînes Atlasiques.

Dès le Crétacé, **l'Afrique et l'Europe amorcent leur convergence**. Celle-ci se fait à des vitesses relativement lentes (généralement inférieures à 10 cm/an ; Rosenbaum et al., 2002) et est absorbée par différents processus dans le temps et dans l'espace : résorption de la Téthys par subduction, collision continentale dans les Alpes, retrait de slab (« slab roll-back ») en Méditerranée, déformation intracontinentale (Pyrénées, Atlas). Les interactions entre ces différents mécanismes sont difficiles à établir. Nous verrons cependant que, même s'ils sont une conséquence directe de la convergence, ils possèdent néammoins des « moteurs » qui leurs sont propres.

I.2.1. La convergence Afrique - Europe.

La reconstruction des étapes de la convergence entre deux plaques est essentiellement basée sur les données d'anomalies magnétiques du plancher océanique (Pitman et Talwani, 1972). L'apport régulier de nouvelles données permet de remettre à jour les modèles cinématiques. Récemment, Rosenbaum et al. (2002), ont réinterprété les mouvements relatifs entre Europe, Afrique et Ibérie, à partir des données de nombreux auteurs (Klitgord and Schouten, 1986; Srivastava and Roest, 1989, 1996 ; Lawver et al., 1990; Müller et al., 1990 ; Srivastava et al., 1990a, 2000 ; Roest et al., 1992 ; Royer et al., 1992 ; Srivastava and Verhoef, 1992 ; Torsvik et al., 2001). Plusieurs difficultés interviennent dans ces reconstructions : la plus vieille anomalie reconnue dans la croûte océanique Atlantique est datée à 154 Ma (M25), ce qui exclut toute analyse antérieure ; la dernière anomalie remonte à 9.9 Ma (anomalie 5) ; pendant près de 40 Ma (entre 120 et 83 Ma), aucune inversion n'a eu lieu (Cretaceous Normal Superchron, CNS). Il a cependant été possible de retracer le mouvement relatif de trois points « africains » par rapport à l'Europe (Fig. I.17).

Age des anomalies utilisées pour la reconstruction ci-dessous et références associées :					
5	9.9	Huestis and Acton (1997)	33 (old)	79.1	Cande and Kent (1995)
6	19.2	Huestis and Acton (1997)	34	83.0	Cande and Kent (1995)
13	33.1	Huestis and Acton (1997)	M0	120.2	Gradstein et al. (1994)
21	46.3	Cande and Kent (1995)	M4	126.0	Channell et al. (1995)
24	52.4	Cande and Kent (1995)	M10	130.2	Gradstein et al. (1994)
25	55.9	Cande and Kent (1995)	M11	131.1	Gradstein et al. (1994)
30	65.6	Cande and Kent (1995)	M16	137.9	Gradstein et al. (1994)
31	67.7	Cande and Kent (1995)	M18	142.5	Gradstein et al. (1994)
32	71.1	Cande and Kent (1995)	M21	146.7	Gradstein et al. (1994)
33 (young)	73.6	Cande and Kent (1995)	M25	154.0	Gradstein et al. (1994)

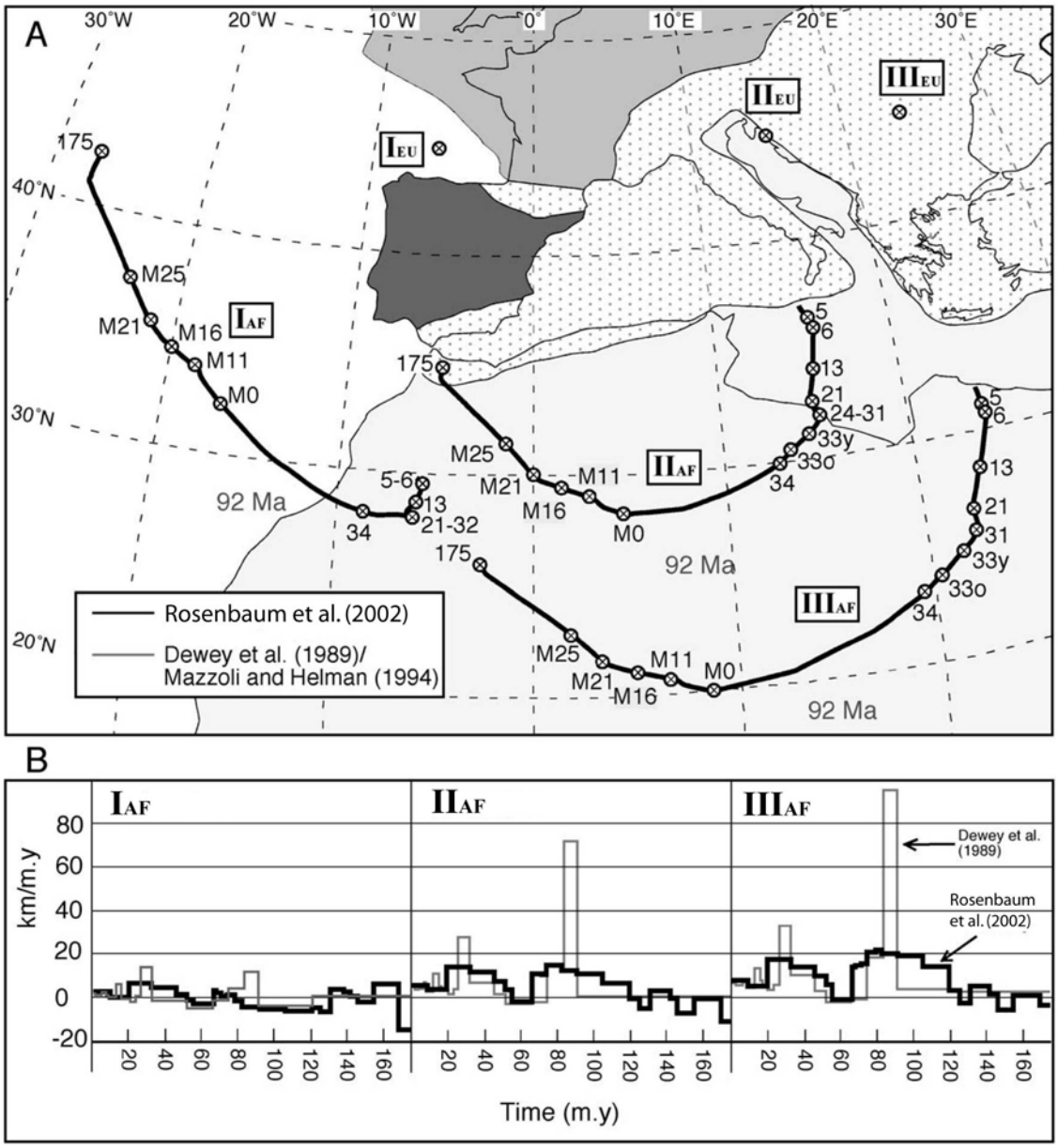


Fig. I.17. (A) Trajectoire dans le temps de trois points en Afrique par rapport à des points fixes européens. Les zones en pointillés représentent celles ayant subie une déformation au Cénozoïque. (B) Vitesses de convergence calculées pour ces trois points et comparées à l'étude de Dewey et al. (1989). D'après Rosenbaum et al. (2002).

Il ressort de cette étude l'évolution suivante. Entre le Jurassique Moyen et le Crétacé Inférieur, le mouvement Afrique/Europe correspond à un déplacement latéral senestre. Le passage d'un mouvement coulissant à la convergence est difficile à dater, et n'est pas synchrone pour les trois points :

- Pour le point I_{AF}, situé au Maroc, l'enregistrement magnétique montre qu'entre les anomalies 34 (83 Ma) et 32 (71.1 Ma), le mouvement est décrochant, avec une composante convergente très limitée voire totalement inexistante (voir Fig. I.17B). La convergence débute entre les anomalies 32 (71.1 Ma) et 21 (46.3 Ma), avec des vitesses inférieures à celles des points II_{AF} et III_{AF} pour la même période.

- Pour les points II_{AF} et III_{AF}, le passage décrochement/convergence se produit pendant une longue période de polarité normale : le « Cretaceous Normal Superchron », entre les anomalies M0 (120.2 Ma) et 34 (83 Ma). Sur la base des âges du métamorphisme de type haute pression dans les Alpes, Dewey et al. (1989), propose un âge de 92 Ma pour l'initiation de la convergence. Nous verrons cependant que cet âge peut être discuté.

Une fois initiée, la convergence ne sera pas continue. Entre les anomalies 31 (67 Ma) et 24 (55 Ma), elle cessera presque totalement, peut-être en raison du début d'une première phase de collision continentale dans les Alpes à 65 Ma, puis reprendra avec des vitesses allant de 15 km/Ma à l'Est (point III_{AF}) à 7 km/Ma à l'Ouest (point I_{AF}). A partir du Miocène Inférieur, la convergence se poursuit avec des vitesses faibles, partout inférieures à 10 km/Ma.

Le problème de l'âge de l'initiation de la convergence permet de soulever un point intéressant. Dewey et al. (1989), supposent que le métamorphisme haute pression alpin marque l'initiation de cette convergence. Une telle hypothèse suppose une corrélation directe entre les mouvements des plaques à grande échelle et les processus orogéniques. Nous allons voir dans la partie qui suit que la réponse du domaine Méditerranéen Occidental à la convergence Afrique-Eurasie est complexe et inattendue, avec le développement de systèmes extensifs en contexte de convergence.

I.2.2. L'évolution Cénozoïque de la Méditerranée Occidentale.

I.2.2.A. Un scénario d'évolution possible.

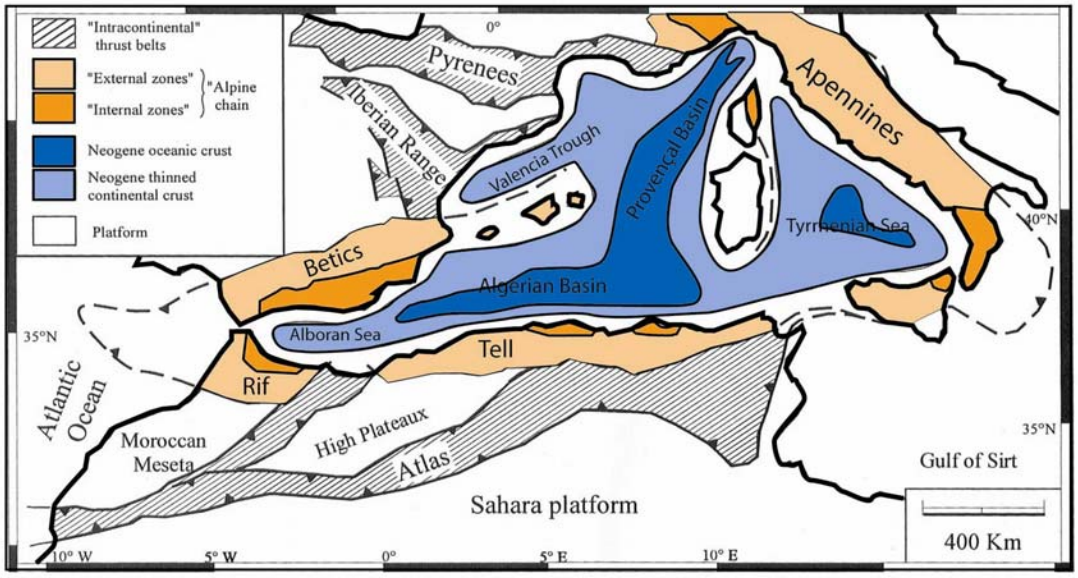
Comme nous venons de le voir, la convergence Afrique - Europe s'initie **au Crétacé Supérieur** (Le Pichon et al., 1988 ; Dewey et al., 1989 ; Stampfli et al., 1991 ; Dercourt et al., 1993 ; Ricou, 1994). La Téthys Alpine subducte alors sous le système Alpin.

A l'Eocène Supérieur a lieu la principale phase compressive dans les chaînes intracontinentales des Pyrénées et des Atlas (Vergès et al., 1995 ; Meigs et al., 1996 ; Frizon de Lamotte et al., 2000). Elle se poursuivra dans les Pyrénées jusqu'à l'Oligocène.

Un changement considérable se produit **autour de 35 Ma, à la limite Eocène - Oligocène**. La subduction Alpine, au Nord, atteint le stade de **collision continentale** (Doglioni et al., 1997). La plaque Adriatique est alors accolée à l'Eurasie. Le front de subduction de la Téthys Occidentale est situé le long des côtes Est espagnoles, auxquelles sont accolées les blocs Baléares, Sardaigne, et Corse (Fig I.19). Sur la marge Est de ces blocs se trouve le domaine ALKAPECA (Fig I.19B), incluant les massifs internes d'Alboran, des Kabylies, du Peloritain et de Calabre (Bouillin et al., 1986).

Il s'initie alors un phénomène de **retrait de la plaque plongeante Téthysienne (« slab-roll back »)**. Elle se déchire en deux panneaux qui vont **se retirer d'abord vers le Sud, puis rapidement vers l'Est et vers l'Ouest** (Malinverno et Ryan, 1986 ; Jolivet et al., 1999, 2000 ; Fig I.19A).

A.



B.

Fig. I.18.
A. Schéma des principaux domaines structuraux de la Méditerranée Occidentale, montrant les principales chaînes intracontinentales et les bassins d'arrière arc. Modifié d'après Doglioni et al. (1999) et Frizon de Lamotte et al. (2000).
B. Relief de la Méditerranée Occidentale et de son pourtour. Le contour des chaînes intracontinentales est rappelé. L'Atlas Marocain correspond à la plus haute chaîne de la zone représentée.

Le retrait des plaques subductantes (ou « slabs ») provoque l'ouverture de **plusieurs bassins arrière arcs** : bassins Liguro-Provençal et golfe de Valence dans un premier temps, puis bassins Algérien et Tyrrhénien (Fig. I.18A). Les blocs lithosphériques **Baléares, Sardaigne et Corse sont entraînés et subissent une rotation importante** : le bloc corso-sarde effectuera par exemple une rotation de 60° entre 25 et 10 Ma dans le sens anti-horaire (Gueguen, 1998).

Si l'on se concentre sur la partie Ouest de la Méditerranée Occidentale, plusieurs étapes importantes peuvent être soulignées.

Entre 30 et 25 Ma s'ouvre le bassin de Valence (Fig. I.18), et l'ensemble Baléares-Sardaigne - Corse - ALKAPECA, encore relativement solidaire, commence à dériver vers le Sud-Est.

Entre 25 et 20 Ma, une partie du domaine ALKAPECA se détache et se fragmente : **les Kabylies dérivent vers le Sud** à la faveur de l'ouverture du bassin Algérien (Rehault et al., 1984), **les Bétiques et le Rif migrent vers le Sud - Ouest**, alors que le Peloritain et la Calabre restent solidaires du bloc Corso Sarde.

Pendant le Miocène Moyen, **vers 15 Ma**, les Kabylies sont accrétées à la marge Nord Africaine (Lonergan et White, 1997 ; Vergès et Sàbat, 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000). Cette accrétion marque **la fin du slab roll-back vers le Sud** : deux panneaux plongeants sont individualisés, l'un qui va se retirer vers l'Est, l'autre vers l'Ouest. L'intégralité du plancher océanique qui séparait les Kabylies de la marge Africaine est alors subductée. La déformation compressive liée à l'accrétion des Kabylies va se propager vers le Sud, activant progressivement les structures dans le Tell, les unes après les autres (Ghandriche, 1991). L'Atlas, au front des Kabylies, correspond alors à une chaîne de chevauchement plissement d'avant-pays du Tell (Fig. I.18).

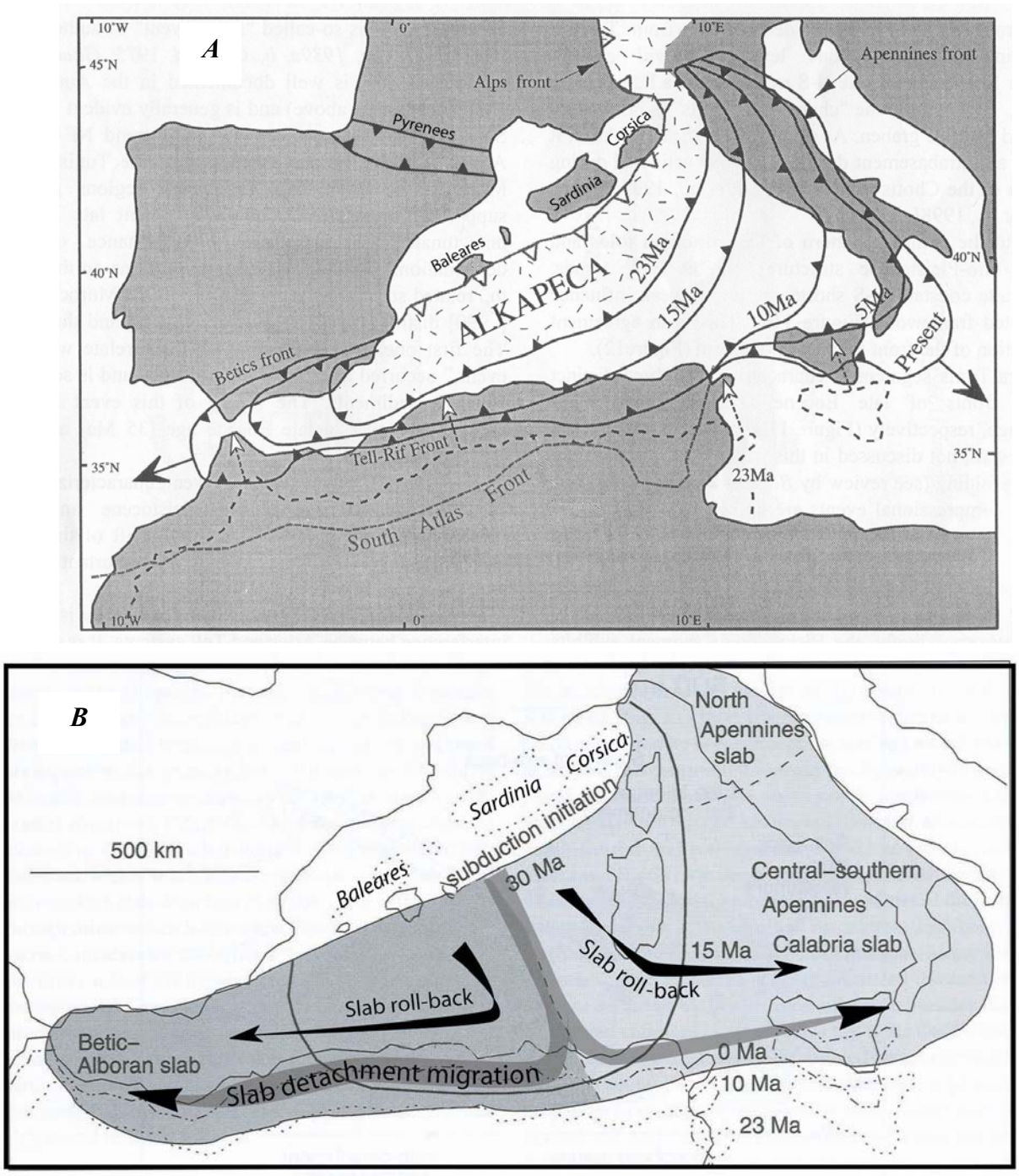


Fig. I.19.
A. Evolution schématique du front de subduction de la Téthys en Méditerranée Occidentale à partir de l'Oligocène (triangles blancs). ALKAPECA : Alboran, Kabylies, Peloritain, Calabria. Modifié d'après Frizon de Lamotte et al. (2000).
B. Carte schématique illustrant la migration du front de subduction vers l'Est et vers l'Ouest ainsi que la propagation de la déchirure du slab lors de son retrait le long des côtes Nord de la plate-forme Maghrébine. Modifié d'après Spakman et Wortel (2004).

Même si plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer **l'ouverture de la mer d'Alboran** (voir par ex. : Docherty and Banda, 1995; Seber et al., 1996a,b; Mezcua and Rueda, 1997; Torné et al., 2000; Calvert et al., 2000 qui proposent un modèle d'effondrement gravitaire d'une lithosphère continentale épaissie), il est probable que le retrait du slab Téthysien vers l'Ouest soit à l'origine de l'ouverture de ce bassin **entre 15 et 10 Ma** (Lonergan et White, 1997). Au fur et à mesure de son retrait vers l'Ouest, le slab se déchire progressivement le long des côtes Algériennes (Fig. I.18A).

À 10 Ma, les Bétiques sont accolées à la marge sud de l'Ibérie, et le Rif à la marge Nord-Ouest de l'Afrique : elles constituent les parties internes des cordillères Bético-Rifaine. Des fragments de marges passives sont charriés sur les croûtes continentales de l'Afrique et de l'Ibérie, et constituent les zones externes de ces cordillères. A ce stade, l'ensemble Bétiques – Rif – Tell constitue une ceinture orogénique continue. Cependant, contrairement au cas du Tell, il est peu probable que l'accrétion des zones internes dans le Rif comme dans les Bétiques soit responsable des mouvements compressifs dans le Haut Atlas. En effet, si dans le Tell l'accrétion des Kabylies à l'Afrique est frontale et perpendiculaire aux principales structures Atlasiques héritées (fig. I.12), elle leur est presque parallèle au Maroc (Frizon de Lamotte et al., 2000).

I.2.2.B. Vers un consensus : l'apport des données de tomographie.

Le scénario proposé ci-dessus a été en partie confirmé par les apports récents de la tomographie sismique. Cette méthode est basée sur l'analyse des ondes P et/ou S de nombreux rais sismiques et dont les vitesses sont essentiellement fonction de trois paramètres : la température, la pression, et la composition chimique (voir par ex. Trampert et al., 2001). Elle permet ainsi d'obtenir une image du manteau actuel, image cependant souvent « floue » en raison du manque d'observation, des erreurs sur les données, ou des approximations théoriques.

De nombreuses études ont été menées en Méditerranée (Lucente et al., 1999 ; Lucente et Speranza, 2001 ; Wortel et Spakman, 1992 ; 2000 ; Faccenna et al., 2004 ; Piromallo et Morelli, 2003). Spakman et Wortel ont publié en 2004 une nouvelle image de l'état du manteau sous le domaine Ouest Méditerranéen en se basant sur de nouvelles données sismiques complétant les catalogues existants. Ce travail a permis de préciser ou confirmer de nombreux points, dont les suivants :

1. L'existence de slabs sous la Méditerranée Occidentale.

Les coupes de la figure I.20, tirées de Spakman et Wortel (2004), traversent la Mer d'Alboran pour la première et la Mer Tyrrhénienne pour la seconde. Les anomalies de vitesse négatives (rouge) correspondraient à des températures plus élevées, les positives (bleues) à des températures plus faibles (Goes et al., 2000). On remarque l'existence pour ces deux domaines d'un corps froid à fort pendage plongeant depuis le détroit de Gibraltar pour la première coupe et depuis l'extrémité Sud de l'Italie pour la seconde. Ces deux corps sont interprétés par les auteurs comme étant les deux slabs téthysiens se faisant face.

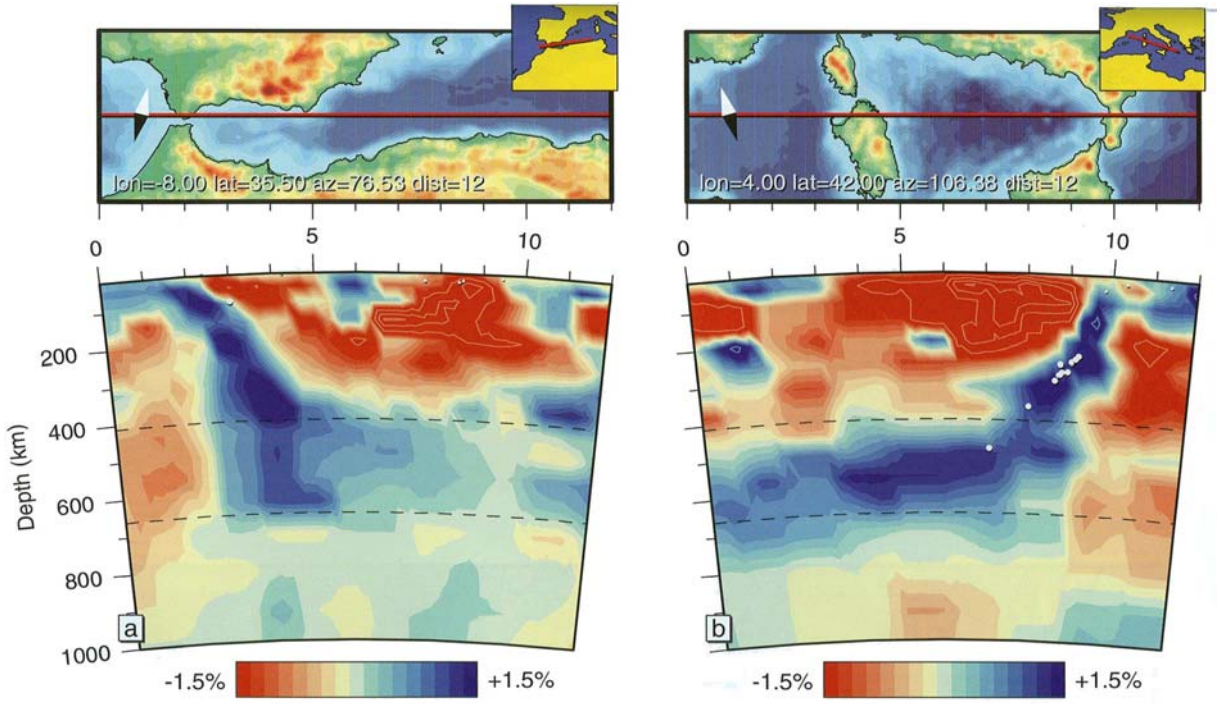


Fig. I.20. Profils tomographiques dans le manteau de la Méditerranée Occidentale (Spakman et Wortel, 2004). A. Profil traversant la mer d'Alboran et le bassin Algérien. B. Section à l'aplomb de la mer Tyrrhénienne. Les échelles verticales et horizontales sont identiques. Sur la coupe B, les points blancs indiquent les séismes profonds de magnitude supérieure à 4.8. Les couleurs représentent le pourcentage de variations des vitesses des ondes sismiques. Une zone de variation positive (resp. négative) correspond à une zone froide (resp. chaude) (Goes et al., 2000). Discussion dans le texte.

Pour la Mer d'Alboran, différents scénarii avaient été proposés jusqu'alors : Platt et Vissers, 1989, proposent un effondrement de lithosphère continentale épaissie ; Seber et al., 1996 et Calvert et al., 2000, suggèrent l'existence de délamination du manteau lithosphérique ; Blanco

et Spakman, 1993, et Spakman et al., 1993, suggèrent une subduction lithosphérique. D'après les données tomographiques récentes, cette dernière hypothèse semble être la plus probable. De plus, le slab apparaît comme continu depuis la surface jusqu'à la limite manteau supérieur – manteau inférieur, et non détaché comme cela avait été suggéré par Blanco et Spakman (1993) et Spakman et al. (1993).

2. Un indice en faveur du processus de « slab roll-back ».

Le slab situé sous la Mer Tyrrhénienne présente une géométrie aplatie à la limite entre manteau inférieur et manteau supérieur, soit autour de 660 km de profondeur (Fig. I.20). Une telle géométrie est une caractéristique couramment observée sous les bassins arrière-arc : subductions Izu-Bonin (Van der Hilst et al., 1991), Tonga-Kermadec (Van der Hilst, 1995 ; Bijwaard et al., 1998), arc Melanesian à l'Est de l'Australie (Hall et Spakman, 2002). De plus, les travaux théoriques de modélisations numériques (Olbertz et al., 1997 ; Christensen, 1995, 2001 ; Cizkova et al., 2002) et analogiques (Griffitts et al., 1995 ; Becker et al., 1999 ; Faccenna et al., 2004) ont montré que l'aplatissements du slab dans la zone de transition pouvait être relié au slab roll-back. La tomographie apporte donc un nouvel élément en faveur d'un scénario reliant retrait du slab et ouverture de bassins arrière-arcs.

3. L'absence de slab sous la marge Algérienne.

Une hypothèse possible pour expliquer l'ouverture du bassin Algérien est d'évoquer une ouverture arrière-arc au dessus d'un panneau plongeant se retirant vers le Sud (voir par ex. Gueguen et al., 1998). Cependant, les nouvelles images obtenues par Spakman et Wortel, 2004, montrent qu'il n'existe à l'heure actuelle aucun slab à pendage Nord sous la marge Algérienne, infirmant donc cette hypothèse. Il est ainsi probable que le slab situé actuellement sous la mer d'Alboran ait été à l'origine de l'ouverture du bassin Algérien. Ceci implique un premier mouvement de retrait vers le Sud, puis rapidement vers l'Ouest accompagné d'une déchirure le long de la marge Africaine. Cette dernière est confirmée par le magmatisme en Algérie, avec un passage d'un chimisme calco-alcalin à alcalin (Maury et al., 2000 ; Coulon et al., 2002).

I.2.3. Et les Atlas…

Le Haut Atlas marocain étant le thème central de ce manuscrit, il sera largement décrit par la suite, que ce soit du point de vue de sa structure profonde (chapitres II), de la déformation crustale (chapitres III), ou de la chronologie des événements qui ont conduit à sa formation (chapitre IV). On donnera donc ici **un rapide aperçu du système Atlasique** dans son ensemble, définissant **la toponymie** et présentant **les questions encore non résolues** au début de cette thèse. Le lecteur pourra se référer aux introductions des chapitres suivants pour de plus amples détails sur l'état des connaissances sur les différents points abordés.

Les chaînes des Atlas sont une caractéristique morphologique majeure de l'Afrique du Nord (voir Fig. I.21.). Elles s'étendent le long d'une direction sensiblement Est-Ouest sur près de **2000 km**, depuis la marge atlantique marocaine jusqu'à la Méditerranée en Tunisie, et représentent **les plus haut reliefs de toute l'Afrique de l'Ouest**. Le Jbel Toubkal dans le Haut Atlas Marocain est le deuxième plus haut sommet africain après le Kilimandjaro, avec un sommet à 4165 m. Elles sont aussi le seul système orogénique africain **lié à une convergence** de plaques, bien qu'étant strictement des chaînes **intracontinentales**. De l'Est à l'Ouest, on distingue : **l'Atlas tunisien, l'Atlas algérien et les Atlas marocains** (Fig. I.21.).

Ces derniers sont subdivisés du Sud au Nord en trois unités (Fig. I.22.) :

- **L'Anti-Atlas** est situé à plus de 600 km de la limite de plaque Afrique -Eurasie, et s'étend selon une direction SW-NE sur 630 km de long pour une largeur de l'ordre de 130 km. Il est constitué essentiellement de séries Paléozoïques et Précambriennes, ces dernières affleurant dans des boutonnières (Fig. I.3.b.). La déformation de ces unités dans cette chaîne est liée essentiellement aux orogenèses Panafricaine et Hercynienne (voir Section I.1.1. et I.1.2.). Les indices de déformation Cénozoïque en surface sont presque totalement absents ; pourtant le relief atteint fréquemment 1500, voire 2000 m d'altitude.

- Le Haut Atlas est lui-même subdivisé en quatre zones (Fig. I.22.) : 1) à l'Est, le **Haut Atlas Saharien** (aussi appelé Haut Atlas oriental, ou encore en anglais « Eastern High Atlas ») est étroit (~60 km) et relativement peu élevé (rarement plus de 1500 m alors que ses bordures sont à des altitudes comprises entre 800 et 1000 m) ; 2) **Le Haut Atlas Central** est le plus large (jusqu'à 120 km). Le socle n'y affleure pas, mais les séries mésozoïques

(essentiellement Jurassiques) y sont très bien représentées ; 3) **Le Haut Atlas de Marrakech** (encore appelé « massif ancien ») présente les plus hauts sommets Nord-Africain, avec plusieurs sommets dépassant les 4000m. La couverture Méso-Cénozoique y est presque totalement absente, et les séries Précambriennes et Paléozoïques sont à l'affleurement ; 4) Enfin, **le Haut Atlas occidental** s'étend vers l'Ouest jusqu'à la côte Atlantique, et est recouvert par les séries du Trias au Crétacé. Ces deux derniers massifs sont parfois regroupés sous le terme « Western High Atlas ».

- **Le Moyen Atlas** est une chaîne d'orientation similaire à celle de l'Anti-Atlas, SW-NE. Le relief y est important avec des altitudes dépassant les 2200 m, soit plus élevée encore que la chaîne du Rif située juste au Nord et qui matérialise pourtant la limite de plaques. Les séries Mésozoïques affleurent bien et sont relativement peu déformées avec moins de 5 km de raccourcissement (Gomez et al., 1998). Une caractéristique de cette chaîne est la présence d'un abondant volcanisme essentiellement d'âge Quaternaire.

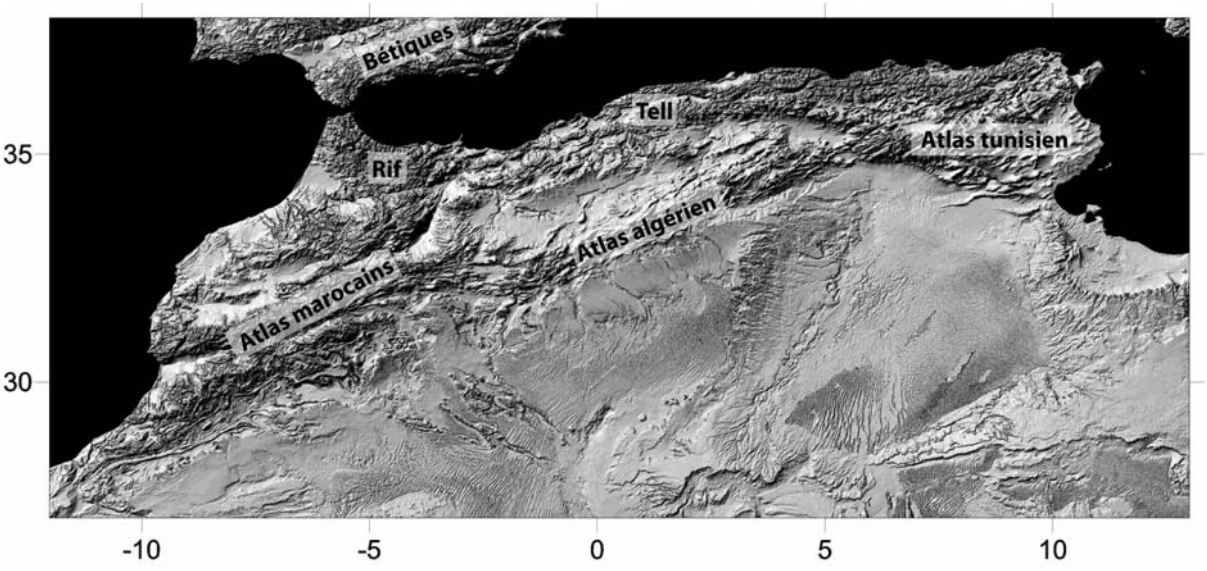


Fig. I.21. Carte du relief du Magrheb (Données GTOPO30) et principaux domaines structuraux.

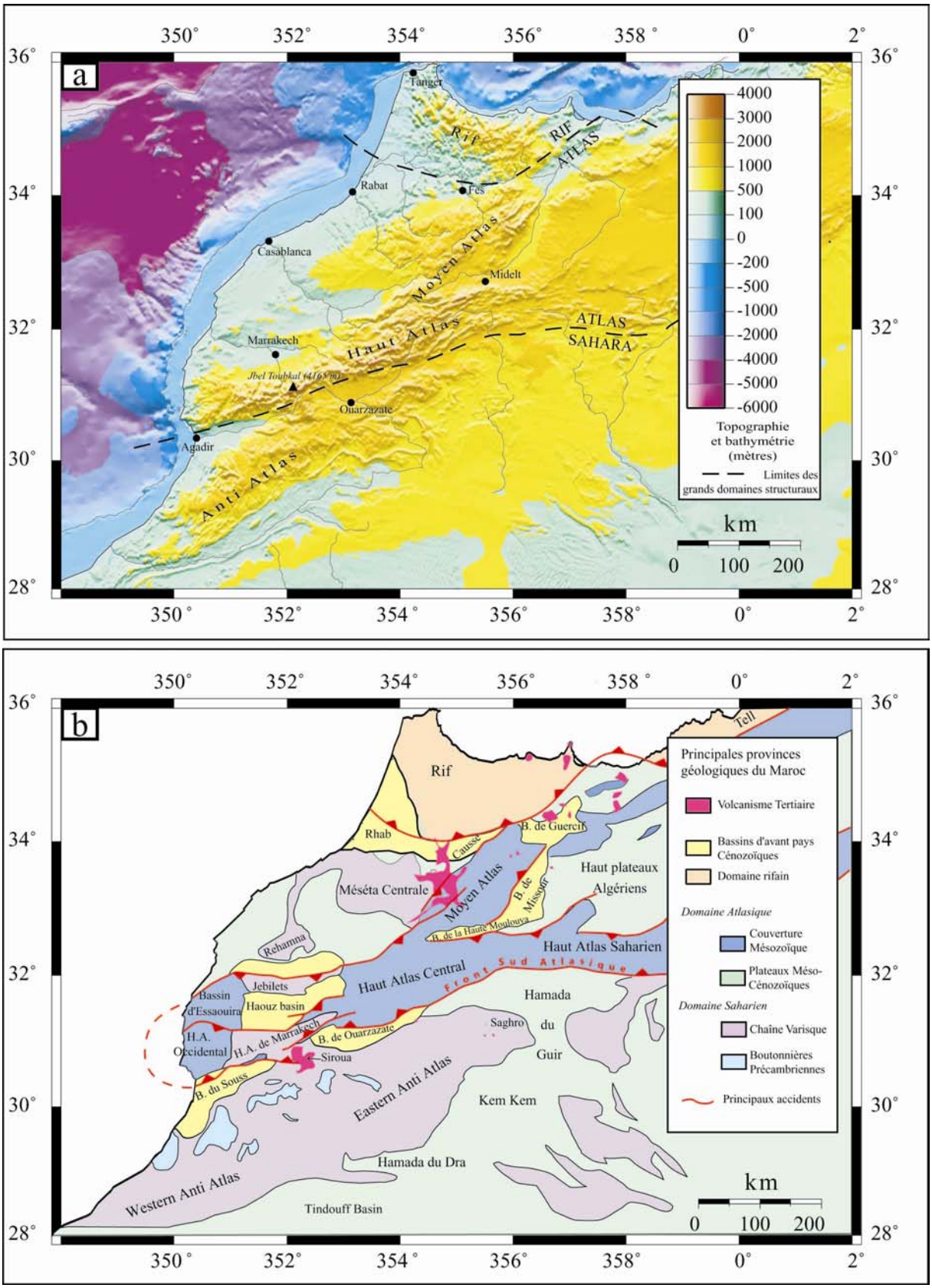


Fig. I. 22. (a) Carte topographique du Nord marocain (données GEBCO).
(b) Grands domaines géologiques du Maroc et toponymie utilisée dans ce manuscrit.
On remarquera les altitudes particulièrement élevées des chaînes Atlasiques par rapport au Rif qui constitue pourtant la limite entre les plaques Afrique et Eurasie, ainsi que la position « perchée » des bassins d'Ouarzazate, Missour, et de la Haute Moulouya.

On notera que l'ensemble de ces chaînes, à l'exception de l'Anti-Atlas, est localisé sur le site des anciens grabens hérités du rifting Triasico-Liasique (voir Fig. I.12.).

Un trait caractéristique des Atlas marocains est leur altitude très élevée, alors que le raccourcissement est lui relativement limité. Les premiers travaux de sismique profonde ont montré **qu'il n'existe pas de racines crustales développées sous ces chaînes** : le Moho est situé dans le Haut Atlas de Marrakech entre 35 et 39 km au maximum (Makris et al., 1985 ; Tadili et al., 1986 ; Wigger et al., 1992 ; Ramdani, 1998). La croûte de l'Anti-Atlas ne présente aucun épaississement. Dès lors, un autre mécanisme se surimposant au raccourcissement crustal doit être invoqué pour expliquer une telle topographie. Lorsque j'ai débuté cette thèse, les travaux récents montraient que ce mécanisme était probablement un fort amincissement de la lithosphère (Frizon de Lamotte et al., 2004). Cependant, aucune quantification de son effet sur le relief des Atlas n'avait été proposée. De plus, sa géométrie était encore énigmatique. Ces points feront l'objet du chapitre II.

Nous verrons que si cet amincissement de la lithosphère explique une partie du relief marocain, il ne le justifie pas intégralement, et **le raccourcissement crustal** joue un rôle significatif. Ce raccourcissement a déjà fait l'objet de nombreuses études (voir par ex. Beauchamp et al., 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Benammi, 2002 ; Teixell et al., 2003 ; Arboleya, 2004), en particulier dans le Haut Atlas Central, le Moyen Atlas, le Haut Atlas Occidental, et sur la marge Atlantique, c'est-à-dire dans les zones où la couverture Mésozoïque affleure bien et/ou des données de subsurface sont disponibles. **Le Haut Atlas de Marrakech, où affleure essentiellement le socle Panafricain/Paléozoique a lui été très peu étudié**, à l'exception de ses bordures (Fraissinnet, 1989 ; Zouine, 1993). Cette absence de travaux sur le comportement du socle a conduit les auteurs travaillant dans les autres chaînes marocaines à des interprétations de la structure profonde totalement opposées. On pourra par exemple consulter les coupes proposés par Teixell et al. (2003) ou Arboleya et al. (2004) et Beauchamp et al. (1999) et reproduites dans le chapitre III.1.. Les premiers proposent un plissement souple des séries anté-Mésozoiques, sans découplage mécanique avec la couverture. Les seconds proposent une tectonique cassante dans le socle, où ils accommodent le raccourcissement mesuré dans la couverture par un important système de duplex. Nous nous sommes donc attaché à établir une **synthèse des différentes colonnes litho-stratigraphiques** jusqu'au Précambrien dans et autour du Haut Atlas de Marrakech, identifiant les différents niveaux de décollements et les structures

associées. Ceci nous a permis de souligner le rôle de l'héritage tectono-sédimentaire. Ce travail fait l'objet du chapitre III.

Une autre singularité de ces chaînes est le **faible développement des bassins d'avant-pays** (Fig. I.22.). Seuls le Haouz, au Nord du Haut Atlas occidental et du Haut Atlas de Marrakech, et le Souss, au Sud du Haut Atlas Occidental, sont relativement bien développés (altitudes comprises entre 0 et 600 m, remplissage Méso-Cénozoique supérieur au kilomètre, subsidence encore active). Au Sud du Haut Atlas de Marrakech et du Haut Atlas Central, le bassin de Ouarzazate est **perché à plus de 1300 m et est soumis à l'érosion**. Il est séparé du bassin du Souss par un haut de socle faisant face aux plus haut sommets de la chaîne : le **plateau du Siroua**, constitué de socle précambrien et supportant un important volcan Mio-Pliocène, le Siroua s.s., culminant à **plus de 3300 m**. A l'Est du Moyen Atlas, les bassins de la Haute Moulouya et de Missour sont dans la même situation que le bassin de Ouarzazate. Pour comprendre le faible développement de ces bassins et leurs altitudes élevées, nous avons focalisé notre étude sur le versant Sud du Haut Atlas (Plateau du Siroua, bassin de Ouarzazate, bassin du Souss ; Fig. I.22.). Le problème de l'altitude anormalement élevée du plateau du Siroua n'avait pas été abordé depuis le travail de G. Choubert en 1942, et nous avons souhaité proposer une nouvelle interprétation combinant nos acquis sur la structure lithosphérique et sur le raccourcissement dans la croûte. Elle fait l'objet de la première partie du chapitre IV.

Enfin, un point crucial était l'objet de vifs débats au début de cette thèse : **la chronologie de la déformation** n'était pas établie avec certitude, et variait considérablement selon les auteurs. On pourra prendre l'exemple de la chronologie proposée par Beauchamp et al. (1999), pour qui la déformation commence **dès le Crétacé** et est à son paroxysme **pendant l'Oligocène (entre 20 et 30 Ma)**. Totalement à l'opposé, Frizon de Lamotte (2000), propose une chronologie en **deux phases, l'une Eocène supérieur, l'autre Pléistocène à Quaternaire**. La principale difficulté pour contraindre le scénario de la déformation au Maroc est le manque de données : en effet, comme on l'a vu, les bassins d'avant pays sont très peu développés. Par conséquent, l'enregistrement sédimentaire fréquemment utilisé pour déduire les phases orogéniques est très délicat à interpréter. Ce travail est d'autant plus compliqué que les faciès sont en grande partie continentaux et donc difficiles à dater. Nous avons cherché à contraindre cette chronologie en réalisant les premières **analyses par traces de fission dans le Haut Atlas de Marrakech**. Aucune donnée n'était alors publiée sur l'ensemble des Atlas. Même si le nombre d'échantillons exploitables s'est révélé très limité, plusieurs âges ont été obtenus et combinés avec ceux d'Omar

Saddiqi (Université de Casablanca). L'interprétation a été réalisée en tenant compte des arguments géologiques, et a permis de mieux contraindre l'âge des processus à l'origine du relief. Ce travail fait l'objet de la deuxième partie du chapitre IV de cette thèse.

II. Une composante lithosphérique dans la topographie des Atlas marocains : modélisation, quantification, origine.

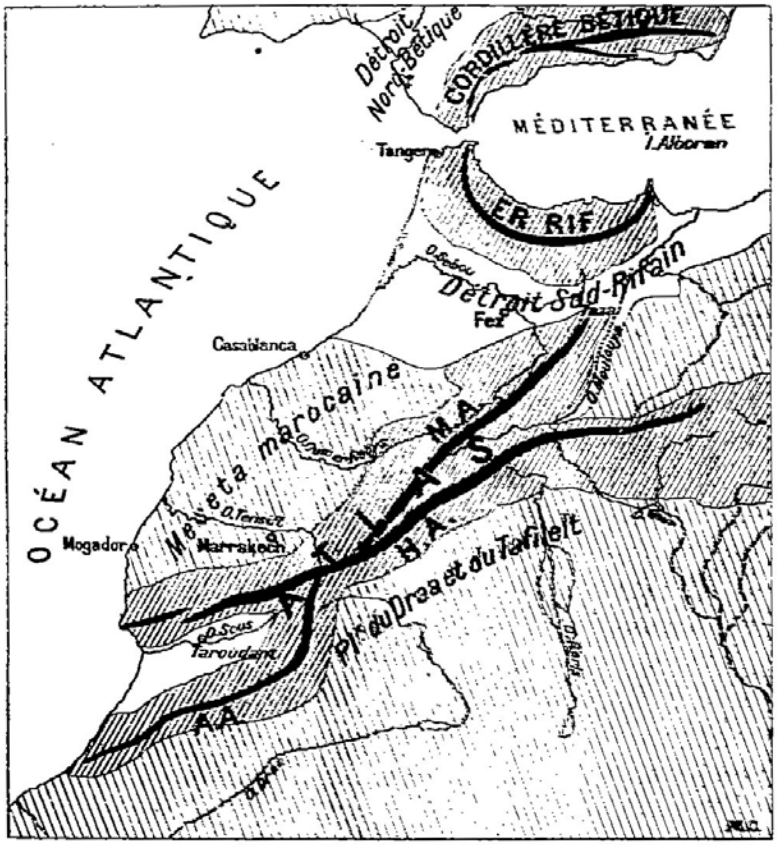


Planche 2. « Schéma orographique du Maroc » par Louis Gentil, 1912.
A.A. Anti Atlas ; H.A. Haut Atlas ; M.A. Moyen Atlas

II.1. Des indices d'une composante lithosphérique dans la topographie des Atlas : introduction.

Les premiers travaux synthétiques visant à contraindre la structure marocaine profonde remontent au milieu des années 70. Dès les années 60, après l'indépendance et l'unification des zones Nord et Sud du pays, un premier jeu de données gravimétriques est obtenu par l'Institut Géographique National français dans le cadre d'une campagne de nivellement de précision. En 1974, puis en 1975 et enfin 1980, une série de profils sismiques profonds sont effectués. La première campagne ne concerne que la mer d'Alboran, alors que les deux suivantes s'intéresseront entre autres au Haut Atlas, à l'Anti-Atlas et à la Méséta. Au début des années 80, une nouvelle carte gravimétrique est publiée (Van den Bosch, 1981). Les premiers travaux concernant la structure de la croûte marocaine sont eux publiés au milieu des années 80 (Makris et al., 1985 ; Tadili et al., 1986).

Rapidement, une contradiction apparente est mise en évidence entre **la topographie et les données de sismiques et de gravimétrie**.

Les profils sismiques (voir plan de position, fig. II.1.), si l'on suit les résultats de Makris et al., 1985, montrent **l'absence totale de racines sous l'Anti-Atlas, le Haut Atlas occidental et les Mésétas**, avec une croûte d'épaisseur constante à **30 km** dans ces trois domaines. Le **Moho est situé à 36 km sous le Haut Atlas de Marrakech**, où se trouvent les plus hauts sommets de la chaîne. A l'Ouest de Midelt, dans le Moyen Atlas, la croûte est d'environ 33 km.

Les travaux suivants viendront confirmer ces épaisseurs crustales (Ben Sari, 1987 ; Wigger et al., 1992). **De telles valeurs ne peuvent pas maintenir les altitudes élevées des Atlas marocains si l'on considère un équilibre isostatique au niveau crustal**. Un rapide calcul permet de le démontrer (Fullea Urchulutegui et al., 2006) : si l'on considère une topographie de l'ordre de 2.5 à 3 km, une densité crustale de 2780 km/m^3 et une densité du manteau lithosphérique de 3245 kg/m^3, alors la racine nécessaire pour obtenir l'équilibre isostatique doit être comprise entre 15 et 18 km. Ces valeurs impliqueraient un Moho compris entre 43 et 46 km, ce qui n'est donc pas le cas.

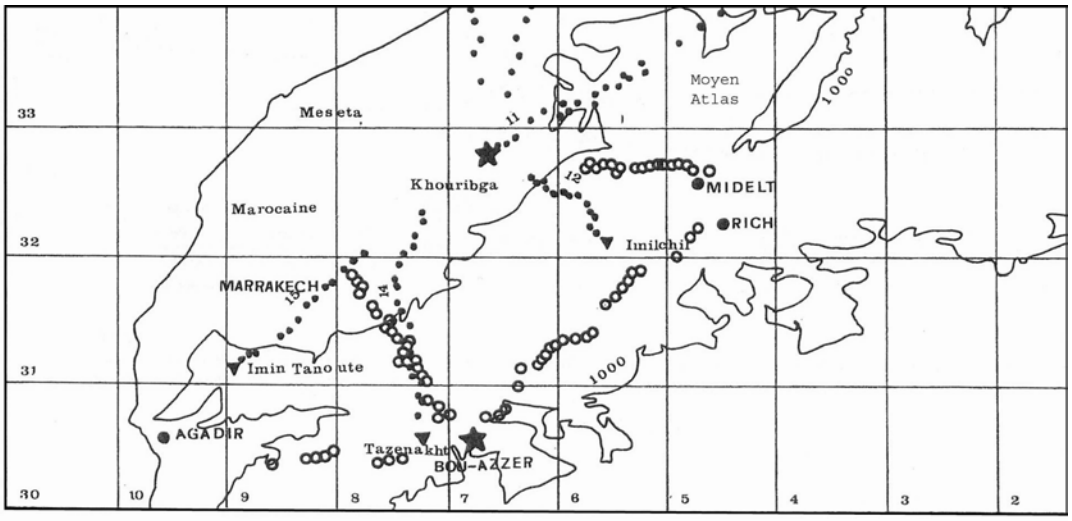


Fig. II.1. Position des stations de mesure et points de tirs (étoiles) des campagnes sismiques de 1975 (cercles noirs) et 1980 (cercles vides). L'Anti-Atlas central ainsi que le Haut Atlas de Marrakech sont relativement bien couverts. Modifié d'après Tadili et al., 1986.

Dès lors, il sera proposé l'hypothèse que les Atlas sont en déséquilibre isostatique. Makris et al. (1985) propose que ce résultat soit indicatif de **processus tectoniques encore actifs.**

.

Un tournant sera franchi en 1996 avec la publication par Seber et al. de résultats d'analyse télésismique sous le Rif et les Atlas. 250 ondes P et PKP seront enregistrées par un réseau de 30 stations installé en 1991 (Ben Sari, 1991), et 92 seront retenues. Elles montrent l'existence **d'une zone de basse vitesse entre 35 et 150 km de profondeur sous les Atlas**. Cette zone est interprétée comme étant une **lithosphère amincie et affaiblie**. Les auteurs proposent de relier à cette anomalie la sismicité intermédiaire identifiée depuis longtemps (Hatzfeld et Frogneux, 1981 ; Tadili et Ramdani, 1983) et jusqu'alors difficile à expliquer, étant donné l'absence de toute subduction dans le système atlasique. Cette idée sera ensuite détaillée par Ramdani en 1998 qui suggérera un **processus de délamination**. Seber et al., 1996, suggèrent de plus :

- que cette lithosphère amincie joue probablement un rôle important dans le soulèvement du système atlasique (« There may be a positive buoyancy force contribution to the uplift of the Atlas mountains »).

- qu'il pourrait s'agir d'un processus majeur dans le développement des chaînes intracontinentales en général.

Par la suite, de nouveaux travaux viendront confirmer les résultats concernant les épaisseurs crustales (Sandvol et al., 1998 ; Van der Meijde et al., 2003).

Il faudra attendre 2004 pour que la structure lithosphérique marocaine fasse l'objet d'une nouvelle étude. Dans le cadre du projet Transmed, Hermann Zeyen réalise un modèle d'échelle lithosphérique intégrant plusieurs jeux de données : gravimétrie, géoïde, topographie, flux de chaleur. Le profil publié (Frizon de Lamotte et al., 2004 – voir un extrait Fig. II.2.) montre un fort amincissement de la lithosphère sous le Haut Atlas central. D'autres profils basés sur la même méthode viendront confirmer ce résultat sous le Haut Atlas central (Teixell et al., 2005) et sous le Moyen Atlas (Zeyen et al., 2005).

Lorsque j'ai débuté cette thèse, nous avons cherché à : **(1) vérifier l'étendue de cette anomalie à l'Ouest des profils déjà publiés ; (2) quantifier son effet sur la topographie et (3) discuter son âge et son origine**. L'ensemble des résultats obtenus est présenté dans la partie qui suit.

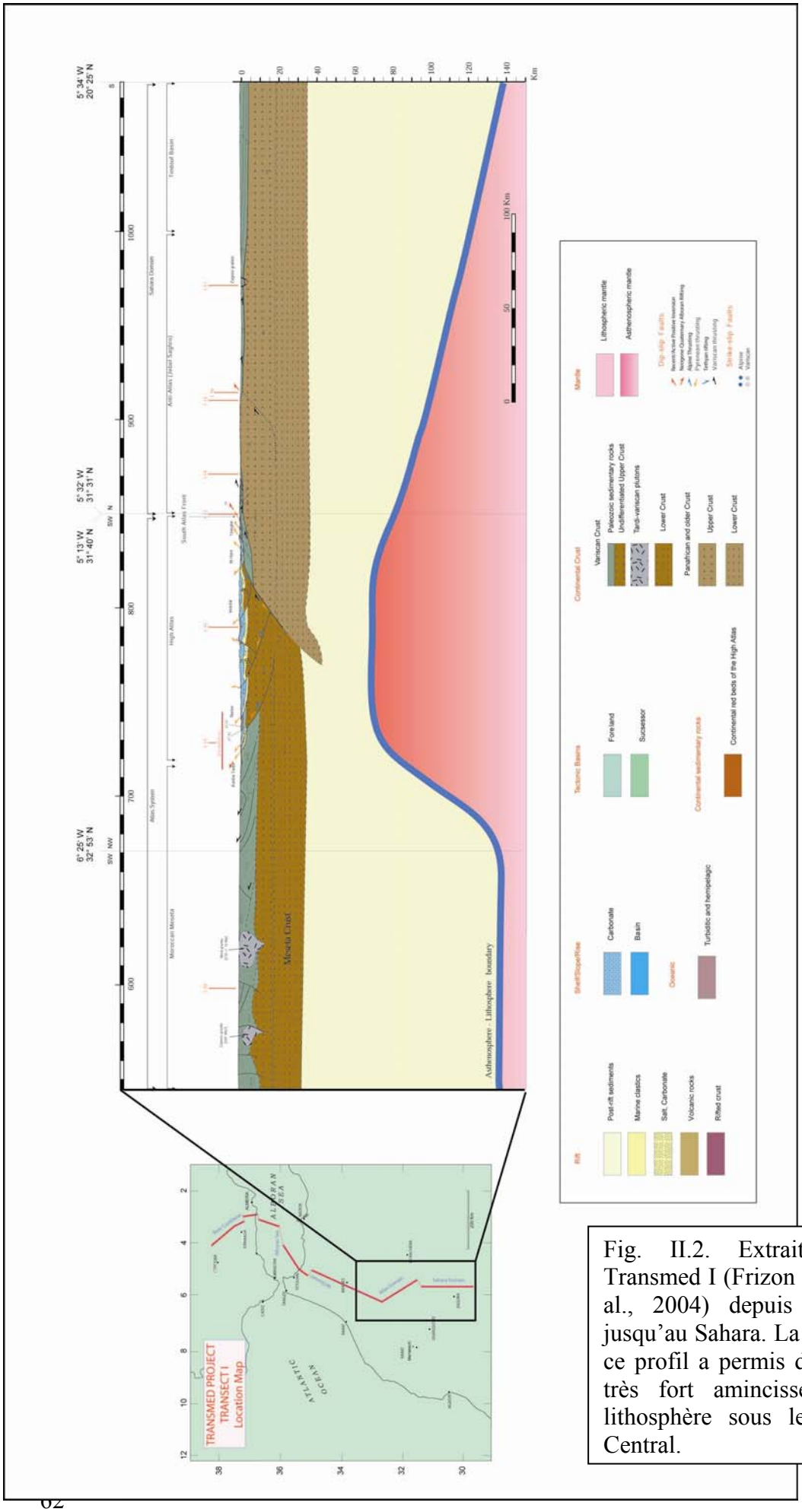


Fig. II.2. Extrait du profil Transmed I (Frizon de Lamotte et al., 2004) depuis les Mesetas jusqu'au Sahara. La réalisation de ce profil a permis de montrer un très fort amincissement de la lithosphère sous le Haut Atlas Central.

II.2. Le relief des chaînes des Atlas marocains : origine crustale et asthénosphérique – Article 1.

Le texte qui suit a été publié dans la revue Journal of Geophysical Research en 2006 sous la référence suivante :

Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sebrier, M. & Saddiqi, O., 2006. Crustal versus Asthenospheric Origin of the Relief of the Atlas Mountains of Morocco. *J. Geophy. Res* 111(B03401), doi:10.1029/2005JB003708.

Résumé

Les rôles respectifs du raccourcissement crustal et des processus asthénosphériques sur la topographie des chaînes marocaines sont analysés. Un algorithme direct par essai erreur tenant compte des données de gravité (anomalies de Bouguer et à l'air libre), de géoïde, de flux de chaleur et de topographie est utilisé pour contraindre la structure lithosphérique. Trois profils parallèles, traversant le Haut Atlas et l'Anti-Atlas montrent que la lithosphère est amincie, avec des épaisseurs inférieurs à 60 km. La quantification de l'effet de cet amincissement sur le relief permet de montrer que la totalité du relief de l'Anti-Atlas est lié à ce processus profond. Dans le Haut Atlas, il explique 1/3 du relief de la partie Occidentale (500 m pour un relief moyen de 1500 m) et la moitié du relief du Haut Atlas Central, soit environ 1000 m. A l'échelle du Maroc, le domaine affecté par l'amincissement lithosphérique a une géométrie allongée selon une direction NE/SW, recoupant non seulement les principaux domaines structuraux mais aussi la limite de plaque Afrique – Eurasie au Nord. Cette anomalie est associée à un volcanisme essentiellement Miocène à actuel et à une bande de sismicité. Nous proposons que cet amincissement soit lié à un panache peu profond mis en place pendant le Miocène Moyen – Supérieur, lors d'une période de relative quiescence tectonique.

Abstract

We investigate the respective roles of crustal tectonic shortening and asthenospheric processes on the topography of the High Atlas and surrounding areas (Morocco). The lithospheric structure is modeled with a direct trial-and-error algorithm taking into account gravity (Bouguer and free air), geoid, heat flow and topography. Three parallel cross-sections, crossing the High and Anti-Atlas ranges show that the lithosphere is thinned to 60 km below these mountain ranges. An analysis of the effect of the lithospheric thinning allows us to conclude that the whole topography of the Anti-Atlas, which belongs to the Sahara domain, is due to asthenospheric processes. In the High Atlas, the lithospheric thinning explains a third of the relief of the Western High Atlas, 500 m for a mean altitude of 1500 m, and half of the relief of the Central High Atlas, 1000 m for a mean altitude of 2000 m. At the scale of Morocco, the domain affected by lithospheric thinning forms an elongated NE-SW strip crossing not only the main structural zones but also the Atlantic margin to the south and the Africa-Eurasia plate boundary to the north. This major lithospheric thinning is associated with Miocene to recent alkaline volcanism and seismicity. We propose that this thermal anomaly is related to a shallow mantle plume, emplaced during Middle to Late Miocene time, during a period of relative tectonic quiescence.

Key words: Atlas system (Morocco), Lithospheric modelling, Origin of relief, Tectonic shortening.

1. Introduction

In Morocco, the most elevated regions are situated in the Atlas System (including the High and Middle Atlas belts) and, further south, in the Anti-Atlas domain (Fig. 1). This topography is generally considered of tectonic origin exclusively, i.e. due to crustal shortening in the framework of the active convergence between the African and Eurasian plates (see Frizon de Lamotte [2000] and references therein).

It has been known for a relatively long time that the crustal root beneath the Atlas Mountains is not thick enough to isostatically support the topography [Tadili et al., 1986; Makris et al., 1985; Wigger et al., 1992; Mickus and Jallouli, 1999; Ayarza, 2005]. This subject remains a matter of debate due to an apparent discrepancy:

- Gravity modelling suggests a crustal root down to 50 km, i.e. a low density body at depth [Seber et al., 1996].
- Seismic surveys show a crustal root ranging between 35 and 39 km under the highest part of the High Atlas [Makris et al, 1985; Tadili et al., 1986; Wigger et al. 1992; Ramdani, 1998].

The major problem pointed out by this last observation is that such a small root cannot maintain an isostatically compensated belt with topographic highs above 4000 m. It is the reason why different authors [Makris et al, 1985; Qureshir, 1986; Van den Bosch, 1981; Gomez et al. 1998] propose that the Atlas Mountains are presently in an uncompensated isostatic state. Schwarz and Wigger [1988] suggest that the topography could have a deep origin, which, in other words, means that the compensation level would be deeper than the Moho discontinuity.

Recent papers propose a solution invoking a thin and hot lithosphere. Seber et al. [1996], based on teleseismic P-wave travel time tomography, show that an upper mantle low velocity anomaly exists beneath the High Atlas and propose that this anomaly contributes to the relief. Ramdani [1998] explains the rapid uplift of the Atlas Mountains, the volcanism, and the intermediate-depth of earthquakes by a delamination process subsequent to the tectonic thickening of the whole lithosphere. Teixell et al. [2003], studying the Central High Atlas by means of three parallel balanced cross-sections, put forward an anti-correlation between the relief and the tectonic shortening. These results also suggest an asthenospheric origin for at least part of the relief.

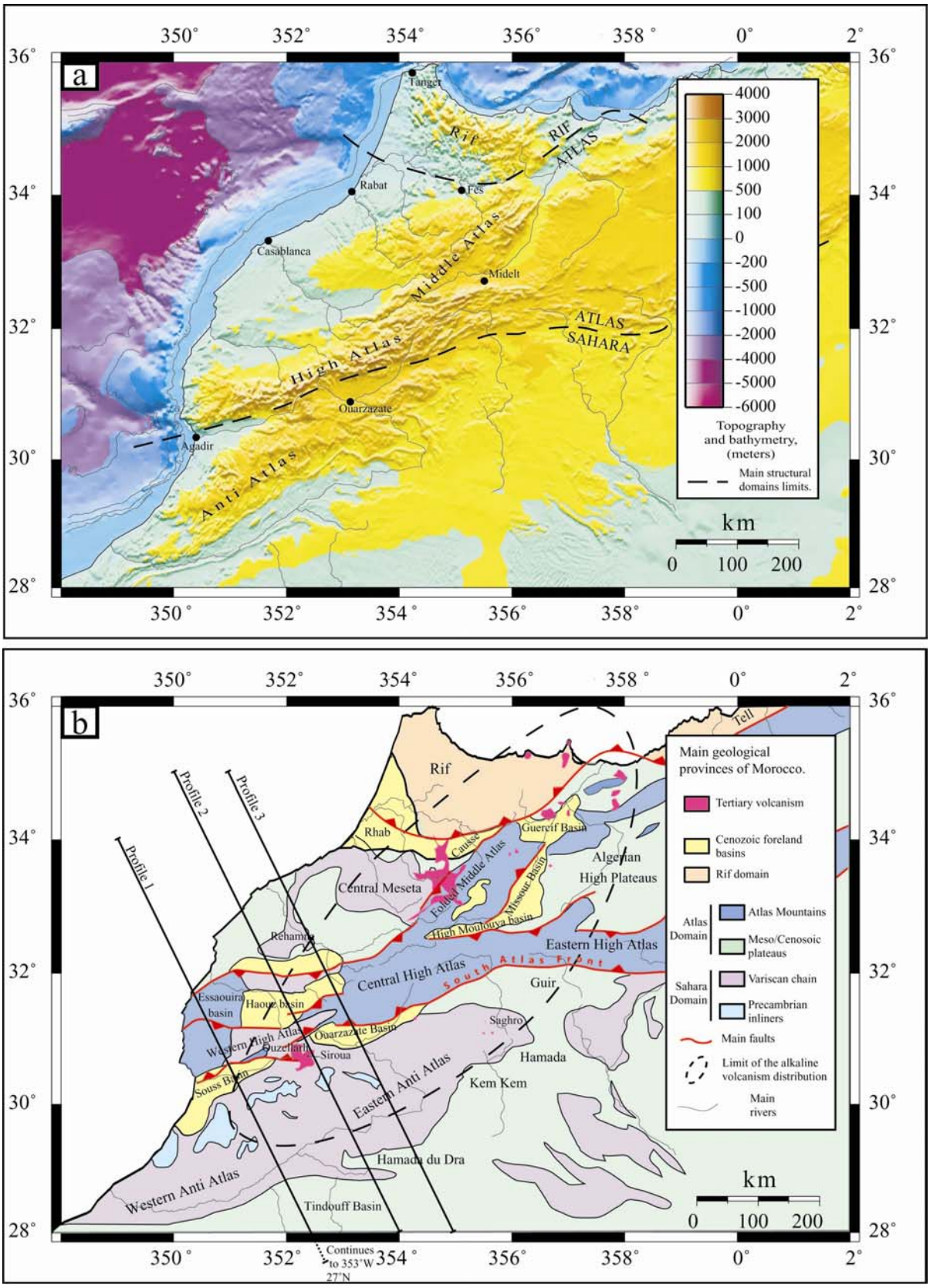


Figure 1. a. Topographic map of Northern Morocco (GEBCO data). The three major structural domains (Rif, Atlas and Sahara) are indicated. Note that the intraplate High Atlas chain is higher than the Rif situated along the Africa-Eurasia plate limit. Relief follows two trends: one WSW-ENE is parallel to the structural boundary between Atlas and Sahara domains; the other SW-NE being oblique.

b. Structural sketch of the studied area. The position of the three lithospheric transects is indicated.

East of the area studied in this paper, Frizon de Lamotte et al. [2004], Zeyen et al. [2005] and Teixell et al. [2005] modeled a thinned lithospheric structure beneath the Atlas system using gravity, geoid, heat flow, and topography data following the joint direct method fully described in Zeyen and Fernandez [1994]. Finally, a first 3D view of this zone of thinned lithosphere beneath the Atlas is given by Fullea et al. [2005], using a joint inversion method of geoid and topography anomalies without taking into account gravity anomalies.

The aims of the present paper are (1) to identify the geometry of the lithospheric anomaly west of the before-mentioned profiles and in the Anti-Atlas area [Frizon de Lamotte et al., 2004; Zeyen et al., 2005], (2) to quantify its influence on the present topography of the Atlas Mountains domain, and (3) to discuss its relationships with the geological history. After a short outline of the regional geology, we will present three new parallel lithospheric cross sections cutting through the lithospheric anomaly. Then, we will discuss the influence of the anomaly on the topography of the region. Finally, we will present its geometry in map view, its possible origin and the timing of the Atlas system uplift.

2. Geological setting

The Atlas system of Maghreb is an intra-continental orogenic domain running from Morocco to Tunisia over 2000 km. In Morocco, the Atlas system comprises the Middle Atlas and High Atlas belts and the Moroccan Meseta, which is a rigid block exhibiting a tabular thin Meso-Cenozoic cover sandwiched between the Rif, the Atlas belts and the Atlantic Margin (Fig 1). East of the Middle Atlas, the Algerian High Plateaus are also a rigid core between the Tell, which is the eastern continuation of the Rif, and the Sahara Atlas. Then, at the scale of Maghreb, the Atlas system is bound northward by the Tell-Rif front and southward by the South-Atlas-Front (Fig. 1).

The Middle and High Atlas correspond to inverted Mesozoic intra-continental basins (see Laville et al [2004] and references therein). The Middle Atlas is trending NE-SW while the High Atlas trend is WSW-ENE, both directions were inherited from the initial Triassic rifting. The highest peak of Morocco, and also of North Africa, is situated in the High Atlas (4165m at Jebel Toubkal).

South of the South-Atlas-Front and roughly parallel to the High Atlas is the Anti-Atlas domain (Fig. 1). It is a foreland fold belt that belongs to the Variscan Appalachian-Ouachita-Mauretanides fold belt (see Helg et al. [2004] and references therein). It comprises Panafrican or

older basement uplifts and a thick folded sedimentary cover including the uppermost Proterozoic and Paleozoic series. West, South, and East of the Anti-Atlas, the Upper Cretaceous and younger rocks rest unconformably on the Paleozoic rocks, forming large tablelands locally called "Hamadas" (Fig. 1).

The development of marginal foreland basins is expected along the borders of orogenic systems. So, for the purpose of our paper it is interesting to note the poor development and the absence of continuity of Cenozoic flexural basins fringing the Middle and High Atlas (Fig. 1). This is particularly clear along the South-Atlas-Front (SAF), at the boundary between the High Atlas and the Anti-Atlas. At the westernmost end of the SAF, the Souss is a slightly subsiding flexural basin. East of it, the SAF cuts through a basement high, the Ouzellarh promontory [Choubert, 1942], which presents a mean elevation of about 2000 m and supports remnants of an Upper Cretaceous cover and a large Miocene volcanic complex, the Siroua [Berrahma and Delaloye, 1989; De Beer et al, 2000]. East of the Ouzellarh, the Ouarzazate Basin is an inactive flexural basin, which is presently carried up to a mean altitude of 1300 m and undergoes erosion. Further east, the Ouarzazate Basin disappears and the High Atlas directly over-thrusts the flat and thin sedimentary cover of the Guir Hamada. Between the High and the Middle Atlas, the High Moulouya and Missour Basins are at a mean altitude of 1000 m (Fig. 1). Situated west of the folded Middle Atlas, the Middle Atlas "Causse" corresponds to a tabular high plateau uplifted at a mean altitude of 1500 m. By contrast, the Haouz and Essaouira Basins, situated north of the westernmost High Atlas, are both located at low altitude (below 500 m). None of the available models are able to explain such differences in the topography of the undeformed zones.

3. Method and data

In order to explore the lithospheric structure of the Atlas and Anti-Atlas domains in Morocco, we used the trial-and-error algorithm of Zeyen & Fernandez [1994], which determines the two-dimensional thermal and density structure of the lithosphere and therefore allows us to take into account the dependence of body density on temperature. This method, though it does not give a unique solution, allows us to greatly reduce the number of possible solutions through the combined use of different geophysical data sets.

The modelling algorithm uses the fact that gravity, geoid and topography (calculated in local isostatic equilibrium) all depend on the density distribution but with different distance dependence [Zeyen et al., 2005]. Topography reflects variations in average density of the

lithosphere. The effect of density variations on gravity anomalies decreases proportionally to r^{-2}, whereas geoid undulations diminish proportionally to r^{-1}.

Topography t is calculated as:

$$t = \frac{\rho_a - \overline{\rho_1}}{\rho_a} H + t_0$$

where ρ_a is the density of the asthenosphere (3200 kg/m^3); $\overline{\rho_1}$ is the average density of the lithosphere; H is the thickness of the lithosphere (including the topography t); t_0 = -2380 m is a calibration constant that allows us to calculate absolute topography [Lachenbruch and Morgan, 1990] with respect to sea level. Variations of average density of the lithosphere and therefore of topography may be induced by density variations in the crust, crustal thickness variations or temperature variations in the lithospheric mantle, i.e. thickness of the lithosphere. The densities in the mantle are related linearly to temperatures through the formula:

$$\rho(T) = \rho_a * (1 - \alpha (T - T_a))$$

where α is the thermal expansion coefficient ($3.5 * 10^{-5}$ K^{-1}) and T_a the temperature at the lithosphere-asthenosphere boundary defined as the 1300 °C isotherm.

Gravity and geoid anomalies are calculated in 2D [Talwani et al., 1959 and Zeyen et al., 2005, respectively]. Gravity anomalies are mainly sensitive to density variations at shallow levels, i.e. in the crust, whereas geoid undulations and topography reflect also deeper-seated density variations and are rather sensitive to lithospheric thickness. Surface heat flow data, despite their significant lateral variability and inhomogeneous geographical distribution, constitute another parameter to control temperature distribution in the lithosphere depending on its thickness and the distribution of heat-producing elements.

In order to calculate the in situ densities, the algorithm has to calculate first the temperature distribution. For this, a finite element grid is superposed on a predefined structure consisting of different bodies with constant heat production and thermal conductivity in each body (Table 1). The temperatures were calculated in steady state with the following boundary conditions: fixed temperatures at the top (10 °C) and the bottom (1300 °C) of the lithosphere and no horizontal heat flow at the vertical boundaries. The calculation in steady state is a simplification; however, this simplification minimizes the variations of lithospheric thickness: On the one hand, lithospheric thinning increases topography and vice versa. If, however, the thinning has occurred only recently, most of the lithosphere conserves the earlier lower temperatures and keeps topography at a lower level, so that one would need an even thinner

lithosphere to adjust the data. We opted for the steady state calculations since the timing of thickness variations is too uncertain to confidently make calculations in non-steady state.

Surface heat flow has been compiled by Rimi [1990; 1999]. The data on figure 2 (dots with error bars) are projected from a 100 km wide strip to each side of the profiles. All free air gravity and topography data used are taken from the world-wide data sets available from the site ftp://topex.ucsd.edu/pub [Sandwell and Smith, 1997]. Bouguer gravity data in Morocco have been taken from a gridded data set based on the data published by Hildenbrand et al. [1988]. The topography data have estimated errors of less than 20 m onshore and less than 200 m offshore (see e.g. http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/report/s7/s7Bi.html). The uncertainty of the free air gravity data is estimated as 3-5 mGal offshore [Sandwell and Smith, 1997], whereas the Bouguer data in Morocco (see Fig. 3 for point distribution) have errors of less than 1 mGal [Van den Bosch, 1981]. Most of these data were obtained with topographic correction of less than 0.5 mGal; locally those corrections may reach a maximum of 6 mGal.

Geoid height (Figure 2d) is taken from the EGM96 global model [Lemoine et al., 1998) with errors of less than 30 cm (http://cddis.gsfc.nasa.gov/926/egm96/contents.html). In order to avoid effects of sublithospheric density variations on the geoid, we have removed the geoid signature corresponding to the spherical harmonics developed until degree and order 8 [Bowin, 1991]. Since our calculations were done in 2D, it is important to have a measure of the variability of the data in the direction perpendicular to the profile. To avoid small-scale local extrema, the different data sets were averaged every 5 km from a 50 km wide strip on both sides of the profile (100 km for the heat flow data) and the standard deviation of the data within these strips, that is everywhere larger than the data uncertainty at every single point, is considered to represent the uncertainty of our data. In figure 2, those data are represented on each model by dots with error bars that correspond to the standard deviation of the data within the strip.

Crustal thickness is constrained at some locations by seismic reflection data [Makris et al., 1985] and these constraints are shown on figure 2 with an assumed vertical uncertainty of +/- 2 km.

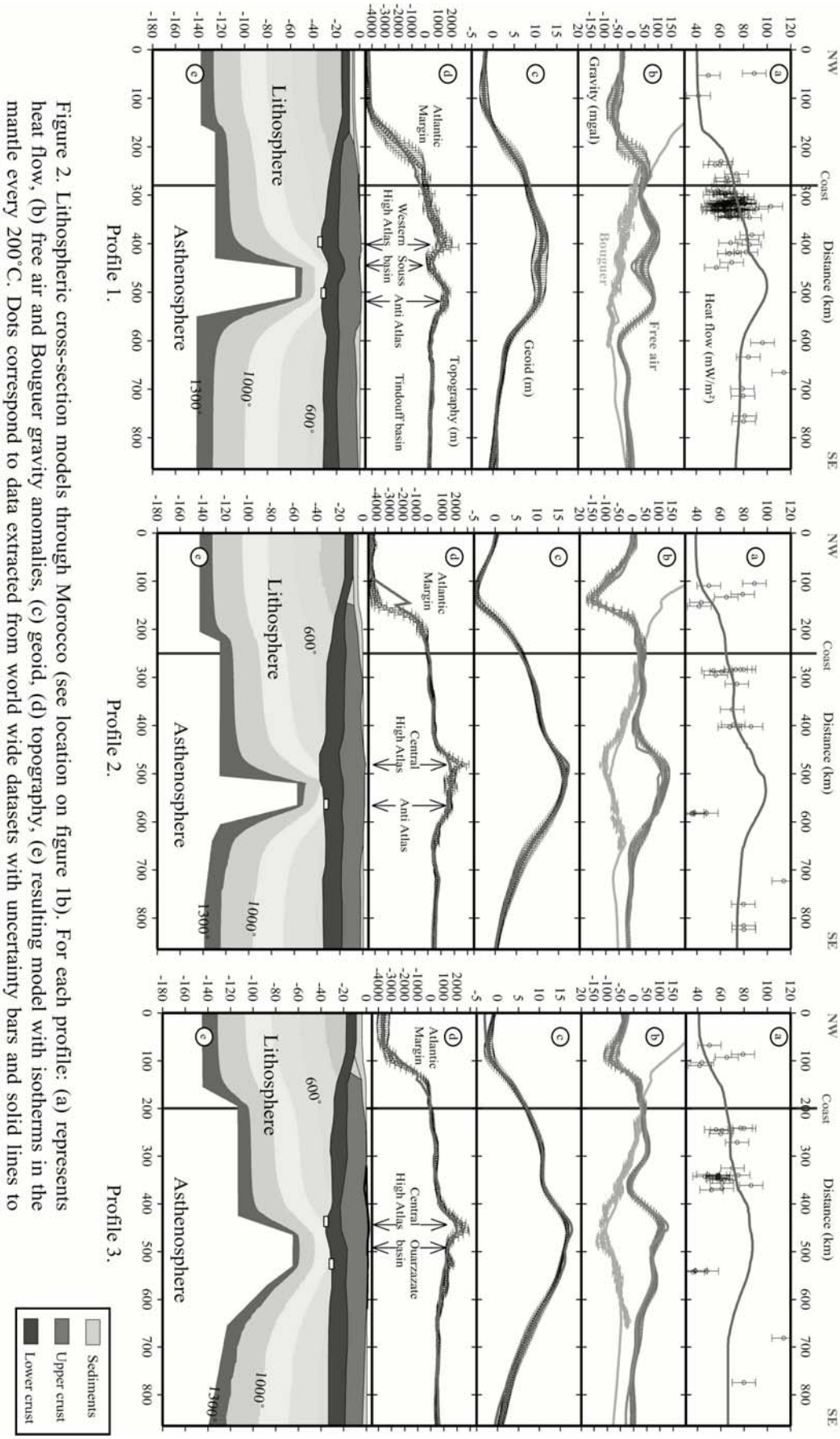


Figure 2. Lithospheric cross-section models through Morocco (see location on figure 1b). For each profile: (a) represents heat flow, (b) free air and Bouguer gravity anomalies, (c) geoid, (d) topography, (e) resulting model with isotherms in the mantle every 200°C. Dots correspond to data extracted from world wide datasets with uncertainty bars and solid lines to calculated values. The model includes asthenosphere, lithosphere with temperature distribution, upper and lower crust, and sediments. The crustal structures are drawn wherever possible from available seismic data (white boxes). Short wavelength discrepancies between measured data and modelling could be due to not fully compensated structures or small local variations of density distribution. The Atlantic Margin is beyond the scope of this paper and has only been modeled to avoid edge effects.

Table 1. Properties of the different bodies.

Body	Heat production ($\mu W/m^3$)	thermal conductivity (W/(K*m))	Density (Kg/m^3)
Sediments	$2*10^{-6}$	2	From 2300 to 2400
Upper crust	$2.5*10^{-6}$	3	2770
Lower crust	$2*10^{-7}$	2.1	2900
Lithospheric mantle	$2*10^{-8}$	3.2	(Temperature dependant)

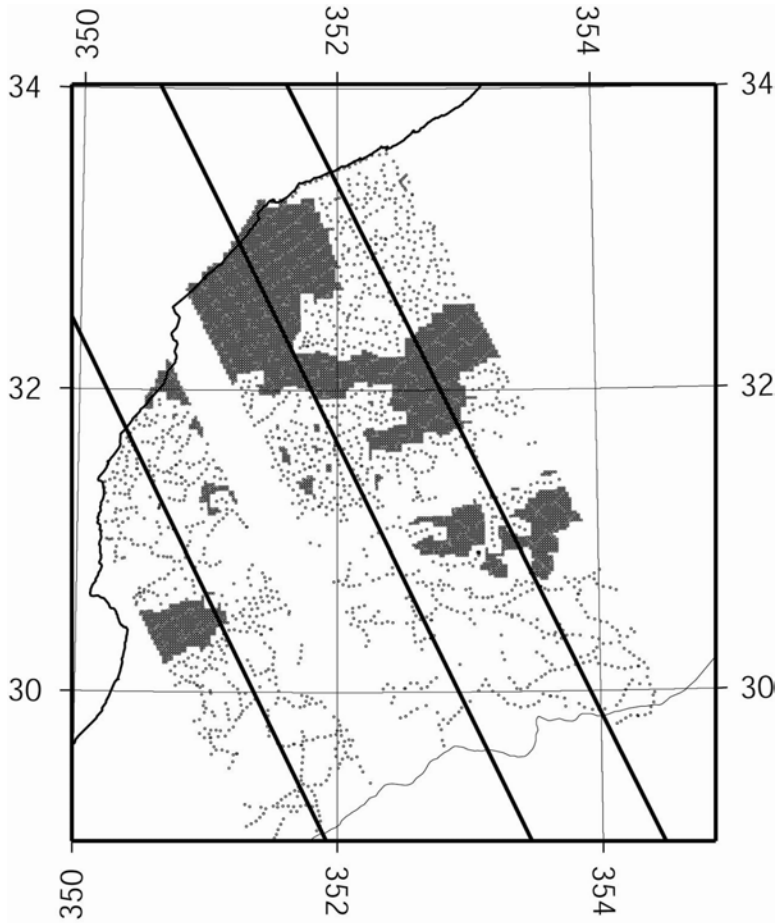


Figure 3. Distribution of the Bouguer gravity data used in this study [Hildenbrand, 1984].

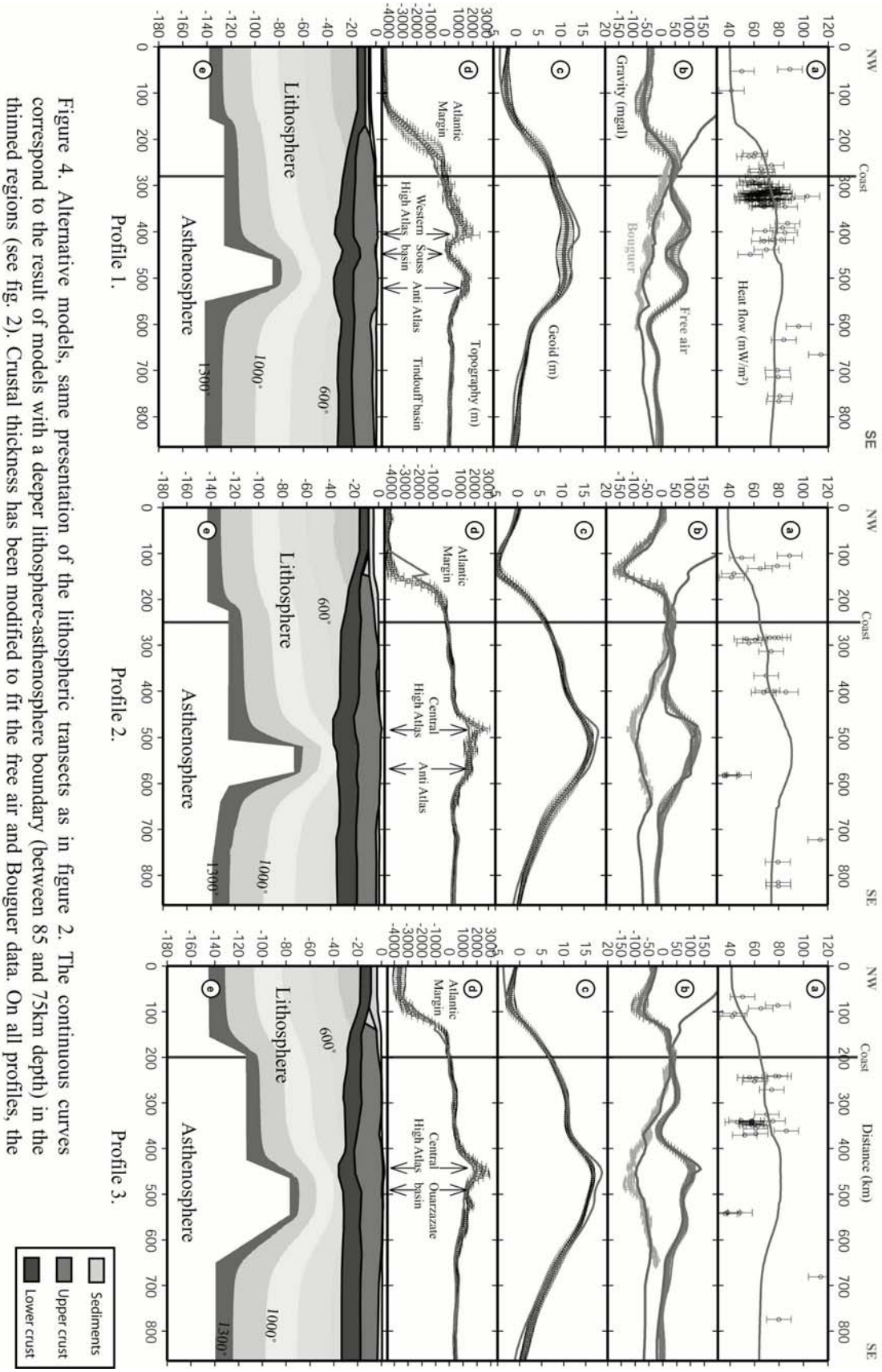


Figure 4. Alternative models, same presentation of the lithospheric transects as in figure 2. The continuous curves correspond to the result of models with a deeper lithosphere-asthenosphere boundary (between 85 and 75km depth) in the thinned regions (see fig. 2). Crustal thickness has been modified to fit the free air and Bouguer data. On all profiles, the geoid curve reaches or exceeds the upper limit of the data uncertainty bars, whereas the topography reaches or exceeds the lower limit. The lithospheric thinning cannot be further reduced while fitting the measured data. It is therefore underestimated in these models. This demonstrates that topographic elevation cannot be compensated by variations of crustal mass distribution and major lithospheric thinning as modeled on figure 2 is needed to explain all data.

4. Description of the Lithospheric cross-sections

Three parallel cross sections have been modeled (Fig 2; see Figure 1b). As much as possible, they are perpendicular to the belts, and long enough to avoid edge effects. The western section cuts through the south-eastern Essaouira Basin, the western High Atlas, the Souss Basin and the Anti-Atlas. The central section cuts through the highest part of the Central High Atlas, the Ouzellarh promontory and the Anti-Atlas. The eastern section cuts through the Central High Atlas, the Neogene Ouarzazate Basin and the Eastern Anti-Atlas. The three cross-sections end in the flat Tindouff Paleozoic Basin belonging to the Sahara domain.

In our models, the base of the lithosphere lies at a depth of ~60 km underneath the High Atlas and the Anti-Atlas. Such a thin lithosphere is a necessary condition to obtain a model in local isostatic equilibrium satisfying all available data without chemical changes in the mantle. It is possible to change the lithospheric thickness by up to 10-15% and still obtain an acceptable fit of all data if we modify also crustal thickness and density distribution. However, a more important change than this will result in synthetic data, especially geoid and topography, that lie outside of the error bars for at least one data set. Fig. 4 shows a numerical experiment where we increased the lithospheric thickness in the thinned area. The lithosphere-asthenosphere boundary is thus lying at depth between 75 and 85 km. The crustal structure has been modified in order to fit the gravity data. The curves obtained for the synthetic geoid and topography are now outside or at the limit of the assumed data uncertainties. The misfit reaches two meters for the geoid and hundreds of meters for the topography. This exercise demonstrates that the effect of the lithospheric anomaly, particularly on the geoid, is too pronounced to be compensated by a shallower mass distribution.

The modeled topography (Fig. 2) is within the uncertainties of the data, except for the highest parts of the High Atlas and the Atlantic margin. This last one has been modeled only to avoid edge effects and is beyond the scope of this paper. The other discrepancies may be explained by small scale (<50 km) not fully compensated structures or small geological bodies not incorporated in the model.

In order to test how much of the actual topography may be supported by an elastic plate we have filtered the topographic data in the Fourier domain with the following coefficients [Turcotte and Schubert, 1982, p. 123]:

$$\Omega(k) = \frac{\rho_{topo} \cdot g}{D \cdot k^4 + (\rho_a - \rho_{topo}) \cdot g} H(k)$$

where Ω and H are the Fourier coefficients of the plate deformation and the topography respectively, k the wave number, D the flexural rigidity, g the gravitational acceleration and ρ_{topo} and ρ_a the densities of the material forming the topography (taken here as average crustal density of 2800 kg/m^3) and of the asthenosphere, respectively. The resulting deformation is then retransformed into the corresponding topography in local isostatic equilibrium by multiplication with the factor (ρ_a - ρ_{topo})/ ρ_a and compared with the measured topography. Figure 5 shows the results of this calculation for profile 3 (see fig. 1 for location). The thin dashed line corresponds to the measured topography, the thin continuous line to the modeled one (Fig. 2). The thick lines represent the topography filtered by a 5, 10 and 15 km thick elastic plate (dotted, continuous and dashed lines respectively).

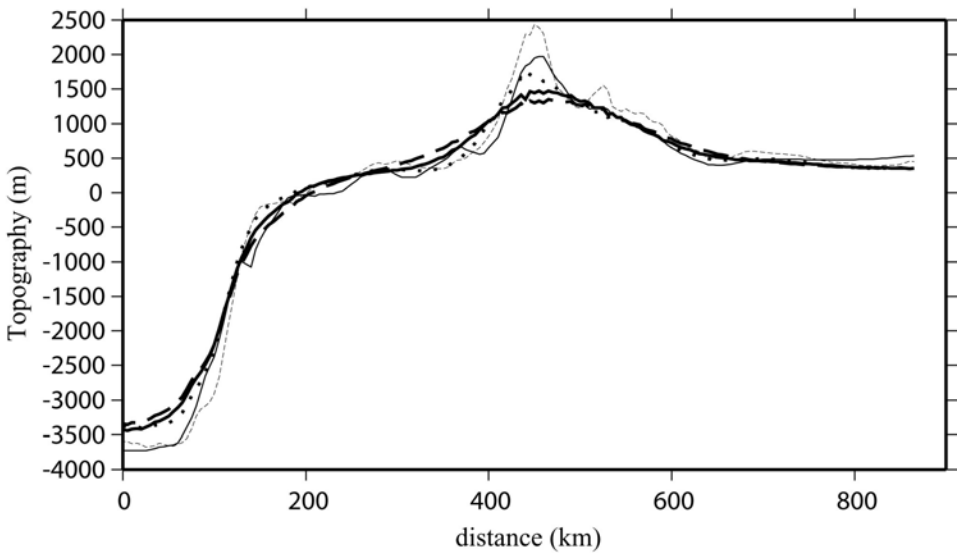


Figure 5. Support by an elastic plate. The thin continuous line represents the topography calculated with our modeling of cross section 3 (see figure 2) in local isostatic equilibrium; the thin dashed line represents the measured topography. The thick lines represent the topography filtered by a 5, 10 and 15 km thick elastic plate (dotted, continuous and dashed lines respectively).

These calculations show that for the Anti-Atlas (between 500 and 600 km along the profile), the modeled topography corresponds to the filtered topography, so that the difference from the actual topography may effectively be explained by flexural effects, corroborating the need for a thin lithosphere. In the High Atlas, the modeled topography is in between the observed and the filtered ones. This may indicate, on the one hand, that we over-estimated the topography and with this the crustal thickness and/or the lithospheric thinning. On the other hand it may be that the flexural effect has been over-estimated, since implicitly it is supposed that all of the topography is due to additional mass on top of the plate. If, however, part of the topography is due to a mass deficit below the plate, the elastic strength of the lithosphere would also reduce this effect, implying that the lithospheric thinning obtained in our models would even be underestimated. Therefore, elastic support is shown to have little effect on our results..

Taking into account the proximity of the profiles, the thermal anomaly can be considered as continuous from one profile to the next.

5. Lithospheric thinning versus topography of the Moroccan Atlas.

Teixell et al. [2005] make the first attempt to quantify the impact of the anomaly on the topography of the Moroccan Atlas system further east; they estimate that the crustal thickening, i.e. the tectonic effect, explains about 50% of the topography of the High Atlas whereas the other 50% are due to the buoyancy exerted by asthenospheric upwelling. Concerning the topography of the Anti-Atlas, Jacobshagen et al. [1988] and Frizon de Lamotte et al. [2000] suggest a tectonic origin that could be related to a mid-crustal fault propagating southward from the High Atlas during Neogene compressional phases.

In order to constrain and quantify the effect of the thermal anomaly on the topography, we removed the anomaly of the model by defining a lithosphere/asthenosphere boundary gently dipping from 125 km at the Atlantic margin to 140 km under the West African continent, thus maintaining the difference between oceanic and continental lithosphere of our model. The difference between the topography with and without the anomaly reflects the “thermal topography”. Subtracting this “thermal topography” from the present topography gives an idea of what would be the topographic cross sections without lithosphere thinning (fig. 6).

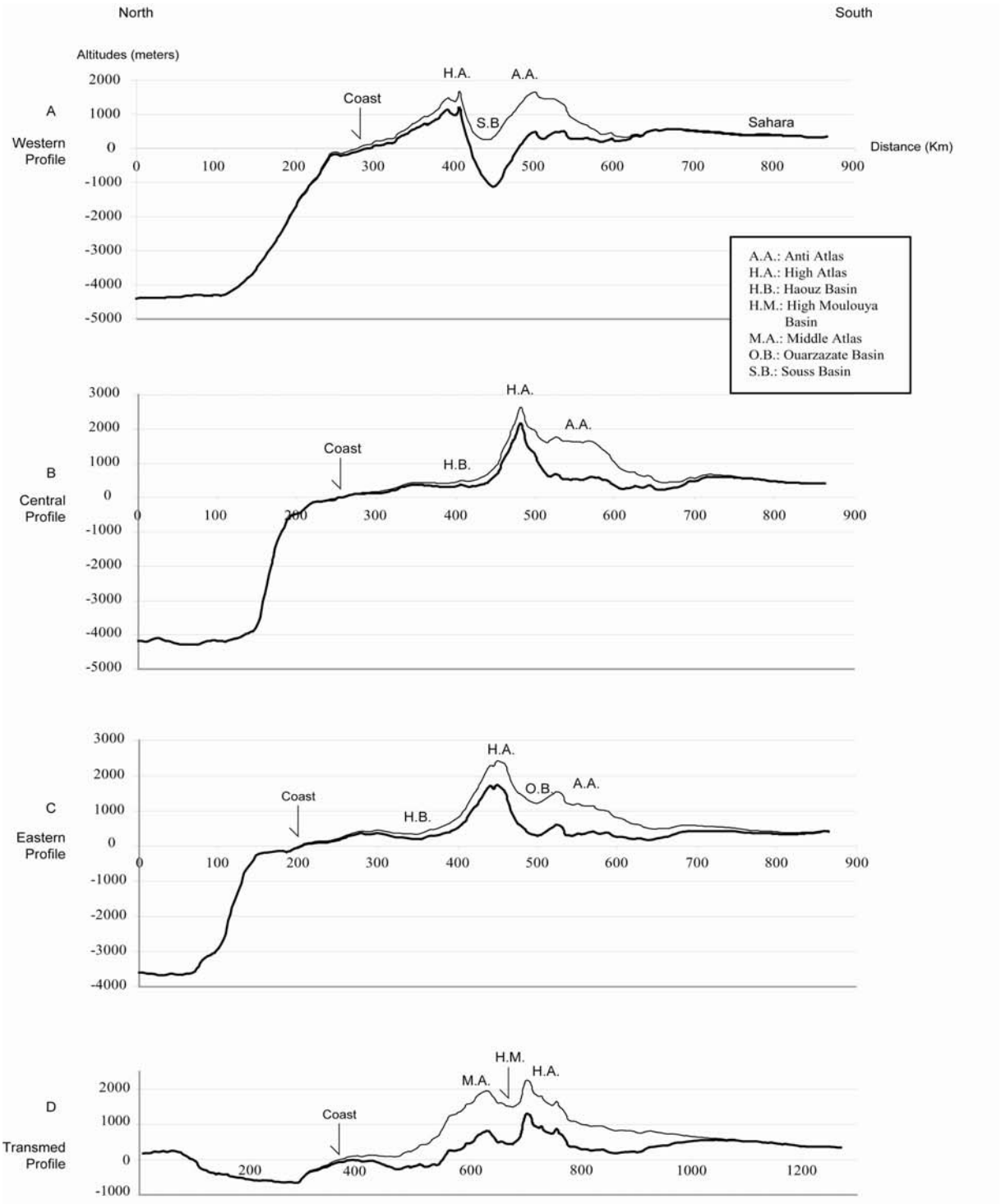


Figure 6. Comparison between actual topography (light gray) and topography without lithospheric thinning (bold line) calculated with the crustal model of figure 2. The topography without lithospheric thinning only reflects the crustal - compensated structures and small scale (<50 km) not fully compensated structures. Without thermal doming, the Anti-Atlas relief is situated around 500 meters above sea level, whereas crustal thickening supports the main part of the High Atlas relief. However in the High Atlas the crustal compensation of the topography decreases from the eastern profile to the western one, while the thermal topography increases.

It appears on figure 6 that the thermal anomaly has a major effect on the relief of the Atlas Mountains. Without the thermal topography, the Anti-Atlas lies at the same altitude as the undeformed Hamada, losing up to 1000 m of elevation. This indicates that even if recent deformation certainly occurs in the Anti-Atlas, as shown by the diffuse seismicity [Hatzfeld et al., 1977; Hatzfeld & Frogneux, 1981], crustal deformation has not contributed significantly to the present-day relief. In other words, the high mean elevation of the Anti-Atlas seems to result almost entirely from processes occurring in the asthenosphere.

In the High Atlas, the effect of the thermal anomaly on the topography is less important. On the western transect, crossing the Western High Atlas (mean altitude: 1500 m), the altitude loss is approximately 500 m. To the East, the thermal effect in the central High Atlas (mean altitude: 2000 m) increases up to 1000 m. Those lateral variations reflect changes of the position and depth of the lithospheric anomaly.

The flexural basins bordering the High Atlas to the south are strongly affected by the lithospheric anomaly. Without the anomaly, the surface of the Souss Basin would lie below sea level, and that of the Ouarzazate Basin, which is presently at 1300 m, would be between 0 and 500m. By contrast, the Haouz Basin, situated along the northern front of the High Atlas, is almost not affected.

6. Discussion

6.1 Geometry and origin of the thermal anomaly

In order to constrain the geometry of the lithospheric anomaly, we have plotted on a map the three new profiles detailed above and added (1) a segment made in the frame of the Transmed transect I project [Frizon de Lamotte et al. 2004] crossing the High Atlas further east (2) Zeyen et al. [2005] profile (Fig. 7). For each profile, we have drawn the 70 km and 100 km lithospheric thickness isopachs and a line joining the points where the lithosphere-asthenosphere boundary is highest. Due to the proximity of the profiles and the value of the thinning, we assume continuity between them. On the map, the thinned zone appears to be an elongated strip extending from the Anti-Atlas to the Middle Atlas and crossing the High Atlas (Fig. 7). Its NE-SW direction is slightly but clearly oblique to the mean trend of the Atlas system, which is E-W to ENE-WSW [see Frizon de Lamotte et al., 2000]. Moreover, outside the zone affected by the thermal anomaly the mean altitude of the High Atlas decreases rapidly to reach a value of about 1500 m, which is

similar to the Sahara Atlas (Algeria), where relief is entirely tectonics-related [Frizon de Lamotte et al., 2000]..The whole Anti-Atlas, the Ouarzazate Basin, the Central High Atlas, the folded Middle Atlas, the Missour Basin and the Middle Atlas "Causse" are situated within the zone where the lithosphere thickness is less than 70 km. This explains why the Ouarzazate and Missour Basins are at an unexpected altitude compared to the equivalent Haouz Basin, which is outside the lithospheric anomaly (Figure 1). The situation of the Souss Basin is more complex because it is lying on a slightly thinned crust due to its proximity to the Atlantic margin [Makris et al., 1985; Mustaphi, 1997]. In the absence of the lithospheric anomaly, the whole Souss would be below sea level.

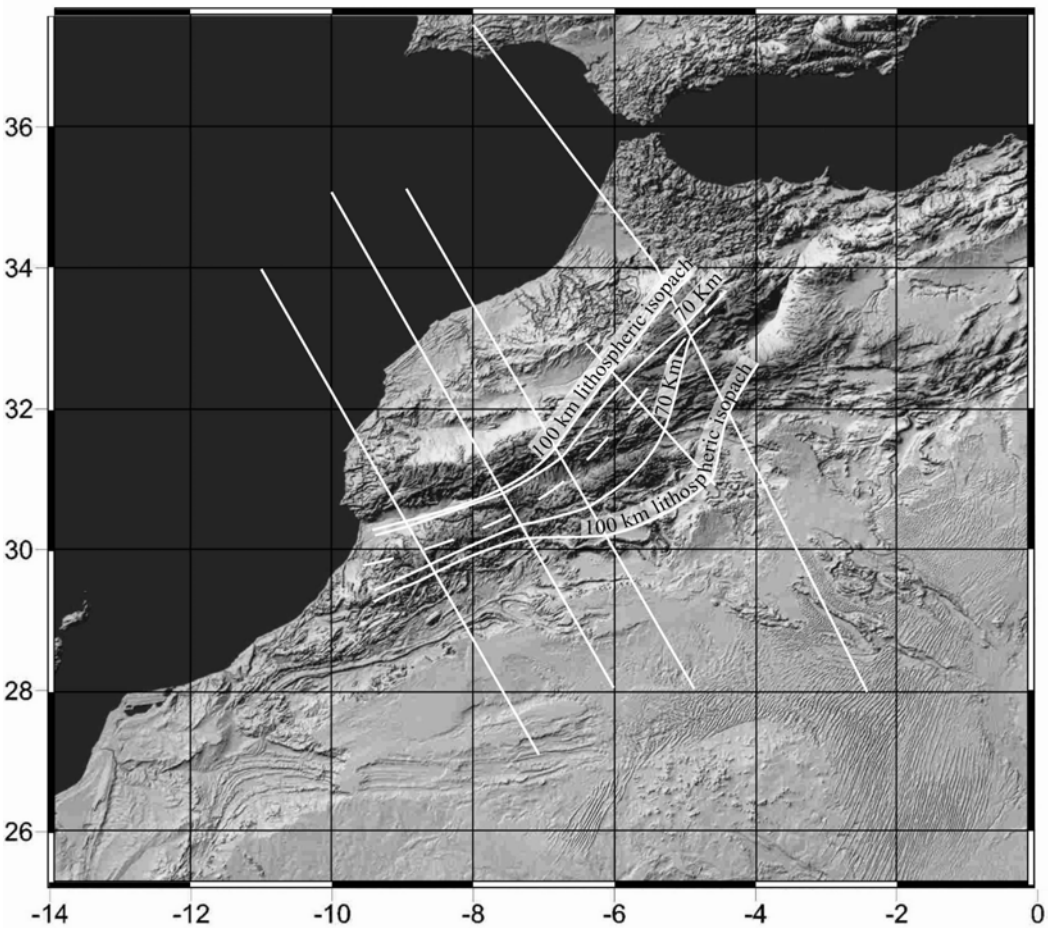


Figure 7. GTOPO30 topography and isopach map of the lithosphere in Morocco as deduced from correlation between (from west to east) the three lithospheric profiles, a segment of the Transmed I profile [Frizon de Lamotte et al. 2004] and Zeyen et al. [2005] profile. The dashed line represents the position of the minimum lithospheric thickness. The lithospheric thinning is oriented SW-NE and crosses obliquely the different structural domains of Morocco (fig. 1).

At the scale of Morocco, we emphasize that the strip ignores the boundaries between the main structural domains and crosses not only the South-Atlas-Front but also the Rif Front further north. This strongly suggests that the lithospheric anomaly is superimposed on the geological framework and independent from it. Even if we would consider large lateral uncertainties and suppose that the very thin lithosphere may extend to the 100 km isopach of our model, this observation remains valid. For this reason, the hypothesis suggesting that the thinning of the lithosphere is linked to a delamination event in response of the Africa-Eurasia collision [Ramdani, 1998] is rejected. Moreover, the tectonic shortening ratio measured in the Atlas system upper crust [Beauchamp et al., 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Teixell et al., 2003, Arboleya et al., 2004] is less than 20% and is unlikely to generate a significant lithospheric root. For the same reason, i.e. independence between the orientation of surface structures and the cross-cutting elevation anoamaly, we do not favour the hypothesis that mantle upwelling is induced by lateral flow from Eurasia-Aftrica subduction [Teixell et al., 2005].

The plume hypothesis has recently been revisited. It was proposed that either it is a long-lived large mantle upwelling lasting since the Triassic [Oyarzún et al., 1997; Anguita and Hermán, 2000] or as a small Cenozoic asthenospheric plume similar to those observed in the West-European Alpine Foreland being a part of a deep mantle reservoir system (French Massif Central, German Eifel) [Zeyen et al, 2005]. We favour this second hypothesis, which takes into account two important constraints: (1) the alkaline affinities and the Middle to upper Miocene ages of volcanism along this major cross-element and (2) its cross-cutting relationships with the Eurasia-Africa plate boundary. Those constraints will be described in detail in section 6.2.

The northeastern and southwestern extensions of the thinned lithospheric zone cannot be drawn from our 2D models. According to Fullea et al. [2005], it extends northward into a zone known as the “trans-Alboran” volcanic corridor crossing the Alboran Sea from the Eastern Rif to the Eastern Betics [Jacobshagen, 1988; Gomez et al., 2000a and references therein]. To the south, the thinned lithospheric zone may connect with the Canary Islands volcanic domain [Anguita and Hernán, 2000 and references therein]. This NE-SW strip also corresponds to the zone where the Neogene to Quaternary magmatic activity [Harmand and Cantagrel, 1984; El Azzouzi et al., 1999; Anguita and Hernán, 2000; Teixell et al., 2005; Zeyen et al., 2005] (Fig. 1) and the seismicity (Fig. 8), including intermediate-depth earthquakes (down to 150 km) [Hatzfeld and Frogneux, 1981; Ramdani, 1998] are concentrated. A similar concentration of seismicity above thinned lithosphere is also observed in the Baikal rift system [Sherman et al., 2004]. In our case, the Africa Europe plate boundary is underlined by an E-W seismic trend and crossed by a SW-NE trend above the thermal anomaly identified with cross sections. Consequently, it appears as a

zone crossing not only the different structural domains of Morocco but also the Atlantic margin to the south and the Africa-Eurasia plate boundary to the north.

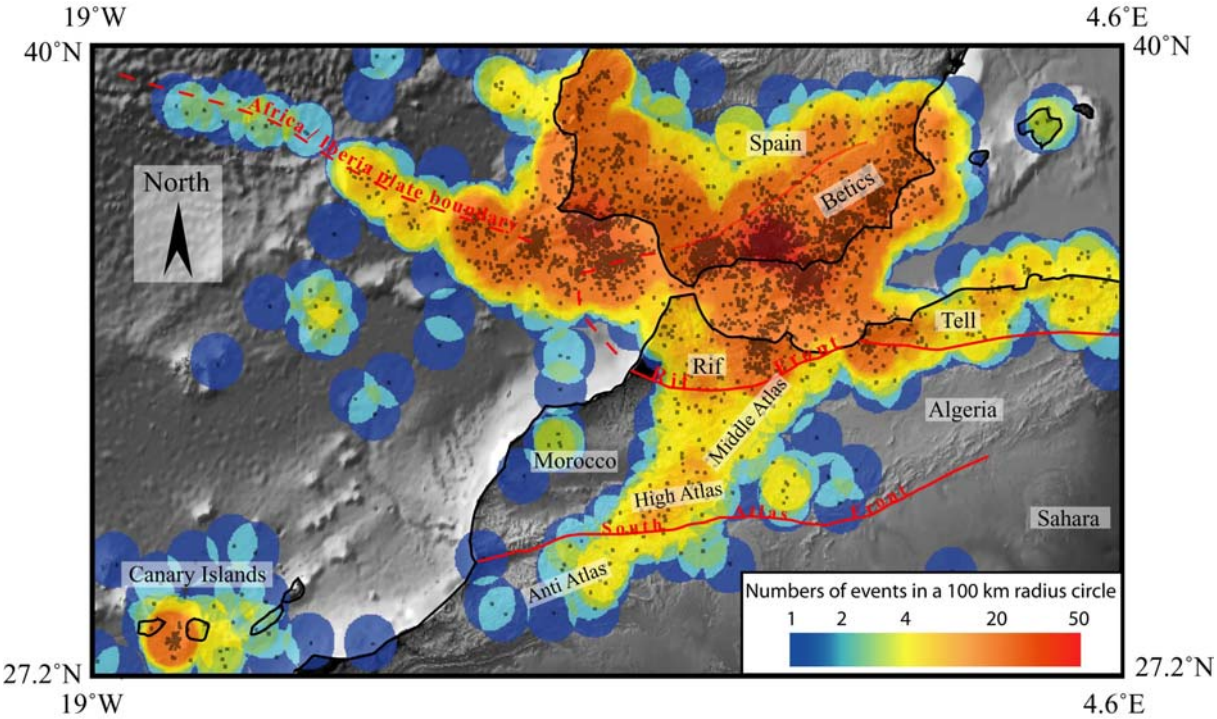


Figure 8. Density map of seismicity in the Mediterranean-Atlantic transition calculated from ISC database from 1995 to 2000. Black points indicate epicenters. An E-W trend clearly follows the Iberia-Africa plate boundary. It is crossed by a NE-SW trend from the Anti-Atlas to the Eastern Betics following the zone where the lithosphere is thin (see figure 7).

6.2. Timing of onset of the mantle heating under the Moroccan Atlas system.

We have shown that in the Atlas system both tectonic shortening and thermal anomaly contribute to the relief and we have a quite precise idea of the contribution of each component. The question of the timing is now adressed: are the two processes successive or coeval? The sequence of tectonic events in the Atlas system is well established in Algeria, a region situated away from the thermal anomaly and where the whole relief is related to crustal shortening. Field and subsurface data from Algeria reveal phases of tectonic activity during Late Eocene and Quaternary time [Laffitte, 1939, Guiraud, 1975, Ghandriche, 1991, Frizon de Lamotte et al., 1998; Khomsi et al., 2004; see specially figure 10 in Bracène and Frizon de Lamotte, 2002]. A thick sliciclastic or marine sedimentary sequence was deposited during Oligocene-Miocene

tectonic quiescence [Frizon de Lamotte et al., 1998; Bracène and Frizon de Lamotte, 2002, Khomsi et al., 2004]. It has been demonstrated by Frizon de Lamotte et al. [2000] that this sequence of events is representative for the whole Maghreb.

We speculate that the episode of uplift and erosion, which began in the Atlas system of Morocco by the Middle Miocene [Görler et al., 1988; Zouine, 1993; Chellaï and Perriaux, 1996; El Harfi et al., 1996; Gomez et al., 2000a], is related to thermal doming. Moreover, this period is also characterized by intense magmatic activity. More precisely, in the Moroccan Atlas system and adjacent areas, the period of highest alkaline volcanic production is mid-Miocene in age even if it started earlier, i.e. during the Eocene [see review in El Azzouzi et al., 1999], and continued up to the Quaternary as in Western and Central Europe [Hoernle et al., 1995; Merle and Michon, 2001; Cloetingh et al., 2005]. A compilation of available ages (Fig 9) suggests that the magmatic activity migrated from the Middle Atlas towards the NE (Tertiary Guercif Basin) and the SW (Siroua), suggesting that related relief is also younger in these areas.

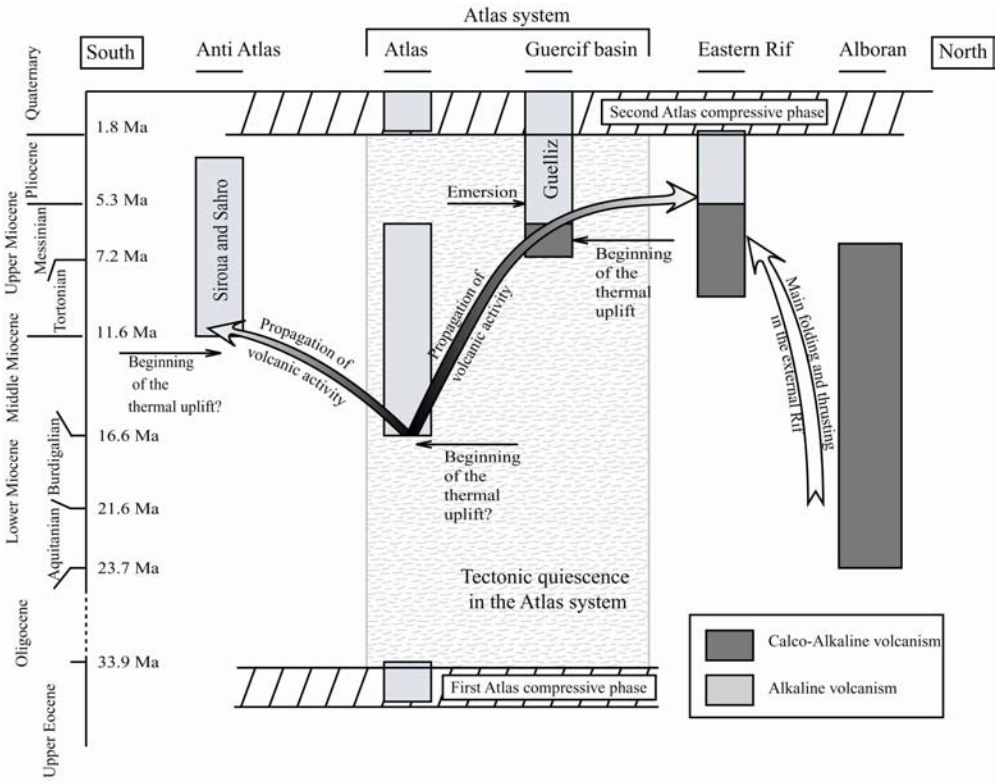


Figure 9. Sketch illustrating the timing of the tectonic phases and magmatic activity in Morocco. It appears that the alkaline volcanism began earlier in the Atlas domain. It propagated southward to the Anti-Atlas (Siroua and Sahro volcanoes) and northward to the Rif (Guelliz and Eastern Rif) where it replaces the calco-alkaline subduction related volcanism. The well constrained uplift of the Guercif Basin is taken from Krijgsman et al [1999]. Note the good coincidence with the volcanic activity. Ages of volcanic rocks are from El Azzouzi [1999] and De Beer [2000].

Accordingly, in the Guercif Basin, located on the northeastern plunge of the Middle Atlas, Gomez et al. [2000b] and Zizi [2002] recognize the following events: (1) pre-Tortonian

erosion; (2) Tortonian rifting characterized by a NW-SE extension; (3) Late Pliocene compression corresponding to the second tectonic Atlas event. Magnetostratigraphic and biostratigraphic results allow Krijgsman et al. [1999] to show that the basin opened at 8 Ma, underwent a rapid shallowing by at least 400 m between 7.1-7.2 Ma and 6 Ma, emerged at this date and reaches now a mean altitude of about 400 m above sea level. The present uplift rate is estimated at a minimum value of 2 mm/year for the last 5700 years [Zarki et al., 2004]. It is worth noting that the uplift of the basin surface compared to sea level and related closure of the Guercif Basin is traditionally linked to the advancement of the Tell-Rif thrust front. An alternative hypothesis, proposed here, is that there is a relationship with the thermal dome crossing the plate boundary. Moreover, the Tell-Rif front exhibits an important re-entrant between the eastern Rif and the western Tell and is in fact quite far from the Guercif Basin (Fig. 1).

Very few data are available to estimate the age of the uplift of the Anti-Atlas, at the southern part of the thermal dome. On the basis of sedimentologic analysis, Görler et al. [1988] propose that the Ouarzazate Basin was endoreic (internally drained) during Late Miocene time. Stäblein [1988], Berrahma and Delaloye [1989] and Ibhi [2000] also suggest Late Miocene uplift during activity of the Siroua and Saghro volcanoes. However, uplifted Quaternary landforms indicate younger activity in the Anti-Atlas [Görler et al., 1988]. For this very recent uplift, relative magnitude of tectonic versus thermal uplift cannot be distinguished.

7. Conclusion

Our study quantifies the mixed crustal and asthenospheric origin of topographic relief in the Atlas system of Morocco, west of the region considered by previous studies [Frizon de Lamotte et al. 2004; Zeyen et al., 2005; Teixell et al., 2005]. The good fit of topography, geoid, and gravity data to our model (Fig. 2), and the poor fit to any model with thicker lithosphere (Fig. 4), demonstrates that crustal isostatic compensation is insufficient to explain observations and requires density variations to be present in the deeper lithosphere.

Some topographic relief has resulted from crustal thickening phases that occurred during Late Eocene and Quaternary times. This intra-continental deformation partly accommodates Africa-Eurasia plate convergence during times of strong plate coupling and, at the scale of north Africa, produced the High Atlas belt [Frizon de Lamotte et al., 2000; Gomez et al., 2000a].

Topographic relief that is related to low-density lithosphere and shallow asthenosphere has developed obliquely to the trend of the Anti-Atlas, central High Atlas, and Middle Atlas mountains and surrounding basins. This asthenospheric component of relief formed during a Middle and Late Miocene period of relative tectonic quiescence, during which time the Tell-Rif developed and subduction in the Mediterranean accommodated most Africa-Eurasia plate convergence [Frizon de Lamotte, 2000; Faccenna et al, 2004].

The occurrence of alkaline magmatic activity along a NW-SE strip crossing the main crustal structures in Morocco, and oblique to the plate boundary, leads us to conclude that the primary cause of elevated topography and alkaline magmatism is mantle upwelling, rather than Africa-Eurasia plate boundary geodynamics (e.g. subduction roll-back). However, we suggest that the coincidence of mantle upwelling with the Miocene time of weak inter-plate coupling was significant in producing the observed geometry of the Atlas system. The highest topography of Maghreb is observed in the central High Atlas, where mantle upwelling coincided with the already elevated Atlas range. During Quaternary time, we suggest that plate convergence is again the main factor contributing to higher topographic relief across the Maghrebian domain.

Acknowledgements

We thank M. Hafid, M. Zizi, M. Zouine, M. Fernàndez, A. Teixell for helpful discussions about the geology and relief of Morocco. We are grateful to C. Menguy for his help. We thank Peter Molnar, Rob Govers, Rupert Sutherland and Patrick Taylor for their constructive comments.

II.3. Complément : discussion sur l'origine de l'anomalie lithosphérique au Maroc.

Dans l'article présenté précédemment, l'origine de l'anomalie lithosphérique au Maroc a été brièvement discutée. Trois hypothèses ont été comparées : une possible **délamination** (Ramdani, 1998), un **flux asthénosphérique latéral** lié aux subductions alpines (Teixell et al., 2005), ou un **panache** mantellique similaire à ceux supposés à l'origine du volcanisme de l'Europe de l'Ouest et connecté à un réservoir profond (Zeyen et al., 2005). Pour des raisons géologiques (faible raccourcissement dans les chaînes) et géométriques (indépendance de l'anomalie par rapport à la frontière de plaque), c'est cette dernière hypothèse que nous avons choisi comme mécanisme principal.

Ces dernières années, **la notion de panache a été – et est toujours – très débattue**, avec une bibliographie pluridisciplinaire très abondante (près de 80 articles liés au sujet dans des revues internationales reconnues pour les 7 premiers mois de 2006…). Depuis la définition du terme « plume » proposée par Wilson en 1963, la multiplication des données de tous types (géologiques, géophysiques, géochimiques) a conduit à la révision du modèle simple selon lequel un panache serait un conduit initié à la limite manteau – noyau d'où remonte du matériel chaud qui vient au contact de la base de la lithosphère, dont il est totalement indépendant.

L'étude que nous avons réalisée sur le Maroc nous a amené à caractériser - pour utiliser une formule la moins restrictive possible - **un allègement de la lithosphère** et ses conséquences sur la croûte sus-jacente. L'hypothèse d'un panache mantellique au sens de Wilson ne peut être écartée, mais soulève plusieurs interrogations :

- comment est-il possible de maintenir une telle anomalie thermique depuis le Mio-Pliocène, voire depuis l'Eocène ?

- comment expliquer la sismicité profonde ?

- pourquoi la géométrie de l'amincissement lithosphérique liée à ce panache est-elle aussi allongée ?

Nous allons voir dans la section qui suit que le **massif du Hoggar**, situé au cœur de la plaque Afrique, présente de **très nombreuses et frappantes similarités** avec le système Atlasique ce qui suggère un processus génétique similaire. Dès lors, les récents modèles proposés pour le Hoggar pourraient-ils aussi s'appliquer à la lithosphère marocaine ?

II.3.1. Le massif du Hoggar, un bon analogue pour les Atlas ?

Comme nous venons de le voir, l'anomalie lithosphérique identifiée au Maroc présente un certain nombre de particularités, que nous rappellerons ici brièvement :

- elle est associée à un **bombement topographique** dont **l'amplitude atteint 1000 m** et qui affecte un vaste domaine.

- sa géométrie est **allongée** dans une direction NE-SW, puisqu'il s'étend sur au moins 600 km de long depuis l'Anti-Atlas jusqu'au Nord du Rif, pour une largeur limitée à 150 km au maximum.

- elle se localise pour sa partie Moyen-Atlas/Haut-Atlas **sur des zones affaiblies** lors des phases de rifting au Trias et au Lias (voir chapitre I.1.3.) et déjà héritées de l'Hercynien (chapitre I.1.2.)

- elle est jalonnée par un volcanisme débutant à l'**Eocène** (champs de dykes de Taourirt du Moyen Atlas, Mokhtari et Velde, 1988 ; volcanisme du Rekkame, Rachdi et al., 1997 ; complexe de Tamazert, Mourtada et al., 1997), et qui atteint son **paroxysme en terme de volume au Miocène** (volcans du Siroua : 11 à 3 Ma – massif du Sahro : 10 à 2.8 Ma – Berrahma et Delaloye, 1989 ; Berrahma et al., 1993 – Moyen-Atlas, Harmand et Cantagrel, 1984) et se poursuit **au Plio-Quaternaire** (Harmand et Cantagrel, 1984, El Azzouzi et al., 1999 et références incluses).

- Enfin, un point important n'a pas encore été discuté : il s'agit de **l'absence de flux de chaleur anormal** : même si les données sont relativement peu nombreuses et montre une variabilité importante, elles **ne dépassent pas 55 mW/m^2 dans l'Anti-Atlas** (Rimi, 1999). Le gradient géothermique calculé pour l'Anti-Atlas est même le plus faible des domaines étudiés par cet auteur (Fig. II.3). Nous reviendrons sur cette information lors de la comparaison avec le Hoggar.

Le massif du Hoggar (ou Ahaggar) est une importante **province magmatique** située à plus de **1500 km au SE du système marocain** (voir localisation Fig. II.1.). En 2005, Liégeois et al., puis Dautria et al., 2005. ont proposé une synthèse des données disponibles et discuté le mécanisme à l'origine de ce système.

Géologiquement parlant, il constitue une immense **boutonnière de socle précambrien** sur laquelle reposent plusieurs **massifs volcaniques Cénozoïques alignés** selon une direction

sensiblement NE-SW. Topographiquement, cette boutonnière correspond à un **vaste dôme d'échelle lithosphérique** : 600 km de diamètre et 700 m de haut en moyenne (périphérie entre 350 et 500 m, centre entre 1200 et 1500 m, localement plus de 2000 m). Pourtant, la quasi-absence de déformation Cénozoïque dans cette région ne permet pas d'attribuer une telle topographie à un sur-épaississement crustal l'origine.

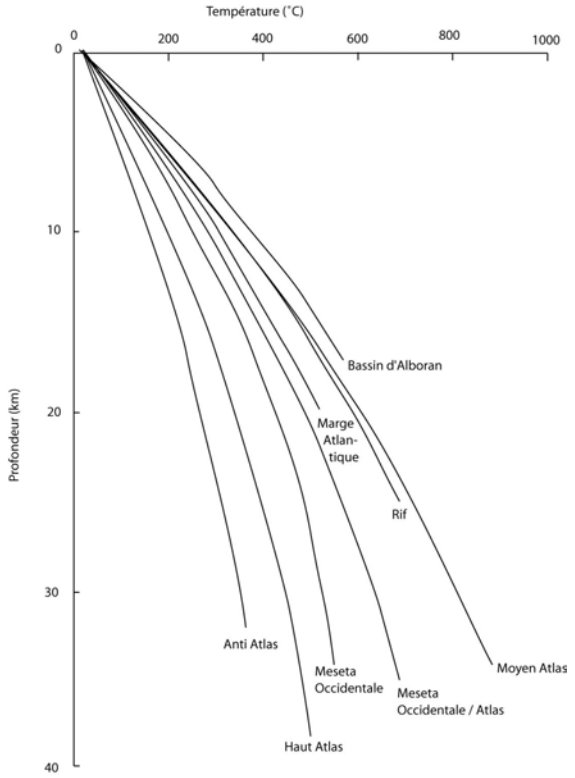


Fig. II.3. : Géothermes calculés par Rimi (1999) pour différentes régions du Maroc. Etonnamment, les régions affectées par l'amincissement lithosphérique montrent des gradients de température moins importants que le reste des zones analysées.

Les études géophysiques ont montré que le Hoggar est caractérisé par une **anomalie gravimétrique fortement négative et de grande amplitude** (Crought, 1981 ; Lesquer et al., 1988). Ces derniers auteurs montrent que ce résultat est probablement lié à un **manteau anormalement léger** sur une zone ayant la forme d'**une ellipse de 400 sur 200 km**, et **centrée sur le bombement topographique** et les édifices volcaniques. Le grand axe de cette ellipse correspond à un linéament tectonique N70°, le linéament de l'oued Amded (Dautriat et Lesquer, 1989). Le toit de cette anomalie serait situé à une **cinquantaine de kilomètres de profondeur**. Il s'agit donc bien d'un processus lithosphérique. Ainsi, si la géométrie de l'anomalie à l'origine du bombement du Hoggar est peut-être moins « étirée » que celle de l'anomalie identifiée au Maroc, elles partagent un certain nombre de caractéristiques communes :

- Elle est d'échelle lithosphérique.
- La topographie produite est équivalente.
- Elle est localisée sur une zone d'accidents tectoniques hérités.

Autre point commun avec le système marocain, **l'âge du volcanisme est tout à fait similaire**. Il débute à **l'Eocène Supérieur / Oligocène** (Aït-Hamou et al., 2000), puis cesse pour reprendre de façon beaucoup plus abondante au **Mio-Pliocène**, entre 20 et 4 Ma (Rognon et al., 1983). Enfin, le dernier épisode éruptif a lieu du **Pliocène supérieur à l'actuel** (Aït-Hamou et al., 2000).

Tout comme au Maroc, les mesures de flux de chaleur n'ont pas révélées de valeurs anormales (Lesquer et al., 1989), avec **un flux de l'ordre de 50 mW/m²**, soit sensiblement équivalent à celui mesuré au Maroc. Ce flux de chaleur faible alors qu'une anomalie thermique est présumée être à l'origine des observations ci-dessus est surprenant. S'il ne confirme pas la présence de matériel anormalement chaud, il ne signifie cependant pas non plus qu'il n'existe pas d'anomalie thermique en profondeur comme le montrent nos modèles, où le flux de chaleur modélisé reste relativement modéré malgré la forte remontée des isothermes.

L'ensemble de ces observations de surface montre ainsi une très grande similarité entre les anomalies atlasique et du Hoggar. Nous allons voir que les données apportées par la tomographie sismique vont aussi dans ce sens.

La figure II.4. montre une carte de la structure lithosphérique de l'Afrique de l'Ouest, réalisée à partir du modèle 3D de N. Shapiro, lequel est basé sur les données de diffraction des ondes de surface (http://ciei.colorado.edu/~nshapiro/MODEL/ ; Ritzwoller et al., 2002 ; Shapiro et Ritzwoller, 2002). Les provinces volcaniques ont été indiquées, ainsi que les chaînes Atlasiques. On notera que dans la région considérée, la résolution est limitée et ne permet pas de visualiser des structures de taille inférieure à 100 km (Liégeois et al., 2005). Ceci expliquerait pourquoi l'anomalie lithosphérique modélisée au Maroc n'apparaît pas sur ces images.

Le craton Ouest Africain est tout à fait apparent jusqu'à 200 km avec des perturbations de vitesses allant jusqu'à + 9%. Il apparaît que le Hoggar comme les Atlas occupent par rapport à ce dernier une **position identique** : ils sont tout deux situés de manière assez symétrique **sur sa bordure**, l'un au Nord-Ouest, l'autre au Nord-Est. De plus, ils ne sont associés à aucune perturbation de vitesse importante, en positif comme en négatif, à

l'exception, sur la coupe à 250 km de profondeur, d'une zone de basse vitesse (-2%) sous le Hoggar et d'une zone de haute vitesse sous le Haut Atlas Central et l'Anti-Atlas (+3%).

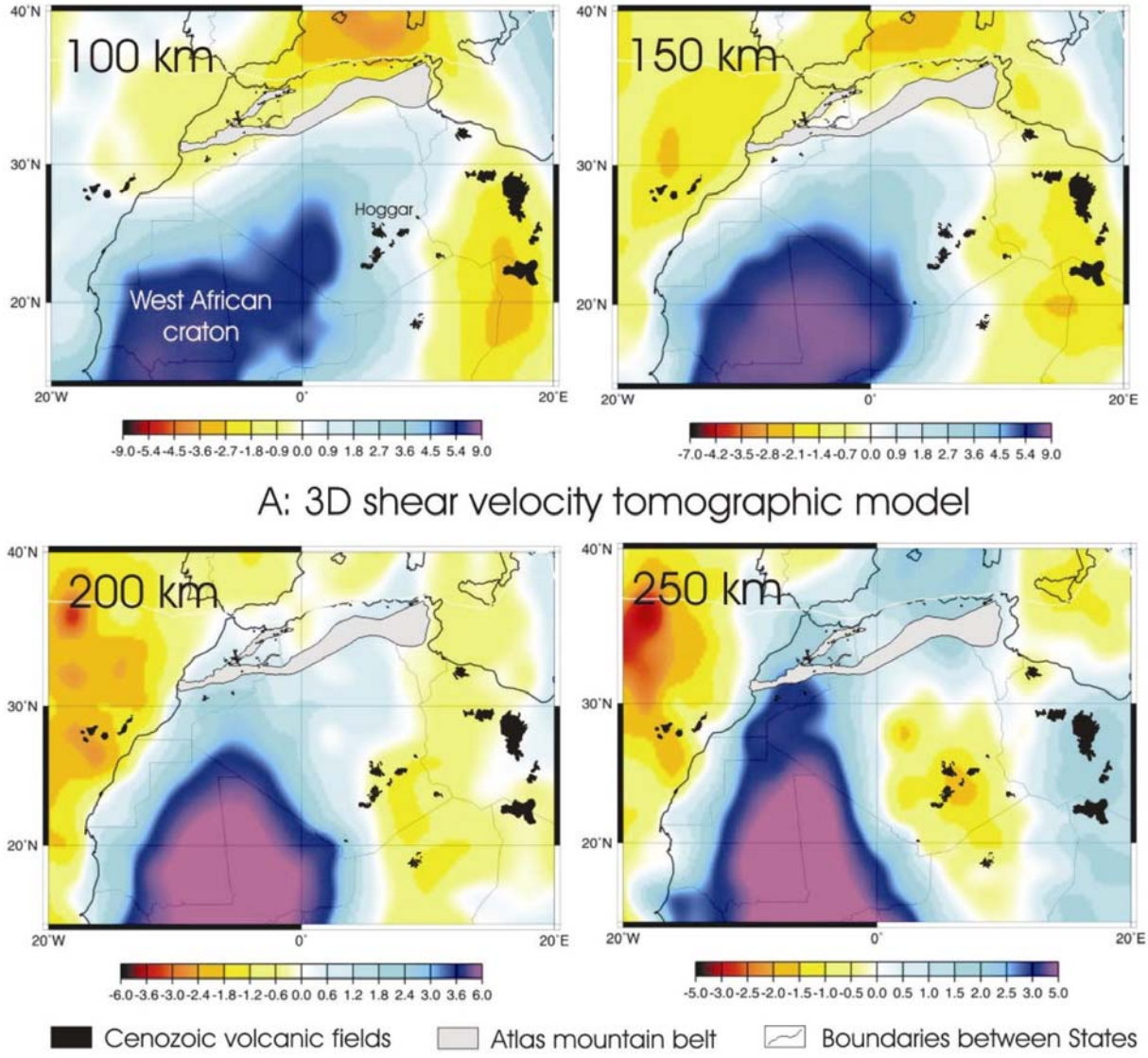


Fig. II.4. Cartes tomographiques de l'Afrique de l'Ouest basées sur le modèle de N. Shapiro (Ritzwoller et al., 2002 ; Shapiro et Ritzwoller, 2002 ; http://ciei.colorado.edu/~nshapiro/MODEL/). L'échelle de couleur indique le pourcentage de déviation des vitesses par rapport aux vitesses de référence (4.483 km/sec à 100 km, 4.473 km/s à 150 km, 4.494 km/sec à 200 km et 4.562 km/sec à 250 km). Le volcanisme Cénozoïque est reporté en noir, ainsi que la chaîne des Atlas. Le craton Ouest Africain est tout à fait visible. Le Hoggar comme les Atlas occupent une position similaire par rapport à celui-ci, étant situés sur sa bordure jusqu'à la profondeur de 200 km. A partir de 250 km, il ne semble plus y avoir de corrélation entre la position du volcanisme de surface et les anomalies de vitesses.

Il semble ainsi qu'à partir de 250 km de profondeur, il n'y ait **plus de corrélation entre volcanisme en surface et variations des vitesses des ondes** à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Ceci tendrait à montrer que les processus à l'origine de ces anomalies lithosphériques sont relativement **peu profonds**. Ceci semble être confirmé par les données de tomographie publiées par King et Ritsema en 2000 (Fig. II.5.)

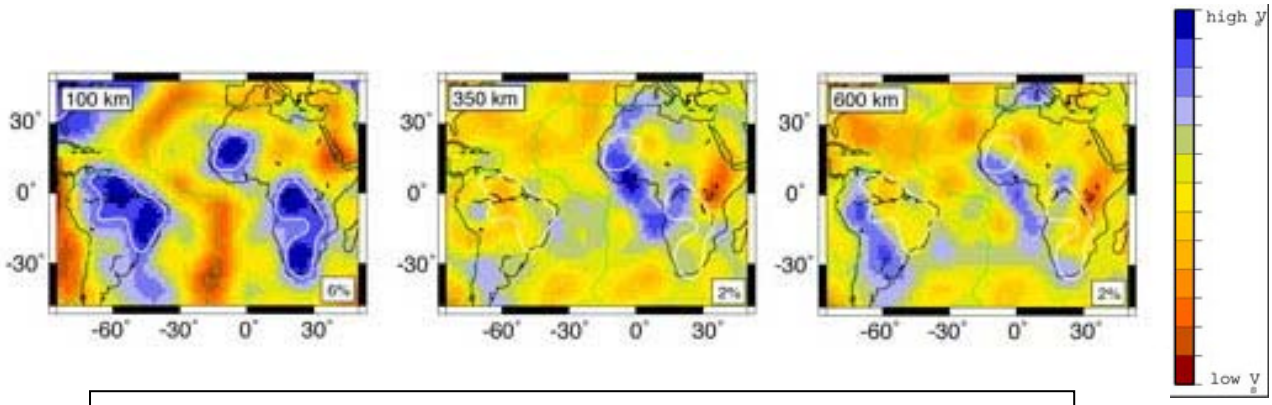


Fig. II.5. Anomalies de vitesses sous l'Afrique, l'Atlantique et l'Amérique du Sud à 100, 350 et 600 km de profondeur par rapport au modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model ; Poirier (2000)). La seule anomalie profonde marquée sous l'Afrique est située sous le système de rift Est Africain. D'après King et Ritsema (2000).

Sur la base d'observations géologiques, Liégeois et al. (2005), proposent un modèle de la structure lithosphérique du Hoggar (Fig. II.6.). Le craton Ouest Africain est séparé des métacratons environnants **par des zones étroites de lithosphère fortement amincies** et qui correspondent à des domaines hérités de l'orogenèse Panafricaine. **La faible largeur de ces zones amincies ne permet pas leur détection par la tomographie**, qui aurait tendance à lisser la transition craton – métacraton. La géométrie des amincissements lithosphériques proposés est **proche de celle modélisée pour le Maroc**.

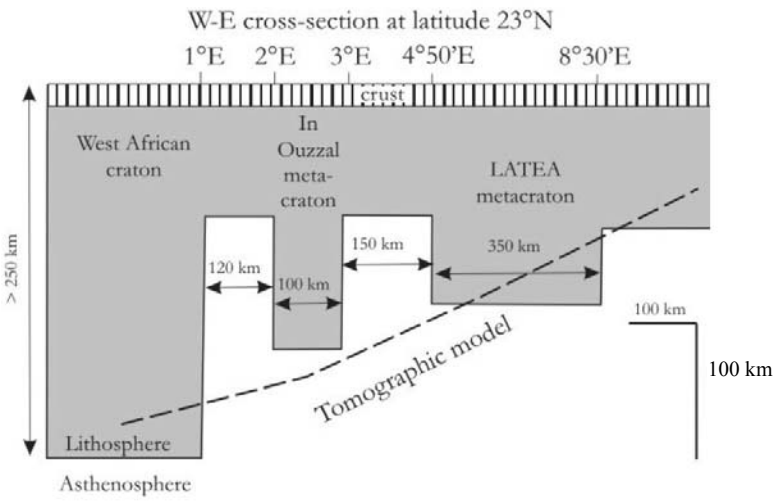


Fig. II.6. Coupe Est-Ouest proposée par Liégeois et al. (2005) depuis le craton Ouest Africain et traversant le massif du Hoggar (entre 1 et 5°E), basée sur les données géologiques. La similarité de forme avec l'anomalie lithosphérique identifiée au Maroc est frappante. La géométrie observée en tomographie est indiquée ; de par sa faible résolution, elle lisse les anomalies déduites de la géologie.

Ainsi, les anomalies lithosphériques identifiées dans le Hoggar et dans les Atlas marocains présentent-elles des similarités frappantes : même **bombement en surface**, même **chronologie des épisodes éruptifs**, même **flux de chaleur**, même **position en bordure du craton Ouest Africain**, même **localisation sur des zones de faiblesse héritées**, et probablement **même structure lithosphérique allongée**, si l'on suit le schéma proposé par Liégeois et al. (2005). Nous proposons que **les mécanismes qui ont conduit à leur genèse soient similaires**.

II.3.2. Des modèles possibles pour le massif du Hoggar…

L'origine du massif du Hoggar est toujours débattue, et **plusieurs modèles** ont été proposés. Deux d'entre eux sont particulièrement séduisants ; nous verrons qu'ils sont aussi tout à fait compatibles entre eux et permettent de rendre compte d'une grande partie des observations.

II.3.2.a. Un rouleau convectif au contact de deux lithosphères d'épaisseurs différentes

Ce scénario fait intervenir le modèle proposé par Elder (1976), puis repris King et Anderson en 1998 de « **edge-driven convection** » (EDC). Ces auteurs proposent que **les contrastes de températures entre les zones cratonisées à lithosphère très épaisse et les ceintures mobiles** adjacentes favorisent la création d'un rouleau de convection mantellique (Fig. II.7.). Ce rouleau provoque une **remontée asthénosphérique** située entre 600 et 1000 km de la bordure du craton (Fig. II.8., King et Ritseman, 2000). La fusion partielle à l'origine du magmatisme est directement liée à la décompression relative à l'activité de ce rouleau de convection. L'implication de matériel lithosphérique sub-cratonique permettrait **d'expliquer la nature enrichie des magmas** souvent interprétés comme étant d'origine profonde (manteau inférieur), ainsi que des **taux de fusion partielle importants**, le contenu en volatils abaissant le solidus et le liquidus. Dans ce modèle, la cause du magmatisme est donc inhérente à la structure même du système.

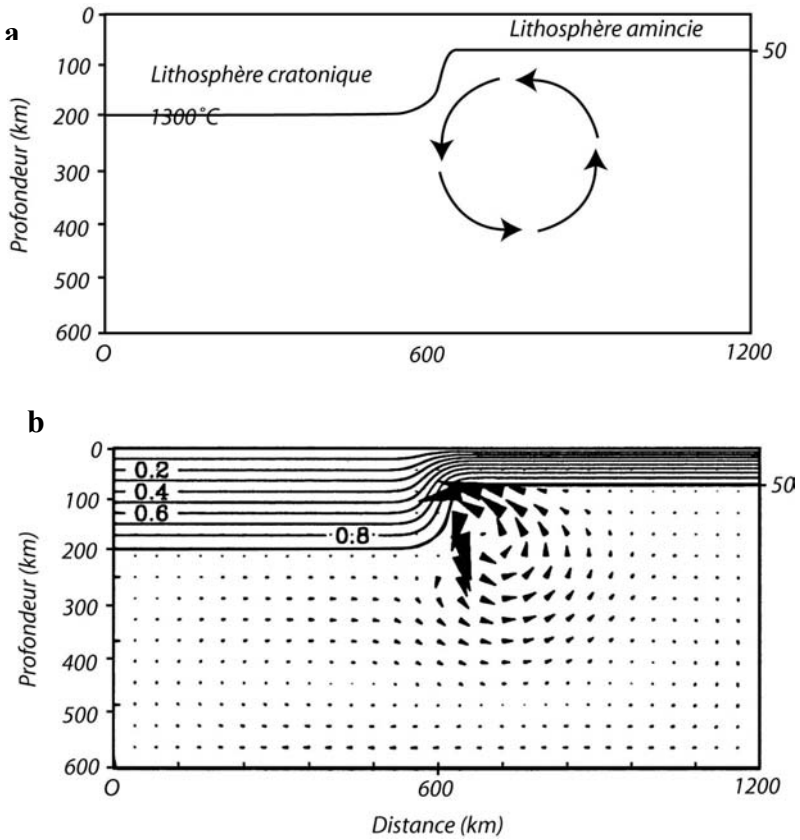


Fig. II.7. a. Principe de l' « edge-driven convection » (EDC) définie par Elder (1976). **La juxtaposition d'une lithosphère épaisse (cratonique) avec une lithosphère mince génère une instabilité au niveau du contact vertical entre les deux lithosphère.**
b. Simulation numérique du rouleau convectif par King et Anderson, 1998. Les températures dans la lithosphère sont normalisées, la base étant à 1300°C. Le sens de rotation va à l' encontre de toute extension à l'aplomb du rouleau.

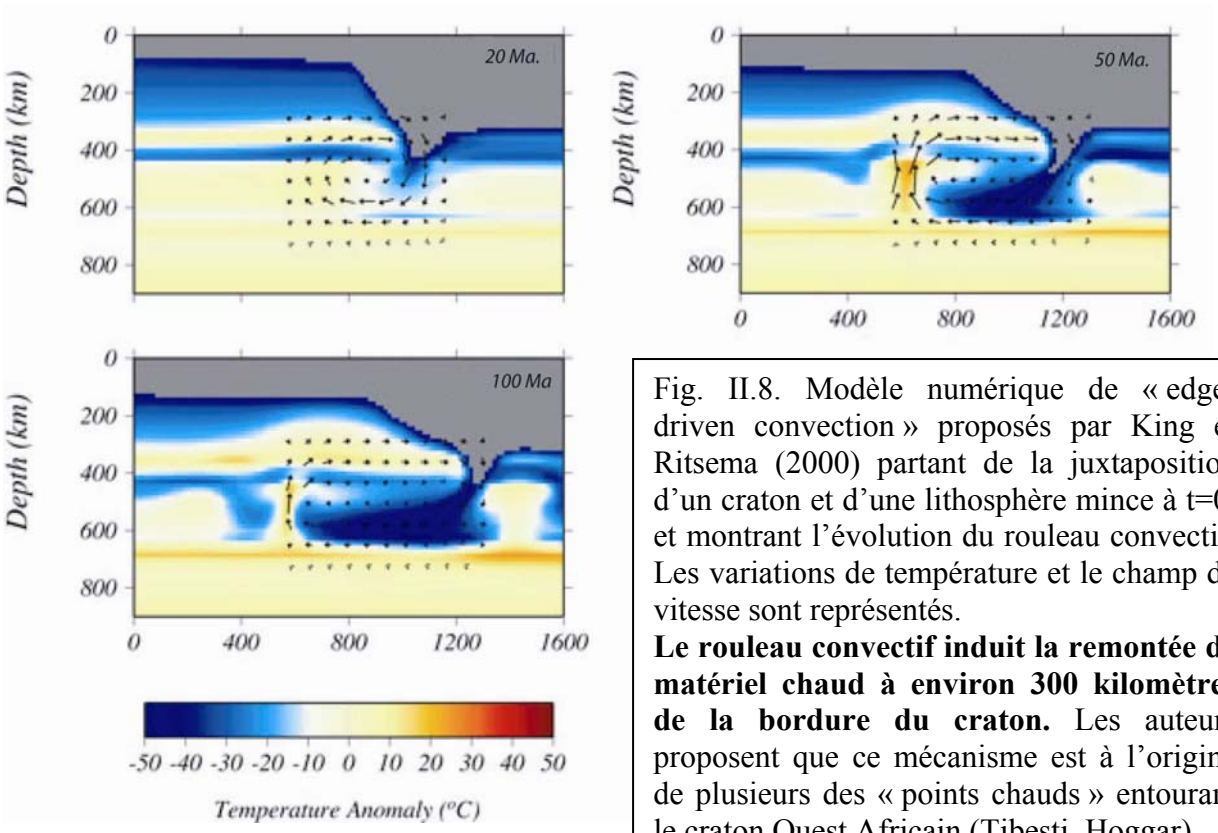


Fig. II.8. Modèle numérique de « edge-driven convection » proposés par King et Ritsema (2000) partant de la juxtaposition d'un craton et d'une lithosphère mince à t=0, et montrant l'évolution du rouleau convectif. Les variations de température et le champ de vitesse sont représentés.
Le rouleau convectif induit la remontée de matériel chaud à environ 300 kilomètres de la bordure du craton. Les auteurs proposent que ce mécanisme est à l'origine de plusieurs des « points chauds » entourant le craton Ouest Africain (Tibesti, Hoggar).

Compte tenu de la coupe lithosphérique proposée par Liégeois et al. (2005), à partir de la géométrie de surface (Fig. II.6.), il est envisageable que **les variations d'épaisseurs entre le craton Ouest-Africain et les métacratons adjacents aient initié une telle convection.** King et Ritsema (2000), suggèrent d'ailleurs explicitement que le volcanisme intraplaque africain du Hoggar, du Tibesti, ainsi que d'autres « points chauds » entourant les cratons africains (mais pas le Maroc) soient liés à ce mécanisme.

Ce modèle permet donc de rendre compte de bon nombre d'observations : fusion partielle, composition enrichie des laves, bombement, origine relativement superficielle - lithosphérique - du processus. Ces phénomènes se localisant le long de la bordure du craton, **il explique aussi la géométrie allongée des structures**. De plus, il justifie **la persistance du volcanisme sur une longue période géologique**. Il pourrait aussi expliquer **le caractère épisodique du magmatisme**. En effet, King et Anderson (1998) montrent que si le craton concerné se déplace à plus de 2 cm/an par rapport au manteau sous-jacent, le cisaillement ainsi généré supprime le rouleau convectif. Or, si l'on suit les modèles de Duncan et Richard (1991) ou de Garfunkel (1992) (Fig. II.9), l'Afrique est restée relativement fixe (vitesses inférieures à 10 km/Ma) entre 60 et 35 Ma, puis a repris son mouvement vers le Nord jusqu'à 20 Ma avec des vitesses supérieures à 20 km/Ma, et enfin a fortement ralentie jusqu'à l'actuel (vitesses à nouveau inférieures à 10 Ma). La période « d'accélération » correspond donc à la période où aucun volcanisme ne se manifeste ; cette observation pourrait être reliée à l'annihilation du rouleau convectif, du fait de vitesses de déplacement de la plaque trop importantes.

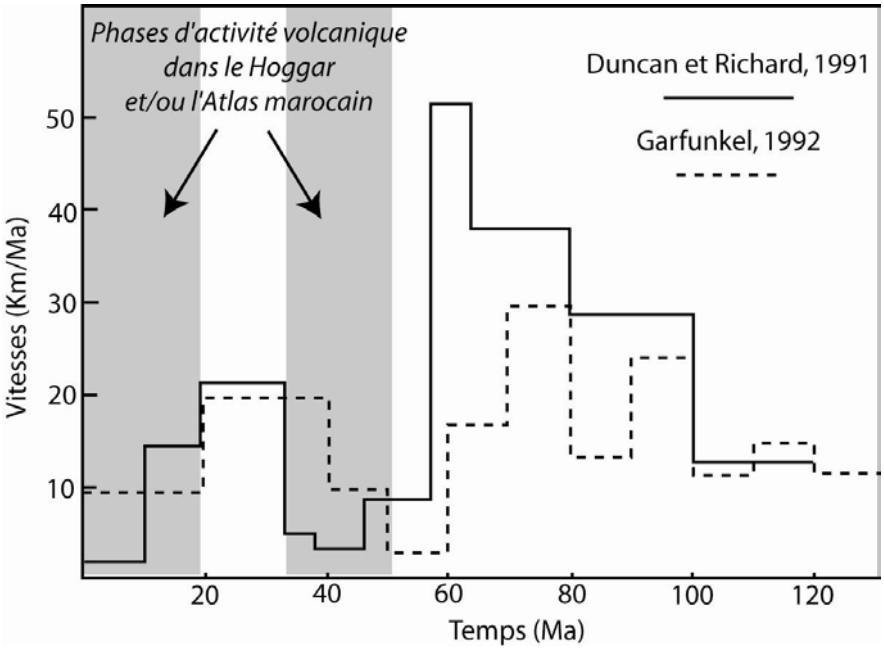


Fig. II.9. Vitesses de la plaque Afrique dans un référentiel « point chaud », d'après Garfunkel (1992) – courbe pointillée – et Duncan et Richard (1991) – courbe continue. Les deux modèles montrent les mêmes tendances : des vitesses rapides entre 100 et 60 Ma, un ralentissement très fort pendant l'Eocène-Oligocène, puis une reprise du mouvement jusqu'à 20 Ma. On notera que les périodes de vitesses lentes coincident avec les périodes d'activité magmatiques dans l'Atlas et le Hoggar (zones grisées).

II.3.2.b. De la délamination lithosphérique linéaire le long d'anciens accidents.

Cette idée a été proposée par Liégeois et al. en 2005 pour rendre compte des forts amincissements de la lithosphère appuyés par les arguments géologiques. Comme nous l'avons vu, le volcanisme du Hoggar se localise sur des zones d'accidents (« shear zone ») héritées du Panafricain en bordure du craton Ouest-Africain. Les auteurs proposent que la réactivation de ces zones affaiblies, en réponse aux événements tectoniques lointains, entraîne une « délamination lithosphérique linéaire ». Le matériel lithosphérique est alors remplacé par de l'asthénosphère qui fond lors de la remontée adiabatique. Un des problèmes que soulève cette hypothèse est que la remobilisation Cénozoïque des zones d'accidents dans le Hoggar est très limitée, et n'est pas susceptible d'initier un sur-épaississement lithosphérique nécessaire à la délamination. Une solution est de proposer que le modèle de « edge-driven convection » a favorisé fortement cette délamination linéaire le long de zones très affaiblies, comme le suggère Liégeois et al., 2005. Les deux phénomènes seraient donc complémentaires.

II.3.2.c. Le panache profond, une proposition en inadéquation avec les observations ?

L'idée d'un **point chaud d'origine profonde** à l'origine des phénomènes dans le Hoggar a été proposée à de nombreuses reprises (Sleep, 1990 ; Burke, 1996 ; Ebinger et Sleep, 1998). Aït-Hamou et Dautria (1997), ont essayé de concilier les observations et un modèle de panache impactant la croûte Africaine. Leur reconstitution fait intervenir les événements suivants :

- il y a 60 Ma, la plaque africaine est quasi-stationnaire. Le Hoggar est situé à **l'aplomb d'une cellule convective** qui va, pendant 25 Ma, **s'amplifier et se transformer** progressivement en un petit panache.

- vers 40 Ma, **la tête du panache atteint la lithosphère**, la réchauffe et provoque une première phase de fusion partielle et les premiers épanchements éocènes.

Deux hypothèses sont ensuite proposées :

- soit le matériel profond apporté par le panache s'étale sous la lithosphère. A 35 Ma, la plaque Afrique reprend son mouvement et **la tête du panache, séparée de son conduit d'alimentation est entraînée vers le NE**.

- soit l'installation du panache est responsable d'une **altération chimique qui conduit à l'allègement et la métasomatisation de la lithosphère**.

La richesse en volatils du matériel profond du panache favorise la fusion partielle locale du manteau, ce qui donne lieu au volcanisme Mio-Plio-Quaternaire, bien que le système soit coupé de son alimentation originale.

Pourtant, différents arguments semblent aller à l'encontre d'une origine profonde du magmatisme du Hoggar. L'absence d'anomalie thermique ne correspond pas aux critères du panache profond défini par Wilson. **Aucune trace du point chaud** relative aux mouvements de la plaque Afrique n'existe. Il n'y a **pas de corrélation entre le volcanisme et la structure profonde au-delà de 150 km** (voir Fig. II.4.). La persistance d'une anomalie lithosphérique sur près de 50 Ma est, d'un point de vue thermique, difficile à justifier, de même que sa géométrie allongée. Enfin, aucun système radial de dyke n'est connu dans le Hoggar.

II.3.3. Et pour le Maroc… ?

La position du Maroc, très similaire à celle du Hoggar, par rapport à l'épais craton africain (voir Fig. II.4.) en fait lui aussi **un bon candidat à un phénomène de « edge-driven convection »** (EDC), phénomène facilité par l'héritage tectonique marqué au Maroc du Panafricain au rifting Triasico-Liasique (voir chapitre I).

Par rapport au modèle de point chaud, ce modèle a l'avantage :

- de justifier sa géométrie très allongée.

- de justifier sa persistance dans le temps.

Il n'est de plus pas incompatible avec la possible **délamination** proposée par Ramdani en 1998, qui serait donc favorisée par l'EDC, et qui permet **d'expliquer la sismicité profonde**, mais qui ne peut avoir lieu seule étant donné le faible raccourcissement.

D'un autre coté, **d'autres interrogations sont soulevées**, en particulier si l'on considère la continuité de l'amincissement lithosphérique vers le Nord-Est, et sa possible connexion avec le système de rift Ouest Européen. Comment ce mécanisme d'EDC interagit-il avec les

phénomènes géodynamiques variés en Méditerranée ? D'autres processus interviennent-ils ? Ces questions restent ouvertes, et pourraient faire l'objet d'études ultérieures. On retiendra que le modèle EDC permet, dans le cas du Maroc, d'expliquer plusieurs points que les autres mécanismes ne justifient pas.

La comparaison entre le Hoggar et le Maroc ne peut toutefois pas être poussée beaucoup plus loin. En effet, le Hoggar étant situé à plusieurs milliers de kilomètres des frontières de la plaque africaine, il n'est pas ou très peu affecté par les évènements tectoniques cénozoïque associés au rapprochement entre les plaques Afrique et Europe (voir chapitre I.2.). Comme nous allons le voir dans la partie qui suit, si la morphologie marocaine reflète les effets de processus d'échelle asthénosphérique, elle est aussi très fortement contrôlée par le raccourcissement crustal.

III. Le raccourcissement crustal, deuxième mécanisme générateur de relief.

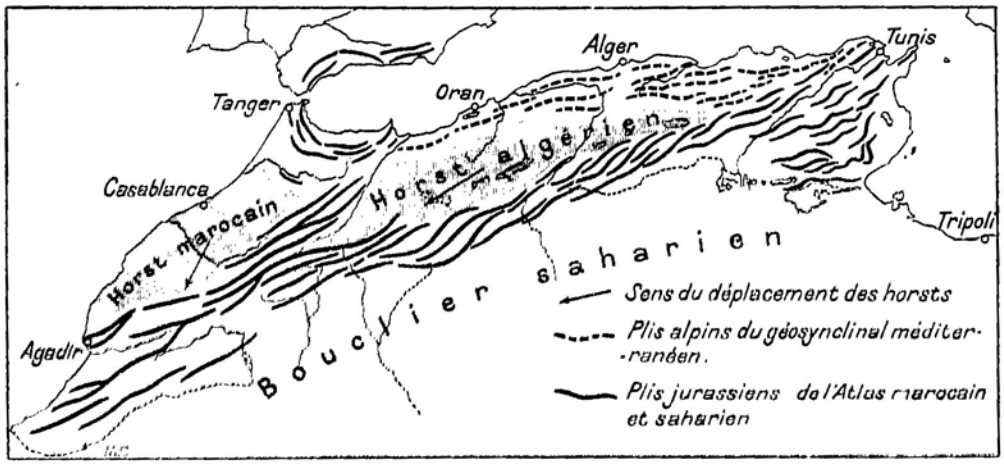


Planche 3. « Allure schématique des plissements tertiaires dans le Nord Africain » d'après Louis Gentil, 1912.

III.1. Rappels bibliographiques, problématique.

III.1.1. L'approche structurale du Haut Atlas : premiers travaux et évolution.

Comme nous l'avons donc vu dans la partie précédente, le relief des Atlas marocains est en partie **soutenu par un fort amincissement lithosphérique**. Ce résultat récent ne doit pas faire oublier le deuxième mécanisme à l'origine de ces chaînes - à l'exception de l'Anti-Atlas : **le raccourcissement crustal**.

Jusqu'à la découverte de la faible épaisseur des racines crustales sous les Atlas au milieu des années 80 (Makris et al., 1985 ; Tadili et al., 1986), le raccourcissement était considéré comme l'unique mécanisme à l'origine de ces chaînes et de leur relief. Il a donc été intensément étudié depuis le temps des pionniers de la géologie marocaine. **Hooker, Ball et Maw proposent dès 1878 la première coupe du Haut Atlas (voir reproduction planche 4 ci-après)**. En 1889, Thomson pénètre au cœur de l'Atlas, et y identifie un noyau éruptif (le « Massif Ancien ») formant une île dans la mer crétacée puis « les grès rouges du Nfis, déposés dans un lac de montagne, eux même plissés ». Ces travaux seront complétés dans les années 1900 par Brives, Lemoine et Gentil. On pourra consulter Gentil, 1912, pour le détail des travaux d'exploration antérieurs. La cartographie du Haut Atlas sera ensuite entreprise par Roch (1930), Moret (1931), Nelter (1938), puis Choubert (1952). Avec l'évolution rapide des idées, de nombreuses approches ont été proposées. Si les « anciens » ont livré des quantités d'observations impressionnantes, l'analyse des paléo-contraintes domine pendant les années 70. A la fin des années 80, l'apparition du concept d'équilibrage a conduit à la réinterprétation des coupes proposées par le passé, et à la réalisation de nouveaux transects. Finalement, l'intégration des Atlas dans un cadre géodynamique plus large est relativement tardive, et directement lié à la compréhension de l'évolution du système méditerranéen dans son ensemble.

Au Maroc, les différentes parties des Atlas ont été inégalement parcourues. Le Moyen Atlas a fait l'objet de diverses études, reprises et synthétisées par Fedan (1989) et Charrière (1990). Les données de sismique industrielle ont été incorporées plus récemment, avec les travaux de Beauchamp et al. (1996) et Gómez et al. (1998). Enfin, Arboleya et al. (2004)

proposent une coupe équilibrée de ce domaine. Tout ces travaux arrivent sensiblement à la même conclusion : **le raccourcissement dans le Moyen Atlas est très faible**, de 5 km pour Arboleya et al., 2004, à 4.7 km selon Gómez et al., 1998. La coupe de ces derniers auteurs (Fig. III.1.) montre bien le faible développement des structures compressives dans ce domaine, et le peu de structures associées. Ceci explique peut être pourquoi l'essentiel des travaux des structuralistes s'est concentré sur le Haut Atlas.

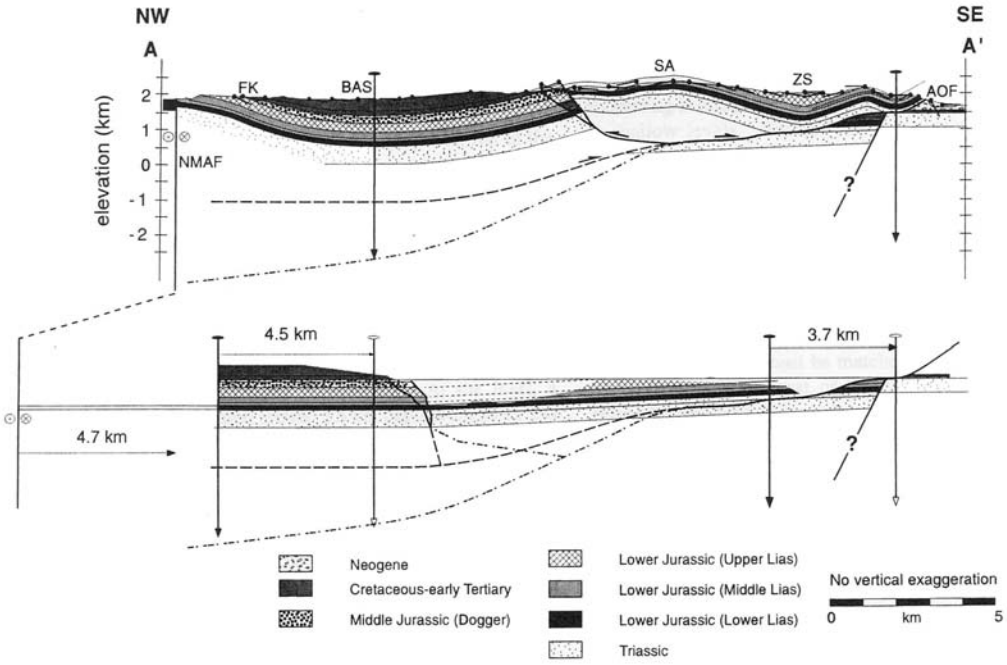


Fig. III.1. Coupe équilibrée du Moyen Atlas (Gomez et al., 1998) et restauration. Le taux de raccourcissement est très faible (4.7 km, accommodés essentiellement sur la bordure SE) et les structures compressives peu développées.

Le Haut Atlas marocain a été très étudié, en particulier **dans sa partie Centrale**. En effet, dans cette région, **la couverture Mésozoïque liée à l'ouverture des bassins Triassiques est préservée dans sa totalité**. Dès lors, des niveaux repères sont disponibles pour réaliser l'équilibrage des coupes. Nous reviendrons sur les résultats obtenus par les différents auteurs par la suite. **Le Haut Atlas Occidental, ainsi que sa terminaison en mer**, ont aussi été bien étudiés, en particulier grâce aux **données de puit et de sismique**. On retiendra parmi d'autres la synthèse réalisée par Hafid, 1999. Enfin, l'Anti-Atlas a fait l'objet d'études structurales récentes mais uniquement en ce qui concerne les déformations Hercyniennes et Précambriennes, et il n'existe pas à notre connaissance de travaux traitant de la déformation cénozoïque dans ce domaine.

Plusieurs **coupes équilibrées du Haut Atlas central** ont donc été proposées récemment. Nous allons voir que pour chacun de ces transects, différentes interprétations sont faites concernant la profondeur des niveaux de décollements, le comportement des séries paléozoïques et précambriennes, l'âge de la déformation.

III.1.2. Exemples de coupes récentes du Haut Atlas et divergences d'interprétations.

La plupart des coupes complètes de la chaîne sont situées dans sa partie centrale, depuis la région de Midelt – Errachidia jusqu'au Nord de Ouarzazate (Fig. III.2.).

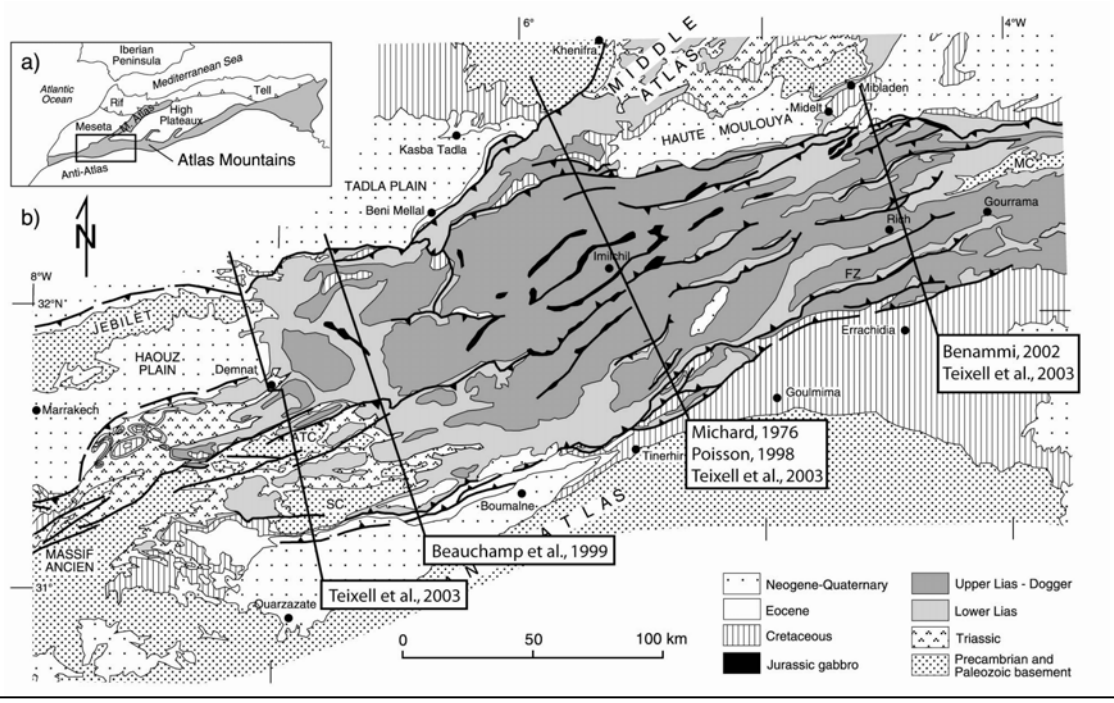


Fig. III.2. Carte géologique du Haut Atlas central (Teixell et al., 2003) et position des différentes coupes présentées ci-après. ATC : Ait Tamlil basement culmination. SC : Scoura basement culmination. MC : Mougueur basement culmination. FZ : Foum Zabel thrust.

La coupe la plus orientale a été réalisé par Benammi en 2002 puis reprise par Teixell et al., 2003 (Fig. III.3.). Nous avons ici rapporté ces coupes à la même échelle pour comparaison ; de petites différences entre les données de surface peuvent apparaîtrent, les tracés des deux coupes n'étant pas strictement identiques.

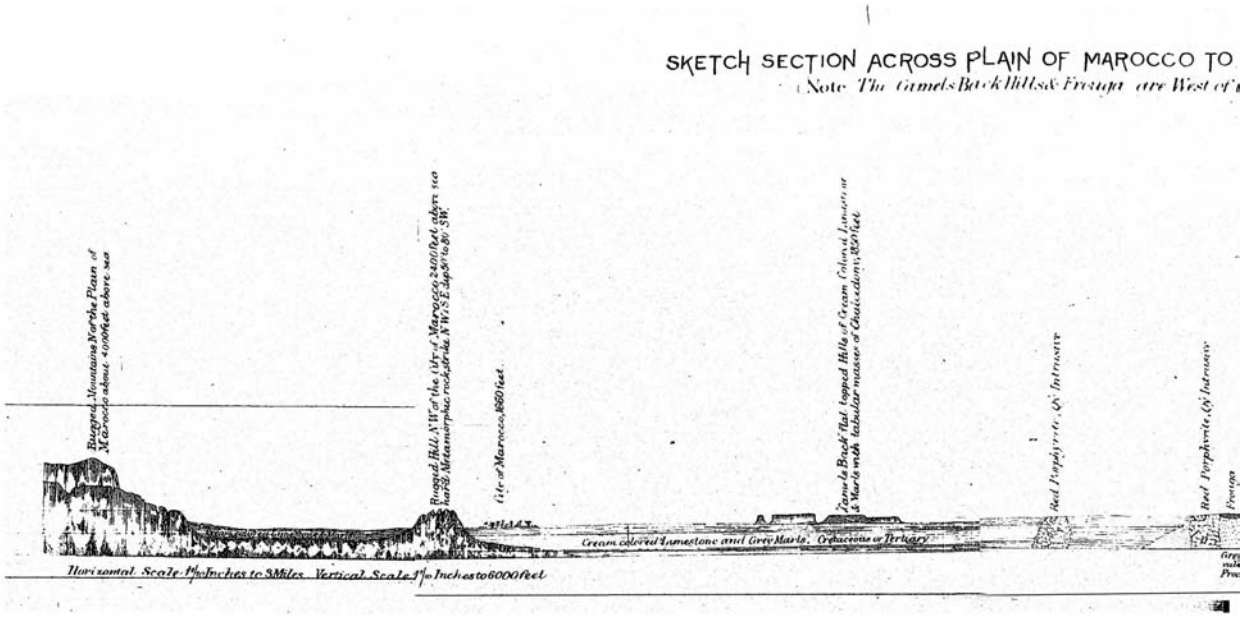
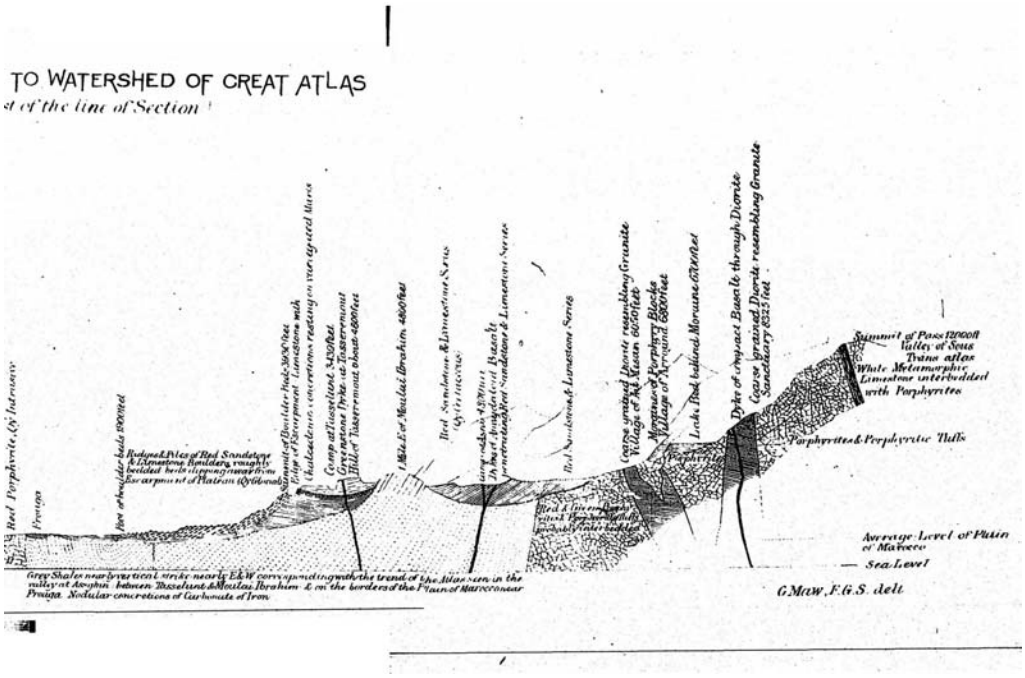


Planche 4.(double page) « Sketch section across plain of Marocco to watershead of Great Atlas ». Première coupe de la bordure Nord de l'Atlas, dressée par George Maw, géologue de l'expédition de Hooker et Ball en 1878. Elle recoupe les Jebilets au Nord (à gauche), la plaine du Haouz, la bordure du Haut Atlas. Les principales unités lithologiques sont repérées. Source BNF.


TO WATERSHED OF GREAT ATLAS
st of the line of Section
Red Porphyrite, Qy Intrusive
Frouga
Face of boulder beds 1900 feet
Ruleyed Piles of Red Sandstone & Limestone Boulders, roughly bedded beds dipping away from Escarpment of Platean (Qy Glacial)
Summit of Boulder beds 3000 feet
Edge of Escarpment Limestone with Chalcedonic concretions resting on variegated Marls
Camp at Tisselant 3430 feet
Greenstone Dyke at Tasserremout
Hill of Tasserremout about 4800 feet
1 Mile E of Moulai Ibrahim 4800 feet
Red Sandstone & Limestone Series
Qy Intrusive
Dyke of Amygdaloid Basalt penetrating Red Sandstone & Limestone Series
Red Sandstone & Limestone Series
Coarse grained Diorite resembling Granite
Village of Ait Mesan 6050 feet
Moraine of Porphyry Blocks
Village of Arrgoud 6800 feet
Lake Pool behind Moraine 6700 feet
Dyke of Compact Basalt through Diorite
Coarse grained Diorite resembling Granite
Sanctuary 8325 feet
Summit of Pass 12000 ft
Valley of Sous
Trans atlas
White Metamorphic Limestone interbedded with Porphyrites
Porphyrites & Porphyritic Tuffs
Porphyrite
Average Level of Plain of Marocco
Sea Level
Grey Shales nearly vertical strike nearly E & W corresponding with the trend of the Atlas seen in the valley at Assghin between Tisselant & Moulai Ibrahim & on the borders of the Plain of Marocco near Frouga. Nodular concretions of Carbonate of Iron
G Maw, F.G.S. delt

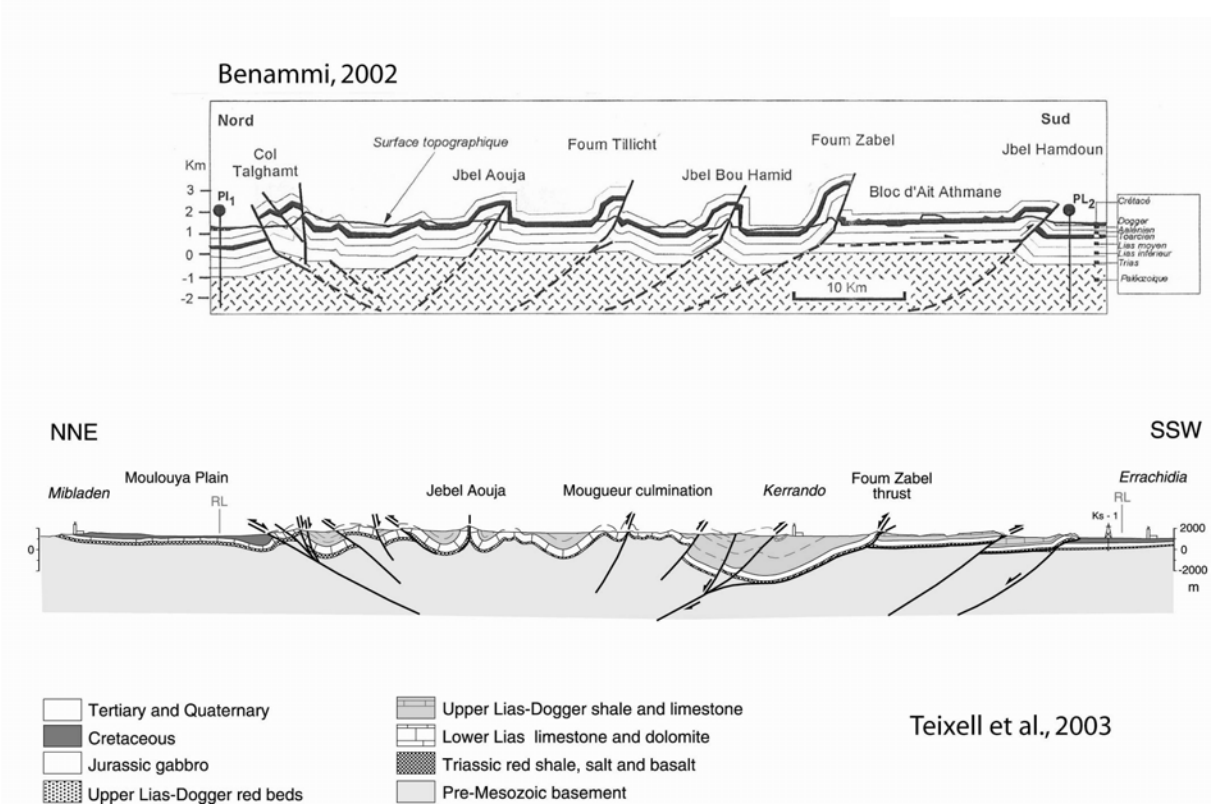


Fig. III.4. Coupes entre Midelt et Errachidia (voir localisation Fig III.3.) d'après Benammi, 2002, et Teixell, 2003. Ces coupes diffèrent sur le comportement du socle (rigide pour la première, plissé avec la couverture pour la seconde) et sur le degré d'inversion des failles normales héritées.

Plusieurs différences majeures distinguent ces deux transects.

Pour le premier :

- Le Paléozoïque se comporte **en blocs rigides**, séparés par des failles normales héritées du rifting mésozoïque
- il n'existe **aucun de niveau de décollement majeur** dans la couverture post-paléozoïque.
- les failles normales héritées ne sont **jamais réinversées** à l'exception du front Nord de la chaîne.

Pour le second :

- le substratum pré-Mésozoïque est **plissé avec la couverture**.
- le **Trias apparaît comme niveau de décollement**.
- la quasi-totalité des failles normales héritées **sont inversées**.

Deux coupes récentes ont été réalisées plus à l'Ouest, entre la jonction Haut Atlas/Moyen Atlas au Nord et la région de Goulmima/Tinerhir, passant par le village d'Imichil (Poisson et al., 1998 ; Teixell et al., 2003 – Fig. III.5.). On rappelle la coupe publiée par Choubert en 1962 pour comparaison.

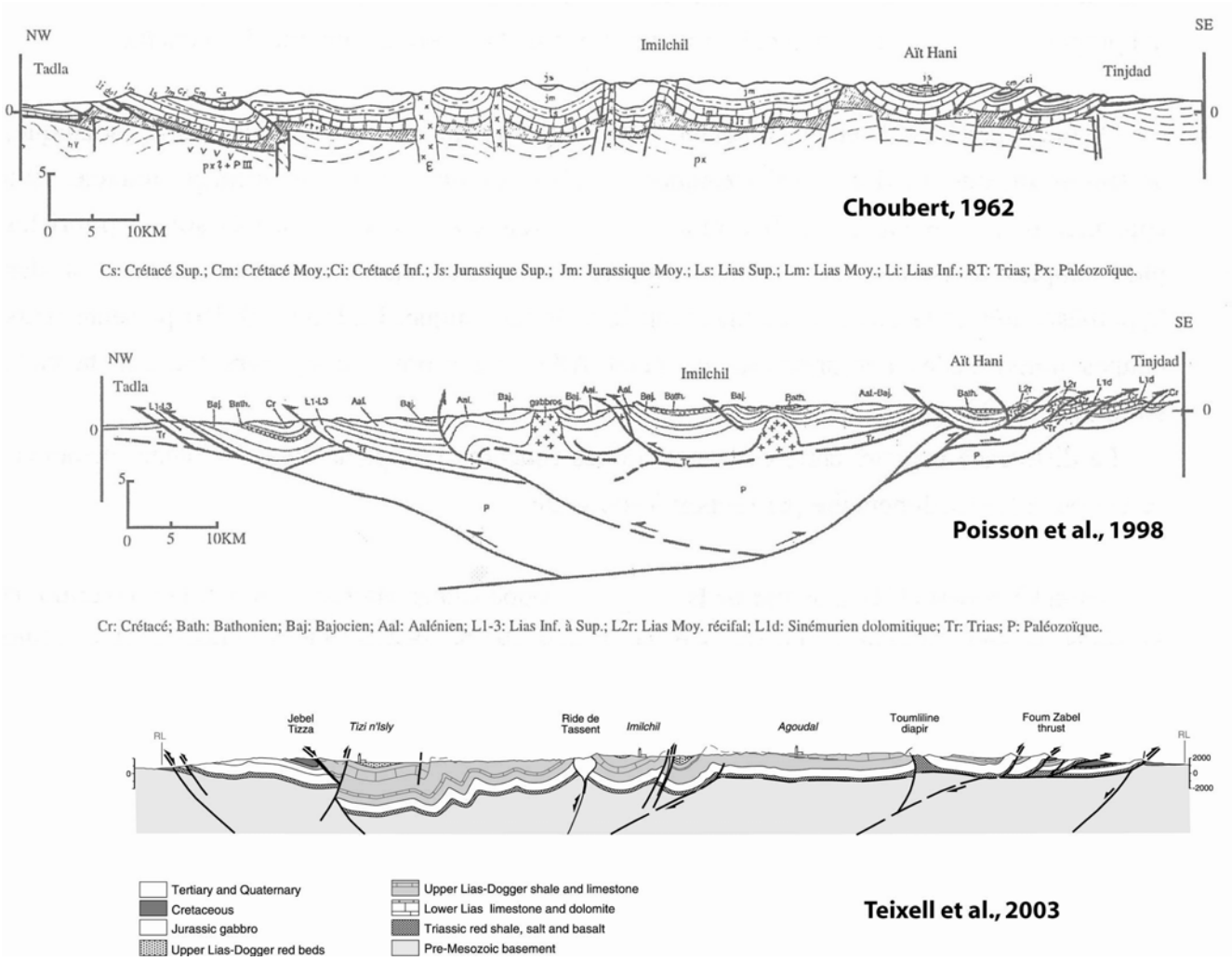


Fig. III.5. Coupes à travers le Haut Atlas, dans la région d'Imichil (localisation Fig. III.2.), d'après Choubert, 1962, Poisson et al., 1998, et Teixell et al., 2003. Les interprétations du comportement du socle sont fortement divergentes. Dans la couverture un décollement situé dans le Trias/Lias joue un rôle important.

La coupe de G. Choubert étant antérieure au développement de la notion d'équilibrage, la structure profonde est spéculative. Néanmoins, l'auteur propose déjà l'existence d'un **niveau de décollement dans le Trias**, et montre que la déformation est clairement **plus importante sur les bordures de la chaîne**. Les travaux suivants présentés ici confirmeront ces résultats, puisque pour Poisson et al., 1998, le front Nord est contrôlé par un **décollement triasique**, alors que la déformation se localise dans le Paléozoïque au Sud. Pour Teixell et al., 2003, le détachement dans le Trias est à l'origine des imbrications du front sud.

La **déformation dans le socle** est interprétée très différemment dans ces trois travaux :
- pour Choubert, le Paléozoïque et le Précambrien ne sont pas découplés et **constituent des blocs rigides séparés par des failles normales**. La déformation de ces blocs est **totalement découplée** de celle de la couverture par le Trias.
- pour Poisson et al., le découplage Trias/Paléozoïque est faible. La couverture se déforme **en réponse aux chevauchements dans le paléozoïque**, qui s'aplatissent en profondeur.
- pour Teixell et al., comme pour la coupe proposée par ces auteurs à l'est, les unités pré-mésozoïques sont **plissées avec la couverture** sous la forme de plis de décollements.

Les dernières coupes que nous rappelons ici sont celles de Teixell et al., 2003 et Beauchamp et al., 1999 (repris par Benammi, 2002), allant de la plaine de Tadla au Nord au bassin de Ouarzazate au Sud (Fig. III.6., voir localisation Fig. III.2.). Une différence majeure avec les précédents travaux est l'apparition sur ces deux coupes d'un **nouveau niveau de décollement** permettant la propagation de la déformation au front Sud de la chaîne : il s'agit du **Crétacé supérieur (Sénonien)**. Au Nord, le synclinal d'Aït Attab est lui toujours contrôlé par le décollement Triasique. Du point de vue du comportement du socle, Teixell et al. proposent là encore un plissement commun de la couverture et des séries pré-mésozoïques, à l'opposé de Beauchamp et al, 1999. Ces auteurs sont les premiers – et les seuls – à proposer que le paléozoïque soit découplé du précambrien. Leur coupe montre que le raccourcissement mesuré dans la couverture est **accommodé dans le paléozoïque par une série de duplex**, alors que le **précambrien reste très peu déformé** en profondeur. Cette dernière interprétation permet de rendre compte dans le socle de n'importe quelle valeur de raccourcissement. Le paléozoïque/précambrien est alors décollé des séries supérieures par l'activation des évaporites du Trias/Lias inférieur.

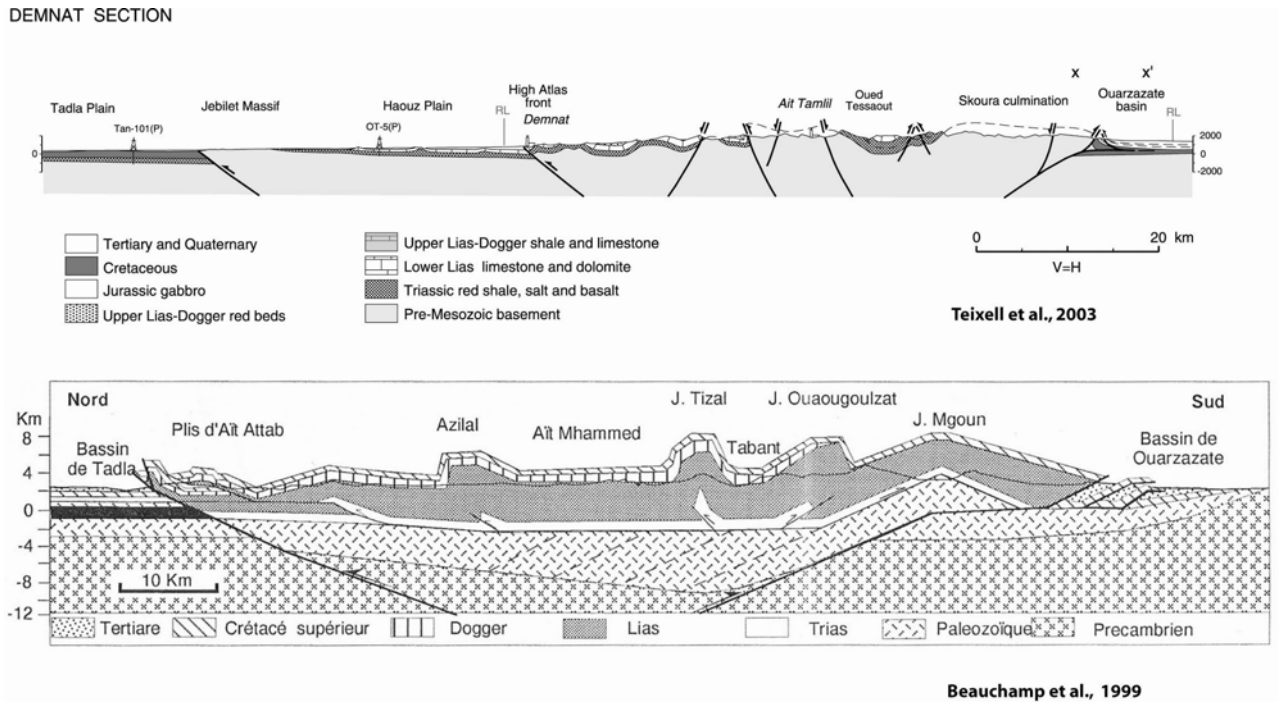


Fig. III.6. Coupes de la plaine de Tadla jusqu'au bassin d'Ouarzazate au Sud, d'après Teixell et al., 2003, et Beauchamp et al., 1999. La déformation dans le socle est accomodée respectivement soit par plissement des séries « pré-mésozoïques » avec la couverture, soit par une série de duplex découplée de la couverture par les évaporites du Trias. Au Sud, le Sénonien correspond au principal niveau de décollement permettant la propagation de la déformation.

Ainsi, la lecture de ces coupes récentes met-elle en lumière, pour le Haut Atlas Central :

- l'existence **d'au moins deux niveaux de décollements** potentiels majeurs, dans le Trias/Lias inférieur et dans le Crétacé supérieur.
- une **forte divergence entre les interprétations du comportement du substratum pré-mésozoïque**.

L'absence de consensus sur le comportement du socle est sans doute liée au fait que les séries concernées n'affleurent que très peu sur les transects réalisés (et c'était justement ce qui avait motivé leur réalisation !). C'est ce qui nous a amené à nous intéresser au **Haut Atlas de Marrakech**, dans lequel affleure le « noyau » précambrien à paléozoïque de la chaîne.

Cette partie du Haut Atlas a fait l'objet d'un **nombre limité d'études**, et à notre connaissance, seules deux coupes complètes de ce secteur ont jusqu'alors été proposées. Il s'agit de :

- celle de Léon Moret (Fig. III.7.), qui a levé en 1931 la carte géologique de cette partie du massif, et qui distinguait déjà plusieurs unités mécaniques, découplant en particulier par endroit le Paléozoïque et la couverture Meso-Cénozoïque. La précision des données de surface rapportées sur ces coupes est tout à fait frappante. La chaîne apparaît comme un vaste antiforme à cœur paléozoïque et précambrien, sur les bordures duquel la couverture se déforme légèrement à la faveur des différents niveaux de décollements.

- celle proposée par Khatima Errahraoui dans sa thèse en 1998 (Fig. III.8.), et sur laquelle nous reviendrons dans la partie III.3.3.

Les résultats de notre étude sur le massif du Haut Atlas de Marrakech sont présentés dans la partie suivante, sous la forme d'un article soumis à la revue Journal of African Earth Sciences.

Les objectifs étaient de :

- préciser les **caractéristiques des différentes piles tectono-sédimentaires** en identifiant les **niveaux de décollements** activés suivant les régions.

- comprendre pourquoi tel ou tel niveau de décollement est activé en fonction de **l'héritage géologique**.

- clarifier la distribution de la déformation **dans les séries paléozoïques et précambrienne**, puisque comme nous venons de le voir, aucun consensus sur la structure profonde du Haut Atlas au sens large n'a encore été trouvé.

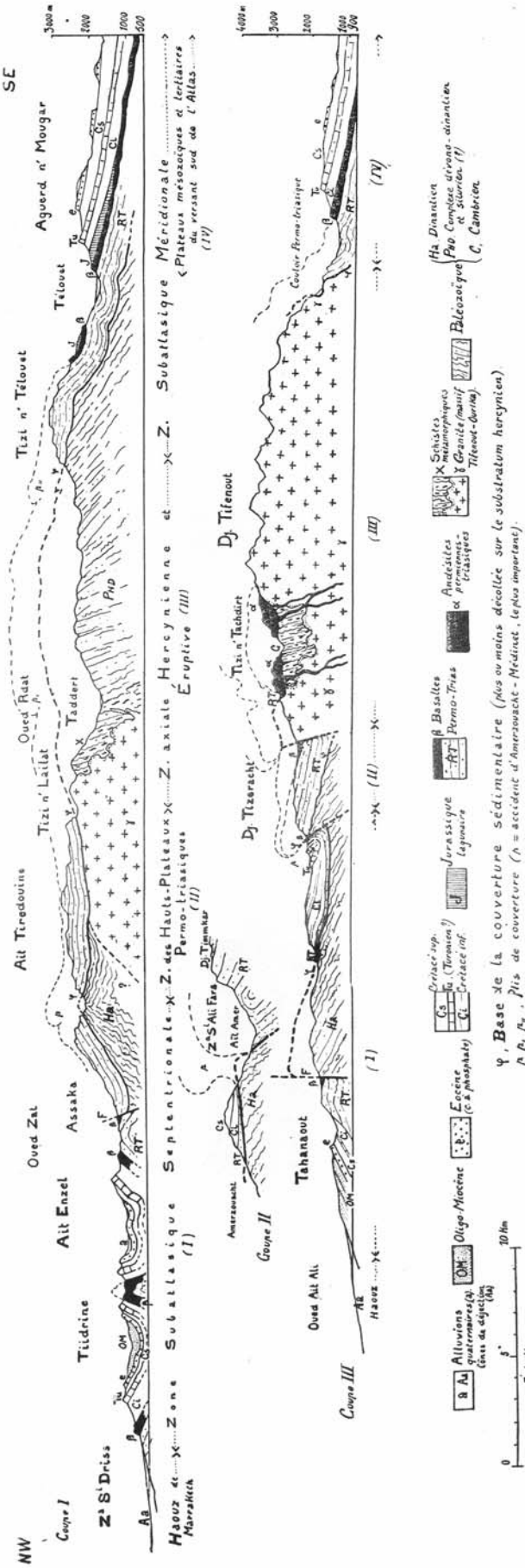


Fig. III.7. Coupes du Haut Atlas de Marrakech par L. Moret, en 1931. La partie Nord de la première coupe correspond à la région d'Aït Ourir, sur laquelle nous reviendrons dans la partie suivante (voir Fig. 13, chapitre III.2.). De même, le Sud de cette coupe est repris à la Fig. 15.B. de ce même chapitre.

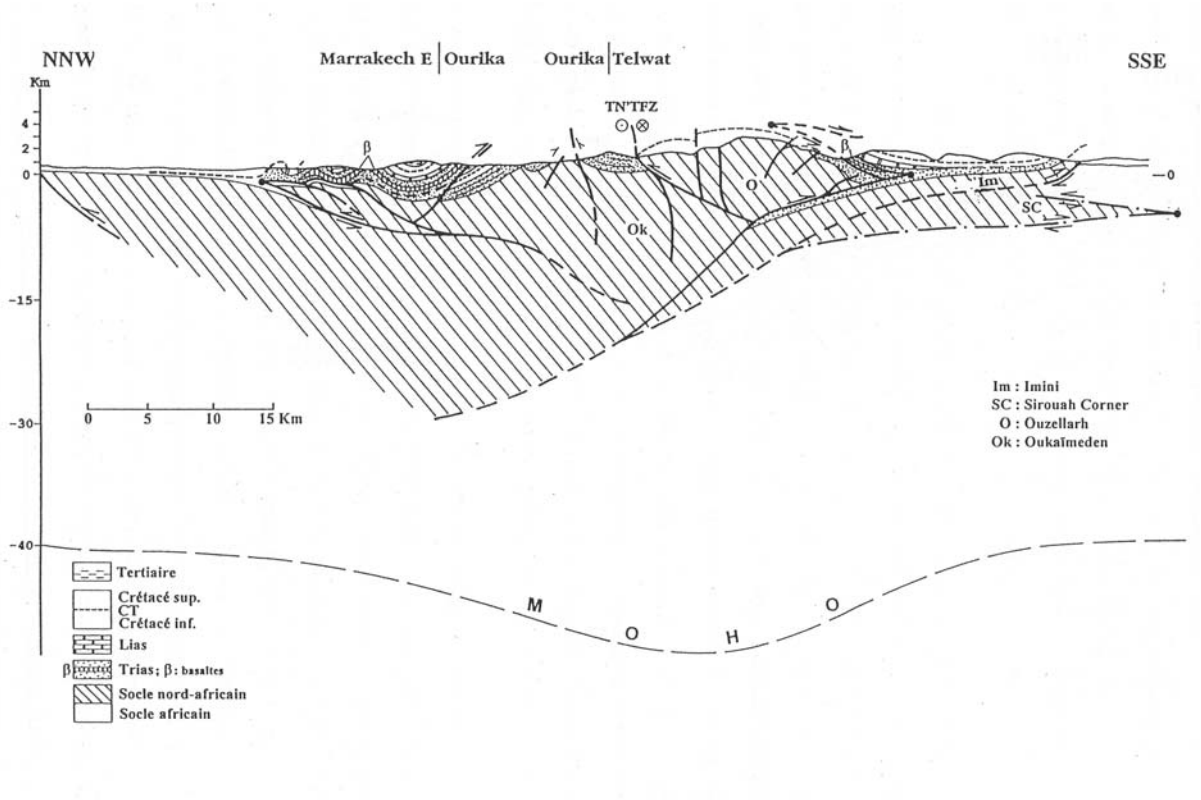


Fig. III.8. Coupe complète du Haut Atlas de Marrakech, par K. Errarhaoui, 1998. Aucune distinction de comportement mécanique n'est faite pour les unités anté-Mésozoiques.

III.2. Sur le style tectonique du Haut Atlas de Marrakech (Maroc) : rôle de l'héritage et de la stratigraphie mécanique.

Le texte qui suit a été accepté pour publication dans la revue Journal of African Earth Sciences le 20 octobre 2006 sous le titre original : « About the tectonic styles in the Marrakech High Atlas (Morocco): the role of heritage and mechanical stratigraphy » Les auteurs en sont : Yves Missenard, Zouhair Taki, Dominique Frizon de Lamotte, Mohamed Benammi, Michel Sébrier, Pascale Leturmy & Mohamad Hafid.

Résumé

Le Haut Atlas est une chaîne intracontinentale Cénozoïque formée en réponse à des processus thermiques et au raccourcissement crustal. Dans cette étude, nous nous focalisons sur le Haut Atlas de Marrakech, caractérisé par l'abondance de séries Paléozoïques et plus anciennes, permettant ainsi un accès direct à la structure profonde de la chaîne. Nous proposons une description complète du style tectonique, et le rôle de l'héritage structural sur la stratigraphie mécanique est discuté. La grande variété de structures, liée à l'activation de multiples niveaux de décollements, peut être expliquée par d'importantes variations d'épaisseurs de la pile sédimentaire. Au sud de la zone d'étude, le décollement principal est situé dans les séries Cambriennes, entraînant le développement d'une large zone triangulaire. A l'Ouest, dans le bassin du Souss, les silts et évaporites Sénoniens favorisent l'apparition de plis secondaires en « rabbit ear ». De telles structures peuvent aussi être observées au Nord-Ouest du Haut Atlas de Marrakech, dans l'Ouest du bassin du Haouz, où les séries Cambriennes forment le cœur des principaux anticlinaux. Dans la partie Sud Est du Haut Atlas de Marrakech, le principal niveau de décollement est constitué par les silts et évaporites Sénonniens, alors qu'au Nord Est de la zone d'étude, il se localise dans les évaporites Triassiques. Cependant, ce décollement est plissé par l'activation d'un autre niveau, situé plus profondément, dans les flyschs Viséens, et recoupé par des failles de socles. Un groupe rigide basal est mis en évidence, incluant le Précambrien, et localement le Paléozoïque et le Trias. Finalement, nous proposons la première coupe équilibrée complète de la chaîne du Haut Atlas de Marrakech. Une chronologie de la déformation est

proposée, et deux principales phases tectoniques sont mises en évidence. Leurs importances relatives sont discutées.

Abstract

The Moroccan High Atlas is an intra-continental orogen formed during the Cenozoic in response to thermal processes and crustal shortening. In this study, we focus on the Marrakech High Atlas (MHA), characterized by the abundance of Paleozoic or older rocks and giving an opportunity for a direct observation of the depth geometry of the chain. We propose an overview of the tectonic style and discuss the role of the heritage on the mechanical stratigraphy. Important variations in the sedimentary pile explain the wide variety of structures related to the activation of various décollement levels. To the south of the studied zone, the main detachment level is situated in the Cambrian series triggering the development of a large triangle zone. Westward, in the Souss basin, the Senonian silts and evaporites favour the development of secondary "rabbit ear" folds. Such structures can also be observed to the north-west of the MHA, in the western Haouz Basin, where the Cambrian series form the core of the main anticlines. In the south-eastern part of the MHA, the Senonian silts and evaporites become the main detachment. Northeast of the MHA, the Upper Triassic evaporites acted as a major décollement level. However, this décollement is folded during the activation of a deeper detachment level in the Visean flyschs and cut out by late basement faults. A basal rigid group is distinguished, including Precambrian rocks and locally Paleozoic and Triassic rocks. Finally, we propose the first complete balanced cross-section of the belt in the MHA. The timing of the deformation is addressed. Two main tectonic events are highlighted and their relative importance is discussed.

Key words: Atlas system (Morocco), basement fault, décollement, thick-skinned tectonics, fold-and-thrust belt.

1. Introduction:

Based on mechanical (Biot, 1961) and experimental (Currie et al., 1962) work, it is known for a long time that the stronger dominant member within a litho-stratigraphic pile has a determining effect on the size and style of folds and thrusts. More generally**,** the mechanical stratigraphy is consistently recognised as the main factor controlling the tectonic styles in fold-thrust belts (O'Brien, 1957; Letouzey et al., 1995; Sans and Vergés, 1995; Bonini, 2003; Couzens-Schultz et al., 2003; Teixell and Koyi, 2003; Koyi et al., 2004; Sherkati et al., 2005; Maillot and Koyi, 2006; Sherkati et al., 2006). In particular, the location and thickness of weak and rigid layers within a tectono-stratigraphic pile dictate both the position of décollement levels and ramp-flat geometries. In turn, these factors exert a direct control on the folding styles, namely décollement, ramp-related or forced folding. Due to a complex geological history, the Marrakech High Atlas presents a great variety of tectonostratigraphic piles (Moret, 1931) and gives an opportunity to analyse the above-mentioned relationships.

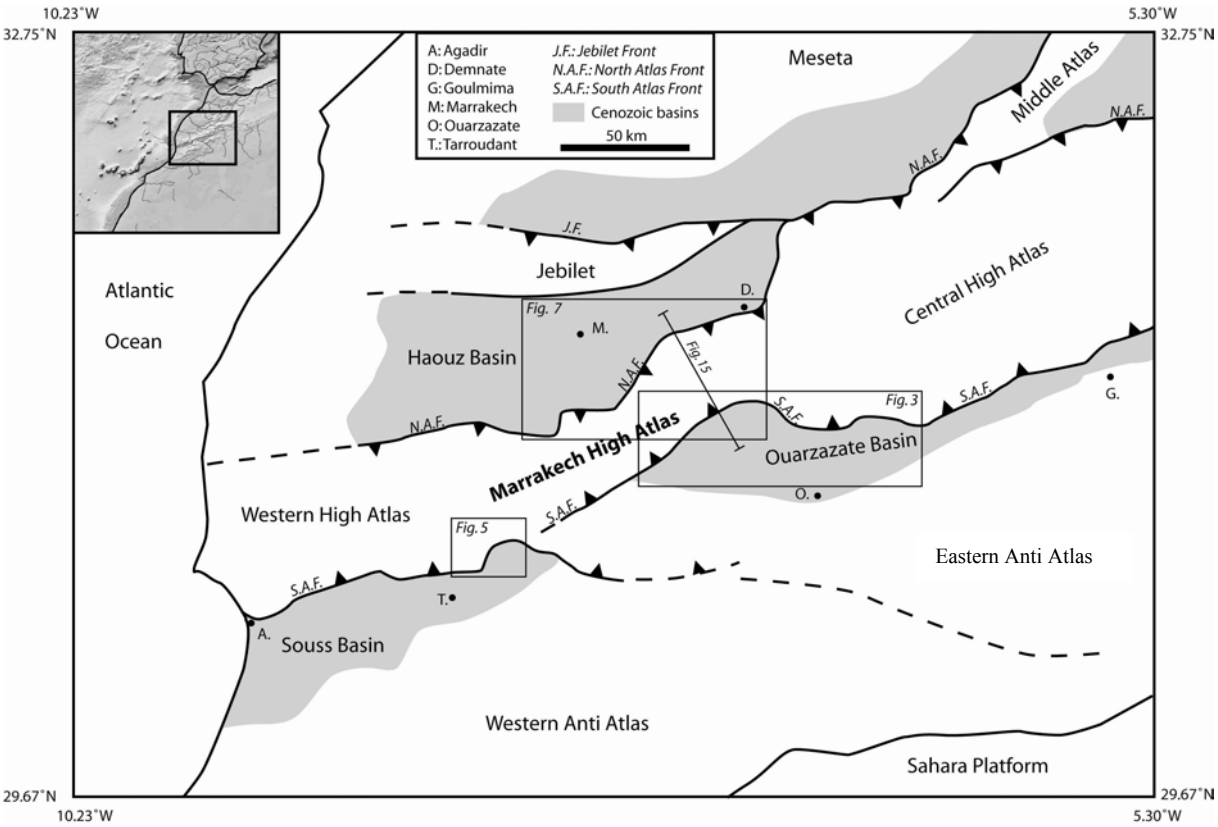


Fig. 1. Map of the studied area.

The Marrakech High Atlas (MHA) (Fig. 1) is situated south of Marrakech between the Western and Central High Atlas. Compared to other segments of the orogen, it is characterized by the abundance of Paleozoic and Precambrian rocks. It is the reason why it is sometime called "Palezoic High Atlas". The High Atlas as a whole is an intra-continental bi-vergent orogen (Mattauer et al., 1977) formed during Cenozoic times as a response to crustal shortening (see review in Frizon de Lamotte et al., 2000) but also to deep thermal processes (Seber et al. 1996; Teixell et al., 2003; Frizon de Lamotte et al., 2004; Zeyen et al. 2005; Teixell et al., 2005; Missenard et al., 2006). From a general point of view, it is acknowledged that the High Atlas developed on the site of Triassic-Lower Liassic rift basins (Piqué et al., 2002; Laville et al., 2004 and references therein) subsequently supplied with Lower to Middle Jurassic carbonates. It is worth noting that this Jurassic marine transgression came from the Tethys in the Eastern and Central High Atlas and from the Atlantic in the Western High Atlas (Fig. 1) (Choubert and Faure-Muret, 1962; Jacobshagen et al., 1988). Between these two regions, the MHA is a domain where the Jurassic cover is lacking and the Triassic syn-rift sediments are limited or even absent. At that time, the MHA was an element of the West Moroccan Arch (WMA), which separated the Atlantic domain from the Tethys domain. The uplift of the WMA is underlined by a regional unconformity of pre-Carixian age that is sealing previous extensional faults (Medina, 1995). Prior to the uplift of the WMA, a large evaporitic basin, associated with extensive basaltic lava flows, covered the whole domain.

During the Cenomanian and Turonian, a general transgression led to the development of a carbonate platform covering the whole Atlas domain and its margins: the Anti-Atlas to the south and the Moroccan Meseta to the north (Fig. 1). Then during the Upper Cetaceous-Paleogene, the sedimentation is dominantly continental or lacustrine with some marine incursions during the Eocene. After the Oligocene, continental deposits resulted from the progressive erosion of the chain forming the so-called Mio-Pliocene molasses. These deposits are preserved not only in small foreland basins bordering the High Atlas, namely the Souss, Haouz and Ouarzazate basins (Fig. 1) but also, at some places, in the interior of the chain showing, as emphasised by Teixell et al. (2003), that some parts of the High Atlas have been buried beneath the syn-orogenic sediments before their present exhumation.

The aim of this paper is to give an overview of geometry and kinematics of folds and thrusts in the Marrakech High Atlas and to show how the mechanical stratigraphy explains the variety of observed structures. We will successively examine the influence of the different

décollement levels from top to bottom of the lithostratigraphic pile and finally the basement control on the geometry of this segment of the Atlas system. For each décollement level, a brief comparison with other regions of the High Atlas will be given. The crucial question of the timing of the deformation will be also addressed.

2. Geological setting and mechanical stratigraphy in the Marrakech High Atlas.

The structural geometry of the Central and Western High Atlas has been illustrated recently by several cross-sections (Beauchamp et al. 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Teixell et al., 2003; Frizon de Lamotte et al., 2004; Hafid et al., 2006). By contrast, the tectonic style of the Marrakech High Atlas (MHA) is poorly described except the old but useful work by Moret (1931). The reason explaining this apparent disinterest is likely the lack of continuity of the Mesozoic Cover. Conversely, the specific interest of this region is that it gives an access to the deep structure of the High Atlas, which is elsewhere hidden beneath the sedimentary cover.

The pre-Mesozoic substratum of the MHA is varied depending on the considered places. It is important to shortly describe this old heritage in order to understand its role in the later activations related to the Atlas structure. More precisely, three main domains can be distinguished in the MHA (Fig. 2):

- South of the Tizi n'Test fault zone is the Anti-Atlas domain exhibiting a Panafrican basement and its Lower Paleozoic cover. Both together constitute a Paleozoic fold-belt in which the shortening is accommodated by large buckle folds and basement uplifts (see Burckhard et al., 2006). The Triassic beds, where they exist, rest unconformably on these Lower Paleozoic beds or directly on the Precambrian basement giving evidence for strong pre-Triassic erosion.

- The region situated north of the Tizi N'Test Fault Zone belongs to the Variscan Belt of Morocco sensu stricto (Piqué and Michard, 1989; Piqué et al., 1998; Hoepffner et al., 2005; 2006). It can be divided into two distinct domains: (1) a western domain where the Lower Paleozoic beds are folded into tight folds associated with low to medium grade metamorphic evolution and granite intrusions; (2) an eastern domain whose main characteristic is a thick (up to 3000 m) Visean flysch, which appears poorly deformed during the Variscan orogeny.

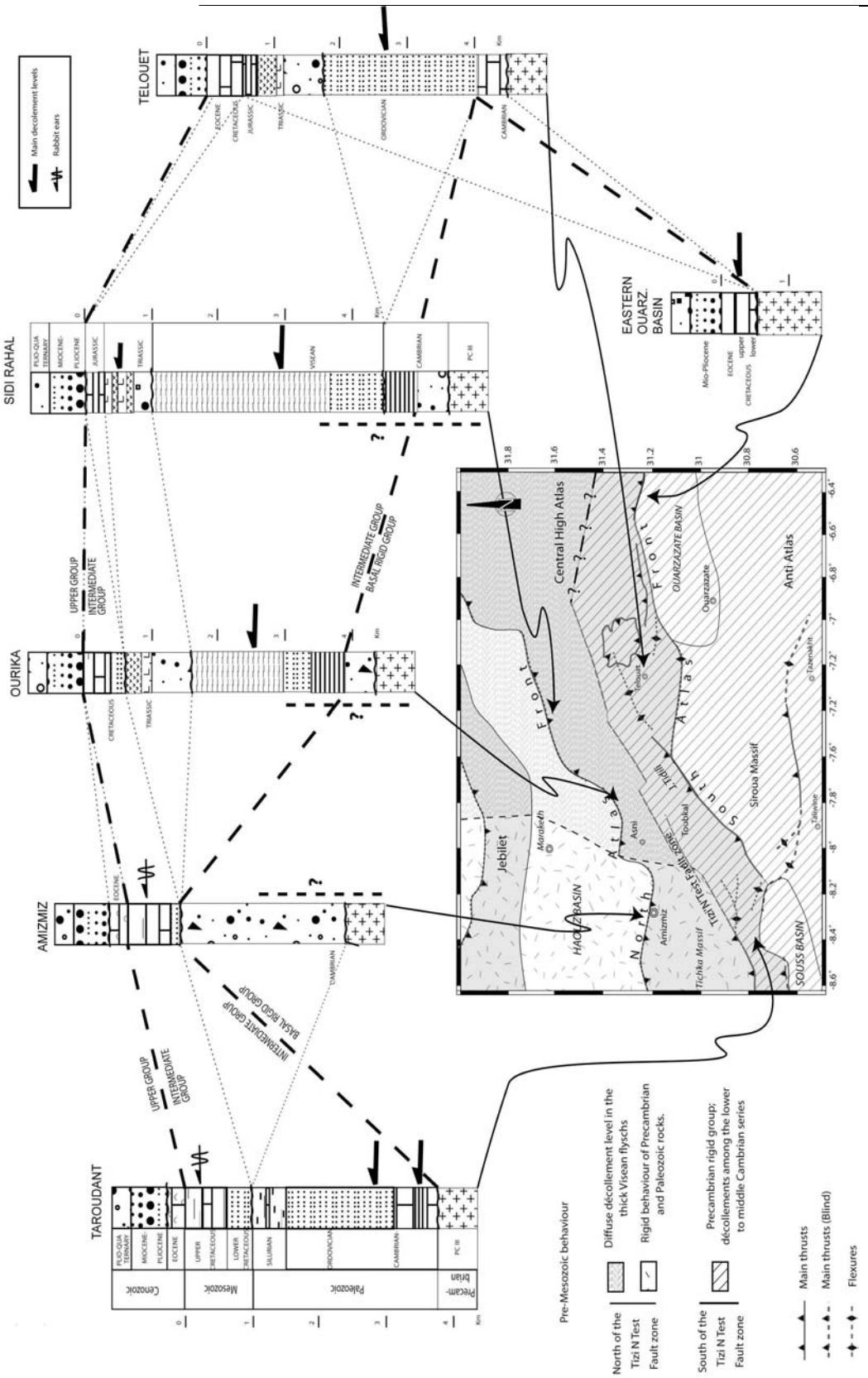


Fig. 2. General stratigraphic columns around the MHA and position of the main mechanical discontinuities. The column's position are reported on a map of the MHA where three main domains are distinguished: to the south of the Tizi N'Test fault zone, the main décollement is located in the Cambrian series; to the north-east, the thick Visean flyschs act as an efficient detachment level; to the north-west, Precambrian and Paleozoic series are rigid due to Variscan deformation.

The boundary between these two domains is not clear in the MHA. However, it corresponds in the Jebilet to a N-S trending thrust zone (Huvelin, 1977), the Smaala-Oulmès Fault Zone of Hoepffner et al. (2006).

Given this complex heritage, the mechanical behaviour of the pre-Mesozoic substratum depends on the considered domain.

- South of the Tizi n'Test fault zone, it is possible to distinguish a "basal rigid group" that includes the Panafrican crystalline basement and the overlying Late Precambrian syn-rift cover (PIII) made of conglomerates. In terms of rheological basement-cover relationships, both behave as a competent unit (Caritg et al., 2004; Helg et al., 2004; and Burkhard et al., 2006). Above this basal rigid group the Lower Paleozoic strata are detached along different décollement levels, among which the "serie lie-de-vin" of Lower Cambrian age seems to have played a major role (Caritg et al., 2004; Helg et al., 2004; and Burkhard et al., 2006). At some places, as indicated above, the Lower Triassic (Oukaïmeden Fm) sandstones rest directly on the Panafrican basement. In such a case, both the basement and its Triassic cover behave as a single rigid group.

- North of the Tizi N'Test Fault, the Panafrican basement does not crop out. The behaviour of the Paleozoic strata is completely different in the western domain compared to the eastern one. In the western domain, due to important Variscan deformation and associated metamorphism and granite intrusions, the Lower Paleozoic strata acquired a rigid behaviour and, from a mechanical point of view, behaves as a single competent unit. By contrast, in the eastern domain, the thick and weak Visean flysches acted as a décollement level.

As a consequence, the behaviour of the Lower and Middle Triassic beds strongly depends from the nature of their substratum. Where they rest directly on a rigid substratum (the Panafrican basement or the stiffened Paleozoic rocks of the north-western domain), they behave together with it as a competent unit. By contrast, where they rest on the weak Visean flyschs of the north-eastern domain, the two series are folded together into large detachment folds (see Sidi-Rahal section Fig. 15B). In addition, they are detached from the overlying Jurassic beds by a décollement level situated just above the basaltic lava flows, in the Lower Liassic beds. In the Western High Atlas as well as in the Eastern High Atlas, this top-basalts décollement played a major role, decoupling the basement s.l. from the cover (Beauchamp et al., 1999; Saint-Bézar et al., 1998; Frizon de Lamotte et al., 2000; Teixell et al., 2003; Hafid et al., 2006).

At the top of the Mezosoic pile, Upper Senonian silts and evaporites form an extensive décollement level, which can be observed almost everywhere in the studied area. It is overlaid by an "upper group" comprising a relatively thin pile of Upper Cetaceous-Paleogene continental or lacustrine sedimentary rocks (with some marine incursions during the Eocene) and Mio-Pliocene continental molasses. From a mechanical point of view, this ensemble is well-layered and relatively incompetent.

To summarise, four décollement levels are recignized within different positions of the lithostratigraphic pile of the MHA, from the top to the bottom: (1) the intra Senonian decollement, (2) the Lower Liassic one, (3) the intra Visean one and (4) the Paleozoic décollement (intra Cambrian or Lower Ordovician).

3. The role of the upper décollement (within silts and evaporites of Senonian age)

In the entire Atlas domain, a major transgression took place during the Upper Cenomanian and Turonian leading to the deposition of a carbonate platform (Rolley, 1978), which forms a conspicuous datum at the scale of the mountain belt. Over this platform, the Senonian period is characterized by deposition of 200 to 500 meters of continental silts and evaporites. These Senonian beds constitute an efficient décollement level, which allow a de-coupling of the Cenozoic sediments from their substratum. However, it is differently expressed depending on the considered areas. We will examine successively two specific situations.

3.1 The upper décollement in the eastern Ouarzazate basin: development of an imbricate fan.

The Ouarzazate Basin (Fig. 3) is a Mio-Pliocene foreland basin fringing the south-eastern boundary of the MHA and coincides to the northern flank of the eastern Anti-Atlas (J. Saghro) formed by Panafrican basement supporting a thin north-dipping cover formed by Lower Paleozoic-Proterozoic sedimentary rocks. Since the pioneering work by Gauthier (1960), numerous structural sections across the Ouarzazate Basin have been published. The most recent ones (Errharaoui, 1998; Beauchamp, 1999; Benammi et al., 2001, 2006; Teson, 2005) are constrained both by field geology and the interpretation of industrial seismic profiles. The South Atlas Front (SAF), which bounds the northern border of the basin, corresponds to a major thrust-

fault zone ramping from the basement. Triassic and Jurassic rocks do not crop out to the south of this fault showing that it is inherited from old structural discontinuities, which were active as normal faults during the Triassic-Liassic riftings. During the Atlas shortening, the deformation propagated southward from this major fault zone into the basin. However, the structural style varies considerably along strike from east to west

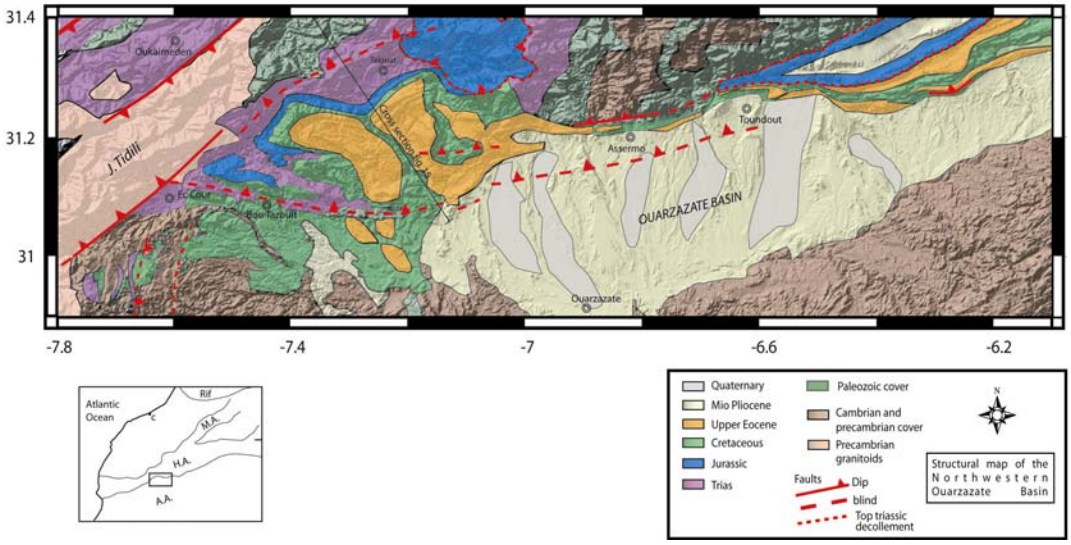


Fig. 3. Structural map of the Ouarzazate basin, south-east of the MHA. West of Toundout village, Cambrian beds are activated and led to the development of a large triangle zone whereas to the east the Senonian silts and evaporites are more efficient and favour the formation of an imbricate fan (Errharaoui, 1998; Beauchamp, 1999; Benammi et al., 2001, 2006; Teson, 2005).

In the eastern part of the basin (Fig. 3), the upper décollement located within the Senonian beds has been activated. Maps and cross-sections in this area (Errharaoui, 1998; Beauchamp, 1999; Benammi et al., 2001, 2006; Teson, 2005) show a typical imbricate fan developed over it and locally complicated by gravity sliding (Fig. 4A). Below the décollement, the Cenomanian-Turonian carbonate level as well as the so-called “infra-Cenomanian” sandstones are flat and rest directly over the Panafrican-Paleozoic basement. The deformation seems to have propagated southward from the SAF along this décollement exclusively. It is likely that the reduce thickness of the Meso-Cenozoic series in this area inhibited any propagation of a deeper décollement. West of Toundout (Fig. 3), the thickenning of the Mezo-cenozoic cover favours the activation of deeper detachments (see below). As a consequence the Senonian levels remain attached to the rest of the Mesozoic cover (fig. 4B).

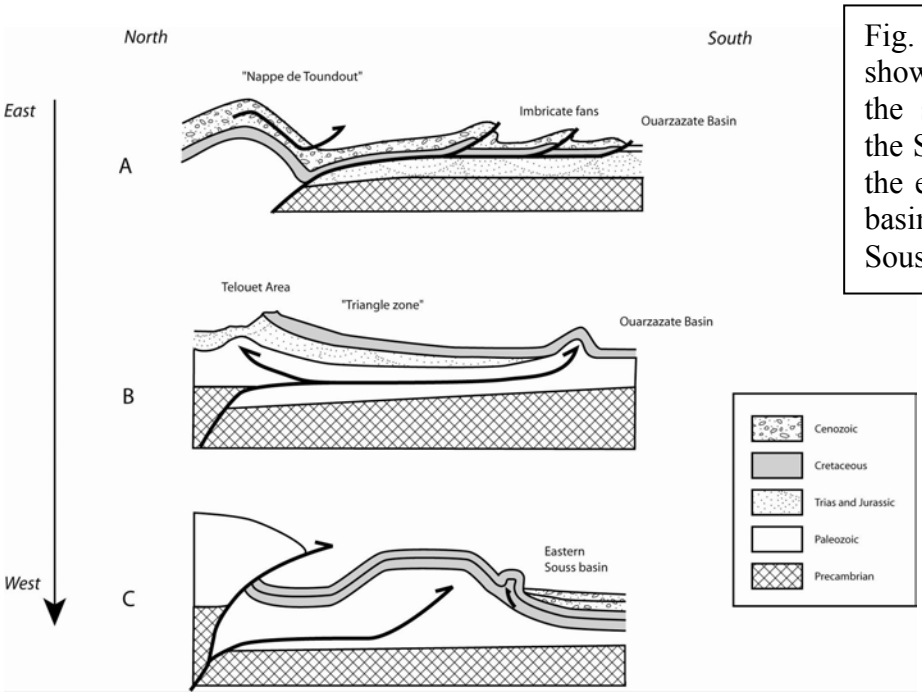


Fig. 4. Schematic sketch showing the evolution of the structural style along the South Atlas front from the east of the Ouarzazate basin (A) to the east of the Souss basin (C).

3.2 The upper décollement in the eastern Souss and western Haouz areas: development of "rabbit ears" secondary folds.

The eastern Souss Basin (Fig. 1) represents the south-western foreland basin of the MHA. North-east of basin (Fig. 5), the flat plain occupying the center of the basin is separated from the South Atlas Front, which here may be interpreted as the reactivated extension of the Tizi N'Test fault zone, by a zone of foothills formed by pairs of wide anticlines cored by Lower Paleozoic beds. These folds look like detachment folds developed over a deep décollement level, which is likely situated within the Lower Cambrian "série lie de vin" well-known in the adjacent Anti-Atlas (Burckhard et al., 2006). Although the SAF is an emergent fault in this area, a part of the deformation has been transferred southward along this deep décollement. Interestingly, the upper décollement, located in the Senonian beds, is activated along the southern steep flanks of theses anticlines generating typical up-dip drag folds (Fig. 6), namely "rabbit ear" secondary folds (see Dahlstrom, 1969, for the Canadian Rockies,, Letouzey et al., 1995, for the Algerian Sahara Atlas and Sherkati et al., 2005, for the Iranian Zagros).

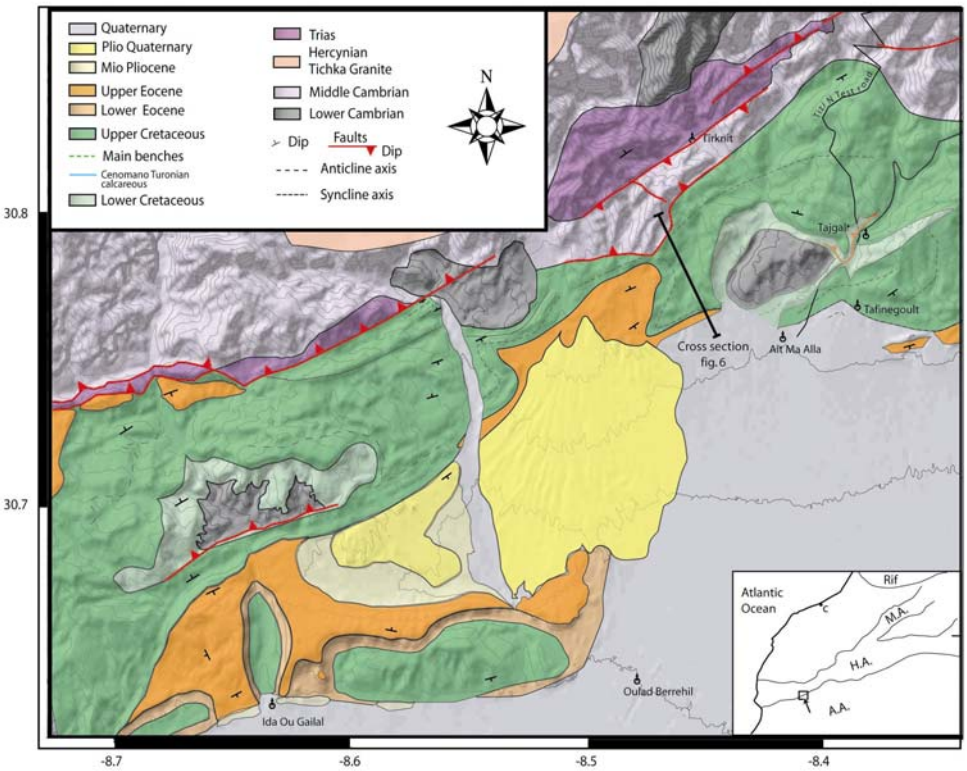


Fig. 5. Structural map of the South Atlas front, north east of Souss basin, Tarroudant area.

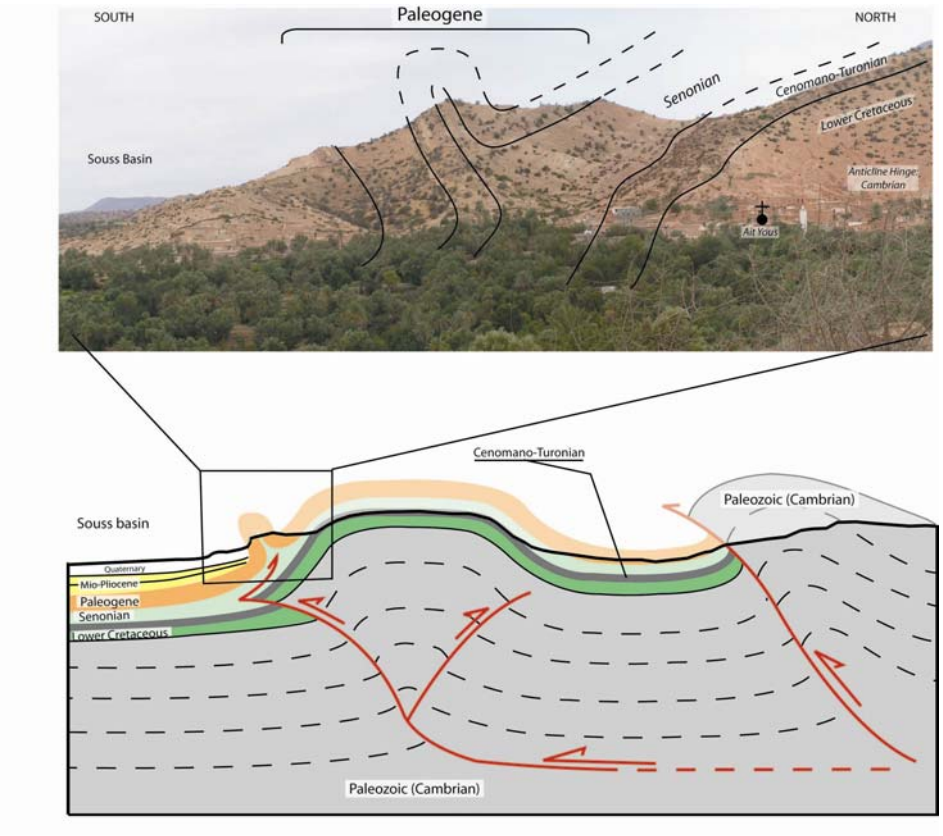


Fig. 6. Picture and interpretation of the frontal anticline north east of Souss basin (see location fig. 5). The core of the structure is filled with Cambrian strata. The Cenomano-Turonian carbonates are gently folded whereas the overlying Senonian silts are highly deformed by a secondary “rabbit ear” fold.

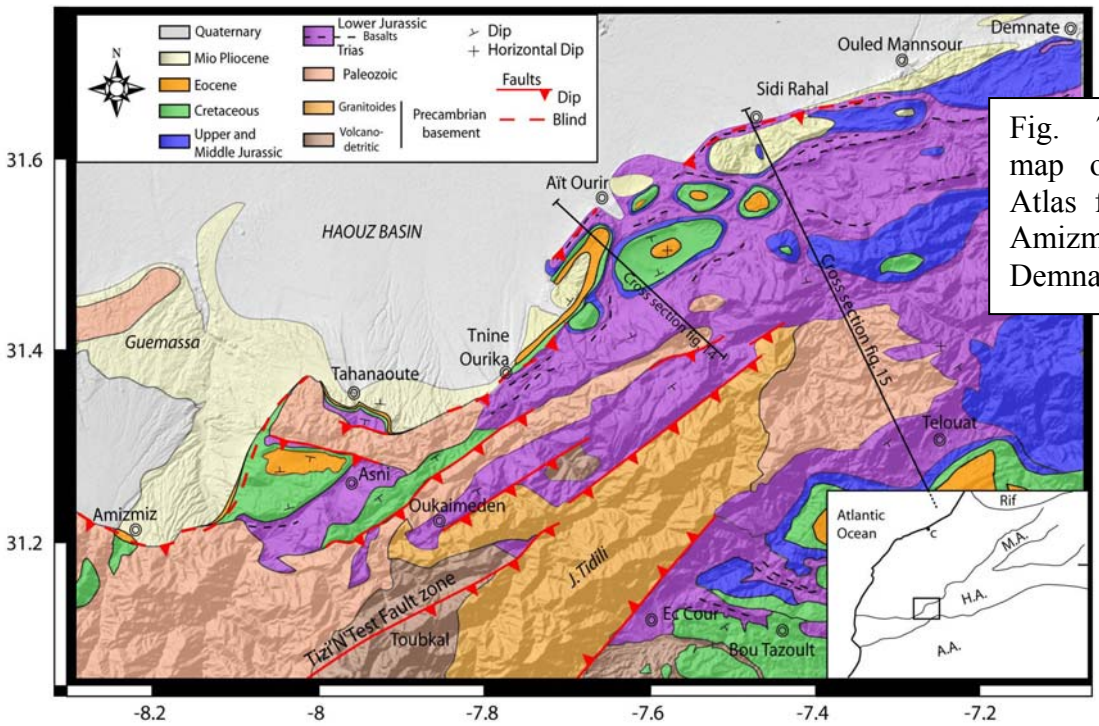


Fig. 7. Structural map of the North Atlas front between Amizmiz and Demnate.

Along the northern flank of the MHA, similar structures involving the Senonian detachment can be observed near Amizmiz (Western Haouz, SW of Marrakech, Fig. 7). In this area, the North Atlas Front is expressed by an abrupt transition from the foreland basin to the mountains range. The Front does not correspond to a thrust fault but to the vertical limb of a wide anticline cored by Lower Paleozoic beds (Fig. 8). A section across the front shows the Mio-Pliocene molasses with beautiful growth strata (Fig. 8). These syn-orogenic deposits rest unconformably on the Paleocene-Eocene sequence. Both are folded together and decoupled from their substratum along the upper décollement described above. The activation of this décollement level explains the difference in tectonic style between the lower concentric anticline and the upper levels, which are characterized by the development of tight disharmonic detachment folds. The mechanical contrast from one side of the décollement to the other triggered hinge collapse and allowed the development of recumbent folds in the overlying levels.

Fig. 8. Picture of the North Atlas front in the Amizmiz area (see location fig. 7). The Senonian silts exhibits “rabbit ear” folds in front of the main anticline, cored by competent Cambrian rocks.

4. The role of the Lower Liassic décollement level

Due to their evaporitic nature the Lower Liassic levels constitute an efficient and major décollement level known in the Western High Atlas (Mustaphi, 1997; Hafid, 2000; Hafid et al., 2000, 2006; Frizon de Lamotte et al., 2000; Bouatmani et al., 2003) as well as in the Eastern and Central High Atlas (Saint Bezar et al., 1998; Beauchamp et al., 1999; Teixell et al., 2003). In these areas where the Mesozoic cover is thicker than in the Marrakech High Atlas, this décollement allows a major decoupling between the rocks situated above and below it. Its activation can trigger along the northern and southern borders of the High Atlas: (1) the outward propagation of deformation leading to the development of marginal thin-skinned folds with different geometries (Fig. 9) such as tip-line folds (St Bezar et al., 1998), fault-bend folds (Rolley, 1978; Beauchamp et al., 1999; Benammi, 2002), or imbricate fan (Teixell et al., 2003, Benammi et al., 2006); (2) the gravitational unroofing of the culminations occupying the axial zone of the chain (Laville et al., 1977; Frizon de Lamotte et al., 2000).

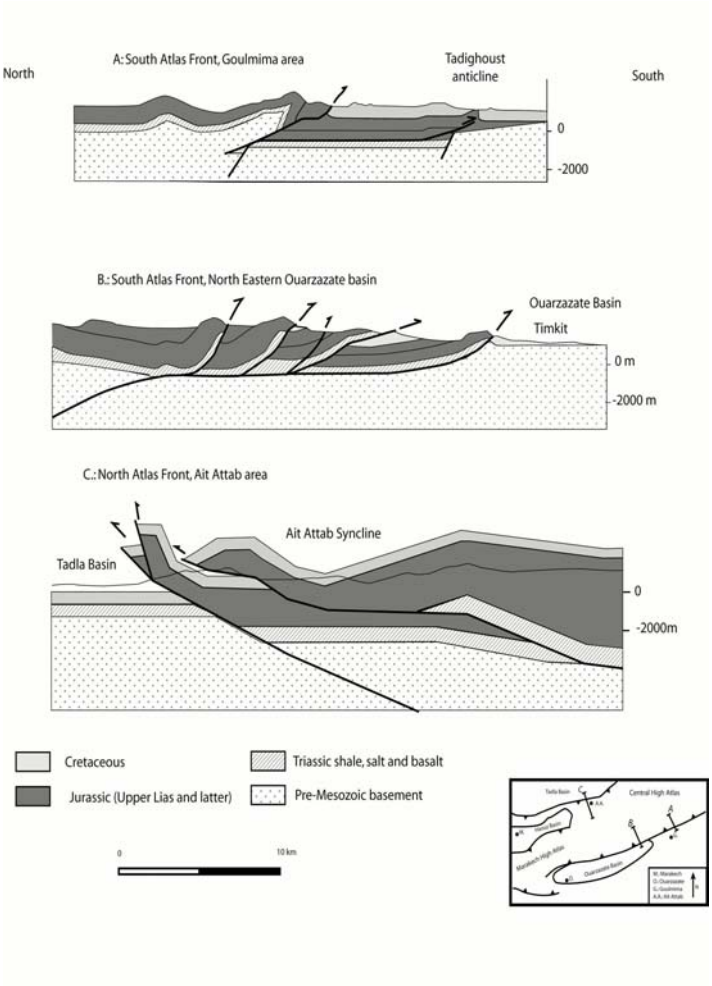


Fig. 9. Cross sections of the South Atlas Front (A- modified from Saint Bezar, 1998; B- modified from Teixell et al., 2003) and of the North Atlas Front (modified after Rolley, 1978; Beauchamp et al., 1999; Benammi, 2002) showing the various structures initiated by the activation of the Lias décollement. On the southern flank, the eastern cross section (A), show tip line folds, whereas to the west (B) an imbricate fan is well developed. In the Ait Attab area (C), on the northern flank of the belt, the deformation propagates with large fault bend folds.

At some places, as in the Agadir area (Fig. 1) or in the so-called Toundout nappe thrusting on the Ouarzazate basin (Gauthier, 1960, Laville et al., 1977; Frizon de Lamotte et al., 2000), both processes have been activated simultaneously (Frizon de Lamotte et al., 2000). Offshore, the so-called "Cap Tafelney High Atlas" is interpreted by Hafid et al. (2000; 2006) as an evaporite-based décollement fold-belt.

In the Marrakech High Atlas, the Mesozoic cover which is younger than Triassic is very thin or mostly absent, excepted for the Middle and Upper Jurassic series in a narrow strip between Demnate and Amizmiz (Fig. 7). In this area, due to strong erosion predating the deposition of the Mio-Pliocene molasses, the Upper-Cretaceous-to-Paleocene cover is not observed. The very short wavelength of detachment folds (Fig. 10) or rabbit ear folds (Fig. 11) in the Jurassic beds indicates a very shallow décollement, namely the Lower Liassic one. Conversely, the Mio-Pliocene 5km wide syncline situated just to the south suggests the activation of a much deeper décollement. The relationships between the folds developed above the Lower Liassic décollement and the Mio-Pliocene molasses can be observed along the Sidi Rahal section (Fig. 7). A clear unconformity can be observed (Fig. 12) suggesting that the Lower Liassic décollement has been subsequently abandoned.

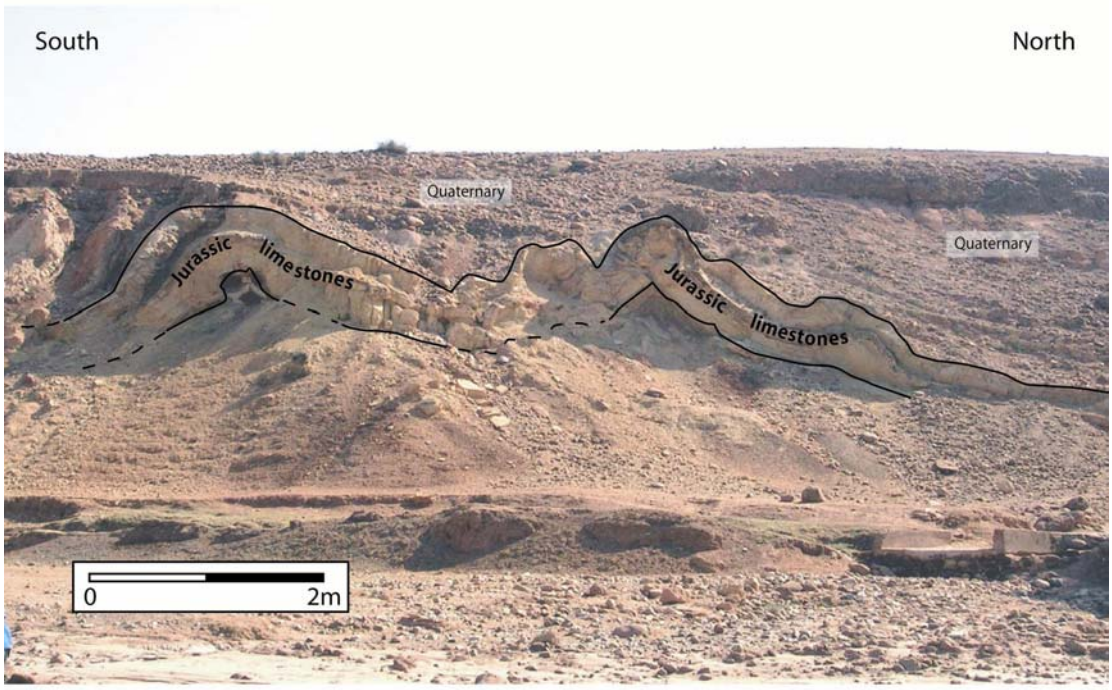


Fig. 10. Small detachment folds in Jurassic strata related to the activation of the Lias décollement along Sidi Rahal section.

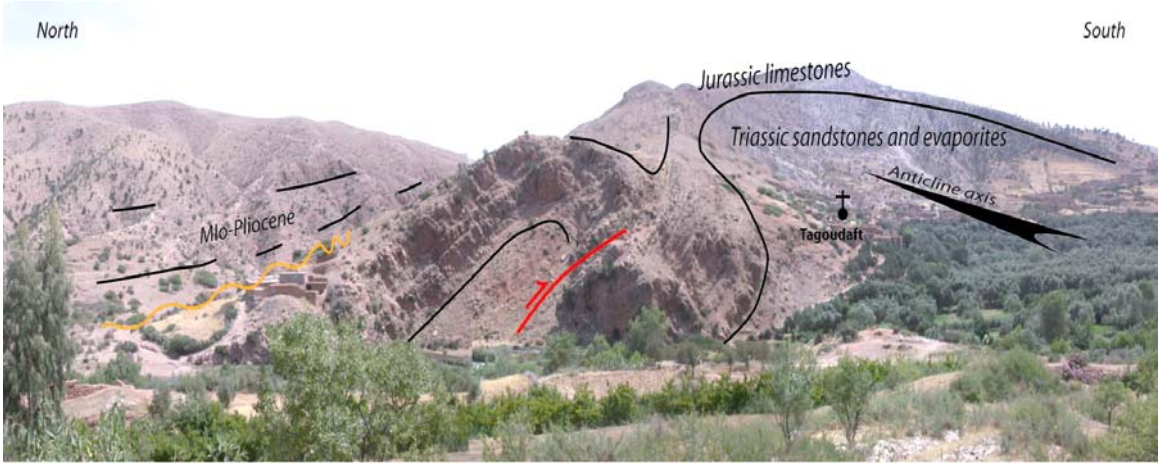
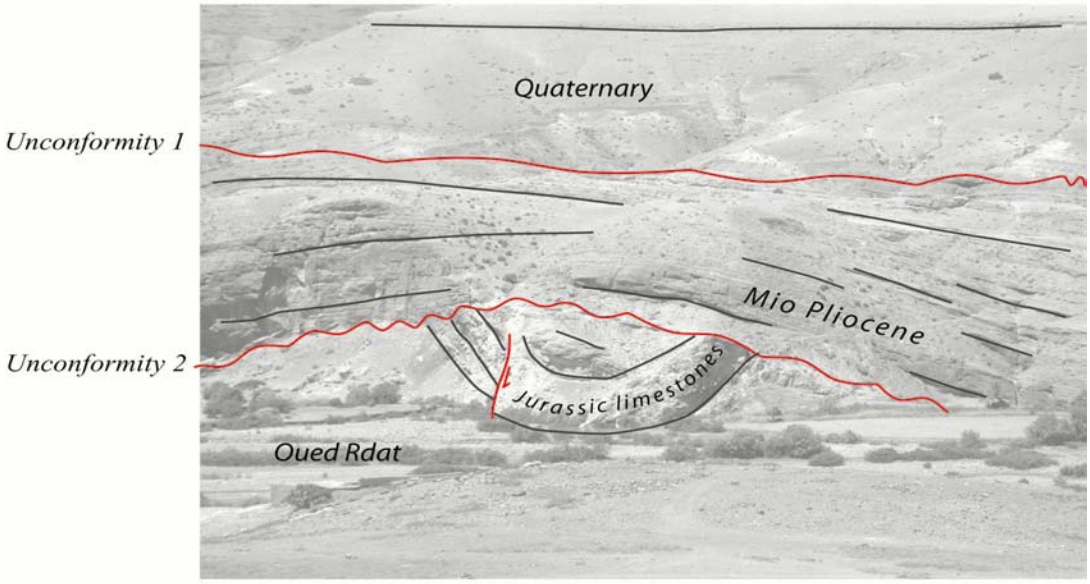


Fig. 11. Picture of the North Atlas Front near Ouled Mannsour (see location Fig. 7). The activation of the Liassic décollement in the sandstones and evaporites led to the development of a main antincline. Along its northern flank the Jurassic limestones are affected by up-dip drag folds. Mio-Pliocene molasses uncomfortably lies on this structure.

Fig. 12. Cross section along the Rdat Oued, south of Sidi Rahal, showing a main unconformity between folded Jurassic beds and Mio-Pliocene molasse deposits.



5. Décollements within the Paleozoic

In the recent papers dealing with the geometry and kinematics of the High Atlas at large scale, the role of the pre-Mesozoic substratum is considered differently according to previous authors. In the Central High Atlas, Beauchamp et al. (1999) distinguished the Panafrican basement and a Paleozoic group forming a wide duplex sandwiched between floor and roof thrusts located respectively at the bottom and top of the Paleozoic pile. This geometry, which presents the Paleozoic strata as a layer-cake, is unrealistic and disregards the exact location of the décollement levels. In the same area, Teixell et al. (2003) considered an undifferentiated basement, which, in their cross-sections, is folded together with the Mesozoic cover. The geometry at depth, in particular the geometry of the Precambrian rocks, is not drawn. In the Western High Atlas, Frizon de Lamotte et al. (2000) as well as Hafid et al. (2000, 2006) considered an upper group of rocks situated above the Lower Liassic décollement and a lower group comprising not only the whole Precambrian and Paleozoic rocks but also the Triassic rocks, which are adherent to the substratum. This is certainly an oversimplification. However, in this area, the basement remains buried at depth and consequently unreachable.

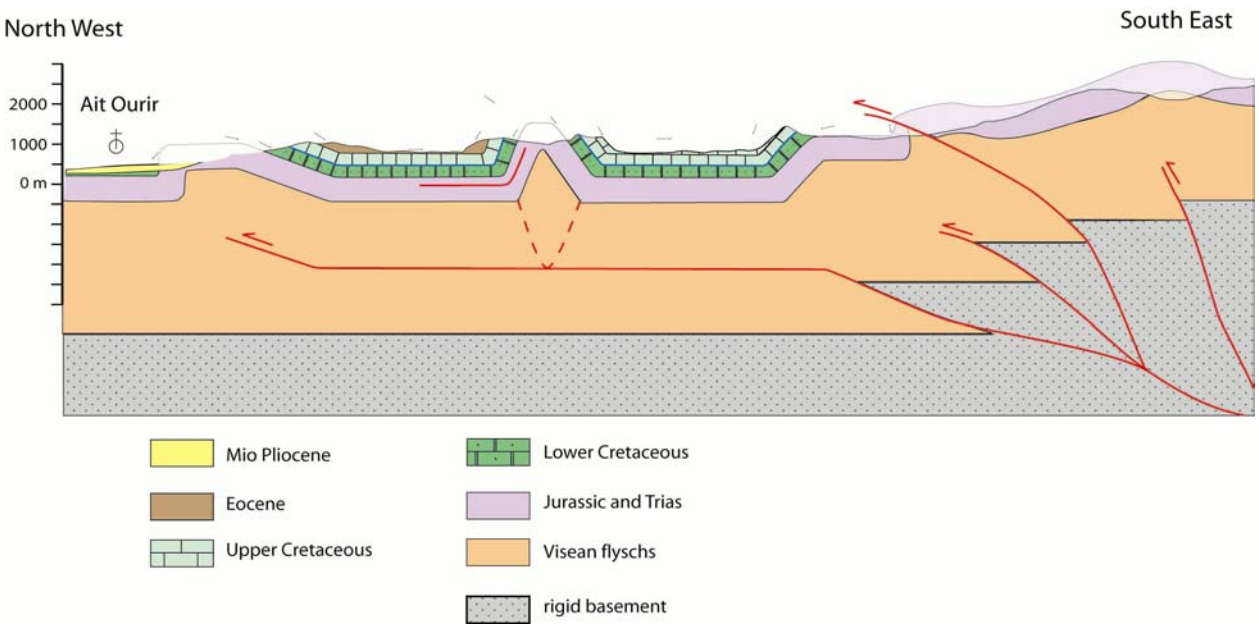


Fig. 13. Balanced cross section of the North Atlas Front in the region of Ait Ourir. The presence of thick Visean flyschs allow the propagation of a deep décollement and trigger the development of large detachment folds.

In the Marrakech High Atlas, as in the Central High Atlas (Teixell et al., 2003), the Triassic levels, where they rest on weak Paleozoic rocks (see above) are folded harmonically with them. Such a geometry imposes the existence of a décollement level situated somewhere within the Paleozoic pile or below. Due to a complex pre-Triassic inheritance, its location depends on the considered region:

- Along of the North Atlas Front (Fig. 7), across the Aït Ourir (Fig. 13) and Sidi Rahal (Fig. 15B) sections, the anticline cores are occupied by a thick sequence of Visean flyschs poorly deformed during the Variscan orogeny. These weak layers constitute an efficient detachment level;
- In the western part of the Ouarzazate Basin, to the west of Toundout (Fig. 3), the shallow imbricate fan (upon the Senonian décollement) (Fig. 4A) described above disappears and the SAF becomes an emergent thrust fault putting the Paleozoic and Precambrian rocks of the Skoura massif directly onto overturned Meso-Cenozoic beds. Further west, in the Telouet area (Fig. 3), the SAF propagates in the Lower Paleozoic and triggers a large underthrust wedge (Fig. 4B) similar to the triangle zone observed at the eastern front of the Canadian Rockies in Alberta (Gordy et al., 1977; Jones, 1982). The southward movement along the South Atlas Front is partly accommodated by a backward slip along this underthrust, generating a large south-dipping monocline in the overlying beds that we interpret as a mega fish-tail structure (Fig. 15C).
- In the NE Taroudant area, the Cretaceous sequence rests adherent (Fig. 4C) upon non-metamorphosed Cambrian to Lower Ordovician beds belonging to the Anti-Atlas domain. As indicated above, the over-lying detachment is likely situated in the Lower Cambrian "série lie de vin" (see review in Burckard et al., 2006);

6. The role of a basal rigid group during the Atlas orogeny.

At the scale of the whole High Atlas, this basal rigid group crops out only in the central and higher part of the Marrakech High Atlas. We emphasize that the composition of this basal rigid group depends on the considered region.

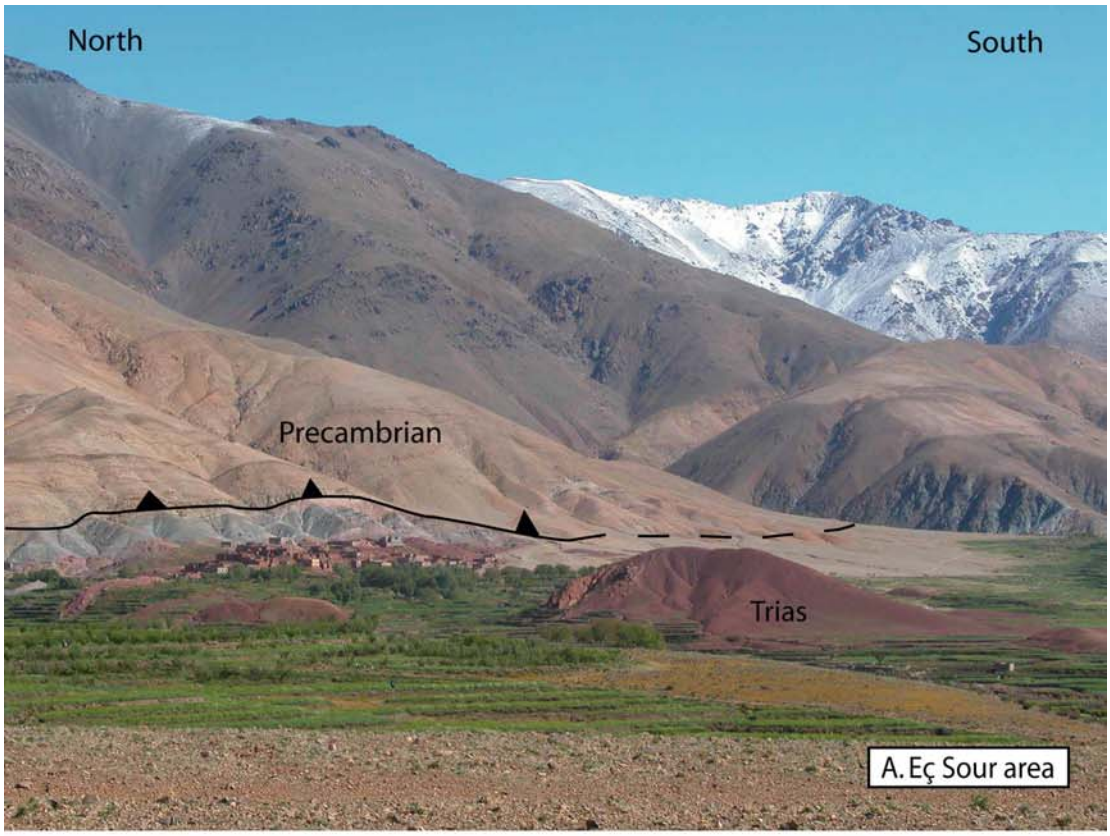
In the southern domain, situated south of the Tizi N'Test fault zone, the basement is cropping out widely. It is constituted by an assemblage of crystalline, metamorphic and sedimentary rocks older than Middle Paleozoic. The final building of this ensemble, which forms

the continental crust of the north-western part of the African continent took place during the Panafrican orogeny, roughly at 700-600 Ma (Ennih and Liegeois, 2001). Above this basement, the Late Proterozoic rocks of the Ouarzazate Formation belong to our mechanical basal rigid group (Burkhard et al., 2006). Likewise, when the siliclastic rocks of Lower Triassic age lie directly on the basement, they get the same behavior and react together with it during deformation. The main structural feature is the development of basement uplift faults, which are dominantly north-vergent and south-vergent on the northern and southern slopes of the chain respectively. Good examples are given by the Oukaïmeden and Eç Sour reverse faults (Fig. 14), which bound the crystalline core of the mountain chain. A minor component of left-lateral movement along the Tizi N'Test Fault Zone is likely considering its obliquity relative to the general trend of the High Atlas.

In the northeastern domain, the basal rigid group does not crop out. Its involvement in the deformation can only be inferred from indirect arguments. The main one is the important difference of altitude between different levels across some lineaments parallel to the belt. A step of about 700 m of the Lower Liassic levels is shown between the bottom of the synclines filled by Mio-Pliocene molasses situated just behind the flexure marking the North Atlas Front and the ones situated south of a second flexure running eastward from Aït Ourir (Fig. 7). We interpret this flexure as the surface expression of a blind basement fault. A second blind basement fault, evidenced by a step of about 500 m between the Cretaceous beds, exists at mid-distance from the Tizi N'Test fault zone.

In the northwestern domain, the basal rigid group includes the Lower Paleozoic rocks deformed and stiffened during the Variscan orogeny. The knowledge on the Atlas deformation in this domain is very poor. ENE to E-trending steep reverse faults extend westward in the Triassic rocks of the Argana corridor (Tixeront, 1973; Medina, 1995; Hofmann et al., 2000) but do not reach the top-basalt décollement, which westward again floor the western High Atlas (Hafid et al., 2000; 2006).

Most of the reverse faults affecting the basal rigid group of the MHA are likely inherited from the Triassic rifting. During the Atlas orogeny, it appears that the last basement uplift along these faults postdated the activation of the upper décollement levels. The main evidence for this chronology comes from the analysis of the cross-cutting relationships between the structures developed above the upper décollement levels and the through-going



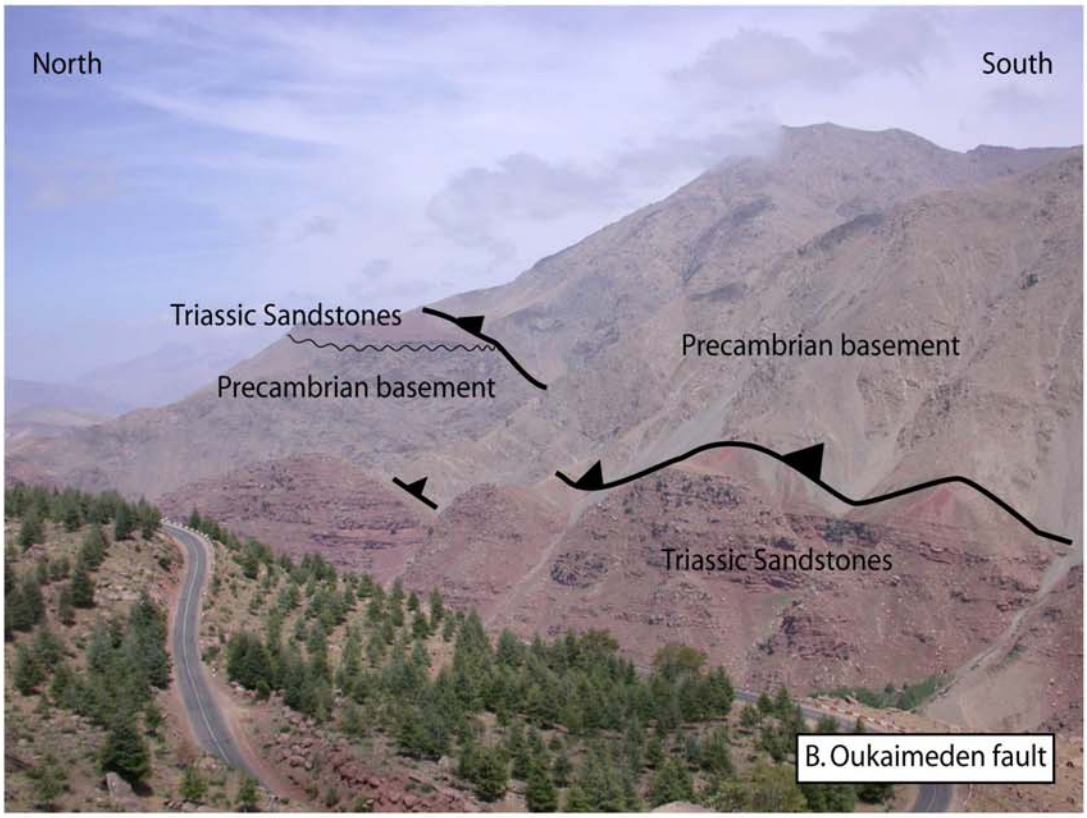


Fig. 14. In the the Eç Sour area (A), the Precambrian rigid basement thrusts over Triassic red sandstones. Similar structures can also be observed symmetrically on the northern flank of the belt, in the Oukaimeden area (B).

basement faults. However this general chronology interrogates about the way, the deformation is accommodated at depth during the first steps of the tectonic evolution, i.e. before the deposition of the so-called Mio-Pliocene molasses.

7. Discussion and Conclusion

To illustrate and discuss the tectonic styles in the Marrakech High Atlas, we propose a general cross-section across the chain from the Central Haouz to the western Ouarzazate basins (Fig. 15A). In the core of the chain, basement uplift is triggered by the activation of a fan of steep reverse faults. Most of them are inherited, at least, from the Triassic-Liassic rifting, which originally created the Atlas basin. According to many authors (Giese and Jacobshagen, 1992; Errarhaoui, 1998; Teixell et al. 2003; Frizon de Lamotte et al., 2004; Arboleya et al. 2004), it is likely that all these faults merge together at depth to form a major detachment within the lower or middle crust. From these basement faults, the deformation propagated in the cover. The mode of this propagation is controlled by the available décollement levels.

In the northern flank of the chain (Fig. 15B), the basement faults triggered an efficient décollement situated within the thick Visean flysch sequence causing the development of large scale detachment folds in which the whole cover is involved harmonically. Lateraly, these folds are similar to the ones observed in the Meso-Cenozoic units along the Ait Ourir cross-section (Fig. 13). The uppermost Lower Liassic décollement is expressed by the development of small detachment folds (Fig. 10). Southward, this décollement is folded and cut out by the late activation of basement faults. The Mio-Pliocene molasses lie uncomfortably on Jurassic and Triassic beds, and seal the Lower Liassic décollement related structures.

This geometry is representative of the North Atlas Front from Demnate to Tahanaout (Fig. 7), with limited lateral variations. Detachment folds developed over the Visean décollement are better expressed westward, along the Ait Ourir Cross section (Fig. 13), whereas the structures related to the activation of the Lower Liassic décollement are more important eastward (Fig. 11)

To the west, in the Amizmiz region, the lack of the Visean flyschs limits this thin-skinned style. The Precambrian and Paleozoic rigid rocks mostly behave as a single block.

A
North
South
Sidi Rahal
Tizi'N'Test Fault Zone
Telouet
B
0 2 4 6 8 10 Km
Quaternary
Mio-Pliocene
Jurassic
Trias (Basalts)
Paleozoic (Visean flyschs)
Précambrian
Upper Eocene
Lower Eocene
Cretaceous
Paleozoic (Cambro-Ordovician beds)
0 1 2 4 6 8 10 Km

Fig. 15. A. Synthetic N-S balanced cross section of the Marrakech High Atlas, from Sidi Rahal to Telouet region. B. Enlargement of the North Atlas Front. Like in the Ait Ourir area, the Visean flyschs act as an efficient décollement level. C. Enlargement of the South Atlas Front. A large south-dipping monocline is well developed due to the activation of a décollement in the Cambro to Lower Ordovician series.

The Senonian décollement is the only one activated locally in the forelimb of the frontal anticlines (Fig. 8).

In the southern flank of the chain (Fig. 15C), the basement faults triggered the lower Paleozoic décollement causing a mega fish-tail structure (triangle zone) and its typical south-dipping monocline. The amount of deformation propagating southward in the Ouarzazate Basin is very limited, with only two small fault-propagation folds involving the Mezo-Cenozoic series. The basement fault, initiating the décollement level in the Cambrian to Lower Ordovician series, is situated just above the village of Telouet and become emergent laterally to the west (Ec Sour area), where the Precambrian basement overthrusts Triassic sandstones (Fig. 14A).

Due to important variations in the thickness of the various units, this geometry change drastically along strike from west to east. In the western part of the studied zone (northeastern Souss Basin, (Fig. 5), the décollement propagated outward in the thick Paleozoic series generating large folds, whose the steep southern limb is systematically ornamented by secondary rabbit ear folds (Fig. 6). On the contrary, east of our cross-section, the basement faults to directly connect the Sénonian décollement and led to the beautiful imbricate fan observed in the eastern part of the Ouarzazate Basin (Fig. 4A). Finally, east of the Ouarzazate Basin, the Lower Liassic décollement becomes efficient and triggers the development of tip line folds or imbricate fans (Fig. 9A-9B).

The evolution of the deformation has now to be considered. Four successive steps can be recognized in the light of our field studies. We will first characterize them and then discuss their age.

A first tectonic event is well documented along the Sidi-Rahal cross section (Fig. 15B). The molasse deposits, referred as “Mio-Pliocene” in age, lie uncomfortably on folded Jurassic strata (Fig. 11 and 12). The deformation of these strata is related to the activation of the Lower Liassic décollement level during this first shortening phase, implying that the basement faults

were located further south, in the inner part of the chain. This event has already been described particularly along the South Atlas Front (Görler et al., 1988; Frizon de Lamotte, 2000; El Harfi et al., 2001).

Following this shortening phase, a major erosional event occurred, as testified by the general unconformity between the so called Mio-Pliocene molasses and the older formations. Along the Sidi Rahal cross section, the erosion surface truncates the folds developed during the first phase (Fig. 12). On the borders of the Ouarzazate Basin, the Neogene molasses deposits rest on Eocene, Cretaceous, or Precambrian strata (Choubert, 1945, Gauthier, 1960, Görler and Zucht, 1986, Görler et al, 1988). This unconformity between the Neogene and the older units is also revealed by the available seismic profile along the Atlantic margin, at the western end of the High Atlas (Hafid et al., 2000, Hafid et al., 2006).

This erosion phase is followed by the deposition of the molasses. They probably covered a very important surface within and on the sides the belt, as testified by various remnants of these series. In the inner part of the mountain range, in the “La Cathedrale” Basin, 600m of molasses deposits are overthrusted by Jurassic strata (Morel et al., 1999). Following Görler et al., 1988, it is likely that the depot center of the molasses on the southern border of the belt was situated several kilometers north of the present position of the Toundout nappe. The large distribution of these deposits, the fluvio-lacustrine facies as well as the lack of conglomerates seems to indicate that no major tectonic event occurred during this period. However, fold related growth strata testify of slight syn-tectonic deformation on the North Atlas Front (Sidi Rahal area, Fig. 12) and on the South Atlas Front (Frizon de Lamotte et al., 2000). Thus, following major erosion, a slight shortening phase leading to weak deformation occurred.

Finally, a late major compressionnal event can be identified in the M.H.A.. On the Sidi Rahal cross section (Fig. 15B), this event allowed the activation of large basement faults. This transition from a thin to thick-skinned style on the border of the belt implies an outward propagation of the deformation associated with erosion of the sedimentary cover. The thrusting of the Jebilet Massif to the north over Eocene and Neogene series may therefore be considered as a consequence of this widening of the deformed area. Along the South Atlas Front, this outward propagation of the previously deformed domain appears less developed. We infer that the normal faults of the the Mesozoic graben system were more developed on this southern side and localized the compressional deformation during all phases. However, the kinematic model

proposed by Frizon de Lamotte et al, 2000, shows that the basement duplex formed during this second phase, confirming a thick-skinned style for this late compressive phase.

To summarize, we propose the following sequence: (1) first major compressive phase with basement faults localized in the current inner part of the belt and activation of the shallower décollement level on the borders (2) tectonic quiescence, important erosion phase (3) renewal of compression and deposition of the so-called Mio-Pliocene molasses within and around the belt (4) second major compressive event, activation of deep décollement levels within the Visean Flysch northward and basement faults.

The age of these events has now to be discussed. The timing of the deformation is very difficult to constrain due to the scarcity of dates of the continental formations. Presently, only two of them have been clearly dated on the basis of biostratigraphic (El Harfi et al., 2001) and magnetostratigraphy (Benammi and Jaeger, 2001) data.

- The Aït Arbi formation, in the Ouarzazate Basin, is Late Eocene and includes conglomerates at its base (El Harfi et al., 2001).
- The Aït Kandoula formation is “Miocene” without more precision. However, the conglomeratic unit, which is at the top of this formation, is Late Pliocene or Pleistocene (Görler et al., 1988, Benammi and Jaeger, 2001).

Considering the age of the conglomerates, we propose that the first major tectonic event took place during the Upper Eocene. This is corroborated by the main regression, which occurred between Lutetian and Bartonian. This phase is followed during the Oligocene by a period of major erosion and probably tectonic quiescence. During early Miocene, the sedimentation resumes with the widespread deposition of alluvial and lacustrine sediments synchronous with a weak shortening renewal. The emplacement of the top conglomerates of the Aït Kandoula formation during Plio-Pleistocene marks a new major tectonic climax. Currently, the Ouarzazate basin undergoes erosion and lies between 1000 and 1500m. This particular position, as well as the very limited thickness of the Cenozoic infill, may be related to the thermal uplift induced by the major lithospheric thinning described by Missenard et al., 2006. However, further work remains necessary to understand the precise interactions between the crustal shortening described in this paper and the long wavelength thermal uplift.

III.3 Les valeurs du raccourcissement : état des lieux.

La partie précédente nous a amené à clarifier le rôle des unités mécaniques dans les différentes colonnes stratigraphiques rencontrées autour du Haut Atlas de Marrakech, et à caractériser le comportement des unités pré-Mésozoïques en réponse à la compression Cénozoïque. La coupe du Haut Atlas de Marrakech proposée à la fin de cette section soulève cependant d'autres questions. En effet, la comparaison avec les coupes proposées dans le Haut Atlas central met en évidence une différence importante : **le raccourcissement, bien qu'étant là encore essentiellement concentré sur les bordures, y est beaucoup plus faible**. Nous allons donc dans cette partie passer en revue les résultats des précédents auteurs, et essayer d'interpréter les résultats obtenus dans la région d'étude.

III.3.1. Le raccourcissement : comment l'exprimer ?

Les différents auteurs ayant proposé des coupes dans le Haut Atlas se sont attachés à quantifier le raccourcissement le long de leurs profils. Dans la majorité de ces travaux, le raccourcissement est estimé à partir d'un niveau repère déformé dont la longueur actuelle L1 est mesurée le long de la coupe équilibrée, et comparée ensuite à la longueur totale de la coupe L0.

Pour pouvoir être comparées, les valeurs doivent être exprimées dans **la même unité et concerner des structures équivalentes**. L'unité peut être soit une longueur correspondant à L1-L0, soit le pourcentage (L1-L0)/L1 accompagné de la valeur de L1. Cette dernière solution présente deux inconvénients : elle oblige à fournir deux valeurs (alors qu'une simple règle de trois permet de fournir une valeur kilométrique unique), et peut facilement prêter à confusion : une coupe de front de chaîne pourra par exemple conduire à des pourcentages de raccourcissement considérables alors que le taux de raccourcissement à l'échelle de la chaîne est lui très faible. Le pourcentage de raccourcissement est donc directement dépendant de l'échelle d'observation. C'est pourquoi, dans cette section, nous exprimerons **systématiquement le raccourcissement en kilomètres**.

Plusieurs difficultés surgissent fréquemment lors de l'utilisation de ces méthodes, en particulier lors du choix de la couche repère. Deux conditions doivent en particulier être remplies :

- l'état anté-déformation du repère doit être connu. Il est le plus souvent considéré comme horizontal, mais peut être plus complexe lorsqu'il s'agit de séries continentales ou d'une surface d'érosion.

- la longueur (ou surface) du niveau doit être facilement mesurable, et bien contrainte. Ceci suppose une érosion limitée. Dans le cas où ce niveau est érodé, il peut être contraint au dessus de la surface topographique si les épaisseurs des séries antérieures sont connues.

Dans le cas des coupes proposées au Maroc, la plupart des valeurs de raccourcissement sont basées sur la restauration des séries crétacées. S'agissant de séries de plate-forme post-rift, leur état anté-déformation était probablement horizontal. Cependant, ces unités sont aujourd'hui très fortement érodées dans le Haut Atlas. Leur reconstruction est donc essentiellement basée sur des hypothèses faites sur les épaisseurs du Trias et Jurassique syn-rift, qui sont beaucoup plus difficiles à contraindre. On comprend alors pourquoi dans la synthèse qui va être présentée, les valeurs des différents auteurs présentent de fortes disparités.

III.3.2. Rappel des résultats obtenus sur les coupes disponibles dans le Haut Atlas Central.

Pour comparer les résultats obtenus sur les autres coupes, nous avons donc cherché à homogénéiser et rassembler les résultats des auteurs suivants : Brede, 1992, Zouine, 1993, Gómez et al., 1998, Beauchamp et al., 1999, Morel et al., 1999, Bennami et al., 2002, Teixell et al., 2003, Arboleya et al., 2004.

Les résultats de cette analyse sont présentés sur la figure III.8. et dans le tableau III.9.

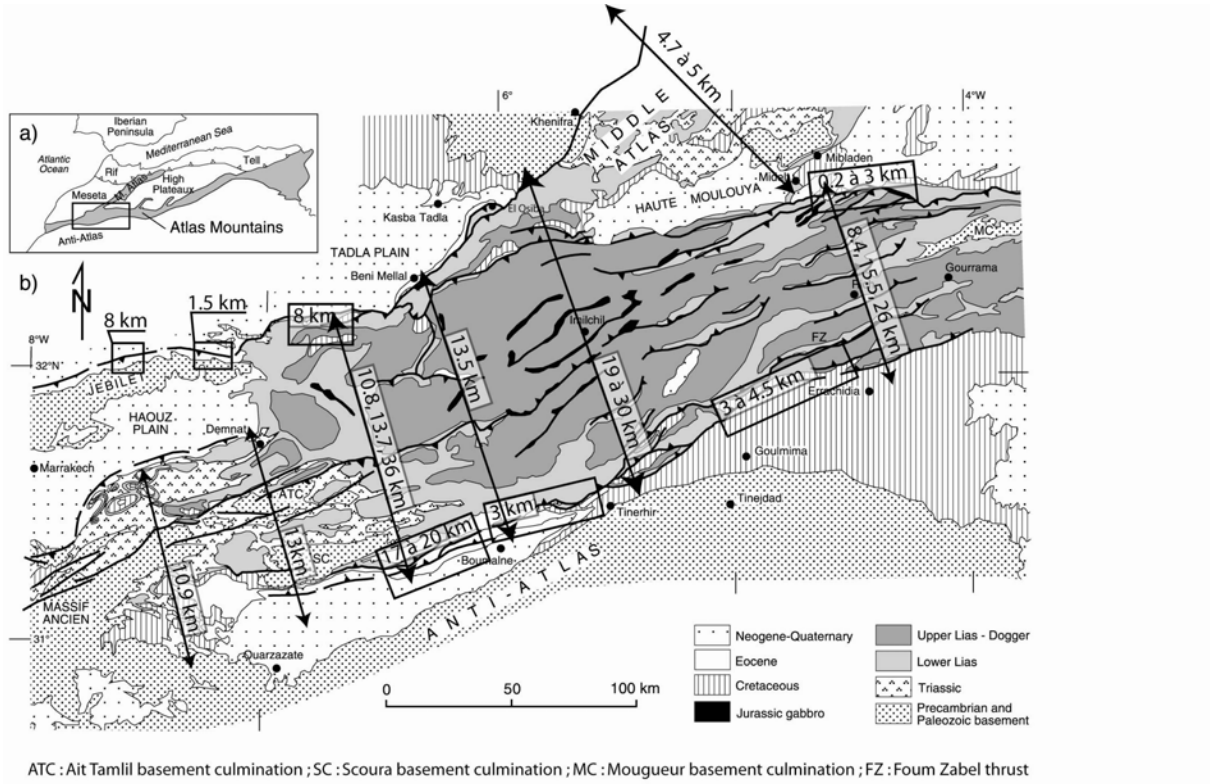


Fig. III.8. Compilation des valeurs du raccourcissement suivant différents auteurs (voir références tableau III.9. et dans le texte.) converties ici en kilomètres. Fond de carte issu de Teixell et al., 2003.

	Haut Atlas de Marrakech	Demnate / Bassin de Ouarzazate	Jebilet	Ait Attab / nappe de Toundout	Beni mellal / Boulmane	El Qsiba / Imilchil / Tinerhir	Midelt / Errachindia	Moyen Atlas
Zouine, 1993 et Morel, 1999	9.7 km	10.9 km		13.7 km	13.5 km		8.4 km	
Teixell et al., 2003		13 km				30 km	26 km	
Brede, 1992				10.8 km		19 km	15.5 km	
Beauchamp et al., 1999				36 km				
Arboleya et al., 2004								5 km
Gomez et al., 1998								4.7 km
Zizi et Bally, 1990			1.5 à 8 km					
Benammi, 1999							17 km	

Tableau III.9. Principales références concernant des coupes complètes, utilisées pour la compilation des valeurs du raccourcissement. La variabilité des données, y compris le long d'un même transect, est très forte, montrant la difficulté de contraindre ce paramètre.

Les autres références consultées sont :

- pour la région de Midelt : Morel et al., 1993 et Beauchamp et al., 1996.
- pour la région de Demnate : Jenny, 1988, Rolley, 1978.
- pour la nappe de Toundout : Laville, 1980.
- pour le front sud entre Boulmane et Errachidia : Jacobshagen et al., 1988 et Saint Bezar et al., 1998.

Il est important de noter que ces valeurs sont obtenues grâce à des méthodes différentes :

- les valeurs fournie par Brede., 1992, ne sont malheureusement pas documentées.
- Zouine (1993) et Morel (1999) effectuent un calcul de surface en excès à partir d'une paléo-surface d'âge supposé Plio-Villafranchienne et considérée comme horizontale à l'origine.
- Beauchamp et al., 1999 et Gómez et al., 1998 procèdent en calculant la longueur des couches crétacées.
- les résultats sur le front Nord des Jebilet proviennent directement de l'analyse de profils sismiques (Hafid, 1999).
- Teixell et al., 2003, et Arboleya et al., 2004, procèdent par calcul des longueurs des niveaux Jurassique post-rift.

Ces valeurs de raccourcissement ont été très peu discutées à l'échelle du Haut Atlas Central. Benammi et al., 2001, ont compilé les données existantes mais essentiellement dans le but de comparer les valeurs sur les fronts Nord et Sud. Teixell et al., 2003, se sont basés sur les trois coupes proposées dans leur article (reproduites Fig. III.4., III.5. et III.6.) pour suggérer que le raccourcissement décroît depuis l'Est vers l'Ouest, allant ainsi dans le sens d'une proposition déjà faite par Brede et al. en 1992. Cependant, pour démontrer cette décroissance, les auteurs s'appuient uniquement sur les taux de raccourcissement en pourcentage. Si ces derniers sont bien décroissants (24% à l'Est, 18% pour la coupe centrale, 15% à l'Ouest), les valeurs proposées en kilomètres sont elles de 26, 30 et 13 km pour les sections Midelt – Errachidia, Imilchil et Demnate. Compte tenu des incertitudes associées à la méthode, les deux coupes orientales

montrent donc des taux de raccourcissement sensiblement équivalents, alors que la coupe la plus occidentale est sensiblement moins déformée. Nous reviendrons sur ce résultat par la suite.

Dans l'analyse faite par ces auteurs, ni le Moyen Atlas pour la coupe la plus à l'Est, ni le front Nord des Jebilet pour la coupe Demnate / Ouarzazate, ne sont inclus. La coupe centrale passant par Imilchil intègre elle le front Nord de la chaîne, qui correspond pourtant latéralement à ces structures. La décroissance de la valeur du raccourcissement de part et d'autre de la coupe centrale pourrait donc être due à la non-intégration du raccourcissement dans le Moyen Atlas à l'Est et du front Nord des Jebilet à l'Ouest. La même remarque peut être faite pour les valeurs calculées par Zouine et al. (1993) ou Brede et al. (1992), dans le Haut Atlas de Marrakech et dans la région de Midelt.

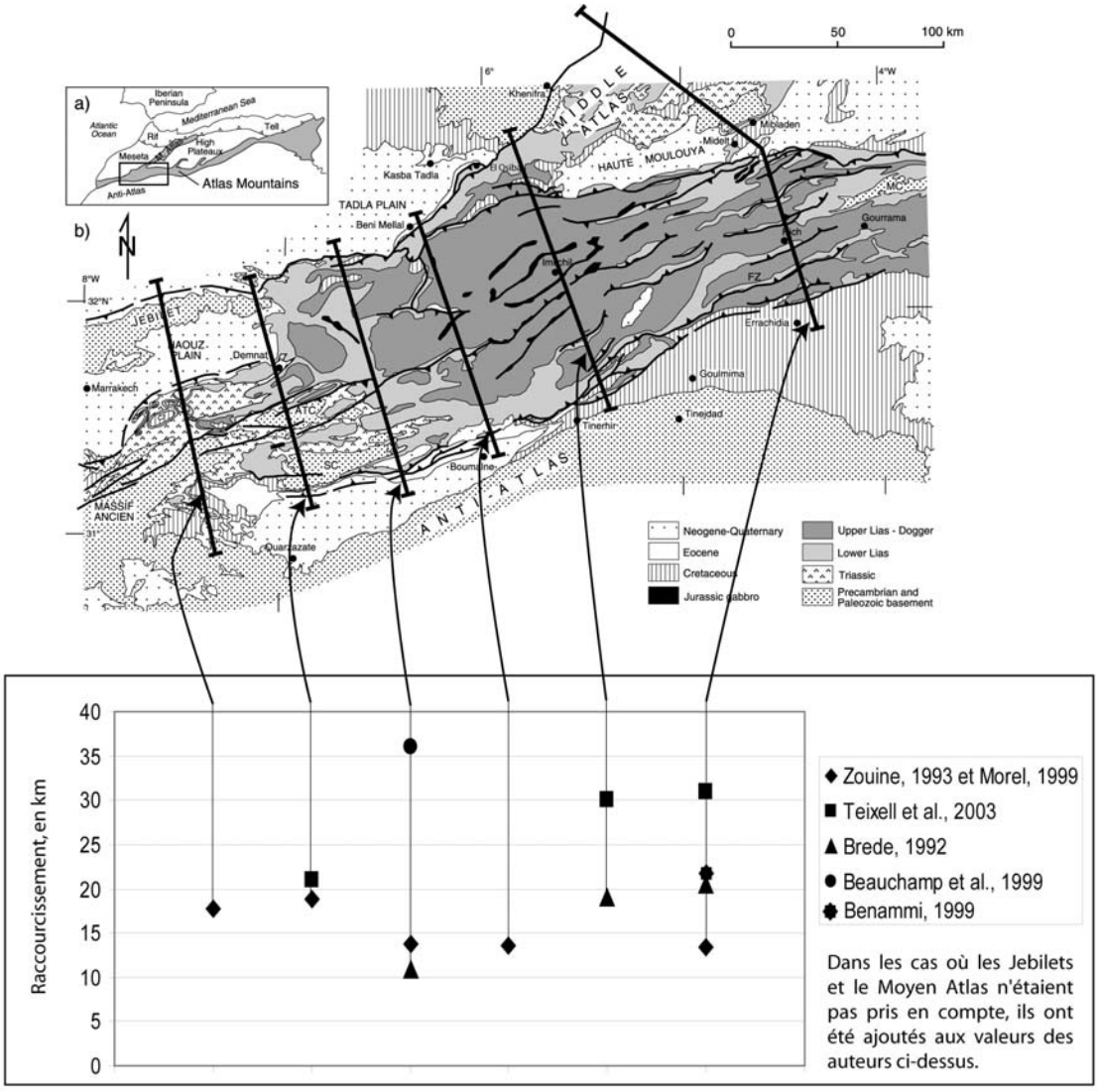


Fig. III.10. Synthèse des valeurs du raccourcissement le long de coupes à travers l'ensemble de la chaîne du Haut Atlas Central. La majorité des résultats est comprise entre 10 et 20 km. Aucune variation significative ne peut être identifiée.

Ainsi, nous avons ajouté aux profils concernés les valeurs « manquantes », de manière à pouvoir comparer des transects recoupant à priori toutes les structures atlasiques et leurs équivalents latéraux. Le résultat est présenté figure III.10.

Il apparaît alors que 10 des 13 valeurs sont comprises entre 11 et 21 km. Les trois autres valeurs sont nettement plus importantes et dépassent 30 km.

La valeur de 36 km obtenue par Beauchamp et al., 1999, est la plus élevée. Deux explications peuvent la justifier :

- soit cette valeur est surestimée en raison de difficulté à déterminer la position exacte des cut-offs sur les profils sismiques du front de la chaîne, comme suggéré par Teixell et al., 2003.
- soit cette valeur est correcte, mais inclut en réalité la nappe de Toundout, dont une partie du glissement est d'origine gravitaire (Frizon de Lamotte et al., 2000). Cette nappe correspondrait au décoiffement des parties hautes de la chaîne qui ont ensuite glissé passivement vers les fronts. Un tel processus provoque le redoublement des séries sur les bordures de la chaîne, et donc une surestimation du raccourcissement tectonique.

Les valeurs de l'ordre de 30 kilomètres obtenues par Teixell et al., 2003, sont aussi très élevées. Elles pourraient refléter une accentuation de la déformation vers l'Est. Cependant, sur le même tracé entre Errachidia et Midelt, Benammi obtient une valeur sensiblement plus faible de 21 km (en incluant le Moyen-Atlas), similaire aux observations dans le reste de la chaîne. La différence entre ces deux coupes tient en réalité essentiellement à l'interprétation faite des structures au cœur de la chaîne. En effet, si les structures au front sont relativement bien contraintes, il n'en est pas de même pour le reste du tracé où les pendages des failles et les rejets sont beaucoup plus difficiles à estimer.

Nous retiendrons de cette synthèse que l'inversion des bassins mésozoïques atlasiques est **finalement très modérée**, même en tenant compte de la difficulté à la quantifier. Le raccourcissement sur des transects complets des Atlas marocains semble **relativement constant**, de l'ordre de la **vingtaine de kilomètres**. **Il est distribué sur des structures variées** (Jebilet, Front Sud, Moyen Atlas) en fonction de l'héritage.

III.3.3. Le raccourcissement dans le Haut Atlas de Marrakech.

Comme nous l'avons précisé au début de ce chapitre, très peu de travaux concernent la déformation cénozoïque du Haut Atlas de Marrakech. La coupe proposée par Moret, 1931, (Fig. III.7.) n'est pas équilibrée et ne permet donc pas de quantifier le raccourcissement. Néanmoins, la représentation du front Sud de la chaîne, non faillé et légèrement plissé **laisse deviner un raccourcissement très faible**.

Errarhaoui a proposé en 1998 une coupe du front sud de l'Atlas exactement dans la même région que celle étudiée par Moret et par nous-même. Son interprétation est cependant légèrement plus complexe (Fig. III.11.), puisqu'en plus d'un large synforme lié à une structuration en « zone triangulaire », l'auteur propose l'existence **d'un duplex** ayant pour base le décollement Triasico-Liasique.

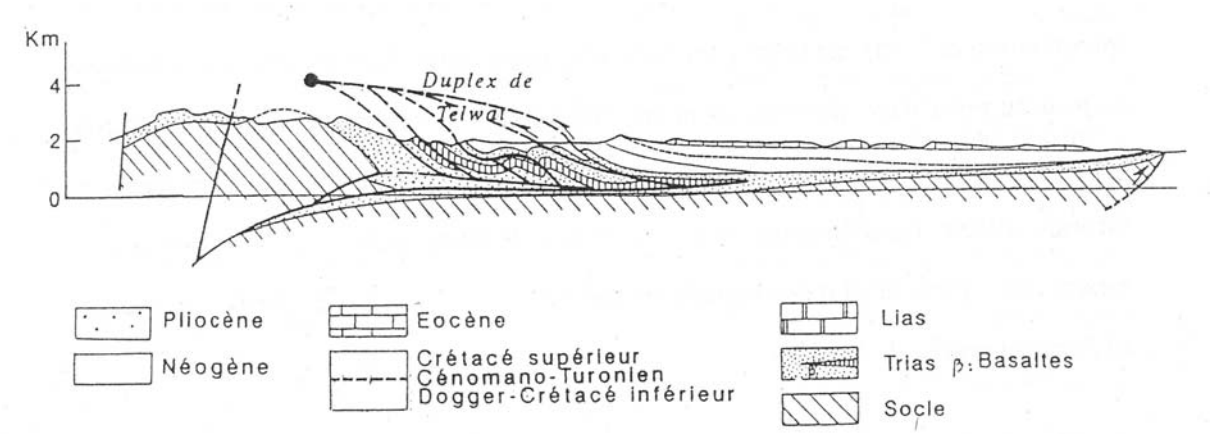


Fig. III.11. Coupe du Front Sud (Errarhaoui, 1998) au niveau de Telwat (ou Telouet), soit au même endroit que la coupe Fig. 15.c., section III.2. L'auteur propose une structure en duplex dans le Trias, provocant le dédoublement des basaltes et du Lias.

Nos observations de terrain ne nous ont pas permis de confirmer l'existence d'une telle structure. En effet, si les séries sont localement plissées à petite longueur d'onde, nous n'avons constaté aucun dédoublement. Le cliché ci-dessous (Fig. III.12.) montre ces séries le long de la descente du Tizi N'Tichka, quelques kilomètres à l'Ouest de la zone de Telouet : elles présentent un faible pendage vers le Sud, mais l'on y observe aucune déformation importante.

Fig. III.12. Montage photographique de la vue sur les séries Mésozoïques du front Sud de la chaîne, quelques kilomètres à l'Ouest de Telouet, sur la route menant à Ouarzazate. Les pendages sont faibles, monoclinaux vers le Sud. Aucun dédoublement des séries n'est visible.

Quelle que soit l'interprétation faite de ce secteur, une constatation s'impose : le raccourcissement **sur le front est ici extrêmement faible**. Le duplex proposé par Errarhaoui ne permet pas d'accumuler plus de **2,3 km** d'après son auteur. Les valeurs obtenues **sur l'intégralité de notre profil** (voir Fig. 15, section III.2.) sont, elles, **inférieures à 3 km**. Ce résultat est étonnamment bas pour deux raisons :

(1) Tout d'abord, selon notre interprétation, il n'existe sur notre tracé aucun **système en palier/rampe** au front de la chaîne. Sur les autres coupes, ce sont pourtant eux qui accommodent le raccourcissement en permettant des déplacements horizontaux sur les fronts de la chaîne (voir par exemple les coupes de la région d'Imilchil, Fig. III.5., section III.1.)

(2) La valeur proposée est basée sur la restauration à l'horizontale du toit du Trias. Il s'agit donc d'une **valeur minimum**, qui ne tient pas compte du jeu normal inversé sur les failles héritées du rift triasico-liasique (voir explication Fig. III.13.). Les séries post-rift étant très peu représentées sur notre profil, il est impossible de tenir compte de ce jeu normal inversé, dont la valeur peut atteindre plusieurs kilomètres sur les coupes réalisées à l'Est.

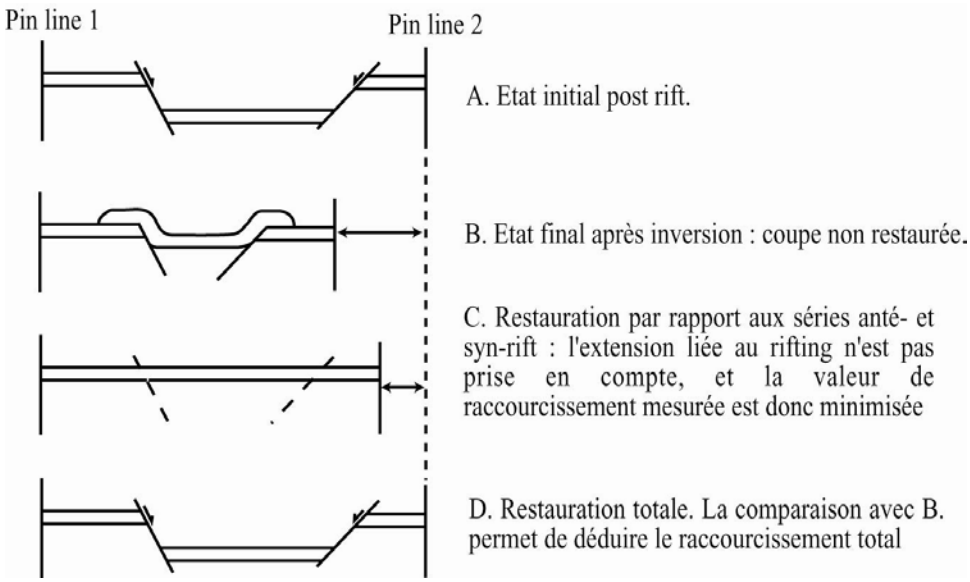


Fig. III.13. Schéma illustrant le fait que la restauration sur la base de séries anté- et syn-rift horizontale ne fournit qu'une valeur minimum du raccourcissement total. En effet, cette méthode ne permet pas de tenir compte de l'inversion des failles normales.

Quoi qu'il en soit, il est probable que la valeur du raccourcissement le long de notre tracé soit notablement plus faible que dans les autres secteurs de la chaîne. Nous proposons que ce résultat soit lié au fait que cette région du Haut Atlas a occupé une position très particulière lors du rifting Triasico-Liasique : en effet, comme nous l'avons vu dans la partie I.1.2.c., elle est située à la limite entre deux domaines d'influences Téthysienne à l'Est et Atlantique à l'Ouest (voir Fig. III.14.). Elle est de plus située sur la « West Moroccan Arch » (Médina, 1995, voir Fig. II.15.), qui correspond à une épaule du rift. Certains auteurs ont proposé que cette région n'a jamais été submergée lors de cet épisode (voir la reconstitution de Guiraud et al., 2005, fig. II.16.). Ainsi, le faible nombre de structures héritées n'aurait pas permis d'accommoder beaucoup de raccourcissement dans cette région lors de l'inversion Cénozoïque. Elle se comporte alors comme un noyau rigide entre le Haut Atlas Central et le Haut Atlas Occidental, tout deux préalablement affaiblis respectivement par les rifts Téthysiens et Atlantiques.

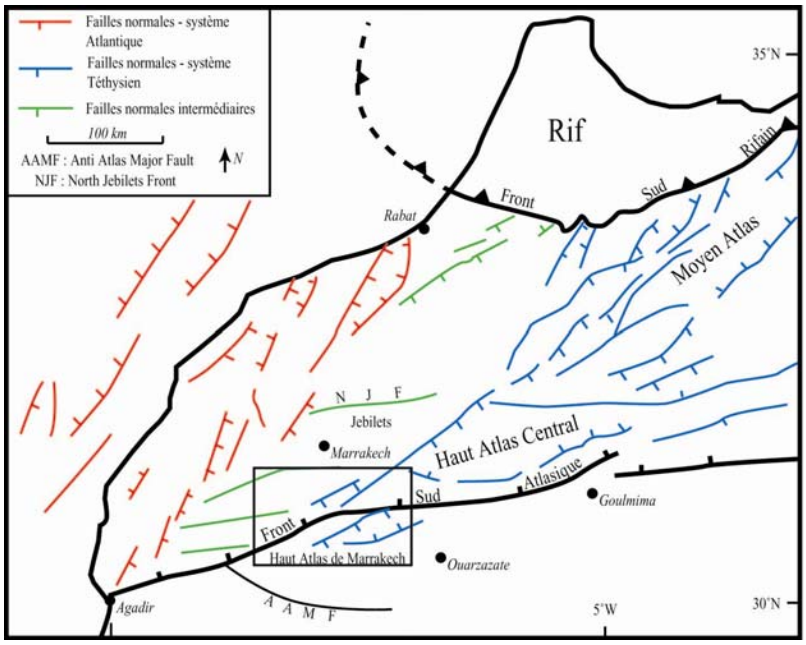


Fig. III.14. Carte des principaux accidents au cours du rifting triassico-liassique, modifiée d'après Frizon de Lamotte et al., 2000 et complétée d'après Hafid et al., 1999. Les directions de ces failles permettent d'identifier un système Atlantique et un système Téthysien, le Haut Atlas de Marrakech étudié ici étant situé à la limite entre ces deux domaines. Le faible développement des structures héritées expliquerait les valeurs du raccourcissement très limitées dans la chaîne. Le raccourcissement serait alors localisé sur des accidents plus lointains : front Nord des Jebilets et Faille Majeur de l'Anti-Atlas.

Cette interprétation a pour conséquence que d'autres structures doivent supporter le raccourcissement au Nord et/ou au Sud de la zone d'étude. Au Nord, le front des Jebilet est un bon candidat : les données de sismique montrent qu'il a accumulé plus de 8 km de raccourcissement dans le prolongement de notre coupe (Hafid, 1999). Au Sud, un autre accident d'échelle crustale montre un rejet important : il s'agit de la faille majeure de l'Anti-Atlas, ou Anti-Atlas Major Fault (AAMF), qui constitue la bordure sud du plateau du Siroua. Cet accident hérité du panafricain (voir section I.1.1.b.) affecte les laves Mio-Pliocènes du volcan Siroua, avec un décalage vertical de 500 m, et a sans doute pu jouer avant la mise en place de l'édifice. Même si le pendage de cette faille est difficile à estimer, une telle valeur est probablement associée à un raccourcissement horizontal plurikilométrique.

Cette très faible valeur du raccourcissement dans le Haut Atlas de Marrakech est à comparer à l'imposant relief qui lui est associé, puisque c'est dans cette région qu'est localisé le

massif du Toubkal, culminant à 4165 m. La corrélation intuitive entre ces deux paramètres (relief et raccourcissement) ne peut donc clairement pas être établie à l'échelle du Haut Atlas. Pour expliquer que de si faibles valeurs de raccourcissement produisent un relief aussi imposant, on peut proposer les hypothèses suivantes :

- les failles dans cette région ont des pendages forts, ne permettant pas d'accommoder de la déformation horizontale, mais les rejets verticaux importants sont à l'origine des altitudes élevées du domaine.

- les lithologies du massif sont notablement plus résistantes à l'érosion que la couverture Méso-Cénozoïque à l'affleurement dans les autres parties de la chaîne, puisqu'il s'agit essentiellement de granitoïdes ou séries volcano-sédimentaires précambriens localement métamorphisés. Elles sont donc probablement démantelées beaucoup moins vite.

Ainsi, le Haut Atlas de Marrakech se présente-t-il comme **un domaine particulier** par rapport aux autres chaînes atlasiques marocaines : **le raccourcissement dans le cœur de la chaîne comme sur les fronts est limité, et rejeté sur des structures beaucoup plus externes** (Jebilet, Faille majeure de l'Anti Atlas). On peut alors se demander quelles sont les conséquences d'une telle structuration sur les bassins d'avant pays. En effet, la simple observation d'une carte topographique fait apparaître des contrastes saisissants entre les altitudes des différents bassins le long du Haut Atlas (Fig. I.22.). Le bassin de Ouarzazate, au front Sud, est perché à plus de 1300 m, alors que le bassin du Souss est à des altitudes comprises entre 0 et 600 m. Entre les deux, le plateau du Siroua, situé juste au front du Haut Atlas de Marrakech que nous venons d'étudier, culmine à plus de 2500 m, bien qu'étant dans la continuité des bassins d'avant pays du Souss et de Ouarzazate. Nous avons vu dans le chapitre II qu'un amincissement de la lithosphère expliquait une partie de ce relief. Le rejet de la déformation sur des structures éloignées du cœur de la chaîne joue-t-il aussi un rôle ? Ces deux processus suffisent-ils à expliquer la totalité du relief du plateau du Siroua ? Nous tenterons de répondre à ces questions dans la partie qui va suivre.

IV. La topographie des bassins d'avant-pays : contrôles asthénosphériques et crustaux ; contraintes sur la chronologie.

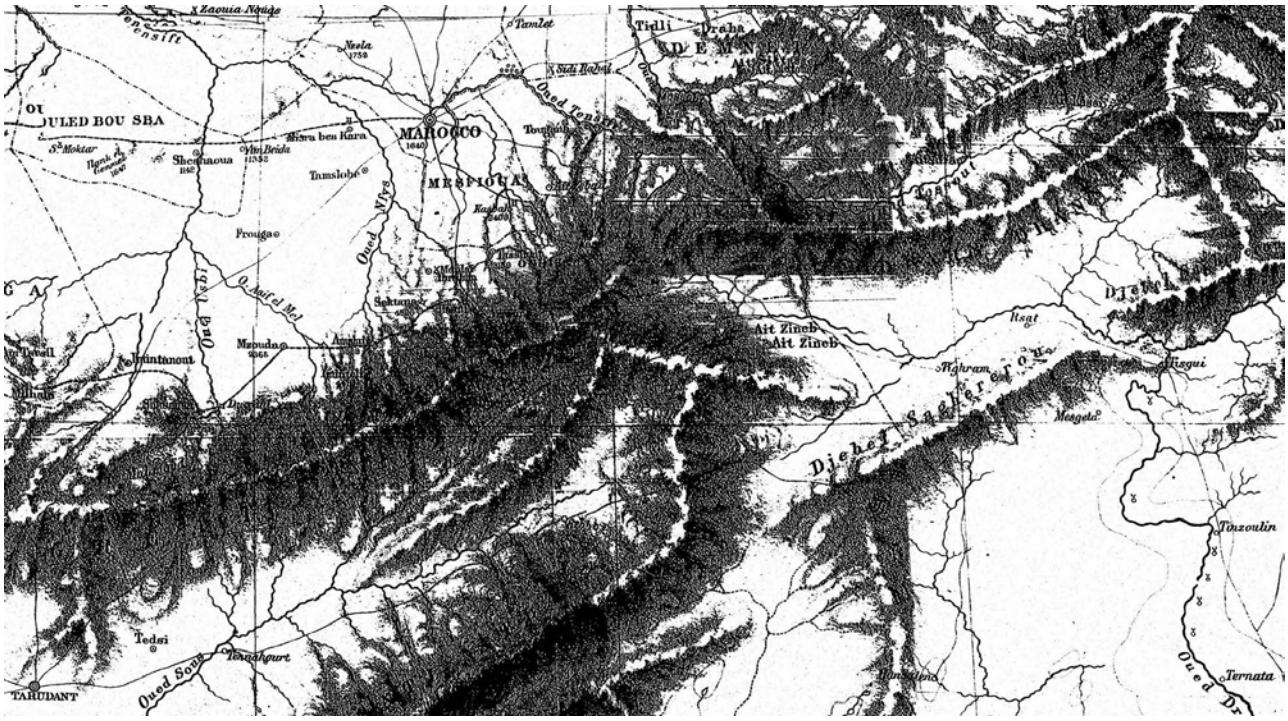


Planche 5. Extrait de la carte dressée par Ball lors de l'expédition de Hooker, Ball et Maw en 1878. La carte originale couvre tout le sud marocain. On distingue le bassin de Marrakech (« Morocco »), le bassin du Souss avec la ville de Tarroudant (« Tarudant »), et le bassin de Ouarzazate (ville non représentée) limité au sud par le Djebel Saghererou (actuel Jebel Saghro). Source BNF.

IV.1. Contrôles asthénosphériques et crustaux sur la topographie de l'avant-pays Sud du Haut Atlas de Marrakech

IV.1.1. Préambule

Nous avons donc vu dans les chapitres II et III que les deux composants essentiels à l'origine de la topographie des chaînes marocaines sont (1) une anomalie lithosphérique et (2) le raccourcissent crustal. Dans la partie qui va suivre, nous allons voir **comment ces deux processus interagissent sur les bassins d'avant pays** des chaînes marocaines, et en particulier au front Sud du Haut Atlas. Les bassins des Atlas présentent en effet, pour la plupart, la caractéristique d'être perchés à des **altitudes pouvant être supérieures à 1300 m** (bassin de Missour par exemple, à l'Est du Moyen Atlas). Au front sud du Haut Atlas de Marrakech, dans la continuité latérale des bassins de Ouarzazate et du Souss, donc dans une position où l'on attendrait le développement d'un bassin flexural, un haut de socle, le plateau du Siroua, culmine à plus de 2600 m. Cette anomalie topographique avait dès 1942 surpris G. Choubert, qui publiait une note intitulée : « Signification tectonique du seuil du Siroua et du bloc Oriental du Massif Central du Haut Atlas ». Depuis, aucune ré-intérprétation n'avait à notre connaissance été proposée.

Nous allons voir que ces altitudes inhabituelles des avant-pays marocains sont **directement reliées aux processus asthénosphériques, mais que ceux-ci n'expliquent pas tout**, comme le montrera la réalisation d'un bilan des différents mécanismes générateurs du relief sur le plateau du Siroua. **L'héritage structural joue un rôle majeur** en permettant la propagation de la déformation dans des zones externes, segmentant ainsi l'avant-pays de la chaîne. Ceci conduit au développement de structures particulières de grande échelle, et **nous proposons une interprétation nouvelle de la géométrie de l'avant pays sud du Haut Atlas de Marrakech**.

La partie qui suit présente ainsi une analyse de la topographie des bassins d'avant pays, et en particulier du Sud du Haut Atlas dans lequel les variations d'altitudes sont les plus frappantes, à la lumière des observations faites dans les chapitres II et III.

IV.1.2. Multiple controls on the topography evolution: an example from the High Atlas foreland domains (Morocco) – Article 3

Le texte qui suit correspond à un article en préparation que nous envisageons de fusionner avec l'article 4, lui aussi présenté sous une forme encore préliminaire. Les auteurs en sont : Yves Missenard, Pascale Leturmy, Michel Sébrier, Dominique Frizon de Lamotte et Hermann Zeyen.

Résumé

Les bassins d'avant pays sont généralement considérés comme étant la conséquence directe de la flexure de la lithosphère en réponse à une charge tectonique. Pourtant, en Afrique du Nord, et en particulier au Maroc, les bassins d'avant-pays bordant les chaînes Atlasiques sont rarement développés, bien que le raccourcissement atteigne la vingtaine de kilomètres, et que les chaînes culminent à plus de 4000 m. L'avant-pays sud du Haut Atlas marocain présente les variations topographiques les plus marquées, étant pourtant situé au front des plus hauts sommets de la chaîne. D'ouest en est on y trouve : un bassin subsident et à faible altitude, le bassin du Souss, puis un haut de socle culminant à 2500 m, le plateau du Siroua, et enfin le bassin de Ouarzazate, aujourd'hui soumis à l'érosion et perché à 1300 m. Dans cette étude, nous montrons que ces altitudes anormales sont en partie dues à un important amincissement de la lithosphère, qui explique jusqu'à 1000 m de topographie sur l'ensemble du domaine d'avant-pays. La différence d'altitude entre les bassins du Souss et de Ouarzazate peut être expliquée par leur structuration lors du rifting atlantique. La réalisation d'un bilan des différents mécanismes ayant conduit à la formation du relief de l'avant-pays sud du Haut Atlas de Marrakech montre que d'autres processus interviennent dans le cas du Plateau du Siroua. L'existence de chambres magmatiques sous des édifices volcaniques participe localement pour 500 m à la topographie. De plus, l'héritage structural complexe de ce domaine provoque le rejet de la déformation sur un accident méridional, situé dans l'Anti-Atlas. Sa réactivation segmente l'avant-pays et le soulève. La relation entre cet accident majeur et le front Sud de la chaîne est analysée, et nous proposons un nouveau schéma structural de la zone d'étude. Son interprétation montre qu'un large système de relais s'est développé au front de la chaîne, expliquant certaines particularités topographiques du plateau du Siroua.

Abstract

Foreland basins are usually considered to be a direct consequence of the lithosphere flexure in response to tectonic loading. Nevertheless, in North Africa, and particularly in Morocco, foreland basins of the Atlas belts are little developed, although shortening reaches values about 20 km, and topography is up to 4000 m. The most striking topographic variations in the foreland can be observed south of the High Atlas belt, in front of the highest peaks of the whole North Africa. To the west, the Souss basin is slightly subsiding and at moderate altitudes (between 0 and 700 m). East of it, the Siroua Plateau is a basement high culminating at more than 2500 m. Last, the Ouarzazate basin is uplifted at 1300 m and undergoes erosion. In this study, we demonstrate that this abnormal altitudes are partly related to a major lithospheric thinning, explaining 1000 m of additional topography on the whole foreland domain. The altitude discrepancy between both sedimentary basins is mostly linked to their structuration during the early Mesozoic rifting phase. Other processes have to be evoked to explain the topography of the Siroua Plateau. For this area, we propose a balance of these different mechanisms. In addition to lithospheric thinning, a local doming due to magmatic injection under a volcanic massif account for 500 m in the topography. Furthermore, due to the complex inheritance of this area during early Mesozoic, the Cainozoic compressional deformation is rejected south of the Plateau, on an inherited Panafrican suture, the Anti Atlas Major Fault. This propagation of the deformation triggers the segmentation and the uplift of the foreland domain. The relation between the Anti Atlas Major Fault and the South Atlas Front north of the Souss and Ouarzazate basins is analyzed and we propose a new structural sketch for this area. A large relay zone developed in the foreland, inducing NNE faults or topographic lineaments, unique in the belt, indicating the recent or still active closure of the relay.

Keywords

Foreland basin, topography, lithospheric thinning, relay zone, magmatic doming, High Atlas, Siroua Plateau, South Atlas Front

Introduction

It has long been recognized that the development of foreland basins in front of orogens is linked to the bending of the lithosphere in response to tectonic loading. The scale of the basins mainly reflects the amount of shortening (and therefore the elevation of the belt) and the rheological properties of the flexured lithosphere (Price, 1973; Beaumont, 1981; Jordan, 1981; among others). The subsidence and exhumation history of the sediments in the foreland is supposed to be related to the history of the orogenic belt (Flemmings and Jordan, 1989; Burbank, 1992, among others), phases of subsidence record tectonic loading while phases of uplift and erosion are related to erosional unloading in the thrust belt.

In North Africa, the intracontinental Atlas belt is associated to an unusual foreland domain where the basins show along strike variations suggesting lateral variations in the rheology of the lithosphere. The widest and deepest (up to 10 km of sediments) foreland basin is located in Tunisia (eastern part of the orogen) and is associated with one of the lowest part of the orogen only reaching 2000 m. On the contrary in the western part of the belt (Morocco), the highest elevation (more than 4000 m high) is associated with a poorly developed foreland domain in which the sedimentary infill, when exists, never exceeds 1300 m of thickness (Mustaphi, 1997). There are no significant variations in the shortening values along strike in the Atlas system. Furthermore, Frizon de Lamotte et al. (2000) show that in Tunisia and Algeria the tectonic style is mainly thin skinned while in Morocco basement is involved. Therefore the tectonic load would be higher in the western Atlas system than in the eastern part. For these reasons lateral variations in the rheology of the lithosphere are therefore necessary to explain the differences in the foreland domain of the Atlas system. It is demonstrated that in Morocco part of the topography of the Atlas belt is supported by a low density body under the belt (Schwarz and Wigger, 1988, Seber et al., 1996), and recent studies (Frizon de Lamotte et al., 2004, Zeyen et al., 2005, Teixell et al., 2005, Fullea Urchulutegui et al., 2006; Missenard et al., 2006) show that a thinned lithosphere affects an elongated NE-SW area.

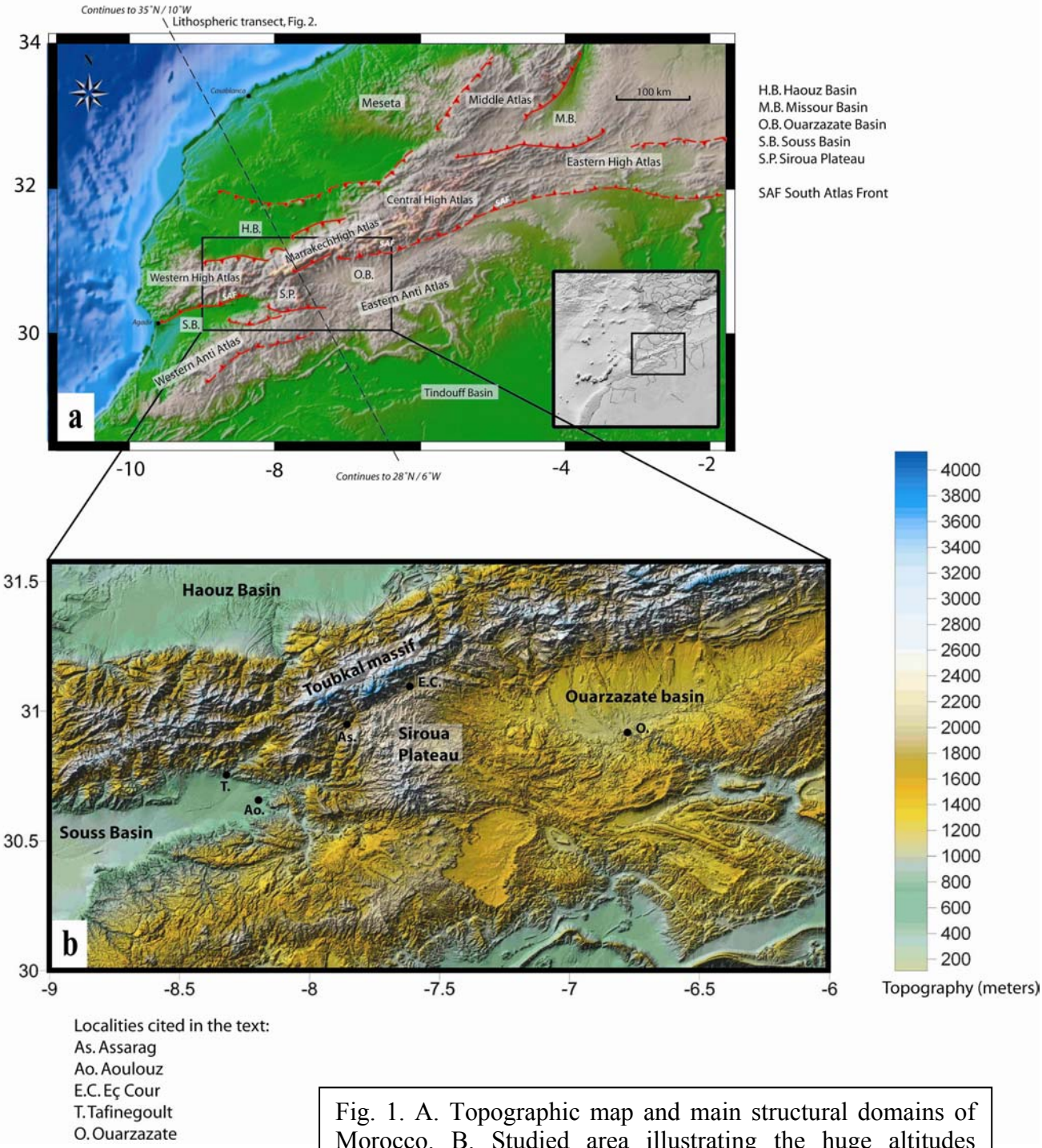


Fig. 1. A. Topographic map and main structural domains of Morocco. B. Studied area illustrating the huge altitudes variations in the south foreland of the High Atlas belt. To the west, the Souss basin lies below 600 m. The Ouarzazate basin is uplifted at more than 1000 m. Between them, the Siroua Plateau culminates at more than 3300 m.

In this paper we will focus on the geometry of the foreland domain and factors controlling it at the particular domain where the tectonic belt and the zone affected by the lithospheric thinning are superimposed. In this area, the southern foreland domain of the Atlas belt exhibits the most striking topographic discontinuity. Two foreland basins (Souss and Ouarzazate basins)

are separated by a basement high: the Siroua plateau. Despite being in the same structural position in relation to the High Atlas belt, the two basins present major differences: to the east, the Ouarzazate basin is uplifted to a mean altitude of 1300 m and undergoes erosion, whereas to the west the Souss basin is slightly subsident and at a mean altitude of 300 m. Between them, and in front of the highest picks of the High Atlas belt, the Siroua Plateau (Fig.1) is a Precambrian massif with altitudes up to 3200 m supporting a voluminous Miocene volcano, the Siroua s.s..

We propose to explain these lateral discontinuities and the unusually elevated topography of the foreland of this belt in the light of the recent geophysical results, field work, SRTM and Landsat analysis. We will first quantify the effects of the lithospheric thinning on each domain of the foreland and propose an explanation for the altitude discrepancy between the Souss and Ouarzazate basins. In the second part we will concentrate on the Siroua Plateau located between the basins, and discuss the additional processes contributing to its very high altitudes. We present an uplift balance including tectonic and volcanic contributions. Last, the geometry of the main structures along the plateau borders is examined in the light of the structural inheritance. We propose a new structural sketch for this area, where we identify a possible branching compressive relay inducing segmentation of the foreland domain.

I. Geological setting

The High Atlas and the Middle Atlas belong to an ENE intra-continental system that developed on a former set of NE to ENE trending Mesozoic grabens. These grabens initiated during a Triassic to Liassic rifting (Laville et al., 2004), which preceded the opening of the central Atlantic and Tethys oceans. Subsequently, they formed weakened areas which were reactivated during Cenozoic and localized the compressive deformation. Two main compressional events are identified in the Tunisian and Algerian Atlas as late Eocene and Pleistocene - Quaternary, on the basis of sedimentary records (Laffitte, 1939; Guiraud, 1975; Ghandriche, 1991; Frizon de Lamotte et al., 1998; Khomsi et al., 2004; Bracène and Frizon de Lamotte, 2002). However, this chronology is still under debate, particularly in Morocco due to the poor development of the Cenozoic sedimentary basins and the poor control on the age of the so-called Mio-Pliocene continental formations (El Harfi et al., 2001).

To the south of the High Atlas belt, the foreland domain is discontinuous and presents only two small foreland basins separated by a basement high.

The Souss Basin is the westernmost one. It extends over 150 km from the Atlantic coast to the western side of the Siroua Plateau, and is in average some 30-km wide. Its topography is rather flat, increasing progressively from sea level to 700 m. However, the northern border of the basin along the High Atlas is steeper than the southern slope along the Anti Atlas. This is a direct consequence of the tectonic activity. The northern edge of this Souss Basin is bounded by the South Atlas Front. This active reverse fault zone (Sébrier et al., 2006) also controlled the basin infill during the Atlantic rifting. Seismic profiles showed that two other NE-SW major faults, the El Klea and Abou Grai faults, also thinned the crust inside the basin, and controlled its triangular geometry (Mustaphi et al., 1997). The sedimentary sequence is dominated by syntectonic Triassic sandstones and conglomerates and Jurassic to Upper Cretaceous sediments. The Cenozoic cover is very thin and do not exceed 1300 m (Mustaphi, 1997; Mustaphi et al., 1997).

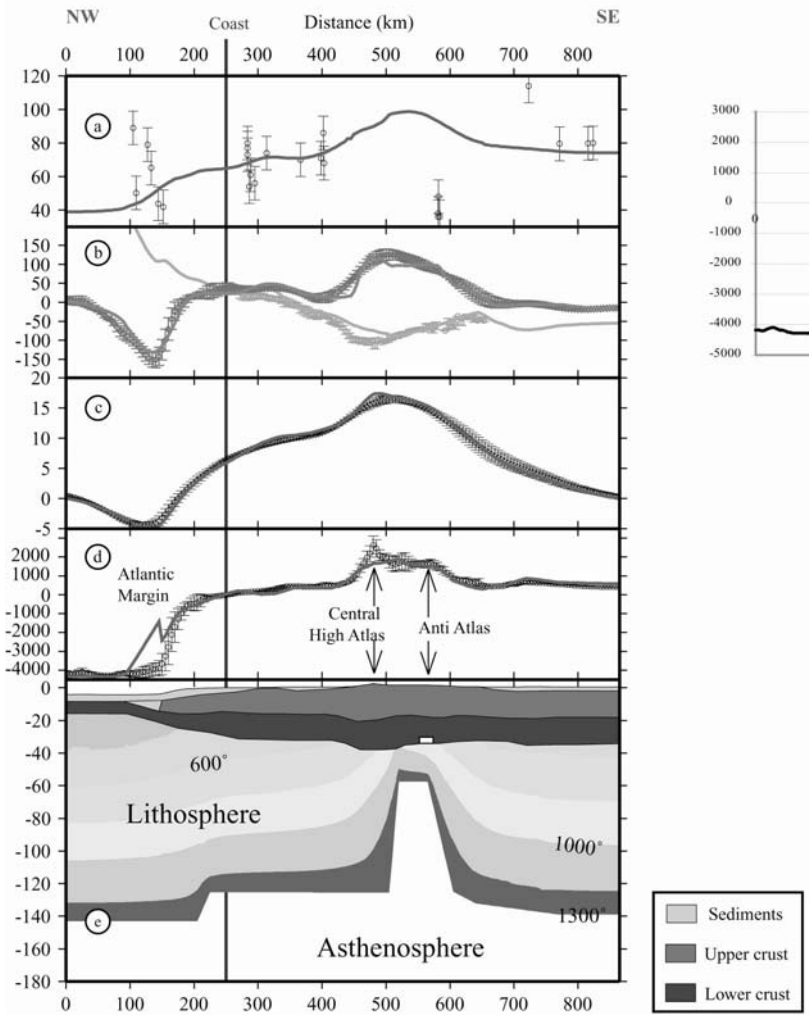
To the east of this basin, the Siroua Plateau, part of the Ouzellarh promontory (Choubert, 1942) corresponds to a major topographic discontinuity between the Souss and Ouarzazate basins (Fig. 1). It is worth noting that this plateau is in front of the highest part of the High Atlas belt (Toubkal massif), at an emplacement where a flexural basin could be expected. However, the only deposits in this area are small remnants of cretaceous limestones directly lying on the Precambrian basement. From the Souss basin to the Siroua plateau, the elevation strongly increases and the Precambrian basement reaches 2600 m. It supports the Siroua Miocene volcano (Berrahma, 1982; Berrahma and Delaloye, 1989) culminating at 3305 m. This basement high is constituted by a Precambrian volcano-sedimentary and plutonic complex deformed during the panafrican orogeny. During the Mesozoic rifting, it behaves as a rigid block delimitating an Atlantic domain to the west from a Tethyan domain to the east (Choubert et Faure Muret, 1962; Du Dresnay, 1972). In this zone, the South Atlas Front is not well defined, this point will be discussed further.

East of this promontory, the topography slowly decreases to the Ouarzazate basin (Fig. 1). This foreland basin is limited to the north by the South Atlas Front fringing the High Atlas and rests to the south on the Anti Atlas belt. It extends over 180 km with a maximum width of some 30-km and altitudes ranging from 1150 m to 1600 m at its northern edge. Its topography is strongly dissymmetric as a consequence of the strong active erosion of the High Atlas with a northern border steeper than the southern one. Well-developed alluvial fan pushes away to the

south the Draa river, along the contact between the basin and the Anti Atlas. Onlap geometry of the sedimentary deposits from Eocene to Miocene suggests an active Cenozoic flexuration linked to foreland basin development. The Ouarzazate Basin is presently dominated by erosion and sedimentation is restricted to the aggradation of south-dipping, thin alluvial fans.

II. Lithospheric effect on the relief

The origin of the relief of the High Atlas intracontinental belt long remained a matter of debate: (1) seismic surveys show the lack of deep roots under the belt (Moho at 33 km under the Anti Atlas, and at a maximum depth of 39 km under the highest part of the High Atlas) (Makris et al, 1985; Tadili et al., 1986; Wigger et al. 1992; Ramdani, 1998) (2) gravity surveys suggest a low density body at 50 km depth (Seber et al., 1996). Based on teleseismic P-wave travel time tomography, Seber et al. (1996) show that an upper mantle low velocity anomaly exists beneath the High Atlas, related to higher temperatures. They propose that this anomaly contributes to the relief. Recently, the geometry of the anomaly has been described by Frizon de Lamotte et al., 2004, Teixell et al., 2005, Zeyen et al., 2005, Fullea et al., 2006. Missenard et al. (2006) made the first attempt to quantify the effect of this anomaly on the topography of Morocco. The anomaly was modeled on the basis of gravity (Bouguer and Free Air anomaly), geoid, topography and heat flow data under the High Atlas (Fig. 2a), using a code developed by Zeyen & Fernandez (1994). In order to evaluate the effect of this thermal anomaly Missenard et al. (2006) flattened the lithosphere/asthenosphere boundary, all other parameters of the model being equal (Fig. 2b). This assumption minimizes the effect of the anomaly as we could consider a small thickening under the thrust belt. The difference between the modeled topography and the real one therefore corresponds to the "thermal" topography.



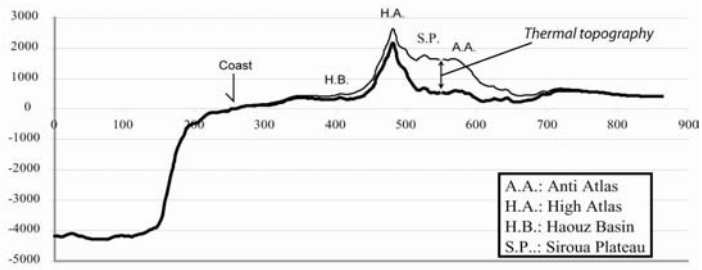


Fig. 2b. Comparison between actual topography (light gray) and topography without lithospheric thinning (bold line) calculated with the crustal model of figure 2a (modified from Missenard et al., 2006). The topography without lithospheric thinning only reflects the crustal - compensated structures and small scale (<50 km) not fully compensated structures. Without thermal doming, the Anti-Atlas relief is situated about 500 meters above sea level. The effect of the thermal anomaly is around 1000m on the Siroua Plateau.

Fig. 2a. Lithospheric cross-section model through High and Anti-Atlas (see location on figure 1a; slightly modified from Missenard et al., 2006). (a) represents heat flow, (b) free air and Bouguer gravity anomalies, (c) geoid, (d) topography, (e) resulting model with isotherms in the mantle every 200°C. Dots correspond to data extracted from world wide datasets with uncertainty bars and solid lines to calculated values; continuous lines in each box correspond to the calculated value for the model drawn in (e). It includes asthenosphere, lithosphere with temperature distribution, upper and lower crust, and sediments. The crustal structures are drawn wherever possible from available data. Short wavelength discrepancies between measured data and modelling could be due to not fully compensated structures or small local variations of density distribution. The Atlantic Margin is beyond the scope of this paper and has only been modelled to avoid edges effects. A major lithospheric thinning must be include to obtain a satisfying fit between calculated and observed values. The lithosphere/asthenosphere boundary is up to 60 km of depth under the Anti-Atlas.

In this work we estimate the thermal topography along four lithospheric profiles crossing the Atlas belt (Fig. 3) and extrapolate those data to obtain a 3D map using a minimum curvature interpolator. It is therefore possible to present a topographic map of the Moroccan Atlas without

the influence of the lithospheric thinning (Fig 3). With this new "virtual" topography the Atlas Mountains loose between up to 1000 m of elevation. The topographic load acting on the flexured lithosphere and the resulting subsidence are therefore smaller than what we expect with the actual topography. The effect of the lithospheric thinning on the foreland domain is also significant and explains a part of its abnormal topography. On this new map (Fig. 3), the Souss basin is located 1000 m under the sea level and we can suppose that it would be at least partly filled with syntectonic sediments. Without lithospheric thinning the thickness of the basin would be twice its present one (i.e. around 2000 m). The Ouarzazate basin would lie between 0 and 500 m, i.e. the same elevation than the present Souss basin. We can suppose that it would not undergo erosion and maybe would be slightly subsident. Even without thermal anomaly, differences remain between the two basins. They can be explained by the pre-orogenic history of the two domains which influences the rheological properties of the lithosphere. On one hand the Ouarzazate basin is located south the Mesozoic extensional system, while on the other hand the Souss basin developed above a part of the Mesozoic Atlantic rift system (Mustaphi et al., 1997; Fig. 4). This basin can be compared with the Aquitaine basin which is the actual foreland domain of the Pyrenean orogen and develops on a thinned continental lithosphere inherited from the early Mesozoic Tethyan system (Pinet, 1989). In the case of the Aquitaine basin, Desegaulx et al. (1990) showed that such an extensional phase before the development of a foreland basin reduces the flexural rigidity of the lithosphere and the required topographic load to produce the foreland basin. As the two Moroccan basins do not have the same pre-orogenic history, this latter could explain the differences in the amount of subsidence.

The Siroua plateau is also affected by the anomaly which produces about 1000 m of topography, but this is not sufficient to explain this basement high, therefore others mechanisms of uplift are needed to explain its elevation

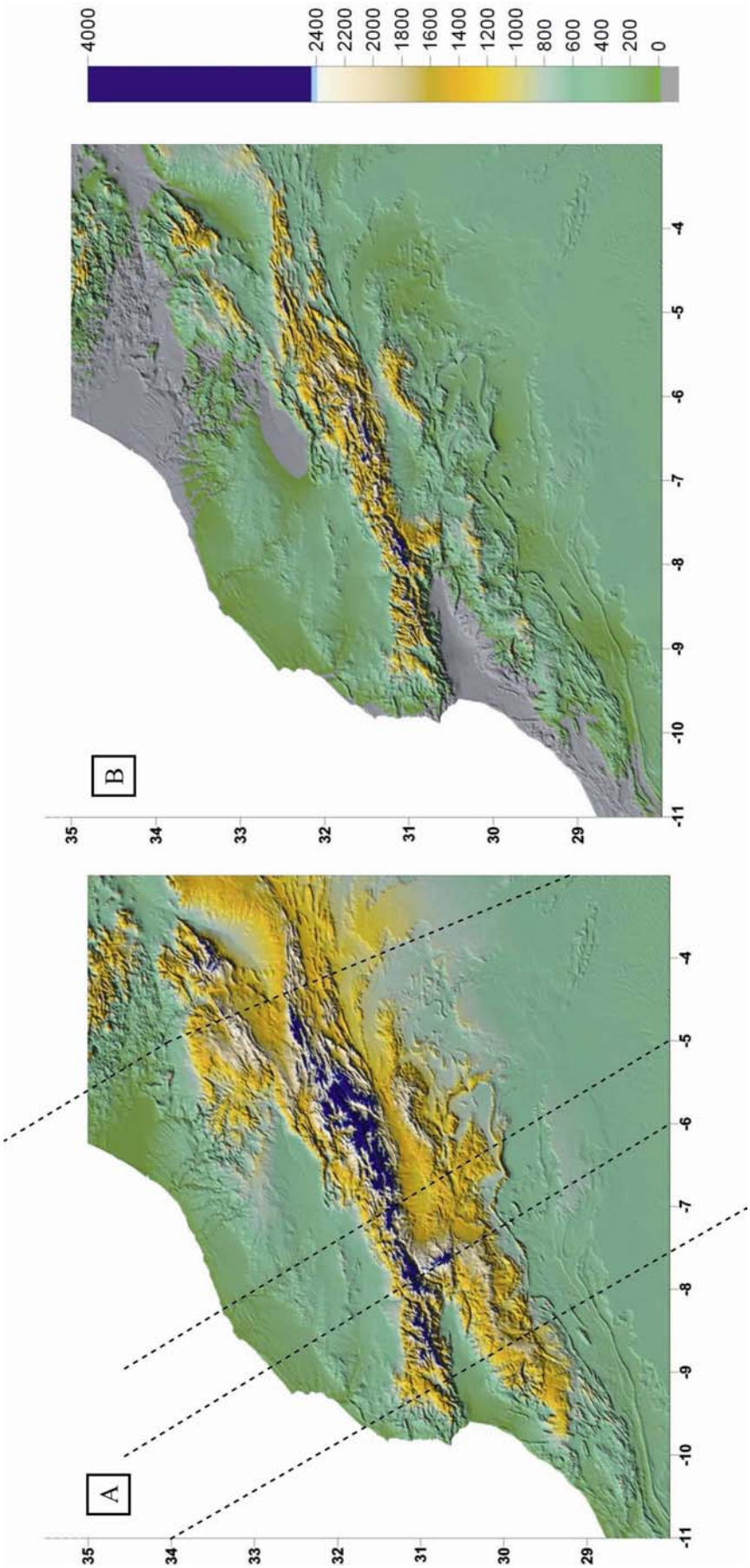


Fig. 3.
A. Present topography of Morocco, and position of the geophysical transects used to produce the map B. The three western profiles are from Missenard et al., 2006, and the eastern one is from Zeyen et al., 2005.
B. Result of the subtraction of the thermal topography calculated for each profiles (see explanation Fig. 2) and extrapolated using minimum curvature, with the present topography. The map therefore represents the topography that would exist without lithospheric thinning. The Ouarzazate and Missour basins lie at the same altitude than the Haouz basin, which is almost not influenced by the astenospheric processes. The Souss basin lies below the sea.

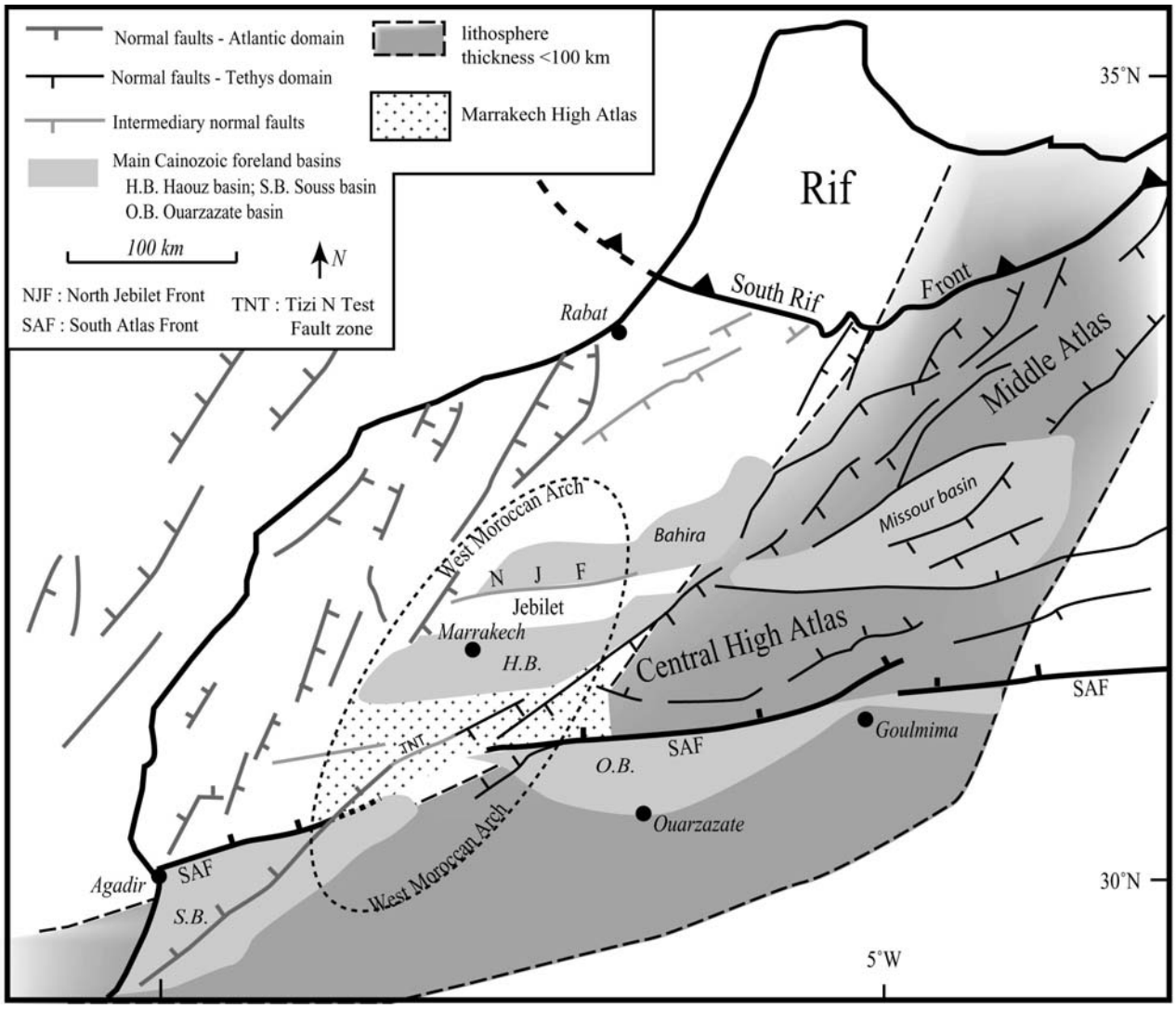


Fig. 4. Map of the main Triassico-Liassic structures in Morocco. Three main domains can be distinguished. To the west, the Atlantic rift triggered NNE normal faulting. To the east, the Tethys opening favour NE to ENE faulting. Between them, the West Moroccan Arch (Medina, 1995) is an almost unaffected area. The present thinned lithosphere (dark grey) cross-cut the different areas, and underlay some of the foreland basins of the Atlas belt (light gray). The Missour and Ouarzazate basins, presently at high altitudes (see Fig. 1), are affected, as well as the Souss basin, which is nevertheless much lower than the previous ones. The altitude discrepancy between the Souss and Ouarzazate basin is therefore more likely linked to the thinning of Souss during the Mesozoic rifting (Mustaphi et al., 1997), whereas the second one remained unaffected by normal faulting.

III. Additional tectonic and volcanic effects on the topography of the Siroua plateau

In order to explain the elevation of the Siroua plateau we have investigated the consequences of tectonic and volcanic activity on the topography.

South of the Siroua plateau, the Anti Atlas Major Fault (AAMF) is a Panafrican suture zone separating the Eburnean basement (2Ga) from the Panafrican domain (700-600 Ma) (Ennih and Liegois, 2001 – Fig. 1). It also corresponds to an E-W topographic step at the transition with the Anti Atlas. Cenozoic lavas of the Siroua volcano crossing this structure are faulted and Precambrian basement thrusts over Miocene rhyolites. On both sides of the AAMF the lavas of the last eruptive episode (about 3 Ma, Berrhama, 1989) are outcropping with a vertical shift of about 500 m. This indicates that the inherited structure has been reactivated during cenozoic compression and participated to the construction of the plateau. We believe that this fault influences the topography of the entire plateau. This is supported by the regular elevation of the borders of the plateau (about 2100 m), which would be tilted if the fault had only a local effect. Consequently this fault necessarily crosses the entire crust, confirming that it is a major feature of the thrust belt. This point will be further discussed in the next section. North of the Siroua Plateau, remnants of Cenomano-Turonnian limestones lie at 2100 m, whereas in the Ouarzazate basin centre, the same strata is at a minimum altitude of 1100 m. If this altitude shift is fully related to the activity of the AAMF, a vertical throw of 1000 m can be expected during Cenozoic. However, the center of the Ouarzazate basin may have suffered slight subsidence compare to the Siroua Plateau during the recent tectonic phases, enhancing the altitude shift of the Cenomano-Turonian. The value of 1000 m thus corresponds to a maximum vertical throw.

The last singularity of this part of the foreland domain is the presence of the Siroua volcano. This voluminous strato-volcano, covering more than 500 km^2 emplaced from 11Ma to 3Ma (Berrahma, 1982; Berrahma and Delaloye, 1989). It is constituted essentially by acid materials of alkaline composition. The highest peak of the massif culminates at 3305m, greatly above the mean surface of the Precambrian basement which lies between 2100 m and 2600 m. In order to check the geometry of the ante volcano (i.e. ante 11Ma) surface, we digitized whenever possible the lava-basement contact on the basis of the recent 1/50000 geological maps of the Siroua and Tachoukart areas (De Beer et al., 2000). We extrapolated these data using a minimum curvature digital method (Smith and Wessel, 1990) to obtain an envelope map of the basement top below the volcano (Fig. 5). The presence of the AAMF in the southern part of the plateau has

been considered in the gridding method. It was defined as barrier acting between two sets of points on both sides. The resulting map of the basement shows a vertical shift between the south and the north of the plateau. It ranks between 400 m and 600 m reflecting field observations along the Anti Atlas Major Fault. North of the fault the basement is affected by an elongated dome (15x35 km) following a N160° direction. Along this dome the basement reach 2600 m that is 500 m above the border of the plateau. The orientation of this bulge is neither consistent with the shortening direction (N-S, Ait Brahim et al., 2002) nor with the main compressive structures direction (between N50° and N90°). On the other hand it is striking to notice that the main volcanic centers are aligned along this dome (Fig. 5). This observation led us to propose that the geometry of the basement dome is linked to the magmatic activity and may be related to magma injection under the volcano.

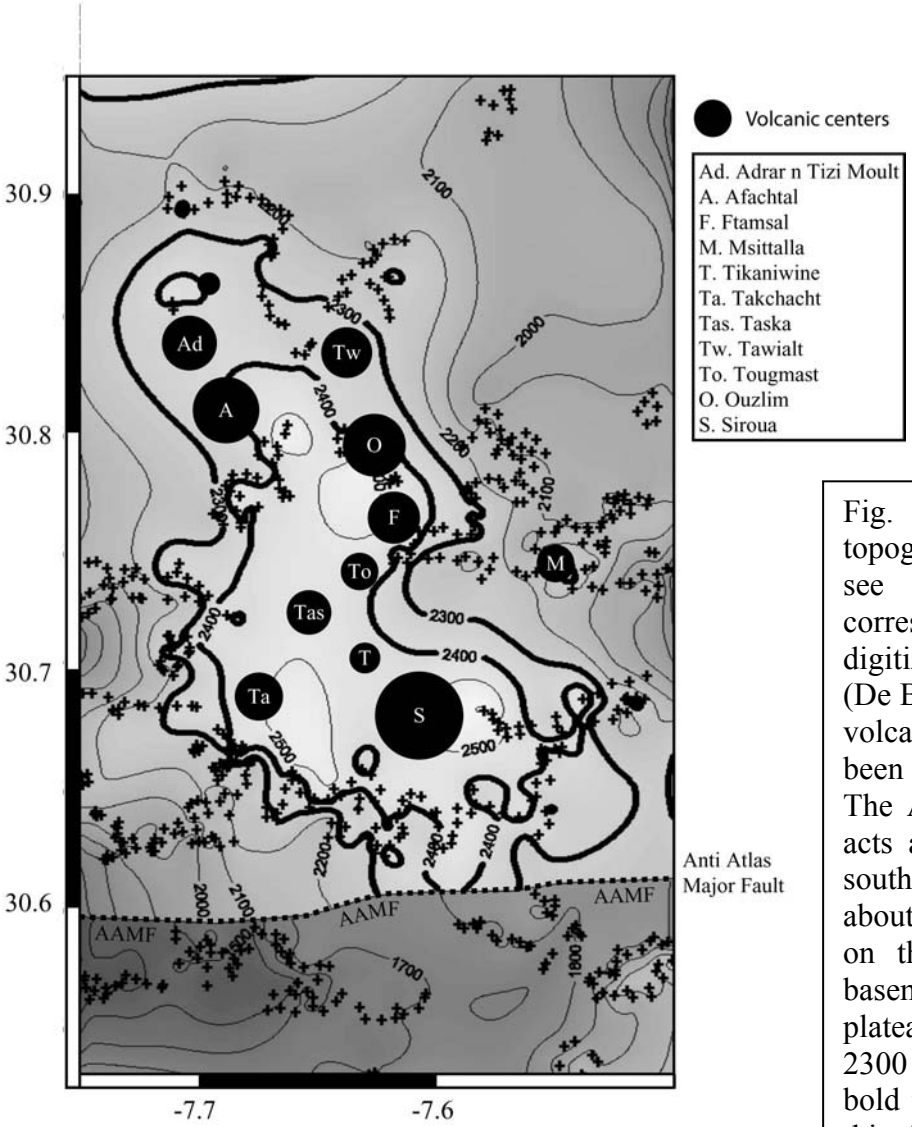


Fig. 5. Reconstruction of the basement topography under the Siroua volcanic massif; see localization Fig. 7. Black crosses correspond to basement/lavas contact digitized from the 1/50000 geological maps (De Beer et al., 2000) to reconstruct the ante-volcano surface. Their altitudes have then been extrapolated using minimum curvature. The Anti Atlas Major fault is included and acts as a barrier between the northern and southern blocks, which appear shifted of about 500 m, confirming the throw observed on the field. In the northern block, the basement forms a 500 m high dome over the plateau borders, lying at about 2100 m. The 2300 m and 2400 m isolines are drawn in bold to underline the elongated geometry of this dome, which is localized exactly under the main eruptive centers (black circles).

On the northern part of the plateau, Cretaceous marine limestones lie directly on the Precambrian basement. They are related to the main Cenomano-Turonian transgression, during which sea level raised up to 200 m (Haq et al., 1987). Thus, at this time, the plateau was not higher than 200 m. At this point we can propose a balance of the process acting on the topography of the Siroua plateau. As shown above, 1000 m of the Siroua Plateau topography are related to astenospheric processes, and a maximum of 1000 m are explained by the reactivation of the Anti Atlas Major Fault. Magmatic injections have local influence and explain the basement high under the volcano centers. Uncertainties exist on the thickness of the modeled lithosphere. Missenard et al. (2006) estimate that it is in the order of 10 to 15 % which correspond to an uncertainty of 200 m on the thermal topography. Uncertainties also exist on the tectonic uplift, as the value of 1000 m of throw along the AAMF is a maximum value. Additional tectonic uplift (few hundred meters) could be expected along a deeper detachment level propagating southward in the Anti Atlas (Mustaphi, 1997). This main tectonic feature is imaged by seismic survey in the Souss basin and could transform the foreland domain in a piggyback system. These data and their uncertainties explain the high altitude of the Siroua Plateau and do not exclude it could have been a subsiding foreland domain.

Thus, taking into account these uncertainties on the various processes, it is likely that they can explain the whole topography of the Siroua considering as a reference the deposition of the Cenomano-Turonian limestones at 200 m.

IV. Tectonic segmentation of the south Atlas foreland

The reactivation of the Anti-Atlas Major fault is a singular feature along the southern flank of the High Atlas belt. In the central High Atlas, as well as in the western High Atlas, the deformation is mostly concentrated on the borders of the belt (Beauchamp et al., 1999; Benammi et al., 2001; Teixell et al., 2003). However, in the western part of the Ouarzazate basin, Errarhaoui, 1998, showed that shortening on the front does not exceed 3 km, whereas it reaches 15 km in front of the basin centre, only 70 km eastward. Such a reduction of the shortening value in front of the Marrakech High Atlas can be also observed on the northern flank of the belt, south of the Haouz basin. As a consequence, the deformation has to be localized on other structures in the studied area.

IV.1. Main structures bordering the Siroua Plateau.

In the eastern part of the Souss basin (Fig. 1), the deformation is mainly concentrated in a relatively thin E-W to WSW-ENE strip, underlined by a very important topographic jump. The Souss basin lies at 500 m in this area, and the belt culminates 15km northward at more than 3000 m. The main thrust faults correspond to former Mesozoic normal faults, which are often blind and appear as flexures on the field in continuity with the Tizi'N'Test fault zone (Proust et al. 1977). The main décollement level in this area is situated within the Cambro-Ordovician series (Missenard et al., submitted).

In the western end of the Ouarzazate basin (Fig. 1), the South Atlas fault correspond to a major 25km long fault where the Precambrian granitoids thrust over the Triassic sandstones and conglomerates (El Arabi et al., 2003; Missenard et al, submitted). The precise throw can not be determined due, here again, to the lack of sedimentary cover in the hanging wall. However, considering only the jump in elevation between the two compartiments of the fault (Fig. 6), a minimum value of 1600 m can be expected. Further east, this basement fault becomes blind. The thickening of the Cambro-Ordovician series enables the development of a large triangle zone in the Triassic to Eocene beds (Missenard et al., submitted). To the west, in the Assarag area (Fig. 4), the main thrust is difficult to identify due to the exclusive presence of Precambrian granitoids and volcano-sedimentary complexes highly deformed during Pan-african and Hercynian events.

However, it is worth noticing that the 1600 m topographic step evidenced in the Ec Cour area strongly decreases to the west.

Between the basins, the lack of sedimentary cover prevents the localization of the main thrust faults. Furthermore, the topographic step associated with the South Atlas Fault north of the basins disappears, being replaced by N50° to N60° topographic lineaments parallel to the Tizi'N'Test (TNT) fault system. This major polyphased fault zone is inherited from the Hercynian event (Medina and Errami, 1996), but Binot et al. 1986 and Errharaoui, 1998 showed that the reactivation of the TNT fault system during the Cenozoic was minor, unlike what can be observed along the South Atlas Front. This observation is corroborated by the absence of topographic step and the relatively smooth transition from the Siroua Plateau to the central part of the High Atlas. So, the connection between the two segments of the SAF (north of the Souss and north of the Ouarzazate Basins respectively) is not straightforward.

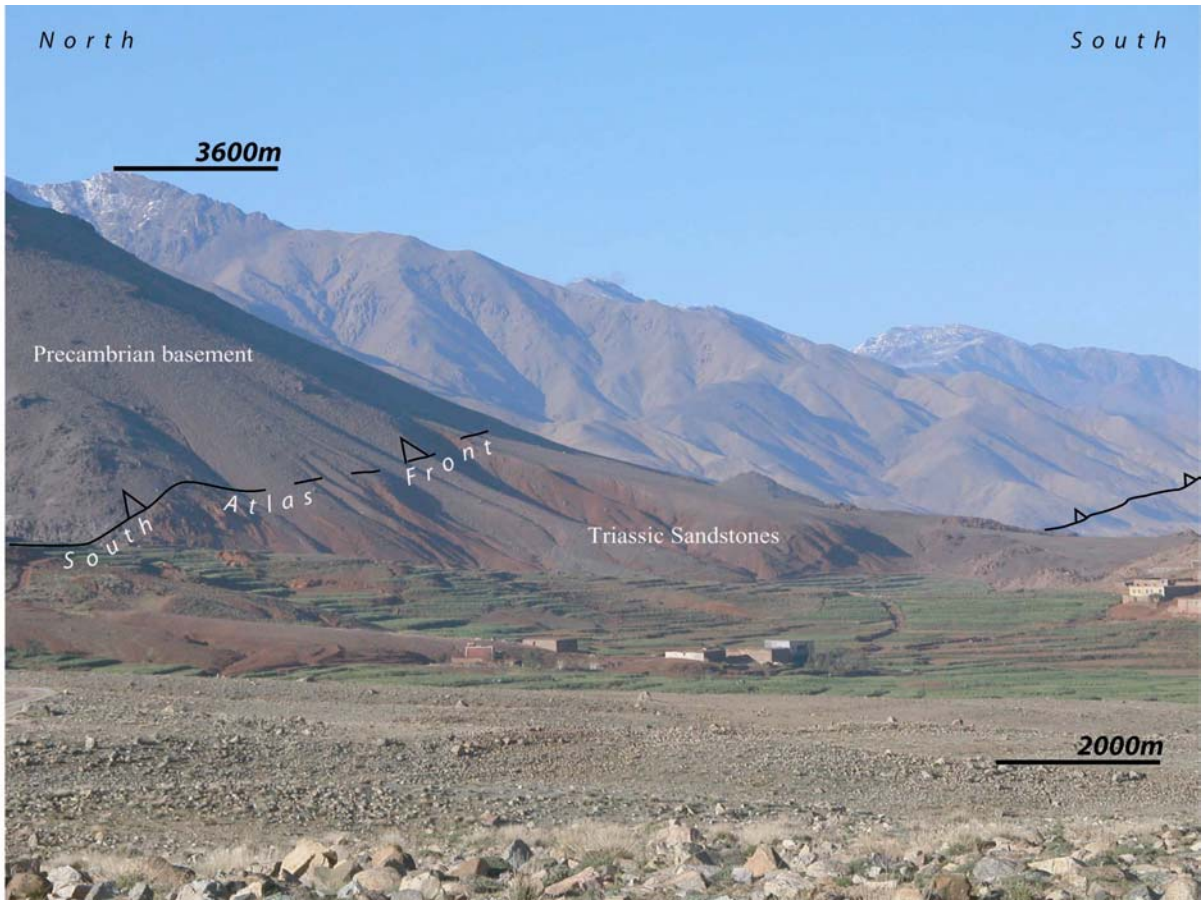


Fig. 6. South Atlas Front in the Eç Cour area (see localisation Fig. 1.b.). The Precambrian basement is thrusting over the Triassic sandstones. The Triassic sandstones are lying at 2000 m, whereas the Precambrian units are uplifted at more than 3600 m, indicating a minimum vertical throw on this front of 1600 m.

Thus, the Siroua plateau is delimitated to the northwest and northeast by two main fault systems inherited from the Mesozoic rifting. To the north, the transition from the plateau to the inner part of the belt is relatively smooth. To the south, the inherited Anti Atlas Major uplifts the plateau for a maximum value of 1000 m. The deformation, which is mostly localized on the border of the belt in the other part of the High Atlas, is therefore rejected far southward of the inner part of the belt, on the AAMF. We propose that this feature is related to the Mesozoic inheritance. During Trias and Lias, the Marrakech High Atlas was situated at the limit of two main domains: to the west, the Atlantic rifting triggered NNE-SSW normal faulting, whereas to the East, the Tethyan rifting led to the development of NE-SW faults (Fig. 4). Between them, the Marrakech High Atlas is part of the West Moroccan Arch (Fig. 4 - Medina, 1995). This NE-SW elongated dome probably corresponds to a rift shoulder underlined by a regional unconformity of pre-Carixian age (Medina, 1995). It therefore probably never suffered significant extension. During the Cenozoic compression, the deformation localized mostly on the Triassico-Liassic normal faults in the western and central High Atlas. On the contrary, the Marrakech High Atlas, poorly weakened during the rifting episode, acted as a rigid body, and deformation has been rejected on the AAMF. This change in the belt geometry raises the question of the linkage between the South Atlas Front north of the basins and the AAMF.

IV.2. The Siroua Plateau: a branching compressive relay?

To identify the main folds and faults, we combined field work and a topographic study based on SRTM90 data (US Geological survey, 2004). We propose a new structural sketch of the main tectonic features (Fig. 7).

To the west, the Anti Atlas Major fault throw decreases, and the deformation is transferred to the north on a 15km long fault segment, north of Aoulouz village (Fig. 7). Laterally, to the west, this fault connects to the South Atlas Front in the north-eastern part of the Souss basin. These three main faults therefore define a major deformation zone, from the Souss basin to the south of the Siroua Plateau, and explaining between 500 and 1000 m of the Plateau topography.

It is striking to notice that the Siroua plateau is affected by long and unique in the belt N20° topographic lineaments (Fig. 7), oblique to the main N60 to N90° main faults and roughly parallel to the known shortening direction (Ait Brahim et al., 2002). Whenever possible to

observe, these lineaments correspond to reverse faults (Fig. 8), but the characterization of the throw and dip is often impossible owing to the lack of sedimentary cover. However, they play a significant role in the drainage pattern, which often follow their direction (see Askaoun and Assarag valleys, Fig. 7). These lineaments are interpreted by Chorowicz et al. 2001 as tension gashes, "compatibles with the known strain state" on the basis of field measurement of striated fault planes; these tension gashes would have favour the magma rising.

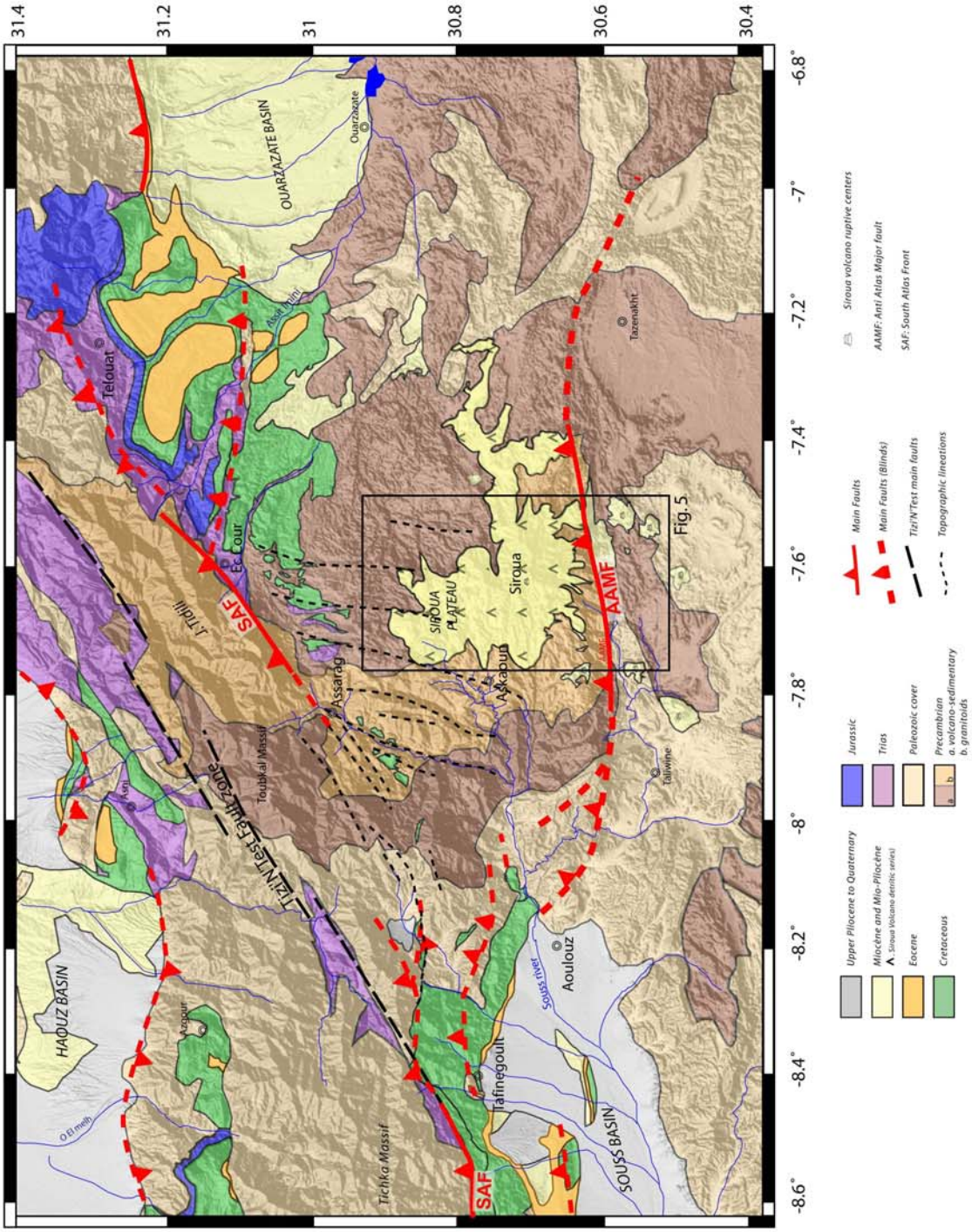


Fig. 7. Structural map of the Siroua plateau. North of the Ouarzazate and Souss foreland basins, the deformation is localized on the well identified South Atlas Front inherited from the Mesozoic rifting (see Fig. 4). Between them, the lack of inherited Mesozoic structures triggered the reactivation of the Panafrican Anti Atlas Major Fault to the south.

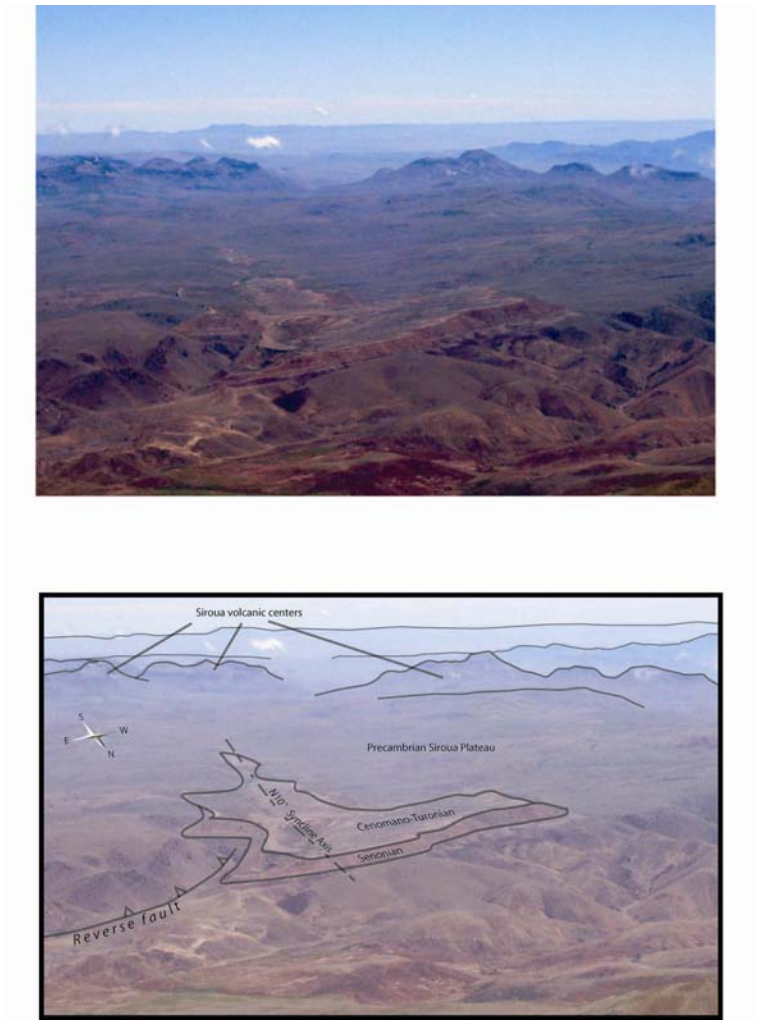


Fig. 8. Example of one of the N10° topographic lineament of the Siroua Plateau. The presence of the Cretaceous cover allow to identify an associated thrust fault.

In the light of our new structural analysis, we propose that the N20° lineaments correspond to breaching faults connecting a western system, including the SAF north of the Souss basin and the AAMF, and an eastern system including the SAF north of Ouarzazate basin. Both systems interact and define a 40 km large relay zone simplified on Fig. 9a. Relay zones have been extensively studied during the past decades, essentially in extensional context (see Soliva and Benedicto, 2004, and references therein), and have been proved to develop at a wide range of length scale (Stewart and Hancock, 1991; Trudgill and Cartwright, 1994; Walsh et al., 2003). Peacock et al., 2000, proposed that stresses can interact over distance of at least 100 km in extensional context to trigger a relay zone. However, the geometry of branch-lines (or breaching structure) is less documented. Branch-lines on normal faults form as a consequence of breaching of relay zones (Peacock, 1990; Childs et al., 1993, 1996; Anders and Schlische, 1994; Cartwright et al., 1996) and following Walsh et al., 1999, the same is probably true for reverse and strike-slip faults. Soliva and Benedicto, 2004, studying linkage criterion of segmented normal faults, present a few examples of linked or fully breached relay (Fig. 9b). The connecting geometry in the relay zone can be by a single or multiple planes, but they always develop with a high angle (>45°) compared with the main overlapping faults. The numerical modelling of the growth and breaching of relay zone by Imber et al., 2004, confirmed that breaching faults is sub-perpendicular to the trace of the bounding faults. The comparison of the extensional relay zone at small scale with the Siroua area shows that the geometry of the breaching structures relative to the main faults is very similar (Fig. 9). The angle between the N20° topographic lineament and the AAMF and SAF is higher than 45°, reaching almost 90° with the AAMF for the eastern ones, similarly to the one observed in extensional context. It is thus likely that the Siroua plateau behaves as a large relay zone and that the N20° topographic lineaments correspond to breaching structures.

We propose the following scenario for the Siroua area:

In a first step, the SAF inherited from the Mesozoic rifting north of the sedimentary basins is inverted in response to the Cenozoic compression. The Marrakech High Atlas behaves as a rigid block, and deformation is rejected southward, the AAMF is inverted. Movement along this fault must have occurred at least partly after Mio-Pliocene, as the volcano lavas are affected, but have most probably begun earlier. Due to the rigid behaviour of the Marrakech High Atlas, the SAF on both side of the Siroua plateau can not directly propagate westward of Assarag and

eastward of Tafinegoult (see location fig. 7). The SAF north of the Souss basin connects the AAMF via the Aoulouz fault, and therefore define a large relay with an important overlapping zone.

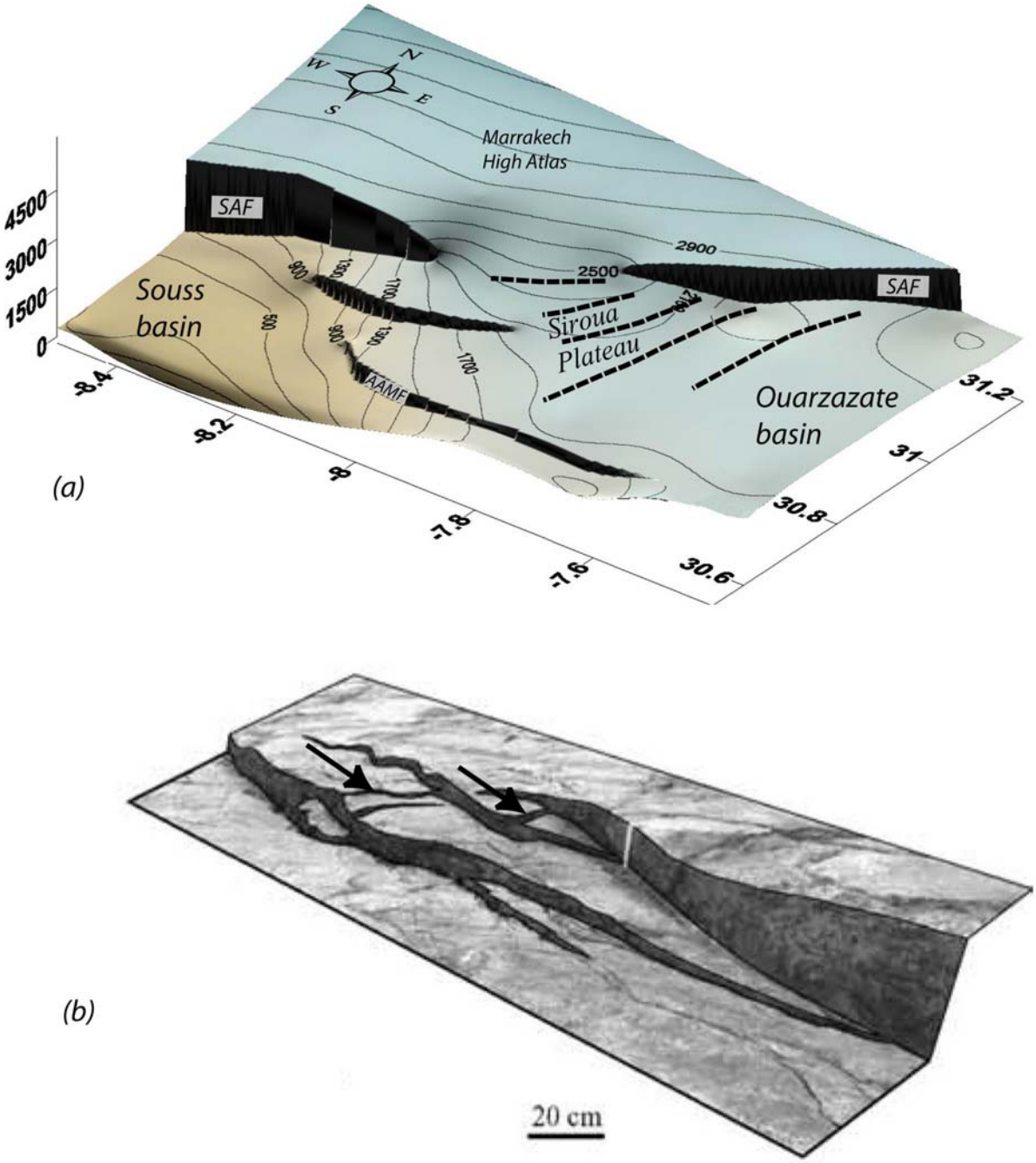


Fig. 9. (A) Simplified map of the Siroua plateau and its borders, drawn by smoothing the topographic data. The main faults are included. The position of the N20° topographic lineaments is also reported. They present geometric similarities with the breaching faults (black arrows) observed by Soliva and Benedicto, 2004, on small scale relay in extensional context (B).

Fig. 10. Fault scarp of the Anti Atlas Major Fault, south of the Siroua Plateau. Quaternary cones recover the much eroded scarp and are undeformed, indicating the lack of recent activity.

The continuation of the compression triggers the closure of this relay with the formation of the N20° breaching structures. Presently, undeformed Quaternary cones cover the fault scarp of the Anti Atlas Major Fault (Fig 10), suggesting that the activity of this accident has been significantly reduced during Quaternary times. On the contrary, the SAF north of the Souss and Ouarzazate Basins show evidences of recent activity. So, it is likely that the relay is presently branching, or branched.

Conclusion

The very high altitude of some of the High Atlas belt foreland basins can be explained by deep seated processes, namely lithospheric thinning, and by inherited structures. The astenospheric mechanism explains up to 1000 m of topography in the affected area, but is not sufficient to explain the striking altitude variations observed along the south High Atlas foreland. In this area, the topographic discrepancy between the Ouarzazate and the Souss basin is related to the Mesozoic inheritance. During the Atlantic opening, the Souss basin has been weakened by normal faulting, on the contrary of the Ouarzazate basin. The flexural rigidity of the Souss basin was reduced and explains its amplified response to the Cenozoic tectonic loading. However, this does not explain the presence of the Siroua plateau between the basins, where the Precambrian basement reaches altitudes up to 2500 m in front of the highest peaks of the whole North Africa. Such values can only be obtained considering additional processes. We propose that magmatic crustal intrusions triggered the formation of an elongate basement dome of 15*35 km and 500 m high. The reactivation of the AAMF south of the plateau explains between 500 m and 1000 m of additional topography. The propagation of the deformation more than 60 km south of the inner part of the belt is a characteristic feature of the studied area. In the other part of the High Atlas, the front of the belt is materialized by reactivated Mesozoic normal faults. The lack of such structures on the northern border of the Siroua plateau triggers the propagation of the deformation southward along the AAMF. The connection of this main fault with the South Atlas Front north of the Souss basin generates a large relay zone involving the South Atlas Front north of the Ouarzazate basin. The N20° faults or topographic lineaments observed on the Siroua plateau are similar to the one developing in extensional relay zone, and are thought to be the consequence of the relay branching.

Aknowledgements

This research was funded by the CNRS-INSU Relief program.

IV.1.3. Synthèse et perspectives.

La morphologie de l'avant-pays sud du Haut Atlas de Marrakech résulte donc de la combinaison de deux processus majeurs, amincissement lithosphérique et raccourcissement, agissant sur des domaines dont l'héritage est extrêmement varié :

- l'amincissement lithosphérique soulève l'ensemble du domaine de manière relativement uniforme, expliquant ainsi les altitudes très élevées de certains bassins.

- le bassin du Souss, affecté par le rifting Triasico-Liasique, a été affaibli, et réagit de manière amplifiée à la charge tectonique par rapport au bassin de Ouarzazate. Cet héritage du début du Mésozoïque explique l'écart d'altitude entre ces deux bassins.

- le Haut Atlas de Marrakech appartient, au cours de ces évènements, à un probable épaulement de rift peu affecté par l'extension. Lors de l'inversion Cénozoïque, il se comporte alors comme un noyau rigide et la déformation est rejetée vers des parties externes de la chaîne. En ce qui concerne l'avant-pays sud, la faille majeure de l'Anti-Atlas, pourtant située à plusieurs dizaines de kilomètres des zones internes, est réactivée. Elle provoque le soulèvement du Plateau du Siroua d'au moins 500 m, probablement plus, ce qui induit la segmentation de l'avant-pays. A ceci s'ajoute sur le plateau les effets de probables intrusions magmatiques sous les appareils volcaniques, qui soulèvent le socle précambrien de près de 500 m.

Maintenant que nous avons caractérisé les processus à l'origine du relief et étudié leurs effets sur les bassins marocains comme sur les chaînes elle-même, une question récurrente doit être abordée : **quand ces processus ont-ils été actifs ?** Des éléments de réponses ont été apportés dans les chapitres II et III, mais basés essentiellement sur des **arguments indirects** : âge du volcanisme, comparaison avec les Atlas algériens et tunisien. Dans la partie qui va suivre, nous avons tenté de contraindre la chronologie des évènements en **confrontant des résultats de thermochronologie aux arguments géologiques**.

Nous allons voir que les résultats obtenus, en particulier sur le plateau du Siroua, ne peuvent être convenablement interprétés qu'à la lumière de l'analyse présentée dans la partie précédente, et c'est pourquoi ces deux parties sont regroupées dans un même chapitre. Ils vont

nous permettre de proposer un scénario d'évolution de l'avant-pays Sud du Haut Atlas depuis le Trias jusqu'à l'actuel. Ce scénario apportera d'importantes contraintes sur l'évolution de la chaîne elle-même.

IV.2. Le problème récurent du calendrier : contraintes chronologiques sur l'exhumation, apport de la thermochronologie traces de fission

IV.2.1. Problèmes posés, rappels bibliographiques et méthodologie

La question de l'âge de la déformation des chaînes atlasiques a été abordée par de très nombreux auteurs, et pourtant, à l'heure actuelle, **aucun consensus n'a pu être trouvé**. Plusieurs raisons peuvent expliquer les désaccords sur cette question. La chronologie de la déformation dans les chaînes de montagne est le plus souvent basée sur l'analyse de l'enregistrement sédimentaire aux fronts des orogènes. La géométrie des unités et la nature des sédiments permettent de fournir des arguments sur les différentes phases et leurs importances relatives. Au Maroc, une telle approche est rendue délicate. En effet, le remplissage cénozoïque de ces bassins est **essentiellement continental**. Ceci a pour conséquence qu'il est extrêmement **difficile de dater les différentes formations**, et que les rares âges disponibles sont difficilement extrapolables entre les bassins, voire au sein d'un même bassin.

Pour illustrer cette difficulté, on empruntera l'exemple de la formation dite d' « Aït Ouglif » à El Harfi et al., 2001. Nommée ainsi par Fraissinet et al., 1988, et présumée Oligocène, il s'agit d'une formation azoïque, mal datée, et synonyme de « partie basale bréchique et conglomératique de la série des Aït Ibrirène » de Gauthier (1960), ou « conglomérat des Aït Ibrirènes » de Michard, 1976. Elle correspond à l'équivalent latéral à l'Est de (1) la série des « conglomérats de Tafrent Sud » de Roch (1939), (2) du « complexe gréso-conglomératique d'Aïfer », des « brêches de Timadliouine » et des « grès roses avec lentilles de poundingues de la vallée d'Aqqa n'Ouss » de Gauthier (1960), (3) des altérites rouges de l'Eocène supérieur de Laville (1975), (4) de la « série des Aït Ibrirène » présumée Oligocène des cartes géologiques au 1/200 000 de Choubert et al. (1980), (5) de la base alluviale ou conglomératique de la formation des Aït Kandoula de Görler et Zucht (1986) et Görler et al (1988), (6) de la formation des Issil n'Ouzalad de Fraissinet (1988), (7) de la série conglomératique interstratifiée du toit de la formation de Herbig (1991). Finalement, El Harfi et al. (2001) proposent le nom de complexe gréso-conglomératique d'Amekchoud. Cet exemple illustre bien la grande difficulté à établir des corrélations latérales entre les différentes unités, et à leur attribuer des âges.

Nous avons donc tenté une approche par thermochronologie basse température dans le Haut Atlas Central et sur sa bordure Sud, et à laquelle nous avons confrontés les nombreuses contraintes géologiques. Dans un premier temps, on rappellera les différents scénarios proposés jusqu'alors pour l'évolution du Haut Atlas. Puis on présentera brièvement la méthode de datation des traces de fission. Les résultats obtenus dans notre zone d'étude feront l'objet d'une étude détaillée à la lumière des données géologiques, sous la forme d'un article en préparation.

IV.2.2. Les scénarii proposés

La difficulté de dater précisément les phases de déformation dans l'Atlas, ajoutée à la complexité des interactions entre les plaques Afrique et Europe, a été un important obstacle au développement de scénarii géodynamiques intégrant les phénomènes à grande échelle. De nombreux auteurs ont cherché, par des approches variées, à préciser le calendrier de la déformation, mais l'intégration des Atlas à un contexte plus large a été beaucoup plus rarement abordée. Nous rappelerons d'abord les propositions de chronologies faites durant ces 20 dernières années, puis nous examinerons les modèles globaux proposés.

En 1988, dans un volume spécial de « Lectures Notes in Earth Sciences » intitulé The Atlas System of Morocco (Ed. V.H. Jacobshagen), Görler et al. se basent sur une analyse du remplissage sédimentaire du bassin de Ouarzazate pour établir l'âge du soulèvement du Haut Atlas Central. La figure IV.1 illustre leur proposition. **Deux phases majeures de soulèvement** sont distinguées : une première a lieu durant **l'Oligocène-Miocène Inférieur**. Elle donne lieu à des glissements gravitaires ; la nappe de Toundout se met en place au Miocène moyen. Puis une phase de calme relatif permet l'établissement d'une sédimentation lacustre dans le bassin de Ouarzazate, qui est alors **endoréique**. Un nouvel épisode de soulèvement a lieu au **Pliocène supérieur – Pléistocène inférieur**. Le bassin de Ouarzazate est isolé de la région Aït Kandoula à l'Est. Cette seconde phase affecte non seulement le Haut Atlas, mais aussi l'Anti Atlas et le bassin de Ouarzazate. L'ensemble de ces observations résulte essentiellement de l'analyse des faciès et de leurs âges supposés. On notera que dans leur article, les auteurs parlent systématiquement de soulèvement (« uplift »), sans évoquer le moteur de celui-ci.

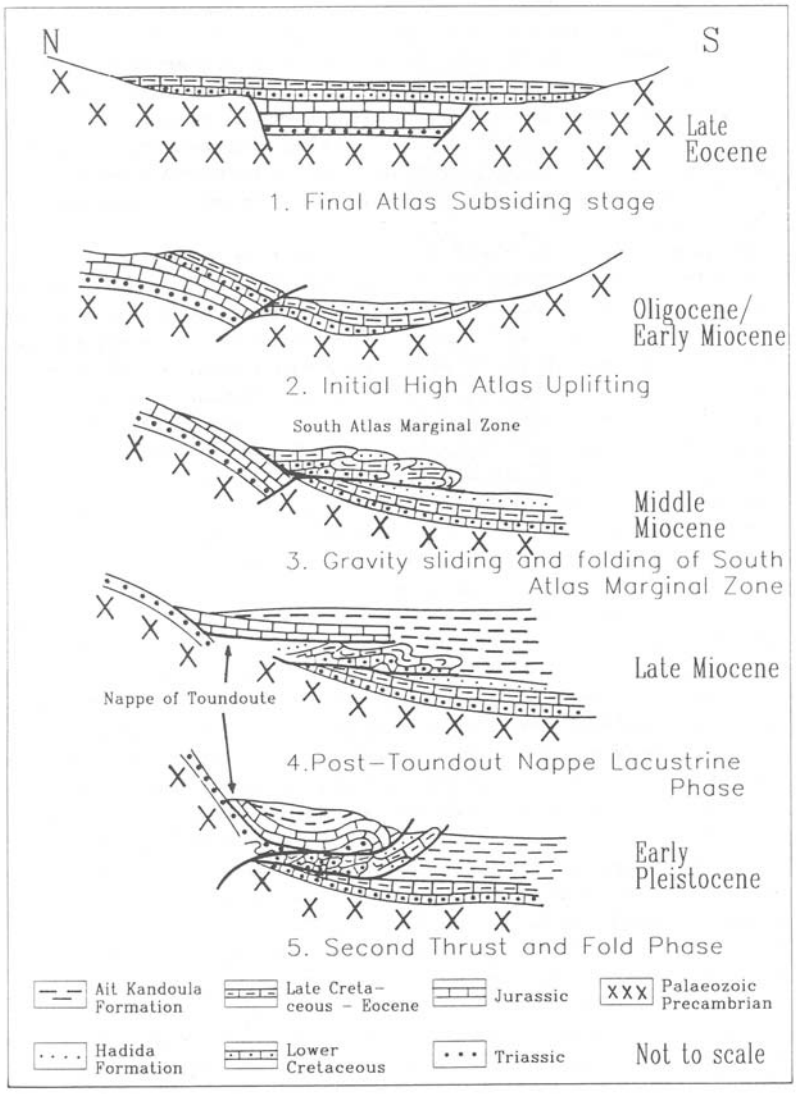


Fig. IV.1. Scénario d'évolution du Haut Atlas (versant Sud, bassin de Ouarzazate) depuis l'Eocène jusqu'au Pleistocène (Görler et al., 1988). Le soulèvement débute à l'Oligocène, et subit un paroxysme au Miocène. Il se poursuit jusqu'au Pléistocène.

Fraissinet, en 1989, distingue création du relief et phases de raccourcissement : il propose trois phases de déformations, au **Crétacé terminal, au Miocène inférieur, et au Miocène Moyen**. Le relief serait lui d'âge **Miocène terminal à Actuel**.

Schmidt, 1992, montre à partir d'arguments morphologiques (recul des questa) que la déformation a **débuté à l'Eocène supérieur**.

Zouine, 1993, propose que l'inversion du Haut Atlas débute dès le Crétacé inférieur, mais que la structuration et la surrection de la chaîne soit **d'âge Miocène moyen (voire inférieur) et se poursuivrait jusqu'au Pliocène basal**.

Pour Beauchamp et al., 1996, et d'après l'analyse de données de sismique, la déformation se produite en deux phases : la **première est Paléogène, la seconde Néogène à Quaternaire**.

El Harfi et al., 1996, se base sur la stratigraphie du bassin de Ouarzazate pour identifier deux phases tectoniques majeures : la première à **l'Eocène supérieur – Oligocène**, avec « prédominance de la **déformation localisée sur la bordure sud** du Haut Atlas central » ; la seconde au **Mio-Pliocène serait synchrone du rajeunissement du relief de l'Anti-Atlas central**. Les auteurs suggèrent que cette phase peut être corrélée avec les dernières manifestations volcaniques des Jebels Siroua et Sarrho.

K. Errarhaoui propose, en 1998, que la déformation sur le front sud de la chaîne soit **Miocène à actuel**, sur la base de travaux de géologie structurale.

Beauchamp et al., 1999, proposent que la déformation débute au Crétacé, et atteint un paroxysme à l'Oligocène, entre 20 et 30 Ma.

Morel et al., 1999, proposent que le soulèvement des Atlas soit **synchrone de la formation des chaînes Alpines** au sens strict. Il aurait lieu à partir du **Miocène inférieur jusqu'à l'Actuel**.

Hafid et al., 2000, montre à partir de données de sismique sur la marge marocaine, que la déformation **commence dès le Crétacé**, avec un remplissage flexural des bassins, et se poursuit au Tertiaire.

El Harfi et al., 2001, propose une nouvelle étude de stratigraphie fine des séries du bassin de Ouarzazate. Les âges des formations sont reconsidérés. Une nouvelle colonne stratigraphique synthétique du bassin (Fig. IV.2) est présentée, et conduit les auteurs à proposer l'existence de deux phases majeures de soulèvement du Haut Atlas : **la première est Oligocène supérieur, la seconde Mio-Pliocène**.

Pour Benammi, 2002, la fermeture des bassins Triasico-Liasiques et la surrection dans le Haut Atlas Central a lieu essentiellement **au Mio-Pliocène**.

Il ressort plusieurs points de ce rappel bibliographique :

- la période Mio-Pliocène apparaît de manière récurrente comme une période de création de relief. La mise en place par glissement gravitaire de la nappe de Toundout au cours du Miocène est un bon indicateur de surrection dans le cœur de la chaîne.

- deux types de scenarii s'opposent : scénarii à une phase, avec déformation depuis le Miocène jusqu'à l'actuel, ou à deux phases (voir trois pour Fraissinet, 1989), avec une phase précoce Eocène ou Oligocène et une tardive Miocène à Quaternaire. Il n'y a pas de consensus sur l'âge de l'initiation de la déformation compressive.

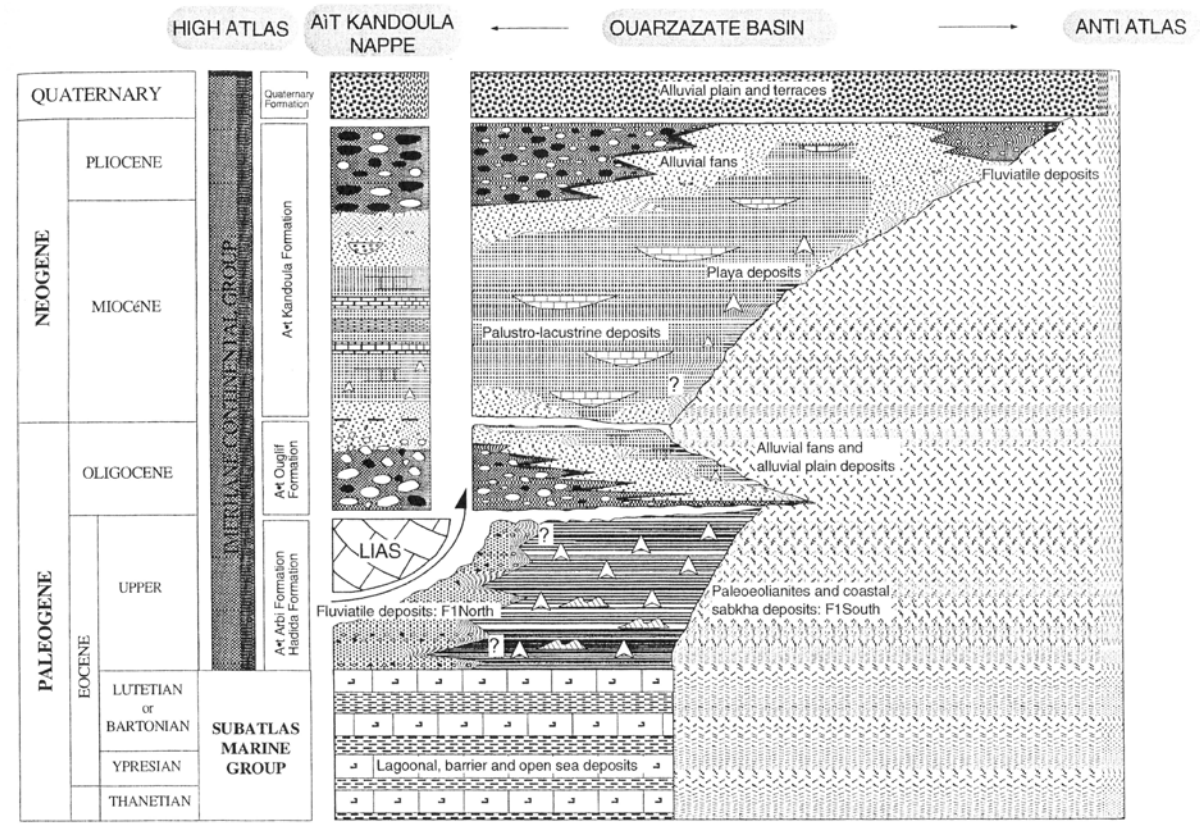


Fig. IV.2. Log des séries Cénozoiques et Quaternaires du bassin de Ouarzazate par El Harfi et al., 2001. Deux passées conglomératiques apparaissent à l'Eocène supérieur/Oligocène et au Pliocène. Elles correspondraient aux phases majeures de déformation. Entre les deux, l'établissement d'un milieu de dépôt palustro-lacustre illustre le calme tectonique relatif entre ces phases.

A notre connaissance, seules deux études publiées ont cherchées à intégrer spécifiquement le système atlasique dans le cadre de l'évolution du système Afrique-Europe.

Brede et al., 1992, proposent que la déformation dans les Atlas est en relation directe avec la convergence Europe-Afrique, et tentent une corrélation. Ils proposent que l'activité dans l'Atlas commence au Sénonien, avec un exhaussement de tout le Haut Atlas et des régions adjacentes. Cette phase serait en relation avec **le début de la compression le long des zones internes des Bétiques et du Rif, et correspondrait au soulèvement principal de l'Atlas**. Associées à cette première phase, les premières manifestations volcaniques ont lieu dans la région de Midelt, à 35 Ma environ (Armand et Cantagrel, 1984). A partir du Miocène, **l'accélération de la convergence** Afrique-Europe conduirait **au charriage des zones internes**

des Bétiques et du Rif. C'est pendant cette période que se produit la phase majeure dans l'Atlas. Elle est associée elle aussi à un volcanisme entre 15 et 6 Ma (Armand et Cantagrel, 1984). Pour justifier la propagation de la déformation depuis le Nord de la plaque Africaine jusqu'au domaine intraplaque Atlasique, Giese et Jacobshagen en 1992 proposent que le Haut Atlas, le Moyen Atlas et peut être l'Anti Atlas sont connectés au zones Rifaines **par des systèmes de rampes et paliers intracrustaux** (Fig. IV.3).

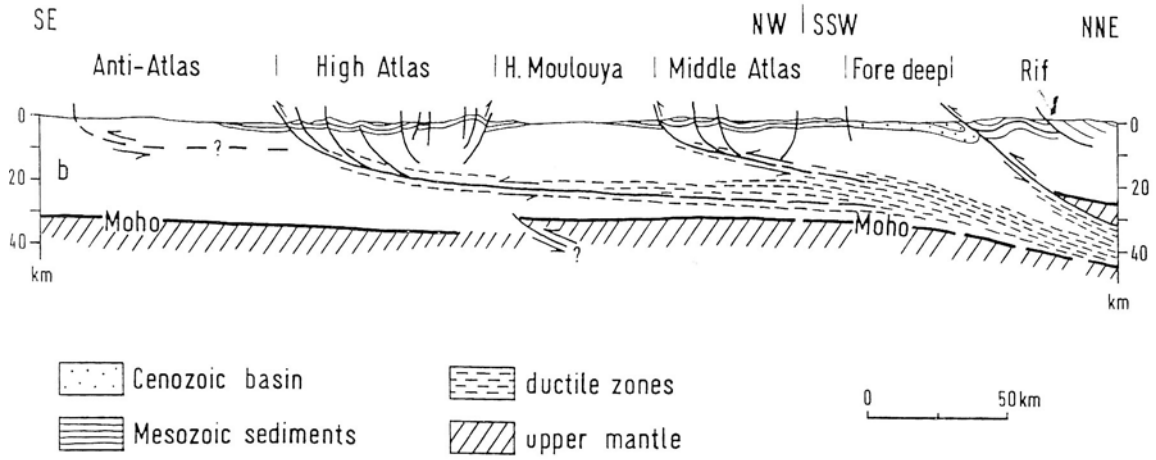


Fig. IV.3. Coupe crustale depuis le Rif jusqu'à l'Anti-Atlas (Giese et Jacobshagen, 1992). L'existence de rampes intracrustales permet la propagation de la déformation depuis la Méditérranée jusqu'à l'Anti-Atlas.

En 2000, Frizon de Lamotte et al. font une autre proposition d'évolution géodynamique à l'échelle des Atlas au sens large (du Maroc à la Tunisie). De nouvelles données, en particulier de sismique sur l'Atlas algérien, sont combinées à un ré-examen de celles existantes pour contraindre le timing de la déformation. Deux phases de déformation sont distinguées : la première est **Eocène supérieur, la seconde Pléistocène à Quaternaire inférieur**. Elles affectent toutes deux l'ensemble de la zone d'étude. Ce résultat est intégré à la dynamique méditerranéenne. Les auteurs proposent que la première phase, qui correspondrait à un fort couplage entre les plaques Europe et Afrique, soit liée à l'initiation de la subduction sous les zones internes des chaînes maghrébines et de Bétiques. La déformation se propage jusque dans les domaines intraplaques atlasiques, et suite à ce blocage le roll-back du slab téthysien s'initie. La subduction, qui va donner lieu à l'ouverture des bassins Ouest méditerranéens va par la suite **absorber la convergence entre les deux plaques** : le système atlasique entre alors dans une période de **quiescence tectonique, entre l'Oligocène et le Miocène supérieur**. A 15 Ma, l'accrétion des Kabylies provoque une phase intermédiaire (Tortonnienne) de déformation dans

l'Atlas algérien. Puis, le slab téthysien reprend son retrait vers l'Est et vers l'Ouest, en se déchirant au fur et à mesure de la marge africaine. Un point important est soulevé par les auteurs : l'accrétion continentale dans le Rif, qui a lieu au Miocène supérieur, est oblique : les mouvements de blocs se font essentiellement de l'Est vers l'Ouest (voir Fig. I.19). Ce processus **ne peut donc pas, géométriquement, expliquer de raccourcissement dans les chaînes atlasiques**. Il est donc proposé qu'au Pléistocène et Quaternaire inférieur, l'accrétion dans le Rif et les Bétiques n'est plus active. Il en résulte un **fort couplage entre l'Afrique et l'Europe** et la déformation est transférée en domaine intraplaque pour expliquer la deuxième phase majeure.

La validation de ces propositions, ou l'établissement d'un autre scénario, passe quoi qu'il en soit par une meilleure connaissance de la chronologie de la déformation, en particulier dans le Haut Atlas marocain où, comme nous venons de le voir, elle est encore mal contrainte.

IV.2.3. Principe de la thermochronologie traces de fission

La thermochronologie traces de fission est une méthode permettant de déterminer le chemin des roches dans une gamme de températures basses, comprises entre 60 et 110°C (Gallagher et al., 1998). Les traces de fissions correspondent aux défauts cristallins liés à la fission de l'^{238}U. La méthode consiste à compter le nombre de traces pour établir une durée et à mesurer leurs longueurs afin d'appréhender les paléo-températures. Lorsque le système est à température élevée (>110°C), la maille du cristal cicatrise d'elle-même. En dessous d'une certaine température, dite de fermeture, ou d'une plage de température, l'endommagement est préservé, et le nombre d'endommagement est donc fonction du temps et de la concentration en ^{238}U.

Nous avons appliqué cette technique sur des apatites, dont la température de fermeture est de 110 ± 10° C (Gallagher et al., 1998). Entre cette température et environ 60°C, les traces cicatrisent encore partiellement : il s'agit de la zone de recuit partiel (Partial Annealing Zone, PAZ).

La méthode mise en œuvre est celle du détecteur externe (Fig. IV.4). La surface des apatites est polie, puis attaquée à l'acide HNO_3 à O.8 M pendant 45 secondes et à une température de 20°C.. Les traces de fissions dites spontanées, qui intersectent la surface polie, sont alors révélées. Si l'acide parvient à se propager par un clivage, ou une fracture, il peut aussi révéler des traces sans intersection avec la surface polie, dites traces confinées. Un détecteur ne contenant pas d'uranium, généralement du mica ou un film plastique, est ensuite collé à la surface polie. L'échantillon est ensuite irradié dans un réacteur nucléaire, ce qui favorise de nouvelles réactions de fission dans les grains d'apatite, et notamment celle de l'^{235}U. Le détecteur enregistre une image miroir des réactions ainsi produites. Il est ensuite attaqué à l'acide fluoridrique s'il s'agit d'un détecteur en mica ou à l'eau de javel pour un détecteur en plastique (kapton), révélant ainsi ces traces dites induites. L'échantillon n'est lui pas réattaqué, préservant ainsi la densité initiale de traces spontanées. Lors de l'irradiation, un dosimètre est ajouté aux échantillons et détecteurs : il s'agit d'un verre de concentration en uranium connue, qui va permettre de calibrer le flux de neutrons reçus.

L'âge trace de fission est alors donné par :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \times \ln(\lambda_d \times \frac{\rho_s}{\rho_i} \times \rho_d \times \zeta \times g + 1)$$

λ_d est la constante de décroissance radioactive de l'^{238}U

ρ_s est la densité de traces spontanées

ρ_i est la densité de traces induites

ρ_d est la densité de traces dans le dosimètre

g est un facteur de géométrie du minéral

ζ est un facteur déterminé par calibration avec un échantillon d'âge connu pour la personne qui réalise le comptage des traces.

Les valeurs de ρ_s, ρ_i et ρ_d sont réalisées par comptage manuel sous un microscope optique (Fig. IV.5). Une moyenne de 20 grains est analysée pour chaque échantillon. Les âges présentés ici sont tous des âges centraux, qui représentent la moyenne de la distribution logarithmique des âges individuels des grains, pondérée de la précision de la mesure de chaque âge.

La calibration du facteur ζ a été réalisée à Orsay à partir de lames des standards Durango et Fish Canon. Six échantillons, provenant de trois irradiations différentes avec leurs dosimètres associés, ont été mesurés, conformément aux recommandations standards (Hurford, 1990). Pour chaque échantillon et son détecteur, une valeur de ζ a été obtenue. Les détecteurs utilisés étant soit du mica, soit du kapton, une correction d'un facteur 1.651 a été appliquée pour obtenir une valeur finale cohérente (Reimer et Storzer, 1970). Le tableau 1 présente les résultats obtenus et la valeur moyenne que j'ai par la suite utilisée pour l'estimation des âges.

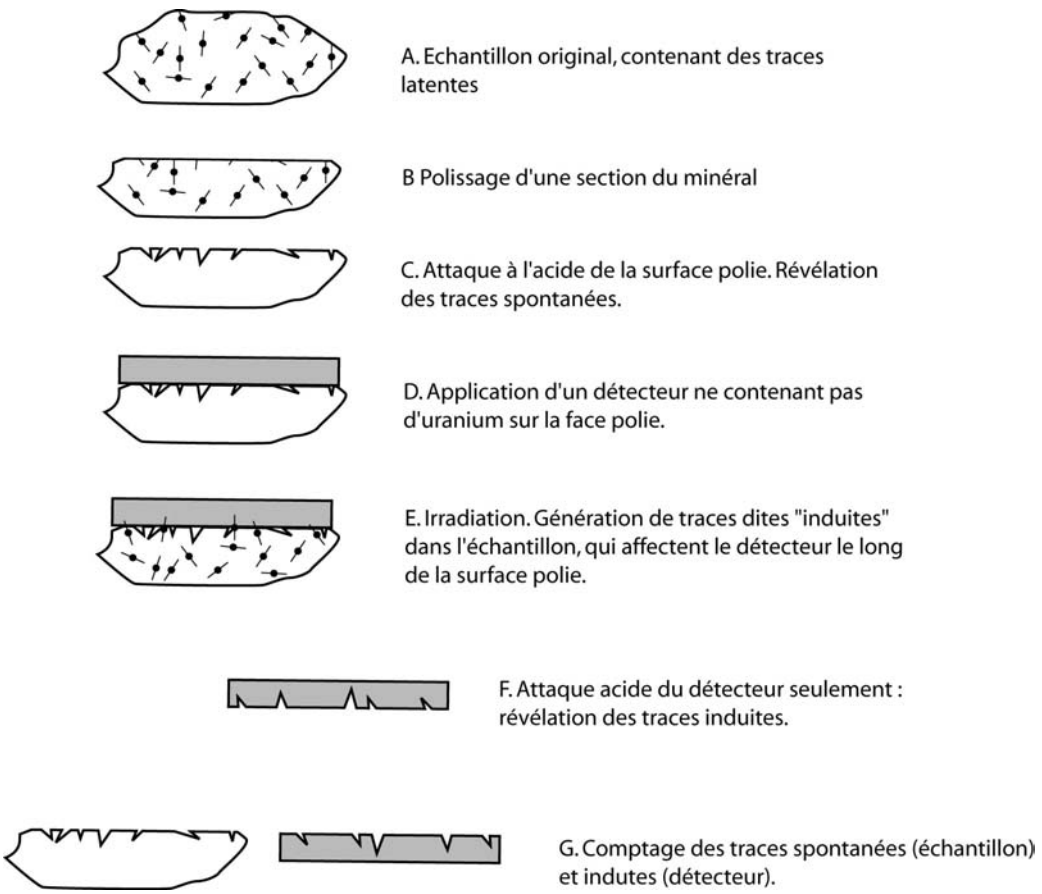


Fig. IV.5. Principe de la méthode du détecteur externe (modifié d'après Gallagher et al, 1998).

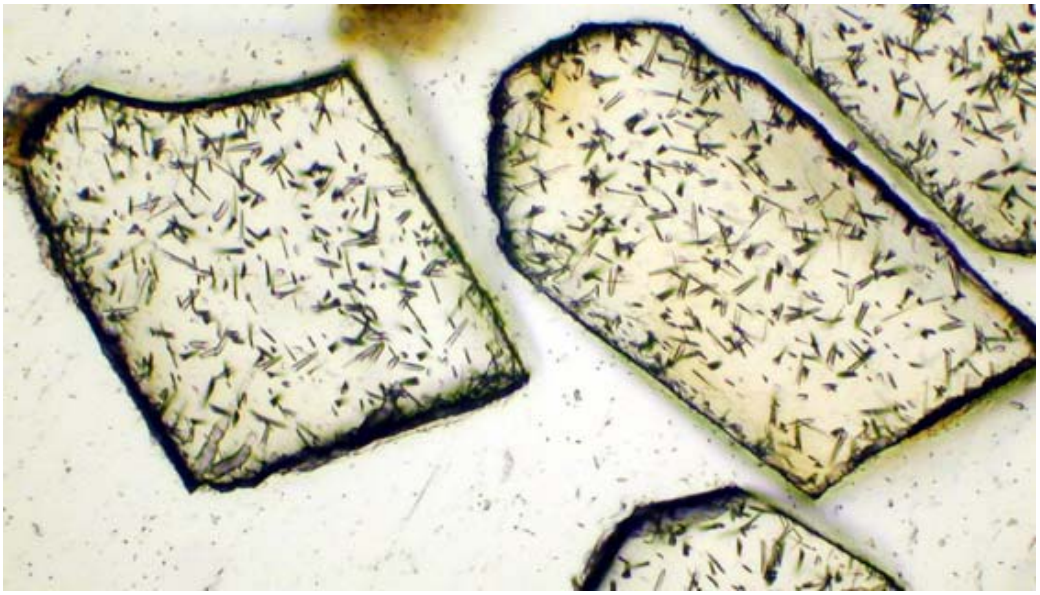


Fig IV.6. : Exemple de cristaux d'apatites contenant des traces spontanées révélées.

CALCUL DU ZÉTA MOYEN (MWZV)

	Standard	ZETA	ERROR	Z/E2	1/E2	Z-MEANZ	V/E2	
1	DUR	254	18	0.78	0.0031	14.07	0.61	Irradiation 1
2	DUR	227	16	0.89	0.0039	-12.93	0.65	Irradiation 2
3	DUR	246	18	0.76	0.0031	6.07	0.11	
4	DUR	240	18	0.74	0.0031	0.07	0.00	
5	FC	239	17	0.83	0.0035	-0.93	0.00	Irradiation 3
6	DUR	238	15	1.06	0.0044	-1.93	0.02	

WEIGHTED MEAN ZETA :	239.93	± 3.64

Tableau 1. Valeurs de ζ obtenue sur les échantillons standards et sur trois irradiations différentes, et valeur moyennée et pondérée utilisée pour les calculs d'âge de cette étude. Les valeurs correspondent à des mesures sur détecteur en kapton, et ont été corrigées lorsque la mesure a été faite avec un détecteur en mica (échantillons 1, 5 et 6).

IV.2.4. Signification des âges obtenus

L'âge obtenu avec la méthode décrite ci-dessus correspond à un âge minimum de passage au-dessus de l'isotherme 110 ± 10° C. A des températures supérieures, la cicatrisation se fait à des très rapidement à l'échelle des temps géologique. Par contre, pour des températures plus faibles, cette cicatrisation devient plus lente, et négligeable si la température est inférieure à 60°C. La mesure de la longueur des traces de fission confinées horizontales permet d'appréhender l'histoire thermique de l'échantillon après son passage de l'isotherme 110 ± 10° C. Cependant, la vitesse d'effacement des traces et donc leur longueur dépend de plusieurs paramètres comme l'axe cristallographique (Laslett et al., 1984), le rapport Cl/F des apatites (Green et al., 1986), la teneur en Terres Rares (Barbarand et Pagel, 2001) et l'évolution thermique de l'échantillon. La reconstitution de ce chemin temps vs température est donc relativement difficile.

Dans l'étude qui suit, l'interprétation est basée uniquement sur des valeurs d'âges centraux. En effet, **l'absence de traces confinées** dans la plupart de nos échantillons ne nous a pas permis de réaliser de modélisations thermiques. Certains des âges obtenus étant relativement jeunes, une telle modélisation n'aurait pas nécessairement apporté d'information supplémentaire décisive : un échantillon ayant par exemple un âge trace de fission à 9 Ma et étant aujourd'hui à la surface a obligatoirement connu une exhumation rapide.

Pour les âges plus anciens, l'absence de modélisation thermique est plus problématique. En effet, un échantillon peut par exemple avoir résidé longtemps juste au dessus de la zone de recuit partiel, et être remonté très récemment. Il aura alors un âge ancien qui **ne permettra pas de rendre compte de l'exhumation récente**.

Nous allons voir pourtant qu'un âge ancien peut être interprété si le contexte est favorable. Si un argument géologique permet d'affirmer qu'un échantillon était en surface à un temps T, et que son âge trace de fission t est plus jeune, on peut alors affirmer que cet échantillon a été enfoui depuis T, puis exhumé. On met donc en évidence une phase d'enfouissement et une phase d'érosion postérieure à T.

IV.2.5. Topographic evolution of a foreland domain and constraints on the development of the associated mountain belt: example from the High Atlas, Morocco – Article 4

La partie qui suit correspond à un article en préparation, et dont les auteurs sont Yves Missenard, Jocelyn Barbarand, Pascale Leturmy, Omar Saddiqi, Fatima Zhara El Haimer, Dominique Frizon de Lamotte.

Résumé

En Afrique du Nord, la chaîne intraplaque du Haut Atlas culmine à plus de 4000 m. Les travaux récents ont montré qu'un amincissement lithosphérique explique 1000 m de topographie, le relief restant étant relatif au raccourcissement crustal. Si ces mécanismes sont relativement bien caractérisés, leurs âges respectifs sont encore débattus. Dans cette étude, nous combinons les données de géologie régionale sur la chaîne du Haut Atlas Central et ses bordures avec de nouvelles données d'âges traces de fission pour contraindre la chronologie de ces événements. Une phase de dénudation associée à l'amincissement lithosphérique est mise en évidence par la thermochronologie traces de fission sur apatites des séries Précambriennes du Plateau du Siroua. Les données géologiques disponibles dans les bassins adjacents et sur le plateau lui-même permettent de contraindre la nature des séries érodées et d'attribuer un âge Miocène inférieur à moyen à la mise en place de l'anomalie lithosphérique. Ce soulèvement à grande échelle est aussi enregistré par les échantillons prélevés sur le versant Nord de la chaîne dont les âges sont compris entre 17 et 9 Ma. Un bilan quantifié des mouvements verticaux dans l'avant-pays sud du Haut Atlas Central depuis le Trias jusqu'à l'Actuel est proposé. Deux phases majeures de raccourcissement crustal sont identifiées. La première est Eocène Supérieur à Oligocène et est enregistrée par les âges traces de fission à 25 Ma obtenus sur le versant Sud de la chaîne. La seconde a lieu au Plio-Quaternaire.

Abstract

In North Africa, the intraplate High Atlas belt culminates at more than 4000 m. Recent work has shown that a lithospheric thinning explain 1000 m of this relief, the remaining topography being related to crustal shortening. The ages of these processes still remain under debate. In this study, we combine the regional geology data of the High Atlas belt and its borders with new fission track ages to constrain the timing of these events. The thermochronological results indicate that a denudation phase, in relation with the thinning of the lithosphere, occurred on the Siroua Plateau. The available geological data in the neighbouring basins and on the plateau itself allow us to constrain the age of the eroded material and to propose a Lower to Middle Miocene age for the lithospheric thinning. This largescale uplift is also recorded by the samples in the northern part of the belt and their ages are comprised between 9 and 17 Ma. A balance of the vertical movements in the High Atlas foreland since Triasic to Quaternary is presented. Two main crustal shortening events are identified. The first one is Upper Eocene to Oligocene in age and is recorded by the samples taken in the southern part of the belt, which exhibit a 25 Ma fission track age. The second one occured in Plio-Quaternary times and is still active today.

Keywords

Foreland basin, topography, thermochronology, lithospheric thinning, High Atlas, Siroua Plateau, South Atlas Front

1. Introduction

The evolution of the topography through time in mountain belts and their forelands remains a matter of debate, as it is the result of complex interactions between multiple processes such as tectonic, climate, or astenospheric upwelling. The Atlas belt of North Africa exhibits peaks at more than 4000 m in Morocco, and has been recently studied to understand the origin of a so elevated topography in an intraplate context. It has been demonstrated that these important elevations result from the combination of a thermal doming related to lithospheric thinning with crustal shortening linked to the Africa-Eurasia convergence (Seber et al. 1996; Frizon de Lamotte et al., 2004; Zeyen et al. 2005; Teixell et al., 2005; Missenard et al., 2006). So, in this belt, the uplift mechanisms are relatively well constrained. Nevertheless, there is still no consensus on the chronology of these events, and opposite interpretations have been proposed (e.g. Beauchamp et al., 1999; Frizon de Lamotte, 2000). The syn-tectonic infill of the foreland basins, which is frequently used to infer the deformation chronology, is everywhere continental and difficult to date (El Harfi et al., 2001).

The aim of this paper is to constrain the timing of the deformation of the High Atlas belt and its borders, by combining the regional geological data with apatite fission-track thermochronology results. Astonishingly, very few fission-track data exist on the Atlas belts except Barbero et al., 2004 and Balestrieri et al., 2006. We focus our study on the Marrakech High Atlas (MHA – fig. 1A) which constitutes the highest part of North Africa, and where the lithospheric and crustal structures are well constrained. After an outline of the regional geology and a presentation of sampling and methodology, we will present the results obtained in the belt and its southern foreland, and their direct consequences. Their interpretation, combined with the tectonic and sedimentological observations, allow us to propose a chronology describing the topographic and geological evolution of the southern foreland basin of the MHA. These results are included in a more general frame including the belt itself.

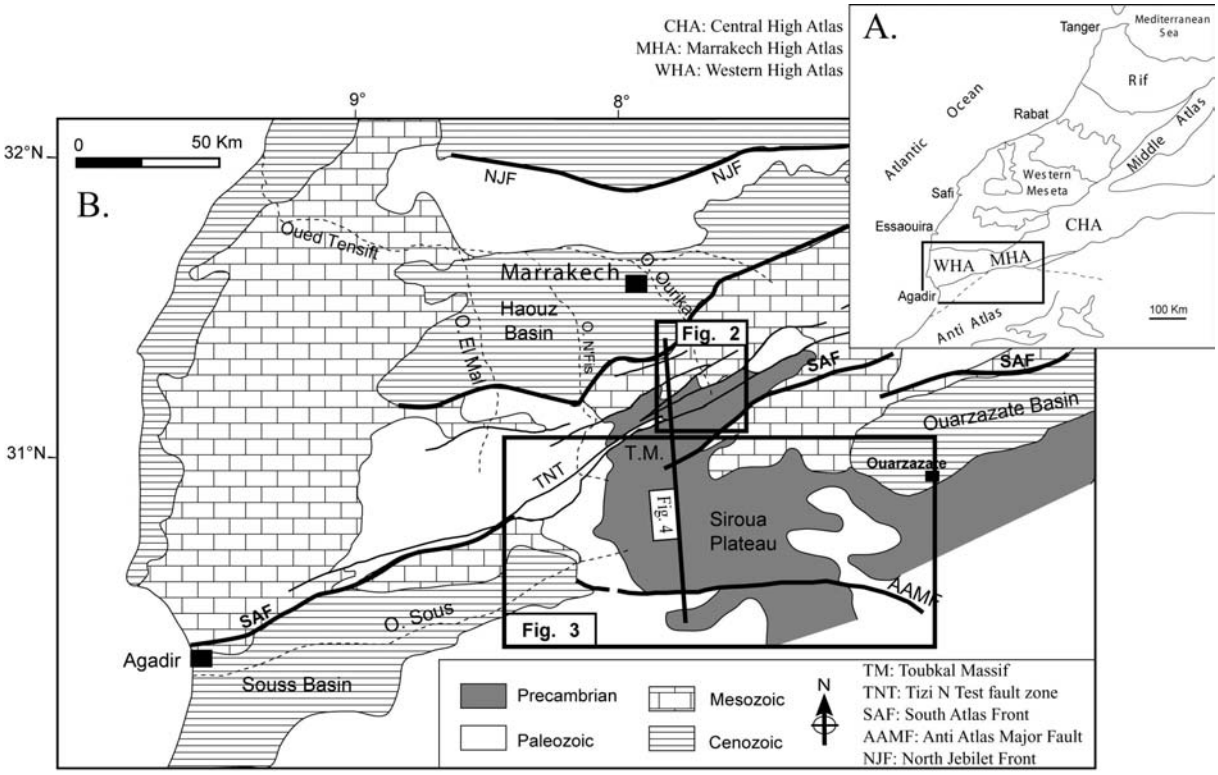


Fig. 1. A. Main geological domain of Morocco and location of the studied area.
B. Structural setting of the Western and Central High Atlas. The Precambrian basement mostly crops out in the Central High Atlas and in the Siroua area, which is situated in the continuity of the Souss and Ouarzazate foreland basins.

2. Geological setting

The High Atlas belt as a whole is an intracontinental orogen (Mattauer et al., 1977) developed on the site of mesozoic rifted basins preceding the spreading of the Central Atlantic. The main rifting phase occurred during Triassic to Lower Liassic (Hafid et al., 2000), and syntectonic deposits up to 8 km thick filled the basins (Laville et al., 2004 and references therein). In Morocco, these series are currently well exposed in the Central High Atlas and in the Western High Atlas (Fig. 1A). Nevertheless, they are almost completely absent between them, in the Marrakech High Atlas (MHA). In this area, the Precambrian rigid basement and the Paleozoic series are widely cropping out and form the highest peaks of the High Atlas (Toubkal Massif, Fig. 1B). This part of the belt is thought to have separated an Atlantic domain to the West from a Tethyan domain to the North East during the Triassic rifting (Choubert et Faure Muret, 1962; Du Dresnay, 1972; Michard, 1976). These authors, and more recently Guiraud et al., 2005,

propose that it constitutes a persistent topographic high during the whole rifting phase. To the south, the weakened area is limited by a major deformation zone probably inherited from the Panafrican orogenesis, the South Atlas Front (Fig. 1B). At the end of the rifting, a large evaporitic Lower Liassic basin, associated with extensive basaltic lava flows, covered the whole domain. Later, the Cenomano-Turonian transgression led to the development of a carbonate shelf (Rolley, 1978) which covered the whole Atlas system.

During Cenozoic, the convergence between Eurasia and Africa triggered the inversion of the rifted zones. Most of the previous works aiming to describe the geometry of the belt focus on the Central and Western High Atlas (Fig. 1A), where the Mesozoic cover is well preserved (Beauchamp et al. 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Benammi, 2001; Teixell et al., 2003; Frizon de Lamotte et al., 2004). The shortening values obtained from these studies range mostly between 10 and 25 km. These relatively low values are consistent with the poorly developed crustal root under the High Atlas, imaged by seismic surveys (Makris et al., 1985; Tadili, et al., 1986; Wigger et al., 1992; Ramdani, 1998; Fullea Urchulutegui, 2006). According to these authors, the Moho depth does not exceed 35 to 39 km. As such values cannot maintain isostatically peaks up to 4000 m, at least another process is required to explain the high topography of the belt (Schwarz and Wigger, 1988). In 1996, Seber et al. image for the first time a P-wave low velocity zone under the High Atlas. Recent works based on geophysical modelling of gravity data, geoid, topography and heat flow (Zeyen and Fernandez, 1994) have confirmed the existence of a thinned lithosphere under the Anti-Atlas, the Marrakech and Central High Atlas, and the Middle Atlas (Frizon de Lamotte et al., 2004, Zeyen et al., 2005, Teixell et al., 2005, Fullea Urchulutegui et al., 2006). Even if the origin of this anomaly is still under debate, it is now fully accepted that an astenospheric process has to be evoked to explain the very high relief associated to the limited crustal shortening. Missenard et al., 2006, evaluate the effect of the lithospheric thinning on the relief of the affected area and show that it accounts for 1000m of additional topography in the Anti-Atlas and about 800m in the Marrakech High Atlas.

Thus, two main processes of mountain building led to the development of the Marrakech High Atlas, namely lithospheric thinning and crustal shortening. Currently, there is still no consensus on the timing of these events. In foreland basins, the sedimentary record mainly reflects the tectonic load and is therefore frequently used to infer the timing of deformation (Allen et al., 1986; Flemmings and Jordan, 1989; Burbank, 1992, among others). In Morocco, the foreland basins are poorly developed and the Cenozoic sedimentary pile supposed to be associated with mountains building is everywhere thinner than 1300m (Mustaphi, 1997). The Neogene series always lie unconformably on the Paleogene. Furthermore, the determination of

the orogenesis chronology is complicated by the difficulty to date the detrital series. Until now, various interpretations have been proposed: following Beauchamp et al. (1996, 1999) a first phase took place during Early Cretaceous, but the major uplift phase occurred between 30 and 20 Ma (Oligo-Miocene) and corresponds to the Alpine orogenic event. On the contrary, Frizon de Lamotte et al., 2000, propose a chronology implying two major tectonic events, the first one being Late Eocene, the second one being Plio-Quaternary. For Laville et al., 1995, the shortening began as earlier as Senonian. Teixell et al., 2005, and Missenard et al., 2006, estimate that the lithospheric thinning emplaced during Miocene on the basis of the age of Moroccan volcanism. The lack of a unified scenario prevents to determine the exact role of this orogen in the context of the Africa-Eurasia convergence and has to be constrained with new arguments.

3. Sampling

The sampling follows a roughly North-South cross-section through the Marrakech High Atlas (see detailed sample positions Fig. 2 and 3). This part of the belt presents several advantages considering fission-track thermochronology. The altitude variations are very important, ranging from 1000m on the northern front to 4165m at the top of the Jebel Toubkal. The mostly granitic and metamorphic Precambrian to Cambrian basement outcrops widely, whereas in the Central and Western High Atlas the Triasico-Jurassic carbonates and sandstones dominate.

Eight samples were taken in the Ourika valley, in the northern part of the Marrakech High Atlas (Fig. 2). This deeply incised valley erodes the crystalline basement on which the Triassic "Oukaimeden sandstones" lies unconformably.

On the southern flank of the belt, eight samples were taken along a vertical cross-section, but only one gave a significant apatite content. A sample from the Ifni Lake (sample "Ifni") has been analysed and provided another age for this part of the belt (Fig. 3).

Last, four samples on twelve analysed revealed ages on the Siroua Plateau (Fig. 3). This area is situated south of the main limit of the High Atlas belt, the South Atlas Front, and corresponds to a topographic high with Precambrian basement cropping out at more than 2500m high. A voluminous Mio-Pliocene volcano, the Siroua, lies unconformably on this basement. Small remnants of Cenomano-Turonian marine limestones testified that this area was at lower altitude during this period.

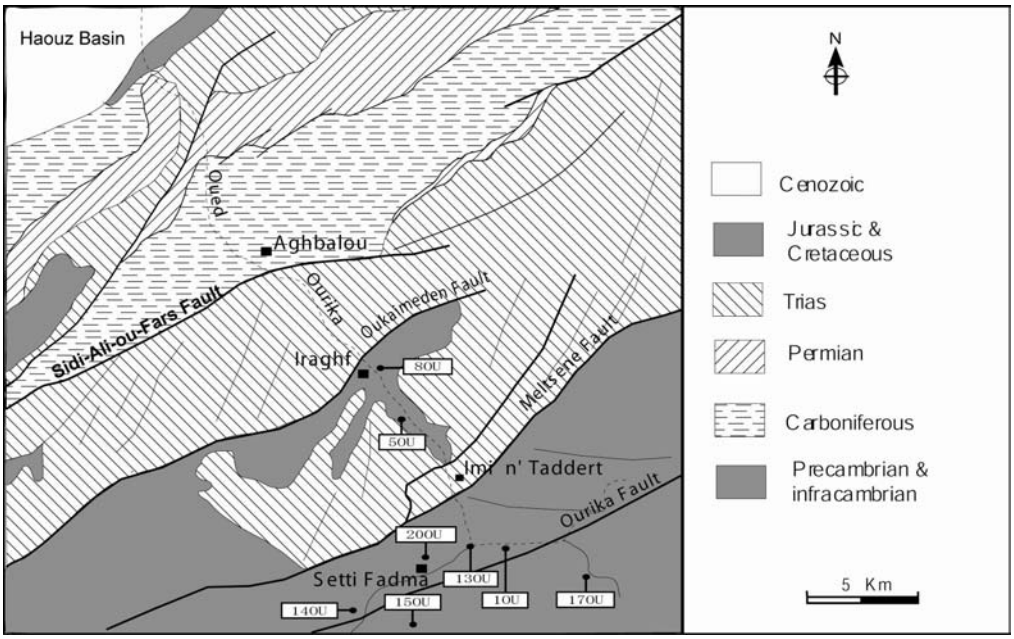


Fig. 2. Location of the samples taken in the northern part of the Marrakech High Atlas (Ourika valley).

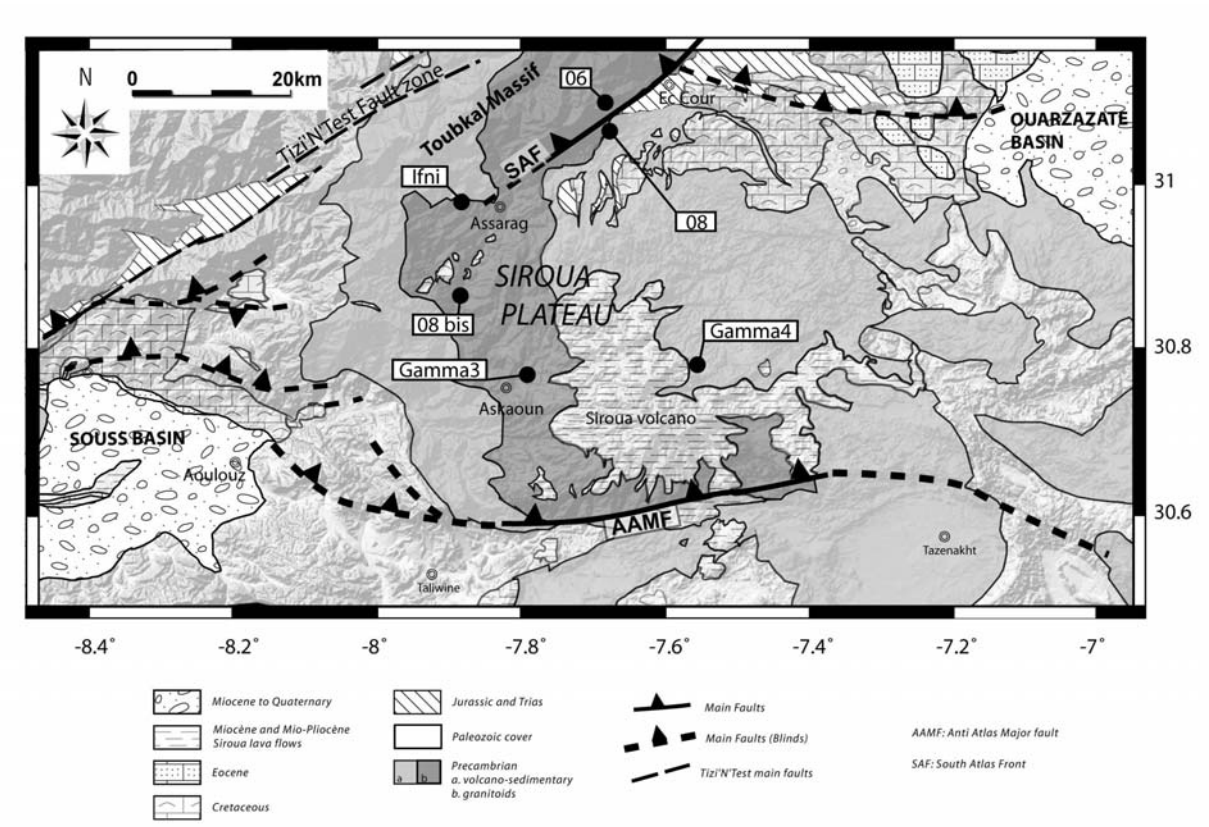


Fig. 3. Location of the samples taken on the southern part of the belt and on the Siroua Plateau.

4. Methodology

Apatite crystals have been separated in Casablanca by Omar Saddiqi, Rachid El Mamoun and Fatima Zhara using density technique. Fission track analysis was performed in Orsay (France) by Omar Saddiqi and Yves Missenard with a Zeiss microscope under dry ×1000 magnification. The external detector method (Hurford, 1990) was used for the age determination. Apatite was mounted in epoxy, polished and etched with 0.8 weight % HNO3 during 45 s at ambient temperature for the spontaneous track revelation. The plastic external detectors are etched with boiling blench during 40 min at ambient temperature for revealing the induced tracks during the irradiation under thermal neutrons flux made at the ORPHE facility (CEA, Saclay, France). Zeta (ζ) factor (Hurford and Green, 1983) used for the age calculation is 400 (measurement by Yves Missenard) for the ages on the Siroua Plateau and south part of the belt, and 321 (measurement by Omar Saddiqi) for the Ourika valley ages.

5. Results and discussion

The sample analytical results are presented on table 1. Three groups of ages are identified (table 2 and Fig. 4). In the northern part of the belt, all 8 ages are comprised between 9.2 ± 0.5 and 16.9 ± 0.7 (Middle to Upper Miocene). On the southern flank, the two samples give the same age of 25 Ma (Oligocene), taking into account the uncertainties. South of the South Atlas Front, ages are scattered. Samples Gamma 3 is 62 ± 4 Ma old, whereas Gamma 4 is 26.5 ± 2 Ma in age, although they were taken in the same structural block and 18 km apart. It has to be noticed that this last one has been sampled very close to volcanic vents and lava flows, and it is likely that this age has been rejuvenated by volcanic heating. This result will therefore not be considered in the following analysis. Sample 08 bis is slightly older than Gamma3, at 87 ± 5 Ma. Sample 08 is the youngest of the Siroua Plateau samples at 47 ± 3 Ma.

The bad quality of all samples, combined with the poor content in apatite of the rocks, did not allow us to perform length track analysis. Therefore, ages data have been interpreted in the light of the geological constraints.

Sample	n	ρ_s x106t/cm2	N_s	ρ_i x106t/cm2	N_i	ρ_d x105t/cm2	N_d	$P(\chi 2)$ %
1OU	17	0.354	519	1.57	2298	3.95	15672	66.31
5OU	19	0.188	408	1.27	2747	3.95	15672	62.06
8OU	14	0.138	121	.7	613	3.95	15672	99.66
130U	17	0.331	486	1.49	2180	3.95	15672	64.89
140U	18	0.896	715	3.35	2675	3.95	15672	80.21
15OU	15	0.253	261	1.21	1253	3.95	15672	95.12
17OU	14	0.353	436	1.91	2356	3.95	15672	75.33
20OU	10	0.628	450	2.83	2027	4.08	15672	81.52
Ifni	17	0.14	79	0.289	163	4.25	2127	99.71
06	18	0.194	174	0.367	329	4.25	2127	75.47
08	19	0.973	973	0.563	563	4.25	2127	60.64
08 bis	22	0.845	1005	0.473	563	2.223	16656	38.52
Gamma 3	20	1.395	848	1.128	686	4.25	2127	46.20
Gamma4	55	0.204	242	0.391	464	4.25	2127	79.78

Table 1. Apatite fission track analytical results. n is the number of grains.

Sample	Altitude (m)	Lithology	Age TF Apatite (Ma)
Ourika valley - inner belt, northern flank			
1OU	1360	biotite and hornblend-bearing gneiss	14.3 ± 0.7
5OU	1230	Gneiss	9.2 ± 0.5
8OU	1100	Volcanodetritic	12.5 ± 1.2
130U	1265	Gneiss	14.1 ± 0.7
140U	1560	Eyed-Gneiss	16.9 ± 0.7
15OU	1580	Granodiorite	13.2 ± 0.9
17OU	1480	Granodiorite	11.5 ± 0.6
20OU	1520	Amphibolite	14.5 ± 0.8
Inner belt, southern flank			
Ifni	1900	Volcanodetritic	24.3 ± 3.4
06	2550	Volcanodetritic	26.9 ± 2.6
Siroua Plateau			
08	2760	Volcanodetritic	47.5 ± 2.9
Gamma 3	2150	Granite	62.7 ± 3.8
Gamma 4	2130	Granite	26.6 ± 2.3
08 bis	1340	Granite	87.5 ± 5.4

All samples are of Precambrian ages.

Table 2. Apatite fission track ages, samples lithologies and altitudes.

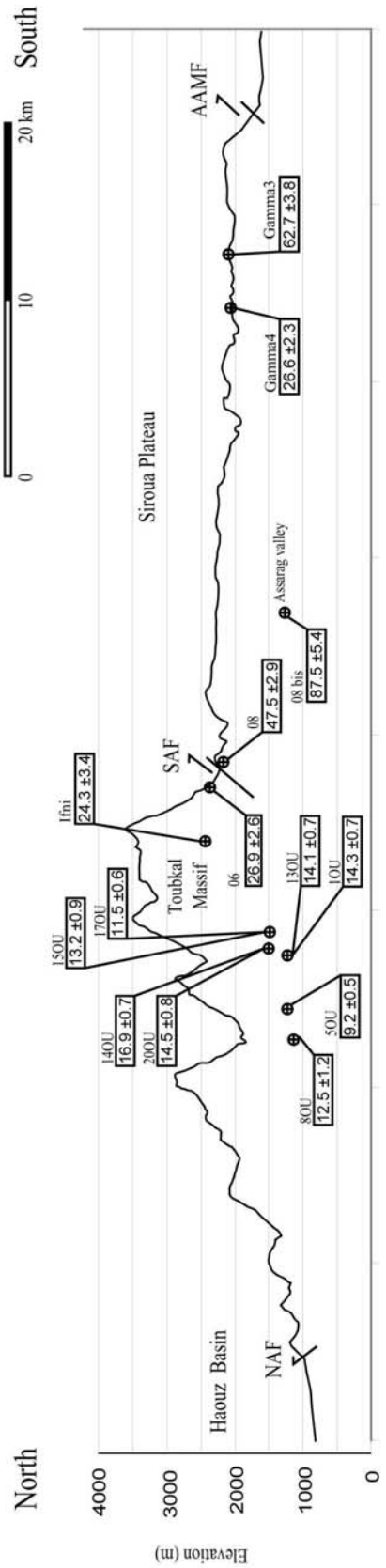


Fig. 4. Section across the Marrakech High Atlas and the Siroua Plateau. The fission track ages have been projected. Three groups of ages can be identified. In the northern part of the belt, ages are comprised between 9 and 17 Ma. On the southern border, Ifni and 06 samples are 25 Ma old. The ages obtained on the Siroua Plateau are scattered between 47 and 87 Ma.

5.1. Direct implication: a major denudation phase during Miocene, related to astenospheric processes.

The outcrops of Cenomano-Turonian limestones on the Siroua Plateau, just above the sampled precambrian rocks, bring important constraints on their thermal history: they imply that the samples were very close to or at the surface at that time. Thus, one could expect fission track ages older than 90 My. Our fission track ages are all comprised between 87 and 47 My, indicating that they have been rejuvenated. So, the Siroua Precambrian rocks forming the top of the plateau must have been buried after Cenomano-Turonian and exhumed up to their present altitude. Consequently, they testify of a major erosion event during Upper Cretaceous or Cenozoic. We have now to issue the nature of the eroded sediments, the age of the erosion event, and its origin. The remnants of Cenomano-Turonian sedimentary rocks indicates that the eroded rocks are necessarily Senonian or younger. To the south, the Siroua volcano lies unconformably on the Precambrian rocks of the Plateau. Its first activity began at 11 Ma (Berrhama et al., 1989) and then constrains the upper boundary for the age of the eroded rocks that must be older than this age. Undated sedimentary detritic rocks are sandwiched between the volcano and the Precambrian basement (Imzi formation, De Beer et al., 2000). De Beer et al., 2000, propose a Miocene age for this formation, but it could as well be older. A minimum thickness of 1500 m of sediments must have been reached to explain the rejuvenation of the fission track ages. The infill of the adjacent sedimentary basins gives some constraints on the nature and age of the eroded series.

In the Ouarzazate basin, seismic profiles show thicknesses up to 1.5 km for the Upper Cretaceous and Paleogene units (Beauchamp et al., 1999). The Paleocene has not been identified or is lacking, but the Eocene is up to 600 m thick (El Harfi et al., 2001). As the Neogene series always lie unconformably on the Paleogene units, their top is rarely preserved, and this value of 1.5 km corresponds to a minimum thickness.

In the Souss basin, the Upper Cretaceous is 700 m thick (Mustaphi et al., 1997). The Paleocene is also lacking. The Eocene outcrops in the eastern part of the basin. Its thickness is up to 500 m, but here again, its top is rarely preserved and this value is a minimum. The Miocene and Oligocene series are poorly developed onshore. They only crop out along the northern border of the basin, where they are always less than 300 m thick (Frizon de Lamotte et al., 2000).

The Ouarzazate and Souss basins and the Siroua Plateau are covered by the same Cenomano-Turonian marine limestones, resulting from a general transgression 200 m above the present sea level (Haq et al., 1987). This indicates that at that time, the Ouarzazate and Souss basins were filled with ante-Cenomano-Turonian strata and that their surface was nearly at the same level than the top of the Siroua Plateau. Considering this, Upper Cretaceous to Lower-Middle Miocene units probably deposited on a regular surface with similar thicknesses in the Ouarzazate basin and in the Siroua area.

The thicknesses of the Upper Cretaceous strata are too low to explain the rejuvenation of the fission track ages. It must therefore be admit that the Upper Cretaceous to Eocene, and maybe Oligo-Miocene series were also deposited on the Siroua Plateau to explain the rejuvenation. As a consequence, the erosional event must be younger than Eocene or may be Lower-Middle Miocene.

We have now to issue the origin of this denudation event. Recent work on the foreland south of the High Atlas belt have shown that the current high altitude of the Siroua plateau was related to three main processes (Missenard et al., in prep):

- A Precambrian suture, the Anti-Atlas Major Fault, is situated at the southern border of the plateau (Fig. 3). It is thought to be a crustal scale fault zone affecting the whole Siroua Plateau. The vertical post Mio-Pliocene throw is about 500m, as testified by the shift of the Siroua lava flows. The Cenomano-Turonian strata, north of the plateau, actually lies at about 2100 m, that is 1000 m higher than the same unit in the Ouarzazate basin. As a consequence, 500 m of additional vertical throw must have occurred after the deposition of the Cenomano-Turonian, but before the lava emplacement during Miocene. Considering that the altitude of the Cenomano-Turonian strata in the Ouarzazate basin may have been reduced by the foreland flexure relative to the High Atlas, this value of 500 m correspond to a maximum value.

- The lithospheric anomaly identified across the whole Morocco including Anti-Atlas, Central High Atlas and Middle Atlas (Fullea Urchulutegui et al., 2006; Missenard et al., 2006) affects the Siroua plateau as well as the other part of the foreland domain and the MHA. The uplift is of about 1000 m.

- A 15*35 km dome, 500 m high, affects the Precambrian basement situated just under the Mio-Pliocene eruptive centres and is probably related to crustal magmatic chambers.

The last process has a very small wavelength, and thus cannot explain the uplift of the whole plateau. The ante-Miocene throw along the AAMF does not exceed 500 m, and therefore cannot explain alone the erosion of more than 1500 m of sediments. Thus, the main process at the origin of the uplift and erosion of the Siroua basin must be the emplacement of the doming associated to lithospheric thinning.

To summarize, fission-track ages indicates that post Cenomano-Turonian series must have been deposited at the emplacement of the Siroua Plateau. Geological data show that they have to be eroded between Eocene (Oligocene?) and Middle-Upper Miocene. Field analysis and geophysical modelling show that one of the main processes at the origin of this erosion is an uplift associated to a major lithospheric thinning. The age of this astenospheric anomaly is therefore comprised between Eocene-Oligocene and Middle Miocene. As the lithospheric thinning is proved to be a large scale mechanism, affecting the Siroua Plateau as well as the Marrakech High Atlas (Missenard et al., 2006), one can expect its imprint to be record in the inner belt samples.

In the northern part of the Marrakech High Atlas, the sample ages are comprised between 9 and 15 Ma, indicating denudation between Lower to Middle Miocene. As these samples come from the inner part of the belt, one can propose a tectonic origin for this denudation. However, this period fits quite well the one determined for the erosion phase of the Siroua Plateau, which is relied to the thinning of the Moroccan lithosphere. So, it is likely that these ages obtained in the High Atlas are also related to this large scale process, whose age is therefore clearly constrained, between Lower and Middle Miocene.

The two ages obtained on samples in the southern flank of the Marrakech High Atlas are slightly older, about 25 Ma. These ages are in good agreement with the value of 20-25 Ma obtained by Balestrieri et al. (2006) on a sample situated just north of the South Atlas Front, 30 km eastward from sampling area. They imply that the denudation started early in the northern flank of the belt. A possible explanation can be tectonic shortening localised along the South Atlas Front and leading to an early denudation. However, this tectonic phase is not recorded by the fission-track ages of the samples in the northern part of the belt. It may correspond to a first tectonic event that will be discussed in the next section. As we did not perform any exhumation

modelling due to the lack of track length data, it is not possible to distinguish the imprint of the lithospheric processes for these data.

5.2. A possible scenario for the south foreland of the High Atlas

The processes controlling the evolution of the foreland south of the High Atlas have been recently highlighted by Missenard et al., in prep. These recent results, together with the analysis of the fission-tracks data, allow us to propose a scenario for the evolution of this belt and its foreland since Triassic times.

During the Triassic-Liassic rifting, the Siroua Plateau belonged with the Marrakech High Atlas to a domain called the dorsale du Massif Hercynien Central (Du Dresnay, 1971) or "West Moroccan Arch" (Medina et al., 1995) separating an Atlantic rift to the West from a Tethyan rift to the East (Fig. 5A). It is though to correspond to a rift shoulder never flooded and acting as a topographic barrier between both domains. This interpretation is supported by the thinning and disappearance of the Trias and Jurassic synrift deposits on the eastern and western borders of the plateau. A drastic reduction of the Lower Cretaceous thickness from the Ouarzazate and Souss basin (thickness up to 700 m) to the top of the Siroua Plateau (less than 50 m of thickness) can also be observed. It is therefore likely that this area constituted a topographic high in comparison to the Souss and Ouarzazate basin up to Lower Cretaceous.

During the Cenomano-Turonian, the deposition of a carbonate platform (Rolley, 1978), constitutes a conspicuous datum at the scale of the mountain belt (Fig. 5B). Remnants of these limestones can be found in the Ouarzazate and Souss basins, as well as on the Siroua Plateau, testifying that the whole foreland was at a regular altitude around +200 m at that time.

As demonstrated above, Upper Cretaceous and Eocene deposits are likely to have reached a thickness of about 1500 m over the whole foreland (Fig. 5C). This subsidence is probably related to post-rift relaxation and early flexuration in response to the onset of the Africa-Europe convergence. As the whole series from Upper Cretaceous to Eocene exhibits low bathymetry facies, the Cenomano-Turonian landmark must have goes down from about 200 m above sea level to -1500 m (Fig. 5C).

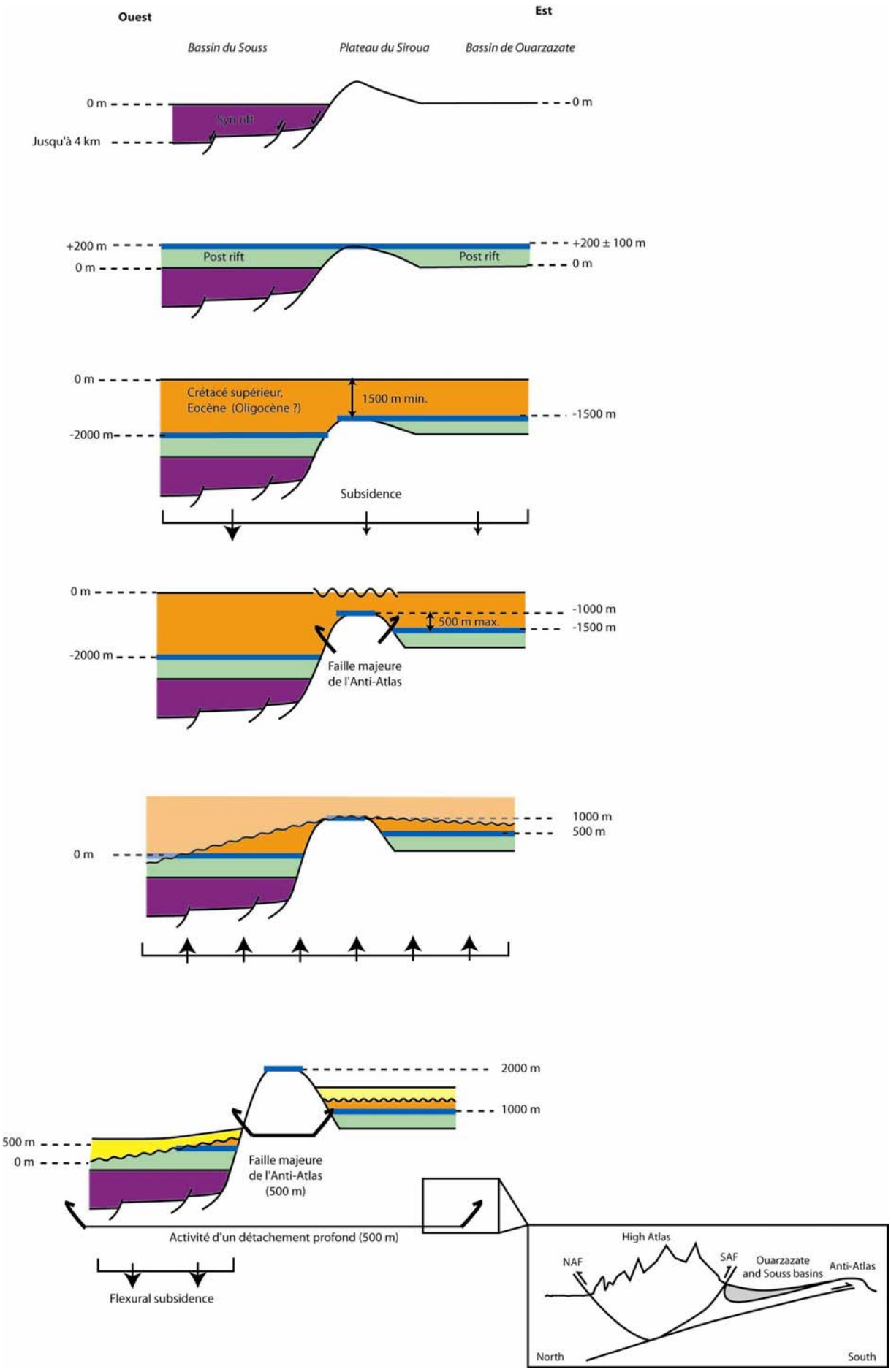

Ouest
Est
Bassin du Souss
Plateau du Siroua
Bassin de Ouarzazate
0 m
0 m
Syn rift
Jusqu'à 4 km
+200 m
+200 ± 100 m
Post rift
Post rift
0 m
0 m
0 m
Crétacé supérieur,
Eocène (Oligocène ?)
1500 m min.
-1500 m
-2000 m
Subsidence
0 m
-1000 m
500 m max.
-1500 m
-2000 m
Faille majeure
de l'Anti-Atlas
1000 m
500 m
0 m
2000 m
1000 m
500 m
0 m
Faille majeure
de l'Anti-Atlas
(500 m)
Activité d'un détachement profond (500 m)
Flexural subsidence
High Atlas
NAF
SAF
Ouarzazate
and Souss basins
Anti-Atlas
North
South

Fig. 5. Evolution of the High Atlas foreland domain from Trias to Quaternary. During Trias to Lias (A), the Atlantic and Tethyan rifts affects the Souss basin, whereas the Ouarzazate basin is not weakened. The Siroua Plateau act as a rift shoulder. The Cenomano-Turonian transgression (B) led to the deposition of a limestone datum at +200 m on the whole domain. After Cretaceous, and before Miocene, a sedimentary pile of more than 1500 m must have been deposited to explain the rejuvenation of the FT ages on the Siroua Plateau (C). The low bathymetry facies of these units, when preserved in the adjacent basins, indicate that the Cenomano-Turonian must have subsided down to 1500 m at least. A first phase of tectonic activity must also have occurred during this period, with a maximum vertical throw on the AAMF of 500 m. Our data does not allow us to precise its age, but it may be related to the first tectonic event highlighted by El Harfi et al. (2001) on the basis of the sedimentary record during Upper Eocene to Oligocene. During lower Miocene (E), the thinning of the lithosphere under the whole area induces major erosion. The previously deposited units on the Siroua plateau, except remnants of Cenomano-Turonian limestones, are fully removed, but partly preserved in the Ouarzazate and Souss basin. The total uplift (2000 m) is a combination of the lithospheric unloading (1000 m) with erosionnal unloading (1000 m). During Middle Miocene to Quaternary (F), the tectonic activity continues slightly up to Pliocene. A last major phase of deformation is recorded on the AAMF after 3 Ma. A deep detachment, propagating southward to the Anti-Atlas (Mustaphi, 1997), uplifts the studied area of 500 additional meters.

Between Cenomano-Turonian and Miocene, the AAMF is reactivated, and uplift the Siroua Plateau of 500 m (Fig. 5D). The reactivation of this fault, which is situated far southward of the inner part of the belt, testifies of a significant first crustal shortening event in the High Atlas belt. In the basins, Upper Eocene to Oligocene conglomerates could be a consequence of this phase (El Harfi et al., 2001). The Oligocene fission-track ages recorded on the southern flank of the belt could also be related to it. However, this event is not record by the fission-track ages in the northern High Atlas. This may indicate that deformation during this phase has been mostly concentrated on the southern flank of the belt. As the South Atlas Front was the main fault controlling the development of the Mesozoic basins during the Triasico-Liasic rifting, it is likely that it localized the deformation during this early phase. During the rift phase, the Souss basin has been weakened, on the opposite of the Ouarzazate basin. Such an extensional phase before the development of a foreland basin reduces the flexural rigidity of the lithosphere and the required topographic load to produce subsidence (Desegaulx et al., 1991). Its response to this tectonic event has therefore probably been amplified compare to the Ouarzazate basin, and subsidence is expected. The balance realized on Fig. 5 for the Souss basin show that the Cenomano-Turonian datum must have subside for about 1100 m (from Cenomano-Turonian - Fig. 5B - to Upper Eocene or Oligocene,- Fig. 5D) in the Souss area and for 600 m in the Ouarzazate basin, confirming such a strong dissymmetry in the flexural response.

During Lower to Middle Miocene, the lithosphere of the studied area has been thinned (Fig. 5E). A subsequent uplift of 1000 m occurs in response to "lithospheric unloading", inducing the erosion of the Upper Cretaceous and Paleogene. The erosional unloading can be approximate by a very simple calculation using Airy isostasy theory. If taking the minimum value of 1500 m of eroded series, a sediment density of 2200 kg/m3 and a mantle density 3300 kg/m3, the underneath crust will go up of 1500*2200/3300 = 1000 m. Thus the total uplift record during Miocene by the Cenomano-Turonian datum is of about 2000 m. The erosional surface due to this uplift was probably not regular (Fig. 5E). In the western Souss basin, the whole Paleogene series are lacking (Mustaphi et al., 1997), whereas they are partly preserved in the eastern part of the basin (see for example cross section Fig. 7 in Frizon de Lamotte et al., 2000). They are fully missing on the Siroua Plateau, which in addition has been uplifted previously due to the AAMF, but partly preserved in the Ouarzazate basin. This can be explained by the fact that the throw on the AAMF enhanced the altitude of the Plateau compared to the basin (Fig. 5D).

An important point has to be clarified at this step of the evolution. It has been recurrently proposed that the main tectonic phase of the Atlas building occurred during Miocene times, on the basis of the sedimentologic record (e.g. Brede et al., 1992; Laville et Piqué, 1992). In the Ouarzazate basin, this period was thought to be associated with the deposit of the "Aït Kandoula" formation (Görler and Zucht, 1986; Görler et al., 1988). El Harfi et al., 2001, show that this formation extends up to Pliocene, but the age of its base remains uncertain. It lies unconformably over all previous terrains, is up to 700 m thick, and is composed of palustro-lacustrine deposits. The infill comes from the Anti-Atlas to the south and from the High Atlas to the north. Fold related growth strata testify of slight syn-tectonic deformation on the North Atlas Front (Missenard et al., submitted) and on the South Atlas Front (Frizon de Lamotte et al., 2000) during Miocene. It is likely that deformation have occurred at that time, inducing slight flexuration of the foreland basins, but the lack of associated coarse deposits favour the hypothesis of slow and limited crustal deformation. We propose that this Mio-Pliocene formation is mostly related to the erosion of the relief created in response to lithospheric thinning in these belts, and not to crustal shortening. It seems to us that a tectonic event is not necessary to explain these deposits.

After this phase, a last tectonic paroxysm is recorded along the AAMF, which is reactivated for the second time with 500 m of vertical throw, shifting the 3 Ma old Siroua lava flows (Fig. 5F). The reactivation of this fault at more than 60 km south of the belt is once again a

strong argument for a renewal of tectonic activity in the High Atlas. From a sedimentological point of view, massive conglomerates have been deposited in the foreland basins from Pliocene to Present times (El Harfi et al., 2001). This argument favours a Plio-Quaternary age for this second major shortening phase. To the south, the Anti-Atlas topography is partly controlled by a crustal-scale detachment dipping northward, affecting the whole foreland domain (Mustaphi, 1997) which acts as a piggyback basin. The total vertical uplift related to this major fault can be calculated indirectly from our balance and is of about 500 m (Fig. 5F). The onset of this detachment activity is not constrained, and may as well be related to the first tectonic phase during Eocene or Oligocene.

Conclusion

The detailed regional geology combined with the fission tracks results appears to be a powerful tool to constrain the evolution of the topography of the High Atlas foreland and the main tectonic events occurring in the belt. The lack of track lengths, which may be a critical issue when obtaining old ages, can be compensated by the integration of sedimentological and tectonic data. In our study, we constrain the age of three main events affecting the Moroccan High Atlas.

During Upper Cretaceous to Oligocene, the deposition of a thick sedimentary pile on the Siroua Plateau allows the partial resetting of the fission track ages in the foreland domain. The infill in this area at that time is thought to be mostly linked to a first tectonic phase. The reactivation of the AAMF during that period, as well as the deposition of coarse conglomerates during Upper Eocene and/or Oligocene, testifies that significant crustal shortening must have occurred. The flexural response to this tectonic loading is accentuated in the Souss basin, previously weakened during the Atlantic rifting, compared to the Ouarzazate basin.

During Lower Miocene, erosion significantly thins the previously deposited series in the foreland basins. They are fully removed on the Plateau Siroua. We propose that the uplift necessary to provoke this erosion is related to the initiation of the lithospheric thinning.

Crustal shortening probably continued during the whole Miocene, but the lack of coarse deposits in the basins indicates that its intensity was significantly reduced compare to the Upper Eocene / Oligocene phase. However, the Ouarzazate basin records a palustro-lacustrine

sedimentary infill in an endoreic context. This infill is likely related to the erosion of the astenospheric induced relief associated with slight compressionnal deformation.

A last major shortening event occurs after 2 Ma, as testify by the throw of the AAMF affecting the most recent lava of the Siroua volcano, and the massive conglomeratic series in the foreland basins. Once again, the flexural response is accentuated in the Souss basin, previously weakened during the Atlantic rifting, similarly as during the Upper Eocene / Oligocene phase.

Finally, the favourable geological setting, including clear datum such as the Cenomano-Turonian strata, as well as the results of geophysical modelling, allow quantifying each of the processes.

Acknowledgments

This research was funded by the CNRS – INSU Relief program.

IV.2.6. Intégration au cadre géodynamique de la Méditerranée Occidentale

L'étude menée dans la partie précédente nous a permis de contraindre la chronologie des événements compressifs et l'âge de l'amincissement de la lithosphère marocaine. Comme nous l'avons vu dans la partie IV.2.2., il n'existe que très peu de travaux ayant cherché à intégrer le système Atlasique au domaine méditerranéen. Cette thématique sortant du cadre des mouvements verticaux, qui sont le sujet principal de cette thèse, il n'est pas question de rediscuter ici le cadre géodynamique de ce domaine complexe. Nous allons voir cependant que la simple superposition des résultats obtenus ici avec les données bibliographiques disponibles ouvre de nombreuses perspectives.

La figure IV.7 représente un scénario d'évolution de la Méditerranée occidentale depuis le Crétacé Supérieur jusqu'à l'Actuel. Ce scénario est tiré de la bibliographie (essentiellement Malinverno et Ryan (1986), Frizon de Lamotte et al. (2000), Spakman et Wortel (2004), Jolivet et al. (2000), Faccenna et al. (2004)…) et ses grands traits ont déjà été présentés dans la partie I à laquelle le lecteur pourra se référer pour des références détaillées. Nous lui avons superposé les données obtenues dans le cadre de cette thèse, c'est-à-dire l'amincissement de la lithosphère à partir du Miocène inférieur et les phases de déformation identifiées au Maroc. Le magmatisme de type intraplaque est extrait de la compilation réalisée par Savelli (2002) et ne concerne que les manifestations ayant lieu après 30 Ma.

On constate tout d'abord que la première phase de déformation majeure (Eocène Supérieur) dans les Atlas est contemporaine de celle des Pyrénées (Fig. IV.7.B.). A l'Oligocène (Fig. IV.7.C), la déformation dans les chaînes intracontinentales diminue fortement en intensité. Cette diminution est contemporaine du début du retrait de la zone de subduction téthysienne, qui devient alors le processus principal d'absorption de la convergence. Dans le même temps, la plaque Afrique démarre un mouvement de rotation avec un pôle situé en Atlantique Nord (Dewey et al., 1989 ; Rosenbaum et al., 2002). L'Algérie et la Tunisie, situées directement en face de la zone de subduction, prennent alors une trajectoire N/S par rapport à l'Europe avec des vitesses relativement importantes (>15 km/Ma). Le secteur Marocain, lui, fait face à l'Ibérie, et ses vitesses de déplacement par rapport à l'Europe sont plus faibles (<10 km/Ma) (Dewey et al., 1989 ; Rosenbaum et al., 2002).

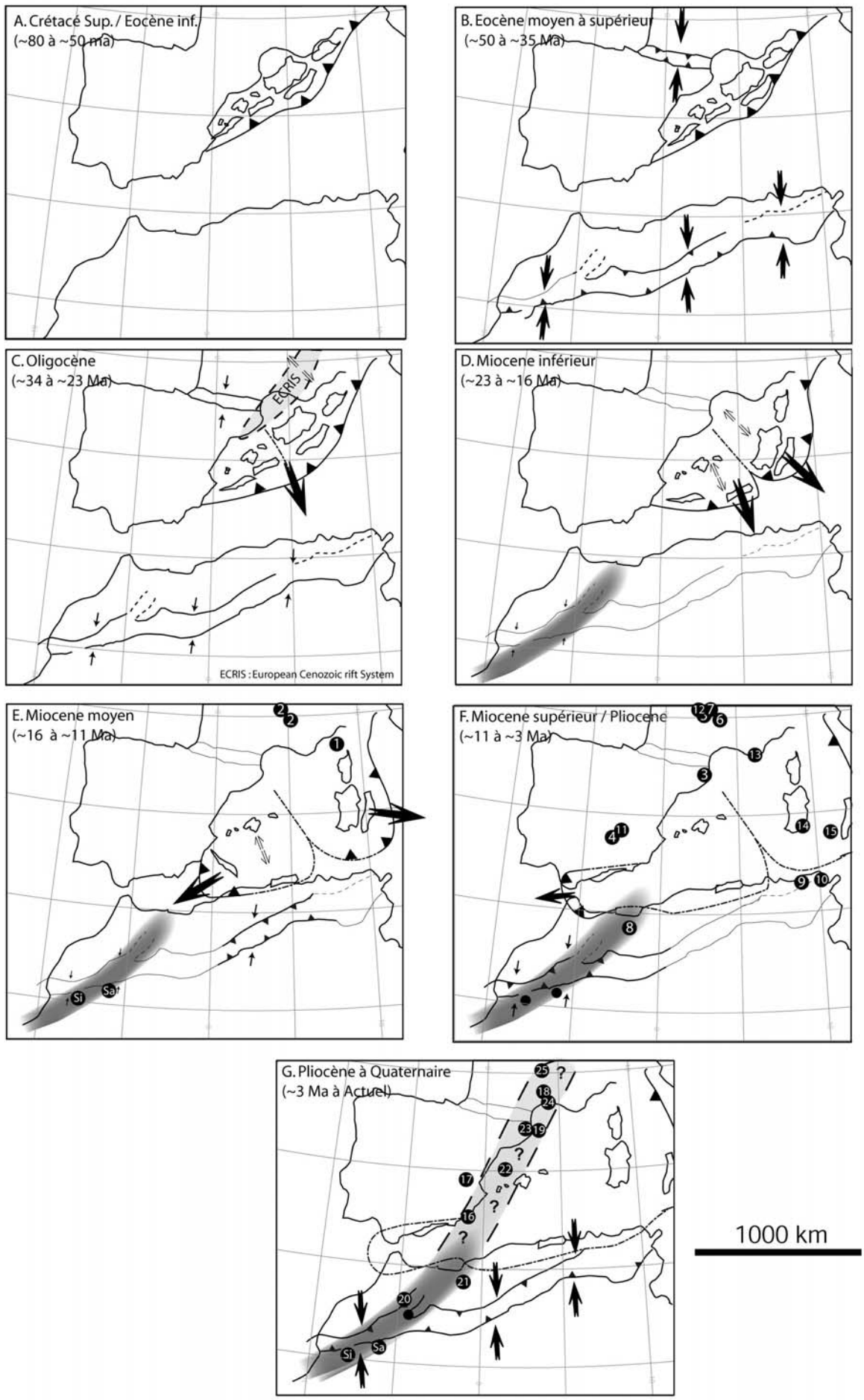

A. Crétacé Sup. / Eocène inf.
(~80 à ~50 ma)
B. Eocène moyen à supérieur
(~50 à ~35 Ma)
C. Oligocène
(~34 à ~23 Ma)
ECRIS
ECRIS : European Cenozoic rift System
D. Miocene inférieur
(~23 à ~16 Ma)
E. Miocene moyen
(~16 à ~11 Ma)
Si
Sa
F. Miocene supérieur / Pliocene
(~11 à ~3 Ma)
G. Pliocène à Quaternaire
(~3 Ma à Actuel)
Si
Sa
1000 km

Fig. IV.7. Intégration des résultats obtenus sur la chronologie des évènements au Maroc dans le cadre de l'évolution du domaine de la Méditerranée Occidentale (inspiré de Malinverno et Ryan (1986), Frizon de Lamotte et al. (2000), Spakman et Wortel (2004)). Les données de volcanisme d'affinité intraplaque (cercles noirs) viennent de la compilation de Savelli (2002) ; les chiffres renvoient à la table 2. La zone de lithosphère amincie est figurée en grisé. Discussion dans le texte.

Numéro du site (Fig. IV.7.)	Localisation (âge radiométrique)	Contexte structural [référence bibliographique]
1	Ride Nord (18)	Bassin Liguro-Provençal, [10]
2	E Velay, Cantal (<15)	Massif Central, [9]
3	L'Emporda (10.6–8)	Zone volcanique de Catalogne, [8]
4	Calatraya (7.6)	Meseta Sud, [4]
5	Aubrac, Causses (8–6)	Massif Central, [5, 7]
6	Velay, Coiron (8–6)	Massif Central, [5, 7]
7	Cantal (<11)	Massif Central, [5, 7]
8	Bassin de Guercif basin (6.4)	Maroc, [6]
9	Nefza (8.4, 6.6)	Tell (Tunisie), [2]
10	Mogods (7.4-5.2)	Tell (Tunisie), [2]
11	Calatraya (4.6-1.8)	Central Spain, [4]
12	Mont-Dore (5–1.8)	Massif Central,[5,9]
12	Cantal (>3.5)	Massif Central,[5, 9]
13	Région de Toulon (<6)	Provence, [2]
8	Bassin de Guercif (4.9–2.2)	Maroc, [6]
14	Capo Ferrato (5)	Sardaigne, [1]
15	Aceste seamount (5)	marge sicilienne, [11]
16	Cartagena (2.8–2.6 Ma)	Bétiques, [3]
17	Cofrentes (2-1.3)	Sud Espagne, [8]
18	Escandorgue (1.9–1.6)	Marge Provençale, [8]
19	La Selva (1.7)	Zone volcanique de Catalogne, [8]
20	Khenifra, Azrou (1.5–0.6)	Maroc (Moyen Atlas), [6]
21	Oujda (<1.5)	Maroc (Moyen Atlas), [6]
22	Columbrete isl (1–0.3)	Bassin de Valence, [8]
23	La Garrotxa (0.1–0.01)	Zone volcanique de Catalogne, [8]
24	Agde (1.4–0.7)	Marge Provençale, [8]
25	Chain de Puy (0.2–0)	Massif Central, [5]

[1] Beccaluva, L., Deriu, M., Macciotta, G., Savelli, C., Venturelli, G., 1977. Geochronology and magmatic character of Pliocene-Pleistocene volcanism in Sardinia (Italy). Bulletin Volcanologique 40/3, 1–16
[2] Bellon, H., 1981 Chronologie radiometrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In Wezel F.C. (Ed.), Sedimentary Basins of Mediterranean Margins, CNRItalian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna, pp. 341–360
[3] Bellon, H., Bordet, P., Montenat, C., 1983. Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagna meridionale). Bulletin Société Géologique de France 25, 205–217
[4] Cebria, J.M., Lopez-Ruiz, J., 1995. Alkali basalts and leucitites in an extensional intracontinental plate setting: the late Cenozoic Calatraya volcanic province (Central Spain). Lithos 35, 27–46
[5] Downes, H., 1987. Tertiary and Quaternary volcanism in the Massif Central, France. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.) Alkaline Igneous Rocks. Special Publications 30, Geological Society London, pp. 517–530
[6] El Azzouzi, M., Bernard-Gri.th, J., Bellon, H., Maury, R.C., et al., 1999. Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du Neogene. Comptes Rendu Académie des Sciences, Paris (terre et planètes) 329, 95–102
[7] Feraud, G., Campredon, R., 1983. Geochronological and structural study of Tertiary and Quaternary dikes in southern France and Sardinia. Tectonophysics 98, 297–325
[8] Marti', J., Mitjavila, J., Roca, E., Aparicio, A., 1992. Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. Tectonophysics 203, 145–165
[9] Michon, L., Merle, O., 2001. The evolution of the Massif Central rift: spatio-temporal distribution of the volcanism. Bulletin Société Géologique de France 172/2, 201–211
[10] Rehault, J.P., Boillot, G., Maufret, A., 1984. The western Mediterranean basin geological evolution. Marine Geology 55, 447–477
[11] Savelli, C., 1988. Late Oligocene to Recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian sea: implications for the processes of opening in a young inter-arc basin of intra-orogenic (Mediterranean) type. Tectonophysics 146, 163– 181

Table 2. Nom des édifices volcaniques représentés sur la figure IV.7., domaine structural et références bibliographiques. Extrait de la synthèse de Savelli (2002).

Au Miocène inférieur (Fig. IV.7.D.), la lithosphère marocaine commence à être amincie. Cet amincissement précède le volcanisme. Il se produit le long d'une direction qui semble totalement indépendante de la géométrie de la subduction encore en cours au Nord. Cependant, on pourra remarquer que son allongement est parallèle et dans la continuité de la marge est Ibérique, le long de laquelle s'est initié le retrait de la subduction téthysienne. La déformation dans l'Atlas marocain se poursuit avec une intensité faible. Celle-ci est sans doute associée aux vitesses de convergence très faibles (<5 km/Ma) dans cette région (Dewey et al., 1989 ; Rosenbaum et al., 2002).

Au Miocène moyen (Fig. IV.7.E.), les zones internes du Tell sont accrétées à l'Afrique. La Téthys, totalement résorbée sur la transversale de l'Algérie centrale, se sépare en deux panneaux bien individualisés, ayant un mouvement vers l'Est pour l'un et vers l'Ouest pour l'autre. Un déchirement progressif du panneau plongeant accompagne cette progression. Par ailleurs, des manifestations magmatiques de type intraplaque se produisent dans le Massif Central français, sur la marge Nord du bassin Liguro Provençal, et dans l'Anti-Atlas.

La subduction téthysienne poursuit son retrait vers l'Ouest pendant le Miocène supérieur (Fig. IV.7.F.), parallèlement aux chaînes Atlasiques. Il recoupe la zone de lithosphère amincie supposée. Les zones internes des Bétiques et du Rif sont accrétées respectivement à l'Ibérie et à l'Afrique, et la déformation s'intensifie dans l'Atlas. Les manifestations magmatiques d'affinité intraplaque se font de plus en plus nombreuses, avec une large répartition spatiale dans tout le domaine.

Enfin, du Pliocène à l'Actuel (Fig. IV.7.G.), le retrait du slab cesse totalement. La déformation atteint un nouveau paroxysme dans l'ensemble des Atlas. Le volcanisme, toujours aussi abondant, semble s'aligner à grande échelle sur une direction NE/SW, dans la continuité de l'amincissement lithosphérique modélisé au Maroc.

Ces observations amènent plusieurs suggestions.

Il semble tout d'abord que les processus permettant l'accommodation de la convergence entre l'Afrique et l'Europe, c'est-à-dire la collision continent-continent, la subduction, le retrait du slab ou la déformation intraplaque **ne soient quasiment jamais simultanés**. La collision continent-continent débute entre le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur dans les Alpes. A l'Eocène supérieur, c'est la déformation intraplaque dans les Pyrénées comme dans les Atlas qui permet d'absorber le rapprochement des plaques. C'est ensuite le retrait de la subduction qui absorbe l'essentiel de la convergence : comme il se produit face aux marges algériennes, la déformation cesse dans les Atlas de ces deux pays. Par contre, elle se poursuit dans l'Atlas

Marocain qui fait directement face à l'Ibérie. Entre ces deux domaines, il n'existe aucun slab ; il est alors probable qu'il existe **un fort couplage** entre ces deux régions, qui pourrait expliquer la poursuite de la déformation dans l'Atlas Marocain. La faible intensité de cette déformation peut être mise en relation avec **les faibles vitesses** de convergence enregistrées dans cette région.

Jusqu'au Pliocène, la subduction poursuit son retrait vers l'Ouest parallèlement au Haut Atlas. Il est donc peu probable qu'il puisse être directement à l'origine de la déformation dans la chaîne, déformation qui reste quoi qu'il en soit très limitée en intensité. Elle atteint son paroxysme dans tout le domaine atlasique au Plio-Quaternaire, c'est-à-dire une fois que le slab a atteint le détroit de Gibraltar et cesse son retrait. **On voit donc là encore les processus se « relayer », la convergence étant accommodée d'abord par le retrait du slab, puis par la déformation intraplaque**.

La déformation en domaine intraplaque, ou en champs lointain (« far stress field »), apparaît ainsi comme un élément clef, **indicateur de réorganisation globale du système** : elle signe le passage de la collision continent-continent dans les Alpes au retrait du slab téthysien à l'Eocène supérieur, puis la fin du retrait du slab au Plio-Quaternaire.

Une deuxième remarque peut être faite. Au Plio-Quaternaire, le volcanisme intraplaque se positionne **le long d'une bande NE/SW relativement étroite** (Fig. IV.7.G.), et très allongée. Cette bande est dans la continuité de l'amincissement lithosphérique caractérisé au Maroc. Il est alors tentant de suggérer que cet amincissement **est continu depuis l'Anti-Atlas jusqu'au Massif Central**, ce qui le relierait directement au système de **rift Ouest européen**. Si cette continuité est avérée, elle a alors plusieurs conséquences. En effet, cet amincissement apparaîtrait comme un élément recoupant toutes les structures actuelles, y compris la limite de plaque Afrique Europe, et affectant des domaines géologiques aussi variés que le craton Ouest-Africain (Anti-Atlas), la mer d'Alboran, la marge Est-Ibérique, la terminaison orientale des Pyrénées, le Massif Central français… Qui plus est, la direction de cet amincissement peut difficilement être corrélé avec celles qui caractérisent la dynamique Cénozoique de ce secteur. Le seul endroit ou un héritage « récent » semble intervenir est la marge Est Ibérique. Au Maroc, l'amincissement s'aligne suivant une direction hercynienne (voir partie II.), mais recoupe totalement la limite entre les domaines Hercyniens et Pan-Africain. A l'heure actuelle, en l'absence de certitudes, le raisonnement ne peut être poussé plus loin. La démonstration de cette continuité entre l'amincissement lithosphérique marocain et le système de rift Ouest Européen constitue une perspective majeure : on mettrait alors en évidence un phénomène localisé sur une bande de

plusieurs milliers de kilomètres, sur une largeur restreinte et indépendant de la dynamique propre au système méditerranéen.

Conclusion générale

Conclusion générale

Par ce travail, nous avons contribué à la caractérisation et la quantification des processus à l'origine du relief des chaînes atlasiques marocaines et leur avant pays. La présentation de ce mémoire sous forme de recueil d'articles conduit à un certain nombre de répétition des résultats obtenus. C'est pourquoi je ne les rappellerai que rapidement, pour me concentrer ensuite sur les perspectives.

Deux processus sont à l'origine du relief du Maroc. Le premier est un **phénomène lithosphérique**, **localisé sur une bande allongée NE-SW** et affectant l'ensemble des domaines structuraux du Maroc. **Son amplitude verticale maximale, de l'ordre de 1000 m, est observée dans l'Anti-Atlas, le Haut Atlas Central et le Moyen Atlas.** Son origine, voire sa nature, sont difficiles à contraindre. Il pourrait s'agir d'un point chaud, ou d'un système convectif secondaire en relation avec la proximité du Craton Ouest-Africain.

Le deuxième mécanisme à l'origine du relief est **le raccourcissement crustal**. Son étude détaillée dans le Haut Atlas Central nous a permis de montrer qu'il s'exprime de manière complexe, par l'intermédiaire **de niveaux de décollements multiples, contrôlés par l'héritage structural**. **Le socle rigide est constitué essentiellement par les unités Précambrienne**. Il constitue les parties **les plus élevées** de la chaîne (massif du Toubkal), dans une région où le raccourcissement est pourtant fortement distribué sur des accidents en position externe (Jebilet, Faille Majeur de l'Anti-Atlas), et ou l'effet des processus asthénosphériques est important.

Le relief particulièr des bassins d'avant pays est contrôlée par ces deux processus, qui s'y combinent. Leurs effets sont directement dépendants de l'héritage, en particulier de la phase de rifting du Trias-Lias inférieur : celle-ci laisse le bassin du Souss aminci, le plateau du Siroua dans une position haute, et le bassin de Ouarzazate n'est presque pas affecté. Ces différences seront par la suite amplifiées lors des événements cénozoïques. Au Sud du Siroua, une faille d'échelle crustale est réactivée, la Faille Majeure de l'Anti-Atlas. La réactivation d'une faille aussi externe est probablement liée au faible nombre de structures héritées dans le Haut Atlas de Marrakech même, qui occupait une position intermédiaire entre les rifts Atlantique et Téthysiens et n'a pas été fortement affaibli.

Les contraintes apportées sur les mécanismes générateurs du relief, combinées au résultat de traces de fission (TF), nous ont amené à proposer un scénario d'évolution de l'avant-pays sud du Haut Atlas depuis le Trias. **L'existence d'un bassin, en lieu et place de l'actuel plateau du Siroua est démontrée par la thermochronologie.** Les données de terrain permettent de contraindre son âge. Ce scénario, ainsi que les âges traces de fission dans les zones internes de la chaîne, ont pu être extrapolés pour confirmer l'existence de **deux phases majeures de déformation, l'une Eocène Supérieur à Oligocène, l'autre au Plio-Quaternaire**. **L'âge de mise en place de l'amincissement lithosphérique serait Miocène inférieur**.

Les perspectives ouvertes par ces résultats sont nombreuses, et je les séparerai en deux grandes catégories : que faire pour améliorer notre connaissance des mouvements verticaux au Maroc ? Que faire pour améliorer notre connaissance des mécanismes à l'origine de ce relief et de son évolution ?

I. Mieux contraindre l'évolution de la topographie marocaine…

Les premiers résultats de traces de fission sont encourageants, car ils permettent une interprétation poussée si on les associe à la géologie régionale. Le petit nombre d'âge présenté ici est directement lié à la mauvaise qualité des échantillons, et d'autres lithologies – ou des volumes plus importants – mériteraient d'être prélevés à nouveau.

Un échantillonnage le long d'une coupe verticale dans la chaîne avait été réalisé, mais les lithologies se sont révélées inadéquates. Le choix d'un site plus approprié est cependant envisageable. La réalisation de cette coupe verticale et la combinaison de thermochronomètres ayant des températures de fermeture variées (traces de fission sur zircon, (U-Th)/He) permettraient d'apporter des données de vitesses d'exhumation qui font pour l'instant défaut. La détermination des longueurs des traces apporterait elle aussi des contraintes importantes, si les échantillons le permettent.

Quoiqu'il en soit, il apparaît clairement que le choix de la zone d'échantillonnage pour ces nouvelles mesures doit être fait avec la plus grande attention. En l'absence de longueurs de traces, les âges que nous avons obtenus ne sont exploitables que grâce à l'analyse du contexte géologique associé. La région du Siroua, bien contrainte géologiquement, et ou les lithologies

sont plutôt favorable, me semblerait être un bon site pour expérimenter ces nouvelles analyses. La réalisation d'une coupe verticale de part et d'autre de la faille majeure de l'Anti-Atlas semble aussi indispensable.

Couplé à ces méthodes de thermochronologie, le Maroc apparaît comme un site d'étude intéressant pour l'application de paléoaltimètres. Nous avons essayé au cours de cette thèse d'appliquer celui développé par S. Sahagian et basé sur la vésicularité des épanchements volcaniques (Sahagian et al., 2002) sur le Siroua. Malheureusement, cette technique nécessite un matériel adéquat que nous n'avons pas pu trouver au Maroc : le matériel doit être suffisamment fluide, et donc relativement basique, pour s'être mis en place de manière simple (sans remaniement). Par ailleurs, il ne doit pas être trop récent. Une approche palynologique pourrait aussi être envisagée sur le matériel conservé sous les laves de ce massif.

II. Mieux contraindre les processus à l'origine de la topographie marocaine…

a. Au Maroc même ?

Du point de vue du raccourcissement crustal, le Haut Atlas Oriental à la frontière entre Maroc et Algérie a été très peu étudié. Cette zone, qui n'est pas affectée par l'amincissement lithosphérique, présente une topographie très différente de celle des autres chaînes marocaines. L'écart entre l'altitude moyenne des bassins d'avant-pays et les plus hauts reliefs est beaucoup plus faible. Ces variations morphologiques peuvent traduire des taux de raccourcissement différents, qui ne seront déterminés que lorsque des coupes complètes auront été effectuées dans ce secteur de la chaîne.

b. Par comparaison avec… ?

La compréhension des mécanismes à l'origine du relief marocain passera aussi sans doute par la **comparaison avec des domaines présentant des similarités géologiques ou morphologiques**. Il me semble que le **massif du Hoggar**, comme cela a été présenté dans la

partie II, pourrait constituer un bon analogue de bombement lié à une anomalie asthénosphérique. Les modèles d'échelle lithosphérique proposés par Liégeois et al., 2005, sont très similaires à ceux obtenus sur le Maroc et mériteraient d'être validés **par une modélisation géophysique** basée sur les données de gravité, géoide, flux de chaleur, topographie. L'âge du soulèvement de ce dôme, qui culmine à plus de 2000 m, est pour l'instant mal connu et il n'existe pas à notre connaissance de **données thermochronologiques** sur ce massif. Enfin, le **paléoaltimètre** développé par D. Sahagian (Sahagian et al., 2002), qui n'a pas pu être appliqué au Maroc en l'absence de matériel basique, semble bien mieux adapté au Hoggar où les laves sont à 95 % basaltiques (Dautria et al., 2005) et très abondantes. Si, à la suite de ces travaux, il s'avère que les anomalies lithosphériques au Maroc et dans le Hoggar présentent de fortes similarités (structure lithosphérique, évolution de la topographie, géochimie des magmas identiques), l'indépendance entre la géodynamique Méditerranéenne et ces processus apparaîtrait comme probable.

Une autre piste consisterait à essayer d'établir une continuité entre le rift Ouest Européen et l'anomalie marocaine. Comme nous l'avons vu dans la partie IV.2.6., la côte Est ibérique est jalonnée par du volcanisme de type intracontinental d'âge Plio-Quaternaire, depuis la Mer d'Alboran jusqu'aux Pyrénées. Le profil Transmed II (Roca et al., 2004), qui traverse la marge espagnole depuis les Pyrénées vers les Baléares montre que dans cette région, la limite lithosphère-asthénosphère remonte à près de 70 km. Un tel amincissement peut naturellement être lié au retrait du slab qui a entraîné une extension généralisée dans cette région à l'Oligocène ; on peut cependant s'interroger sur sa continuité vers le Sud. **La réalisation de modèles géophysiques lithosphériques sériés le long de cette marge** permettrait de valider ou non cette hypothèse. Là encore, si la continuité de l'amincissement lithosphérique depuis le Maroc jusqu'au Massif Central français était démontré, elle indiquerait une forte indépendance de ce processus vis-à-vis de la géodynamique méditerranéenne. De plus, la structure ainsi mise en évidence aurait une géométrie très particulière, avec un allongement considérable pour une largeur faible, qu'il serait difficile d'associer à une dynamique profonde de type « point chaud » ou convection de grande échelle.

Finalement…

Pour conclure ce manuscrit, il me semble que le point essentiel est la démonstration de la co-existence, dans une chaîne de montagne actuelle, d'une épirogénèse, telle qu'elle a été définie dans l'introduction générale, et d'une tectogénèse. Ces deux processus apparaissent comme indépendants et leurs effets s'ajoutent pour donner au Maroc son visage actuel. Il n'est alors pas exclu qu'une telle association entre des phénomènes « profonds » et crustaux puisse se produire dans d'autres chaînes de montagne. Néanmoins, si la tectogénèse, caractérisée par le raccourcissement crustal, est plutôt bien connue, l'épirogénèse reste un processus dont les conséquences en surface peuvent être identifiées et quantifiées (bombement, volcanisme, anomalies gravimétriques…), mais dont la dynamique est encore mal contrainte ; il faudra probablement de nombreuses études avant d'arriver à un consensus sur cette question qui, à mon sens, reste ouverte.

Références

Ait Brahim, L. et al., 2002. Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present. Tectonophysics, 357(1-4): 187-205.

Aït Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J.M. and Leterrier, J., 1998. Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoiques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). Compte rendu de l'Académie des Sciences, 327: 819-826.

Ait-Hamou, F. and Dautria, J.M., 1997. Spatiotemporal and compositional variations of the Cenozoic volcanic area of Hoggar (Central Sahara, Algeria): evidence for a hot spot in relation with the African plate motion, EUG Abst. Conf.

Ait-Hamou, F., Dautria, J.M., Cantagrel, J.M., Dostal, J. and Briqueu, L., 2000. New geochronological and isotopic data on the Cenozoic volcanism of Ahaggar (southern Algeria): evidence for a mantle plume. Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes, 330(12): 829-836.

Allen, P.A. and Allen, J.R., 1990. Basin analysis. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Allen, P.A., Homewood, P. and Williams, G.D., 1986. Foreland basins: an introduction. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), Foreland basins. Spec. Publs. int. Ass. Sediment., pp. 3-12.

Anders, M.H. and Schlische, R.W., 1994. Overlapping faults, intrabasin highs and the growth of normal faults. Journal of Geology, 102: 165-180.

Anguita, F. and Hernán, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 103(1-4): 1-26.

Arboleya, M.L., Teixell, A., Charroud, M. and Julivert, M., 2004. A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. Journal of African Earth Sciences, 39(3-5): 319-327.

Armand, C. and Cantagrel, J.M., 1984. Le volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire du Moyen Atlas (Maroc) : chronologie K/Ar et cadre géodynamique. J. Afr. Earth Sci., 2: 51.

Ayarza, P. et al., 2005. Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data. Tectonophysics, 400(1-4): 67-84.

Balestrieri, M.L., Moratti, G., Bigazzi, G. and Algouti, A., 2006. Preliminary fission-track data across a traverse in the High Atlas of Marrakech, Morocco, European Geosciences Union, Vienna, Austria.

Barbarand, J. and Pagel, M., 2001. Controle de la cicatrisation des traces de fission dans les cristaux d'apatite : le role de la composition chimique: Importance of the chemistry to characterise apatite fission-track annealing. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 332(4): 259-265.

Barbero, L., Teixell, A., Arboleya, M.-L., Bougardir, B. and Igmoullan, B., 2004. Jurassic-to-Present thermal history of the Central High Atlas (Morocco): Preliminary apatite fission track data, 10th International conference on fission track dating and thermochronology, Amsterdam.

Beauchamp, J., 1988. Triassic sedimentation and rifting in the High Atlas (Morocco). In: W. Manspeizer (Editor), Triassic-Jurassic rifting. Elsevier, Amsterdam, pp. 477-497.

Beauchamp, W., 1996. Intracontinental Rifting and Inversion: Missour basin and Atlas Mountains, Morocco. AAPG Bulletin, 80(9): 1459-1482.

Beauchamp, W. et al., 1999. Inversion tectonic and the evolution of the High Atlas mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. Tectonics, 18: 163-184.

Beaumont, C., 1981. Foreland basins. Geophys. J. of the R. Astron. Soc., 65: 291-329.

Becker, T.W., Faccenna, C., O'Connell, R.J. and Giardini, D., 1999. The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments. J. Geophys. Res., 104(B7): 15207-15226.

Ben Sari, D., 1987. Connaissance géophysique du Maroc, Centre National de coordination et de la planification de la recherche et des sciences et techniques, Rabat, Morocco.

Ben Sari, D., 1991. Latest developments of seismology in Morocco. In: E. Boschi, D. Giardini and A. Morelli (Editors), Med-Net: broad band seismic network for the Mediterranean. Ist. Naz. di Geofis., Rome.

Benammi, M., 2002. Tectonique et géophysique appliquées à l'étude de l'évolution géodynamique Méso-Cénozoique du Haut Atlas Central et de sa zone de jonction avec le Moyen Atlas Méridional (Maroc), Université Ibn Tofail, Kenitra, Maroc.

Benammi, M., Arbi Toto, E. and Chakiri, S., 2001. Les chevauchements frontaux du Haut Atlas central marocain : styles structuraux et taux de raccourcissement differentiel entre les versants nord et sud: On the differential structural styles and rates of shortening on the northern and southern bordering thrusts of the Moroccan Central Atlas. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 333(4): 241-247.

Benammi, M., Arbi Toto, E. and Chakiri, S., 2006. Tectonique tangentielle atlasique dans les bassins synorogeniques néogènes de Ouarzazate et d' Aït Kandoula (bordure sud du Haut Atlas Central, Maroc). Revista de la Sociedad Geológica de España, 18(3-4): 151-162.

Benammi, M. and Jaeger, J.-J., 2001. Magnetostratigraphy and palaeontology of the continental Middle Miocene of the Ait Kandoula Basin, Morocco. Journal of African Earth Sciences, 33(2): 335-348.

Berrahma, M., 1982. Volcanisme Mio-Pliocène de la partie Nord Ouest du Massif du Siroua (Anti-Atlas Central : Maroc); Etude structurale et pétrologique. PhD Thesis, Paris XI, Orsay, France, 183 pp.

Berrahma, M. and Delaloye, M., 1989. Données géochronologiques nouvelles sur le massif volcanique du Siroua (Anti-Atlas, Maroc). Journal of African Earth Sciences, 9(3-4): 651-656.

Berrahma, M., Delaloye, M., Faure-Muret, A. and Rachdi, H.E.N., 1993. Premieres donnees geochronologiques sur le volcanisme alcalin du Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc. Journal of African Earth Sciences, 17(3): 333-341.

Bijwaard, H., Spakman, W. and Engdahl, E.R., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. J. Geophys. Res., 103(B12): 30055-30078.

Binot, F., Dresen, G., Stets, J. and Wurster, P., 1986. Die Tizi-n'Test-Verwerfungszone im Hohen Atlas (Marokko). International Journal of Earth Sciences, 75(3): 647-664.

Biot, M.A., 1961. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implication in tectonics and orogenesis. Geological Society of America Bulletin, 72: 1595-1620.

Black, R. and Liégeois, J.P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and the continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. J. Geol. Soc. Lond., 150: 89-98.

Blanco, M.J. and Spakman, W., 1993. The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: Evidence for a subducted lithosphere beneath southern Spain. Tectonophysics, 221: 13-34.

Bonini, M., 2003. Detachment folding, fold amplification, and diapirism in thrust wedge experiments. Tectonics, 22: 1065, doi:10.1029/2002TC001458.

Bouatmani, R., Medina, F., Ait Salem, A. and Hoepffner, C., 2003. Thin-skin tectonics in the Essaouira basin (western High Atlas, Morocco): evidence from seismic interpretation and modelling. Journal of African Earth Sciences, 37(1-2): 25-34.

Boudda, A., Choubert, G. and Faure-Muret, A., 1979. Essai de stratigraphie de la couverture sédimentaire de l'Anti-Atlas : Adoudounien - Cambrien inférieur. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 271: 96.

Bouillin, J.P., 1986. Le "bassin maghrébin" : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. Bull. Soc. Geol. Fr., 8(II): 547-558.

Bowin, C., 1991. The Earth's gravity field and plate tectonics. Tectonophysics, 187: 69-89.

Bracène, R. and Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic-Quaternary inversion. Tectonophysics, 357(1-4): 207-226.

Brede, R., 1992. Structural aspects of the Middle and the High Atlas (Morocco) - phenomena and causalities. Geol. Rundschau, 81(1): 171-184.

Buggish, W. and Siegert, R., 1988. Paleogeography and facies of the 'grès

terminaux'; uppermost Lower Cambrian, Anti-Atlas, Morocco. In: V. Jacobshagen (Editor), The Atlas system of Morocco; Studies on its geodynamic evolution. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, pp. 107-121.

Burbank, D.W., 1992. Causes of recent Himalayan uplift deduced from depositionnal patterns in the Ganges basin. Nature, 357: 680-683.

Burke, K., 1996. The African plate. S. Afr. J. Geol., 99: 341-410.

Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C. and Soulaimani, A., 2006. Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. Comptes Rendus Geosciences - Quelques developpements recents sur la geodynamique du Maghreb - Some recent developments on the Maghreb geodynamics, 338(1-2): 11-24.

Calvert, A. et al., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. J. Geophys. Res., 105(B5): 10871-10899.

Cande, S. and Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research, 100: 6093-6095.

Caritg, S. et al., 2004. Fold interference patterns in the Late Palaezoic Anti atlas belt of Morocco. Terra Nova, 16(1): 27-37.

Cartwright, J., Mansfield, C. and Trudgill, B., 1996. The growth of normal faults by segment linkage. In: P.G. Buchanan and D.A. Nieuwland (Editors), Modern developments in structural interpretation, validation and modelling. Geological Society Special Publication, London, pp. 183-192.

Catuneanu, O. et al., 2005. Phanerozoic evolution of Africa. Journal of African Earth Sciences
Phanerozoic Evolution of Africa, 43(1-3): vii-ix.

Channell, J.E.T., Erba, E., Nakanishi, M. and Tamaki, K., 1995. Late Jurassic-Early Cretaceous time scales and oceanic magnetic anomaly block models. In: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry and J. Hardenbol (Editors), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic correlation. SEPM Special Publication, pp. 51-63.

Charrière, A., 1990. Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyen Atlas au SE de Fès (Maroc). Thèse d'Etat Thesis, Université de Toulouse, France, 589 pp.

Chellaï, E.H. and Perriaux, J., 1996. Evolution géodynamique d'un bassin d'avant pays du domaine atlasique (Maroc): exemple des dépôts néogènes et quaternaires du versant septentrional de l'Atlas de Marrakech. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Série IIA, 322: 727-734.

Childs, C. et al., 1993. Kinematic analysis of faults in a physical model of growth faulting above a viscous salt analogue. Tectonophysics, 228(3-4): 313-329.

Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J. and Watterson, J., 1996. Growth of vertically segmented normal faults. Journal of Structural Geology, 18(12): 1389-1397.

Chorowicz, J., Emran, A. and Alem, E.M., 2001. Tectonique et venues volcaniques en contexte de collision, exemple du massif néogène du Siroua (Atlas Marocain) : effets combinés d'une transformante et de la suture panafricaine. Rev. can. sci. Terre/Can. J. Earth Sci., 38(3): 411-425.

Choubert, G., 1942. Signification tectonique du seuil du Siroua et du bloc oriental du massif central du Haut Atlas. Bulletin de la Société des Sciences Naturelles du Maroc, 22: 126-136.

Choubert, G., 1945. Note préliminaire sur le Pontien au Maroc. Essai de synthèse orogénique du Maroc atlasique. Notes et mémoires du service géologique du Maroc, 65: 1-87.

Choubert, G., 1963. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 162: 7-352.

Choubert, G., Destombes, J., Gauthier, H. and Hindermeyer, J., 1980. Carte géologique du Maroc, feuille Jbel Saghro-Dadès (Haut Atlas central, sillon Sud-Atlasique et Anti-Atlas oriental) au 1/200 000ème.

Choubert, G. and Faure Muret, A., 1962. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot. Société géologique de France, Paris, pp. 447-527.

Choubert, G. and Menchikoff, G., 1964. Sahara Occidental. In: Nauka and Nedra (Editors), Notice explicative pour la carte tectonique internationale de l'Europe au 1/250 000ème. Commission de la carte géologique du monde, Moscou.

Christensen, N.I., Medaris, L.G., Wang, H.F. and Jelinek, E., 2001. Depth variation of seismic anisotropy and petrology in central European lithosphere: A tectonothermal synthesis from spinel lherzolite. J. Geophys. Res., 106(B1): 645-664.

Christensen, U.R., 1995. The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle. Earth and Planetary Science Letters, 140(1-4): 27-39.

Cižkova, H., van Hunen, J., van den Berg, A.P. and Vlaar, N.J., 2002. The influence of rheological weakening and yield stress on the interaction of slabs with the 670 km discontinuity. Earth Planet. Sci. Lett., 199: 447-457.

Cloetingh, S. et al., 2005. Lithospheric memory, state of stress and rheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. Quaternary Science Reviews, 24(3-4): 241-304.

Coulon, C. et al., 2002. Post-collision transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria) : magmatic expression of a slab breakoff. Lithos, 62: 87-110.

Couzens-Schultz, B.A., Vendeville, B.C. and Wiltschko, D.V., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. Journal of Structural Geology, 25(10): 1623-1644.

Crought, S.T., 1981. Free-air gravity over the Hoggar massif, North West Africa: evidence for alteration of the lithosphere. Tectonophysics, 77: 189-202.

Currie, J.B., Patnode, H.W. and Trump, R.P., 1962. Developments of folds in sedimentary strata. Geological Society of America Bulletin, 73: 655-674.

Dahlstrom, C.D.A., 1969. The upper detachment in concentric folding. Bull. Can. Pet. Geol., 17(3): 326-346.

Dautria, J.M., Aït Hamou, F. and Maza, M., 2005. Le magmatisme récent du Sahara Algérien. In: B. Musée Royal de l'Afrique Centrale (Editor), Géologie du Sahara Occidental et Central. Fabre, J., pp. 493-526.

Dautria, J.M. and Lesquer, A., 1989. An exemple of relationship between rift and dome: recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). Tectonophysics, 163: 45-61.

De Beaumont, E., 1852. Notice sur les systèmes de Montagnes, Paris, 1543 pp.

De Beer, C.H., Chevalier, L.P., De Kocks, G.S., Gresse, P.G. and Thomas, R.J., 2000. Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/50 000, Feuille Sirwa. Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc, 395 bis: 86 p.

De Wit, M.J.C. et al., 2001. Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zones in southwestern Madagascar, with implications for Gondwana studies. Tectonics, 20: 1-45.

Dercourt, J., Ricou, L.E. and Vrielinck, B., 1993. Atlas Tethys, paleoenvironmental maps. In: Gauthier-Villars (Editor), Paris.

Desegaulx, P., Roure, F. and Villein, A., 1990. Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. Tectonophysics, 182: 211-225.

Destombes, J., 1976. The Ordovician of the Moroccan Anti-Atlas. In: M.G. Bassett (Editor), The Ordovician System. Univ. Wales Press and Natl. Mus. Wales, pp. 411-413.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park (Editors), Alpine tectonics. Geological Society, London, pp. 265-283.

Docherty, C. and Banda, E., 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere. Tectonics, 14: 804-818.

Doglioni, C., Fernàndez, M., Gueguen, E. and Sàbat, F., 1999. On the interference between the early Apennines-Maghrebides backarc extension and the Alps-betics orogen in the neogene geodynamics of the western Mediterranean. Bol. Soc. Geol. Ital., 118: 75-89.

Doglioni, C., Gueguen, E., Sabàt, F. and Fernàndez, M., 1997. The Western

Mediterranean extensional basins and the alpine orogen. Terra Novae, 9(109-112).

Dresnay, D., 1972. Sédiments carbonatés intercotidaux et supracotidaux du Lias inférieur dans le domaine atlasique marocain. C. R. Acad. Sci., 275: 341-343.

Du Dresnay, R., 1971. Extension et développement des phénomènes récifaux Jurassiques dans le domaine Atlasique Marocain, particulièrement au Lias moyen. Bull. Soc. Geol. Fr., 13: 46-56.

Du Dresnay, R., 1972. Les phénomènes de bordure des constructions carbonatées du Lias moyen du Haut Atlas oriental (Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, 275(S): 535-537.

Du Dresnay, R., 1975. Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine de la sédimentation jurassique dans le sillon marin du Haut Atlas, Maroc, 9ème congrès international de Sédimentologie, Nice, pp. 103-108.

Duncan, R.A. and Richards, M.A., 1991. Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander. Rev. Geophys., 29: 31-50.

Ebinger, C. and Sleep, N.H., 1998. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of one large plume. Nature, 395: 788–791.

El Arabi, E.H., Ferrandini, J. and Essamoud, R., 2003. Triassic stratigraphy and structural evolution of a rift basin: the Ec Cour basin, High atlas of Marrakech, Morocco. Journal of African Earth Sciences, 36(1-2): 29-39.

El Azzouzi, M. et al., 1999. Evolution of the sources of Moroccan volcanism during the Neogene. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Série IIA, 329(2): 95-102.

El Hammichi, F., Elmi, S., Faure-Muret, A. and Benshilil, K., 2002. Une plate-forme en distension, temoin de phases pre-accretion tethysienne en Afrique du Nord pendant le Toarcien-Aalenien (synclinal Iguer Awragh-Afennourir, Moyen Atlas occidental, Maroc): A pre-accretional extensional platform of the North African Tethys during the Toarcian-Aalenian (Iguer Awragh-Afennourir syncline, western Middle Atlas, Morocco). Comptes Rendus Geosciences, 334(13): 1003-1010.

El Harfi, A., Lang, J. and Salomon, J., 1996. Le remplissage continental cénozoïque du bassin d'avant pays de Ouarzazate. Implications sur l'évolution géodynamique du Haut-Atlas Central (Maroc). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Série IIA, 323: 623-630.

El Harfi, A., Lang, J., Salomon, J. and Chellai, E.H., 2001. Cenozoic sedimentary dynamics of the Ouarzazate foreland basin (Central High Atlas Mountains, Morocco). Int. J. Earth Sci, 90: 393-411, DOI:10.1007/s005310000115.

El Hassani, A., Huon, S., Hoepffner, C., Whitechurch, H. and Piqué, A., 1991. Une déformation d'âge ordovicien moyen dans la zone des Sehoul (Meseta marocaine septentrionale). Regard sur les segments "calédoniens" au NW de l'Afrique. C. R. Acad. Sci., 321(2): 1027-1032.

Elder, J., 1976. The bowels of the Earth. Oxford University Press, Oxford.

Ellenberger, F., 1974. Epirogenèse et décratonisation, Divers aspects de la tectonique. Association des géologues du Sud-Ouest, Pessac - France.

Ennih, N. and Liegeois, J.-P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. Precambrian Research, 112(3-4): 289-302.

Errarhaoui, K., 1998. Structure du Haut Atlas: plis et chevauchements du socle et de couverture (interprétations des données géophysiques et géologiques). PhD Thesis, Univ. Paris Sud, Orsay, 327 pp.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. and Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics, 23(1): 1012.

Fedan, B., 1989. Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : le Moyen Atlas durant le Méso-Cénozoique, 18. Trav. de l'Inst. Sci., sér. Géol. et Géogr. Physique, 144 pp.

Fekkak, A. et al., 1999. Origine et contexte géotectonique des dépôts détritiques du Groupe Néoprotérozoique inférieur de Kelâat Mgouna (Anti-Atlas oriental, Maroc). Journal of African Earth Sciences, 30: 295-311.

Fiechtner, L., Friedrichsen, H. and Hammerschmidt, K., 1992. Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. Geol. Rundschau, 81: 45-62.

Flemings, P.B. and Jordan, T.E., 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. Journal of Geophysical Research, 94(B4): 3851-3866.

Fraissinet, C., 1989. Les étapes de la structuration récente du Haut Atlas Calcaire (Maroc) : analyse des rapports entre raccourcissement et surrection au sein d'une chaîne intracontinentale, Paris XI, Orsay, 268 pp.

Fraissinet, C. et al., 1988. Structural evolution of the southern and the northern Central High Atlas in Palaeogene an Mio-Pliocene times. In: J. V. (Editor), The Atlas system of Morocco: studies on its geodynamic evolution. Springer Verlag, Lecture Notes in Earth Sciences, pp. 273-291.

Frizon de Lamotte, D. et al., 2004. TRANSMED-TRANSECT I: Iberian Meseta - Guadalquivir Basin - Betic Cordillera - Alboran Sea - Rif - Moroccan Meseta - High Atlas - SaharaDomain. In: R.W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P.A. Ziegler (Editors), The TRANSMED atlas - The Mediterranean region from crust to mantle. Springer-Verlag, Berlin, pp. 91-96.

Frizon de Lamotte, D. et al., 1998. Structural inheritance and kinematics of folding and thrusting along the front of the Eastern Atlas Mountains (Algeria and Tunisia). In: E. Barrier and S. Crasquin (Editors), Peri-Tethyan platforms n°3. Mem. Mus. Nat. Hist. Nat., pp. 237-252.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bézar, B., Bracène, R. and Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. Tectonics, 19: 740-761.

Fullea Urchulutegui, J., Fernandez, M. and Zeyen, H., 2006. Lithospheric structure in the Atlantic-Mediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data. Comptes Rendus Geosciences
Quelques developpements recents sur la geodynamique du Maghreb - Some recent developments on the Maghreb geodynamics, 338(1-2): 140-151.

Gallagher, K., Brown, R. and Johnson, C., 1998. Fission Track Analysis and Its Applications to Geological Problems. Annual Rev. Earth Planet Science, 26: 519-572.

Garfunkel, Z., 1992. A 140-Ma-long record of a hot spot beneath the African-Arabian continent, and its bearing on Africa's absolute motion. Isr. J. Earth Sci., 40: 135-150.

Gauthier, H., 1960. Contribution à l'étude géologique des formations post-liasiques des bassins du Dadès et du Haut-Todra (Maroc méridional). Notes et mémoires du service géologique du Maroc, 117: 1-212.

Gentil, L., 1912. Le Maroc physique, Paris.

Geyer, G., Landing, E. and Heldmaier, W., 1995. The Lower-Middle Cambrian standard of western Gondwana, Special Issue 2, University of Würzburg, Germany.

Ghandriche, H., 1991. Modalités de la superposition de structures de plissement-chevauchement d'age alpin dans les Aurès (Algérie). Ph.D. Thesis, Université Paris Sud, Orsay, France.

Giese, P. and Jacobshagen, V., 1992. Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. Geol. Rundsch., 81: 249-259.

Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. U.S. Geol. Surv. Monographs., 1: 438.

Goes, S., Govers, R. and Vacher, P., 2000. Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography. J. Geophys. Res., 105(B5): 11153-11169.

Gómez, F., Allmendinger, R., Barazangui, M., Er-Raji, A. and Dahmani, M., 1998. Crustal shortening and vertical strain partitioning in the Middle Atlas mountains of Morocco. Tectonics, 17: 520-533.

Gómez, F., Barazangi, M. and Beauchamp, W., 2000a. Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. Geology, 28: 769-864.

Gómez, F., Barazangi, M. and Demnati, A., 2000b. Structure and evolution of the Neogene Guercif Basin at the junction of the Middle Atlas Mountains and the Rif thrust belt, Morocco. AAPG Bulletin, 84(9): 1340-1364.

Gomez, F., Barazangi, M., Demnati, A., 2000. Structure and evolution of the neogene Guercif basin at the junction of the Middle Atlas Mountains and the Rif thrust belt, Morocco. AAPG Bulletin, 84(9): 1340-1364.

Gomez, F., M. Barazangi, and W. Beauchamp, 2000. Role of the Atlas Mountains (northwest

Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. Geology, 28: 769-864.

Gordy, P.L., Frey, F.R. and Norris, D.K., 1977. Geological guide for the C.S.P.G. 1977 Waterton - Glacier Park Field Conference, Calgary, Alberta.

Görler, K. et al., 1988. The uplift of the Central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. In: V. Jacobshagen (Editor), The Atlas System of Morocco. Springer, Berlin, pp. 361-404.

Görler, K. and Zucht, M., 1986. Stratigraphie und Tektonik des kontinentalen Neogens im Süden des Zentralen Hohen Atlas, Provinz Ouarzazate (Marokko). Berliner Geowiss Abh, 66: 471-494.

Gradstein, F.M. et al., 1994. A Mesozoic time scale. Journal of Geophysical Research, 99: 24051-24074.

Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Laslett, G.M. and Tingate, P.R., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite, a qualitative description. Chem. Geol., 59: 234-253.

Griffiths, R.W., Hackney, R.I. and Van der Hilst, R., 1995. A laboratory investigation of effects of trench migration on the descent of subducted slabs. Earth and Planetary Science Letters, 133(1-17).

Gueguen, E., Doglioni, C. and Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics, 298(1-3): 259-269.

Guiraud, R., 1975. L'évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 17: 427-446.

Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J. and Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. Journal of African Earth Sciences - Phanerozoic Evolution of Africa, 43(1-3): 83-143.

Hafid, M., 1999. Influence de l'évolution du Haut Atlas Occidental et de son avant-pays septentrional sur la dynamique Méso-Cénozoique de la marge Atlantique (entre Safi et Agadir) ; apport de la sismique reflexion et des données de forages, Université Inb Tofail, Kenitra, Maroc, 283 pp.

Hafid, M., 2000. Triassic-early Liassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira Basin (Morocco). Marine and Petroleum Geology, 17(3): 409-429.

Hafid, M., Zizi, M., Bally, A.W. and Ait Salem, A., 2006. Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco. Comptes Rendus Geosciences - Quelques developpements recents sur la geodynamique du Maghreb - Some recent developments on the Maghreb geodynamics, 338(1-2): 50-64.

Hall, R. and Spakman, W., 2002. Subducted slabs beneath the eastern Indonesia-Tonga region: insights from tomography. Earth and Planetary Science Letters, 201(2): 321-336.

Haq, U.J., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235: 1156-1167.

Harmand, C. and Cantagrel, J.M., 1984. Le volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire du Moyen Atlas (Maroc): chronologie K/Ar et cadre géodynamique. Journal of African Earth Sciences, 2: 51-55.

Hatzfeld, D. and Frogneux, M., 1981. Intermediate depth seismicity in the western Mediterranean unrelated to subduction of oceanic lithosphere. Nature, 292: 443-445.

Hatzfeld, D., Frogneux, M. and Giradin, N., 1977. Etude de sismicité dans la région de l'arc de Gibraltar et l'Algérie du Nord. Bulletin de la société géologique de France, 7(XIX): 741-747.

Helg, U., Burkhard, M., Caritg, S. and Robert-Charrue, C., 2004. Folding and inversion tectonics in the Anti-Atlas of Morocco. Tectonics, 23.

Herbig, H.G., 1991. Däs Paläogen am Südrand des zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas, Marokkos. Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Paläotectonik. Geowiss, 135: 1-289.

Hestis, S.P. and Acton, G.D., 1997. On the construction of geomagnetic timescale from non-prejudicial treatment of magnetic anomaly data from multiply ridges. Geophysical Journal International, 129: 176-182.

Hildenbrand, T., Kucks, R., Hamouda, M. and Bellot, A., 1988. Bouguer gravity map and

related filtered anomaly maps of Morocco. U.S. Geol. Surv, Denver, Col.

Hoepffner, C., Houari, M.R. and Bouabdelli, M., 2006. Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. Comptes Rendus Geosciences - Quelques developpements recents sur la geodynamique du Maghreb - Some recent developments on the Maghreb geodynamics, 338(1-2): 25-40.

Hoepffner, C., Soulaimani, A. and Piqué, A., 2005. The Moroccan Hercynides. J. Afr. Earth Sci., 43: 144-165.

Hoernle, K., Zhang, Y. and Graham, D., 1995. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. Nature, 374: 34-39.

Hofmann, A., Tourani, A. and Gaupp, R., 2000. Cyclicity of Triassic to Lower Jurassic continental red beds of the Argana Valley, Morocco: implications for palaeoclimate and basin evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 161(1-2): 229-266.

Hollard, H., 1981. Tableau de corrélations du Silurien et du Dévonien de l'Anti-Atlas. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 42.

Hooker, J.D., Ball, J. and Maw, G., 1878. Journal of a tour in Marocco, with an appendix including a sketch of the geology of Morocco, London.

Hurford, A.J., 1990. Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the IUGS. Chem. Geol., 80: 171-178.

Hurford, A.J. and Green, P.F., 1983. The zeta calibration of fission track dating. Chem. Geol., 1: 285-317.

Huvelin, P., 1977. Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). Notes et mémoires du service géologique du Maroc, 232 bis: 308pp.

Ibhi, A., 2000. Le volcanisme Plio-Quaternaire de Saghro (Anti-Atlas central, Maroc) et les enclaves basiques et ultrabasiques associées. Ph.D. Thesis, Université d'Agadir, Morocco, 359 pp.

Imber, J. et al., 2004. Three-dimensional distinct element modelling of relay growth and breaching along normal faults. Journal of Structural Geology, 26(10): 1897-1911.

Jacobshagen, V., Görler, K. and Giese, P., 1988. Geodynamic evolution of the Atlas System (Morocco) in Post Paleozoic times. In: V. Jacobshagen (Editor), The Atlas System of Morocco. Springer, Berlin, pp. 481-499.

Jenny, J., 1988. Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc, feuille d'Azilal au 1/100.000. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, Rabat, 339 bis.

Jolivet, L., Frizon de Lamotte, D., Mascle, A. and Durand, B., 1999. The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen; an introduction. In: B. Durand (Editor), The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen;. Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp. 1-14.

Jolivet, L. and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Europe collision. Tectonics, 19(6): 1095-1106.

Jones, P.B., 1982. Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta Foothills. In: R.B. Powers (Editor), Geologic Studies of the Cordilleran Thrust Belt. Rocky Mountain Association of Petroleum Geologists, pp. 61-74.

Jordan, T.E., 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 65: 2506-2520.

Khomsi, S., Bedir, M., Soussi, M., Ben Jemia, M.G. and Ben Ismail-Lattrache, K., 2006. Mise en evidence en subsurface d'evenements compressifs Eocene moyen-superieur en Tunisie orientale (Sahel) : generalite de la phase atlasique en Afrique du Nord. Comptes Rendus Geosciences - Quelques developpements recents sur la geodynamique du Maghreb - Some recent developments on the Maghreb geodynamics, 338(1-2): 41-49.

Khomsi, S., Bedir, M., Zouari, H. and Ghazi Ben Jemia, M., 2004. Mise en evidence et analyse d'une structure atlasique ennoyee au front de la Chaine alpine tunisienne. Comptes Rendus Geosciences, 336(14): 1293-1300.

King, S.D. and Anderson, D.L., 1998. Edge-driven convection. Earth and Planetary Science Letters, 160(3-4): 289-296.

King, S.D. and Ritsema, J., 2000. African hotspot volcanism: small scale convection in the upper mantle beneath cratons. Science, 290: 1137-1140.

Klitgord, K.D. and Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. In: P.R. Vogt and B.E. Tucholke (Editors), The geology of North America. Geological society of America, Boulder, pp. 351-378.

Koyi, H.A., Sans, M., Teixell, A., Cotton, C. and Zeyen, H., 2004. The significance of penetrative strain in the restoration of shortened layers-insights from Sand models and the Spanish Pyrenees. In: K.R. McClay (Editor), Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. American Association Petroleum Geologists, Tulsa, pp. 207-222.

Krijgsman, W. et al., 1999. Late Neogene evolution of the Taza–Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. Marine Geology, 153: 147–160.

Lachenbruch, A.H. and Morgan, P., 1990. Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb. Tectonophysics, 174: 39-62.

Laffitte, R., 1939. Etude géologique de l'Aurès (Algérie), Thèse de la faculté des Sciences de l'Université de Paris, France.

Laslett, G.M., Gleadow, A.J.W. and Duddy, I.R., 1984. The relationship between fission track lenght and density in apatite. Nuclear Tracks, 9(29-38).

Laville, E., 1975. Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut Atlas marocain (Boutonnière de Skoura, nappe de Toundoute). Doctorat Thesis.

Laville, E., 1980. Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut Atlas marocain (boutonnière de Skoura, nappe de Toundout). Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc, 41(285): 81-183.

Laville, E., Charroud, A., Fedan, B., Charroud, M. and Piqué, A., 1995. Inversion négative et rifting atlasique : l'exemple du bassin triasique de Kerrouchène, Maroc. Bull. Soc. Geol. Fr., 166: 364-374.

Laville, E. and Piqué, A., 1991. La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. Bull. Soc. Geol. Fr., 162: 1161-1171.

Laville, E. and Piqué, A., 1992. Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco): A tectonic model. structural and orogenic inversions,. International Journal of Earth Sciences, 81(1): 157-170.

Laville, E., Piqué, A., Amrhar, M. and Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). Journal of African Earth Sciences, 38(2): 145-153.

Laville, J., Lesage, L. and Séguret, M., 1977. Géometrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Apercu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. Bulletin de la Societé géologique de France, 19(7): 527-539.

Lawver, L.A., Müller, R.D., Srivastava, S.P. and Roest, E.R., 1990. The opening of the Artic Ocean. In: U. Bleil and J. Thiede (Editors), Geological history of the Polar Oceans: Artic Versus Antartic. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 29-62.

Le Pichon, X., Bergerat, F. and Roulet, M.J., 1988. Plate kinematics and tectonic leading to Alpine belt formation: a new analysis, Processes in continental lithospheric deformation. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, pp. 111-131.

Leblanc, M. and Lancelot, J.R., 1980. Interprétation géodynamique du domaine Pan-Africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. Can. J. Earth Sci., 17: 142-155.

Leighton, M.W. and Kolata, D.R., 1990. Selected interior cratonic basins and their place in the scheme of Global tectonics; A synthesis. In: M.W. Leighton (Editor), Interior cratonic basins. AAPG, Tulsa, pp. 727-797.

Lemoine, F.G. et al., 1998. The Development of the Joint NASA GSFC and NIMA Geopotential Model EGM96. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.

Lesquer, A., Bourmatte, A. and Dautria, J.M., 1988. Deep structure of the Hoggar domal uplift (Central Sahara, Southern Algeria) from gravity and petrological data. Tectonophysics, 152: 71-87.

Lesquer, A., Bourmatte, A., Ly, S. and Dautria, J.M., 1989. First heat flow determination from the Central Sahara: relationship with the Pan-

African belt and Hoggar domal uplift. Journal of African Earth Sciences, 9(1): 41-48.

Letouzey, J., Colletta, R., Vially, R. and Chermette, J.C., 1995. Evolution of salt-related structures in compressional settings. In: M.P.A. Jackson, D.G. Roberts and S. Snelson (Editors), Salt Tectonics: A Global Perspective. AAPG Memoir, pp. 41-60.

Liégeois, J.P., Azzouni-Sekkal, A. and Bonin, B., 2005. The Hoggar swell and volcanism: Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In: G.R. Foulguer, J.H. Natland, D.C. Presnall and D.L. Anderson (Editors), Plates, plumes and paradigms, pp. 379-400.

Lonergan, L. and White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. Tectonics, 16: 504-522.

Lorenz, J.C., 1988. Synthesis of late Paleozoic and Triassic redbed sedimentation in Morocco. In: V. Jacobshagen (Editor), The Atlas system of Morocco. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 139-168.

Lucente, F.P., Chiarabba, C., Cimini, G.B. and Giardini, D., 1999. Tomographic constraints on the geodynamic evolution of the Italian region. J. Geophys. Res., 104: 20,307 – 20,327.

Lucente, F.P. and Speranza, F., 2001. Belt bending driven by lateral bending of subducting lithospheric slab: Geophysical evidences from the northern Apennines (Italy). Tectonophysics, 337: 53-64.

Maillot, B. and Koyi, H.A., 2006. Thrust dip and thrust refraction in fault-bend folds: analogue models and theoretical predictions. Journal of Structural Geology, 28(1): 36-49.

Makris, J., Demnati, A. and Klussmann, J., 1985. Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. Annales Geophysicae, 3: 369-380.

Malinverno, A. and Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Appennines as a results of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics, 5: 227-245.

Manspeizer, W., Puffer, J.H. and Cousminer, H.L., 1978. Separation of Morocco and eastern North America. Geol. Soc. Am. Bull., 89: 901-920.

Mattauer, M., Tapponier, P. and Proust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bulletin de la Société Géologique de France, 7(3): 521-526.

Maury, R.C. et al., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin : a consequence of slab breakoff. C.R. Acad. Sci. Paris, 331: 159-173.

McKerrow, W.S. et al., 2000. The Late Palaeozoic relations between Gondwana and Laurussia. In: Fraakes, Haak, Onken and Tanner (Editors), Quantification and modelling in the Variscan belt. Geol. Soc. London special publication, London, pp. 21-34.

Medina, F., 1995. Syn- and postrift evolution of the El Jadida-Agadir basin (Morocco): constraints for the rifting model of the central Atlantic. Canadian Journal of Earth Science, 32: 1273-1291.

Medina, F. and Errami, A., 1996. L'inversion tectonique dans le bassin de Tine Mellil (Haut Atlas occidental, Maroc), Implications sur le fonctionnement de la faille de Tizi n'Test. Gaia, 12: 9-18.

Meigs, A., Vergès, J. and Burbank, D.W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet. Geol. Soc. Am. Bull., 108: 1608-1625.

Merle, O. and Michon, L., 2001. The formation of the West European rift; a new model as exemplified by the Massif Central area. Bulletin de la société géologique de France, 172: 213-221.

Mezcua, J. and Rueda, J., 1997. Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran Sea. Geophys. J. Int., 129: F1-F8.

Michard, A., 1976. Eléments de géologie marocaine. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 252: 408.

Michard, A., Cailleux, Y. and Hoepffner, C., 1989. L'orogène mésétien du Maroc : structure, déformation hercynienne et déplacements. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 335: 313-327.

Michard, A., Yazidi, A., Benziane, F., Hollard, H. and Willefert, S., 1982. Foreland thrusts and olistostromes on the pre-Sahara margin of the

Variscan Orogen, Morocco. Geology, 10(5): 253-256.

Mickus, K. and Jallouli, C., 1999. Crustal structure beneath the Tell and Atlas Mountains (Algeria and Tunisia) through the analysis of gravity data. Tectonophysics, 314(4): 373-385.

Mifdal, A. and Peucat, J., 1985. Datation U-Pb et Rb-Sr du volcanisme acide de l'Anti-Atlas marocain et du socle sous jacent de la région de Ouarzazate. Apport au problème de la limite Précambrien Cambrien. Sciences géologiques bulletin, 38: 185-200.

Missenard, Y. et al., 2006. Crustal versus Asthenospheric Origin of the Relief of the Atlas Mountains of Morocco. J. Geophy. Res, 111(B03401): doi:10.1029/2005JB003708.

Mokhtari, A. and Velde, D., 1988. Xenocrysts in Eocene camptonites from Taourirt, northern Morocco (Xénocristaux dans les camptonites éocènes du Taourirt, Maroc septentrional). Mineral. Mag., 52(5): 587-601.

Morel, J.-L., Zouine, E.M. and Poisson, A., 1993. Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc) : Un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène. Bull. Soc. Geol. Fr., 93(1): 79-91.

Morel, J.-L. et al., 1999. Morphometric analysis, deduced vertical motions and shortening rates in an Alpine orogen. Example of the High Atlas (Morocco). Annales Tectonicae, XIII(1-2): 5-15.

Moret, L., 1931. Carte provisoire du Haut Atlas de Marrakech.

Mourtada, S., LeBas, M.J. and Pin, C., 1997. Petrogenesis of Mg-carbonatites from Tamazert in the Moroccan High Atlas. Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes, 325(8): 559-564.

Müller, R.D., Sandwell, D.T., Tucholke, B.E., Sclater, J.G. and Shaw, P.R., 1990. Depth to basement and geoid expression in the Kane Fracture Zone: a comparision. Marine Geophysical Researches, 13: 105-129.

Mustaphi, H., 1997. Apport des données de subsurface (forage et profils sismiques) et de la modélisation à l'étude de l'évolution du bassin du Souss du Trias à l'actuel. Ph.D. Thesis, Université Mohammed V, Rabat.

Mustaphi, H., Medina, F., Jabour, H. and Hoepffner, C., 1997. Le bassin du Souss (Zone de Faille du Tizi n'Test, Haut Atlas occidental, Maroc): resultat d'une inversion tectonique contrlee par une faille de detachement profonde. Journal of African Earth Sciences, 24(1-2): 153-168.

Nachit, H., Barbey, P., Pons, J. and Burg, J.P., 1996. L'Eburnéen existe-t-il dans l'Anti-Atlas marocain ? L'exemple du massif du Kerdous. C. R. Acad. Sci., 322: 677-683.

O'Brien, C.A.E., 1957. Salt Diapirism in south Persia. Geologie en Mijnbouw, 19: 357-376.

Olbertz, D., Wortel, M.J.R. and Hansen, U., 1997. Trench migration and subduction zone geometry. Geophys. Res. Lett., 24: 221-224.

Oyarzún, R., Doblas, M., López-Ruiz , J. and Cebriá, 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.

Peacock, D.C.P., Price, S.P., Whitham, A.G. and Pickles, C.S., 2000. The World's biggest relay ramp: Hold With Hope, NE Greenland. Journal of Structural Geology, 22(7): 843-850.

Pinet, B., 1989. Deep seismic profilling and sedimentary basins. Bull. Soc. Geol. Fr., 8(5): 749-766.

Piqué, A., 2001. Geology of Northwest Africa. Borntraeger, Berlin - Stuttgart, 310 pp.

Piqué, A. et al., 1998. Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoique ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. Bull. Soc. Geol. Fr., 169: 797-810.

Piqué, A. et al., 1998. Le poinçon maghrébin: contraintes structurales et géochimiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 326: 575-581.

Piqué, A. and Michard, A., 1981. Les zones structurales du Maroc hercynien. Sciences géologiques, bulletin, 34(2): 135-146.

Piqué, A. and Michard, A., 1989. Moroccan Hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. Am. J. Sci., 289: 286-330.

Piqué, A. et al., 2002. The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. Geodinamica Acta, 15(3): 185-208.

Piromallo, C. and Morelli, A., 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. J. Geophys. Res., 108(B2): 110, 123.

Pitman, W.C. and Talwani, M., 1972. Sea-floor spreading in the North Atlantic. Geological Society of America Bulletin, 83: 619-646.

Platt, J.P. and Vissers, R.L.M., 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and the Gibraltar Arc. Geology, 29: 299-302.

Poirier, J.P., 2000. Introduction to the physics of the Earth's interior. Cambridge University Press, Cambridge.

Poisson, A., Hadri, M., Milhi, A., Julien, M. and Andrieux, J., 1998. The central High Atlas (Morocco). Litho- and chrono-stratigraphic correlations during Jurassic times between Tinjdad and Toufnite. Origine of subsidence. Peri-Tethys Memoir 4 - Mem. Mus. Hist. Nat., 179(237-256).

Poliakov, A.N., Podladchikov, Y. and Talbot, C., 1993. Initiation of salt diapirs with frictional overburden numerical experiments. Tectonophysics, 228: 119-210.

Pratt, J., 1855. On the attraction of the Himalaya Mountains, and the elevated regions beyond them, upon the plumb-line in India. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 145: 53-100.

Price, R.A., 1973. Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. In: K.A. Dejong and R. Scholten (Editors), Gravity and Tectonics. John Wiley and Sons, New York, pp. 491-502.

Proust, F., Petit, J.-P. and Taponnier, P., 1977. L'accident de Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). Bull. Soc. géol. Fr., 7(XIX): 541-551.

Qureshir, S.N., 1986. Crustal studies of Morocco from gravity and seismic data. Ph.D. Thesis, Hamburg University, Germany.

Rachdi, H., Berrahma, M., Delaloye, M., FaureMuret, A. and Dahmani, M., 1997. Tertiary volcanism in Rekkame (Maroc): Petrology, geochemistry and geochronology. Journal of African Earth Sciences, 24(3): 259-269.

Ramdani, F., 1998. Geodynamic implications of intermediate-depth earthquakes and volcanism in the intraplate Atlas mountains (Morocco). Physics of The Earth and Planetary Interiors, 108(3): 245-260.

Réhault, J.P., Mascle, J. and Boillot, G., 1984. Evolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène. Mem. Soc. Geol. Ital., 27: 85–96.

Reimer, G.M., Storzer, D. and Wagner, G.A., 1970. Geometry factor in fission track counting. Earth Planet. Sci. Lett., 9: 401-404.

Ricou, L.E., 1994. Tethys reconstructed: Plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. Geodin. Acta, 7(4): 169-218.

Rimi, A., 1990. Geothermal gradients and heat flow trends in Morocco. Geothermics, 19(5): 443-454.

Rimi, A., 1999. Mantle heat flow and geotherms for the main geologic domains in Morocco. International Journal of Earth Sciences, 88(3): 458 - 466.

Ritzwoller, M.H., Shapiro, N.M., Barmin, M.P. and Levshin, A.L., 2002. Global surface wave diffraction tomography. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 107(B12).

Roca, E. et al., 2004. TRANSMED Transect II: Aquitaine Basin - Pyrénées - Ebro basin - Catalan range - Valencia through - Balearic block - Algerian basin - Kabylies - Atlas - Saharan platform. In: R.W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P.A. Ziegler (Editors), The TRANSMED atlas - The Mediterranean region from crust to mantle. Springer-Verlag, Berlin.

Roch, E., 1939. Histoire stratigraphique du Maroc. Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc, 51: 1-483.

Roest, W.R., Danobeitia, J.J., Verhoef, J. and Collette, B.J., 1992. Magnetic anomalies in the Canary Basin and the Mesozoic evolution of the central North Atlantic. Marine Geophysical Researches, 14: 1-24.

Rognon, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., Koeniguer, J.C. and Delteil-Desneux, F., 1983. Précisions chronologiques sur l'évolution

volcano-tectonique et géomorphologique de l'Atakor (Hoggar) : apport des données radiométriques (K-Ar) et paléobotaniques (bois fossiles). Bull. Soc. Geol. Fr., 6(7): 973-980.

Rolley, J.-P., 1978. Carte géologique du Maroc au 1/100.000 : feuille d'Afourer. Notice explicative. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 247, 247 bis: 1-103.

Rosenbaum, G., Lister, G.S. and Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics, 359(1-2): 117-129.

Royer, J.-Y. et al., 1992. A global isochron chart. 117, University of Texas - Institute for Geophysics.

Russo, P., Russo, L., 1934. Le grand accident sud-atlasien. Bulletin de la société géologique de France, 5ème série(T. IV): 378-384.

Sahagian, D., Proussevitch, A. and Carlson, W., 2002. Analysis of vesicular basalts and lava emplacement processes for application as a paleobarometer/ paleoaltimeter. J. Geol, 110: 671-685.

Saint-Bezar, B., de Lamotte, D.F., Morel, J.L. and Mercier, E., 1998. Kinematics of large scale tip line folds from the High Atlas thrust belt, Morocco. Journal of Structural Geology, 20(8): 999-1011.

Salvan, H., 1984. Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléoclimatologiques. Quelques réflexions. Rev. Géol. dyn. Geogr. phys., 25: 187-203.

Sandvol, E., Seber, D., Calvert, A. and Barazangi, M., 1998. Grid search modeling of receiver functions: Implications for crustal structure in the Middle East and North Africa. J. Geophys. Res., 103(B11): 26899-26918.

Sandwell, D.T. and Smith, W.H.F., 1997. Marine gravity from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. J. Geophys. Res., 102: 10039-10054.

Sans, M. and Vergès, J., 1995. Fold development related to contractional salt tectonics: Southeastern Pyrenean thrust front, Spain. In: M.P.A. Jackson, D.G. Roberts and S. Snelson (Editors), Salt Tectonics: A Global Perspective. AAPG Memoir, pp. 369-378.

Saquaque, A., Admou, H., Karson, J.A., Hefferan, K.P. and Reuber, I., 1989. Precambrian accretionary tectonics in the Bou-Azzer El Graara region, Anti-Atlas. Geology, 17: 1107-1110.

Sauvages, A.d., 1747. Suite du mémoire contenant des observations lithologiques (charbon, coquillage), pour servir à l'histoire naturelle du Languedoc et à la théorie de la Terre.

Schmidt, K.H., 1992. The tectonic history of the Pre-Saharan depression (Morocco) - a geomorphological interpretation. Geol. Rundsch., 81(1): 211-219.

Schwarz, G. and Wigger, P.J., 1988. Geophysical studies of the Earth's crust and upper mantle in the Atlas System of Morocco. In: V. Jacobshagen (Editor), The Atlas System of Morocco. Springer, Berlin, pp. 339-357.

Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A. and Demnati, A., 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic Mountains. Nature, 379(February): 785-790.

Seber, D. et al., 1996. Three-dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco. J. Geophy. Res, 101: 3125-3138.

Seber, D. et al., 1996. Three-dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif Mountains of Morocco. J. Geophys. Res., 101: 3125-3138.

Sebrier, M. et al., 2006. Active tectonics in the Moroccan High Atlas. Comptes Rendus Geosciences
Quelques developpements recents sur la geodynamique du Maghreb - Some recent developments on the Maghreb geodynamics, 338(1-2): 65-79.

Shapiro, N.M. and Ritzwoller, M.H., 2002. Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle. Geophysical Journal International, 151(1): 88-105.

Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D., 2006. The Central Zagros fold-thrust belt (Iran): new insight from seismic data, field observation and sandbox modeling. Tectonics.

Sherkati, S., Molinaro, M., D., F.d.L. and Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late

basement control. Journal of Structural Geology, 27(9): 1680-1696.

Sherman, S.I., Dem'yanovich, V.M. and Lysak, S.V., 2004. Active faults, seismicity and recent fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system. Tectonophysics, 380(3-4): 261-272.

Sleep, N.H., 1990. Hot spots and mantle plumes: Some phenomenology. Journal Geophysical Research, 95: 6715–6736.

Sloss, L.L., 1990. Epilog (to Interior Cratonic Basins). In: M.W. Leighton (Editor), Interior Cratonic Basins. AAPG, Tulsa, pp. 799-805.

Smith, A.G., 1999. Gondwana: its shape, size and position from Cambrian to Triassic times. J. Afr. Earth Sci., 28(1): 71-97.

Smith, W.H.F. and Wessel, P., 1990. Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension. Geophysics, 55(3): 293-305.

Soliva, R. and Benedicto, A., 2004. A linkage criterion for segmented normal faults. Journal of Structural Geology, 26(12): 2251-2267.

Souhel, A. et al., 1993. Le rift atlasique sur la transversale de Béni-Mellal (Haut Atlas Central). VI. Essai de synthèse géodynamique, 14ème meeting régional de l'Association internationale des sédimentologues, Marrakech, pp. 305-306.

Spakman, W., van der Lee, S. and van der Hilst, R., 1993. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. Phys. Earth Planet. Int., 79: 3-74.

Spakman, W. and Wortel, M.J.R., 2004. A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In: W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P.A. Ziegler (Editors), The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to mantle. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 31-52.

Srivastava, S.P. and Roest, E.R., 1989. Seafloor spreading history II-IV. In: B.J.S. (Editor), East Coast Basin Atlas Series: Labrador sea. Geological survey of Canada, Atlantic geoscience center, Darmouth.

Srivastava, S.P. and Roest, E.R., 1996. Porcupine plate hypothesis: comment. Marine Geophysical Researches, 18: 589-595.

Srivastava, S.P. et al., 1990. Motion of Iberia since Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. Tectonophysics, 184: 229-260.

Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, E.R. and Reid, I.D., 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. Earth and Planetary Science Letters, 182: 61-76.

Srivastava, S.P. and Verhoef, J., 1992. Evolution of Mesozoic sedimentary basins around the North Central Atlantic: a preliminary plate kinematic solution. In: J. Parnell (Editor), Basins on the Atlantic Seaboard: Petroleum Geology, Sedimentology and Basin evolution. Geological Society, London, pp. 397-420.

Stäblein, G., 1988. Geomorphological aspects of the Quaternary evolution of the Ouarzazate basin, Southern Morocco. In: V. Jacobshagen (Editor), The Atlas System of Morocco. Springer, Berlin, pp. 433-443.

Stampfli, G.M., Marcoux, J. and Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time. In: J.E.T. Channell, E.L. Winterer and L.F. Jansa (Editors), Paleogeography and paleoceanography of Tethys. Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoecol, pp. 373-410.

Stewart, I.S. and Hancock, P.L., 1991. Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. Journal of Structural Geology, 13(2): 191-204.

Stille, H., 1924. Grundfragen der Vergleichenden Tektonik. Trad. B.R.G.M n°3166 Probèmes fondamentaux de tectonique comparée, Berlin, 388 pp.

Tadili, B. and Ramdani, F., 1983. Computer file of Moroccan earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am., 73: 259-289.

Tadili, B., Ramdani, M., Ben Sari, D., Chapochnikov, K. and Bellot, A., 1986. Structure de la croûte dans le Nord du Maroc. Annales Geophysicae, 4: 99-104.

Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. J. Geophys. Res., 64: 49-59.

Teixell, A., Arboleya, M.-L., Julivert, M. and Charroud, M., 2003. Tectonic shortening and topography of the central High Atlas (Morocco). Tectonics, 22(5): 1051.

Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernàndez, M. and Arboleya, M.-L., 2005. Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. Terranova, 17: 456-461.

Tesón, E., 2005. Estudio estructural del margen sur del Alto Atlas entre los valles del Dades y el Mgoun. Master degree Thesis, Departament de Geologia Universitat Autonoma de Barcelona (Spain), 79 pp.

Thomas, R.J. et al., 2002. Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. Precambrian Research, 118(1-2): 1-57.

Thomas, R.J. et al., 2004. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. Journal of African Earth Sciences, 39: 217-226.

Thomson, J., 1889. Travels in the Atlas and Southern Morocco - A narrative of exploration. In: G.P.a. Son (Editor), London.

Tixeront, M., 1973. Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes, syngénétiques et familières des formations détritiques permo-triasiques du couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc). Notes et mémoires du service géologique du Maroc, 33(249): 147-177.

Torné, M., Fernàndez, M., Comas, M.C. and Soto, J.I., 2000. Lithospheric structure beneath the Alboran basin: Results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. J. Geophys. Res., 105(B2): 3209-3228.

Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Meert, J.G., Mosar, J. and Walderhaug, H.J., 2001. Reconstruction of the continents around the North Atlantic at about the 60th parallel. Earth and Planetary Science Letters, 187: 55-69.

Trampert, J., Vacher, P. and Vlaar, N.J., 2001. Sensitivities of seismic velocities to temperature, pressure and composition in the lower mantle. Phys. Earth Planet. Int., 124(3-4): 255-267.

Trudgill, B. and Cartwright, J., 1994. Relay ramp forms and normal-fault linkages, Canyonlands National Park, Utah. Geological Society of America Bulletin, 106: 1143-1157.

Turcotte, D.L., 1983. Driving mechanisms of mountain building. in Mountain Building Processes: 141-146.

Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982. Geodynamics. J. Wiley & Sons, New York, 450 pp.

US Geological Survey, 2004. SRTM DTED. http://edc.usgs.gov/products/elevation/srtmdted.html.

Van den Bosh, J.W.H., 1981. Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1:500.000, Notes et Mémoires du Service Géologique. Editions du Service Géologique du Maroc, Rabat, Morocco.

Van der Hilst, R.D., 1995. Complex morphology of subducted lithosphere in the mantle beneath the Tonga trench. Nature, 374(6518): 154-157.

van der Hilst, R.D., Engdahl, E.R., Spakman, W. and Nolet, G., 1991. Tomographic imaging of subducted lithosphere below the northwest Pacific islands. Nature, 353: 37-43.

van der Meijde, M., van der Lee, S. and Giardini, D., 2003. Crustal structure beneath broad-band seismic stations in the Mediterranean region. Geophys. J. Int., 152: 729-739.

Van Houten, F.B. and Brown, R.H., 1977. Latest Paleozoic - Early Mesozoic paleogeography, north-western Africa. J. Geol., 85: 143-156.

Vergès, J. et al., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. Mar. Petrol. Geol., 12(8): 903-916.

Vergès, J. and Sabàt, F., 1999. Constraints on the western Mediterranean kinematics evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. In: B. Durand (Editor), The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp. 63-80.

Walsh, G.J., Aleinikoff, J.N., Benziane, F., Yazidi, A. and Armstrong, T.R., 2002. U-Pb zircon geochronology of the Palaeoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, western Anti-Atlas, Morocco. Precambrian Research, 117: 11-20.

Walsh, J.J., Bailey, W.R., Childs, C., Nicol, A. and Bonson, C.G., 2003. Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective. Journal of Structural Geology, 26: 399-400.

Walsh, J.J., Watterson, J., Bailey, W.R. and Childs, C., 1999. Fault relays, bends and

branch-lines. Journal of Structural Geology, 21(8-9): 1019-1026.

Warme, J., 1988. Jurassic carbonate facies of the central and eastern High Atlas rift, Morocco. In: V. Jacobshagen (Editor), The Atlas System of Morocco. Springer, Berlin, pp. 169-199.

Wendt, J., 1985. Disintegration of the continental margin of northwestern Gondwana; Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). Geology, 13(11): 815-818.

Wigger, P. et al., 1992. Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic refraction studies. Geol. Rundschau, 81(1): 237-248.

Wortel, M.J.R. and Spakman, W., 1992. Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. Proc. K. Ned. Akad. Wet., 95: 325 – 347.

Wortel, M.J.R. and Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. Science, 290: 1910-1917.

Zarki, H., Macaire, J.-J., Beck, C. and De Luca, P., 2004. Morpho-sedimentary evolution of the lower Moulouya (North Eastern Morocco) during middle and upper Holocene. Seismicity and neotectonic effects. Geodinamica Acta, 17(3): 205-217.

Zeyen, H., Ayarza, P., Fernàndez, M. and Rimi, A., 2005. Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. Tectonics, 24(2): TC2001, doi: 10.1029/2004TC001639.

Zeyen, H., Dererova, J. and Bielik, M., 2002. Determination of the continental lithospheric thermal structure in the Western Carpathians: integrated modelling of surface heat flow, gravity anomalies and topography. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 134(1-2): 89-104.

Zeyen, H. and Fernàndez, M., 1994. Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotransect. Journal of Geophysical Research, 99: 18089–18102.

Zizi, M., 2002. Triassic-Jurassic extensional systems and their neogene reactivation in northern Morocco; the rides Prerifaines and Guercif Basin. Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc, 146: 1-138.

Zouine, E.M., 1993. Géodynamique récente du Haut Atlas. Evolution de sa bordure septentrionale et du Moyen Atlas sud-occidental au cours du Cénozoïque. Ph.D. Thesis, Université Mohammed V, Rabat.