



AIX-MARSEILLE UNIVERSITE
Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en
Géosciences de l'Environnement
UNIVERSITE DE SFAX
Faculté des Sciences de Sfax



THESE EN COTUTELLE
 Pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'AIX-MARSEILLE UNIVERSITE/UNIVERSITE DE SFAX



Ecole Doctorale : Sciences de l'Environnement
 OSU Institut Pythéas
 Ecole Doctorale : Sciences Fondamentales de la faculté des sciences de Sfax
 Discipline : Géosciences de l'environnement
 Discipline : Sciences Géologiques



Présentée et soutenue publiquement par

Mohamed GHARBI

Le Mardi 17 Décembre 2013 au CEREGE

Relationship between the southern Atlas foreland and the eastern margin of Tunisia (Chotts-Gulf of Gabes): Tectono-sedimentary, fault kinematics and balanced cross section approaches

Interactions entre le front sud-atlasique et la marge est-tunisienne (Chott-Golfe de Gabès): analyse tectono-sédimentaire, cinématique de failles et coupe équilibrée

Directeurs de thèse :

Olivier BELLIER, Amara MASROUHI et Nicolas ESPURT

JURY

Pr. François ROURE, IFP-EN, Rueil-Malmaison, France et Université d'Utrecht, aux Pays-Bas	Rapporteur
Pr. Adel RIGANE, Faculté des Sciences de Sfax (Université de Sfax)	Rapporteur
Pr. Jacques DEVERCHERE, Université de Bretagne	Examineur
Pr. Mohamed BEN YOUSSEF, CERTE/Borj Cedria, Tunis	Examineur
Pr. Dominique FRIZON DE LAMOTTE, Université de Cergy-Pontoise	Examineur
Pr. Olivier BELLIER, CEREGE/Université Aix-Marseille	Directeur
Dr. Amara MASROUHI, CERTE/Borj Cedria, Tunis	Directeur
Dr. Nicolas ESPURT, CEREGE/Université Aix-Marseille	Directeur

Relationship between the southern Atlas foreland and the eastern margin of Tunisia (Chotts-Gulf of Gabes): Tectono-sedimentary, fault kinematics and balanced cross section approaches

Abstract

The structure of the southern Atlas foreland of Tunisia was investigated using new tectonic data and geologic mapping, seismic reflexion profiles together with the construction of a balanced cross section. The structural architecture of the Tunisian foreland consists in a mixed tectonic style with deep-seated basement faults, shallower décollements within sedimentary cover and salt diapirism. Structural geometry and orientation of the pre-existing Triassic-Turonian extensional structures controlled subsequent contractional deformation within the sedimentary cover. The rifting of the margin started in the late Permian–Triassic and continued up to the Turonian. In this last period N- to NE-trending extension was associated with WNW- and NW-trending normal faults, bounding the horsts and grabens. This tectonic framework is highlighted by major thickness and facies changes in the Jurassic-Cretaceous series associated with slumps and syntectonic conglomerate sedimentation. The Orbata and Chemsî fold-and-thrusts result from tectonic inversion of major Aptian-Turonian extensional structures. From the inversion of the successive compressions, the development of ENE-trending thrust-related anticlines such as the Orbata and Chemsî structures are controlled by the reactivation of the inherited Mesozoic faults. This fold and thrusting is accompanied by NW-trending lateral ramp such as the Gafsa and Fejej faults and diapir structures as the Beidha anticline. Geologic data from this region indicate that the positive tectonic inversion occurred probably during Late Cretaceous period. The Cenozoic tectonic compressions in the southern Atlasic domain occurred during three periods: Late Eocene, Late Miocene and Plio-Quaternary. The first Eocene compressional tectonic event corresponds to the WNW- to NW-trending moderate compression. The Fault kinematic analysis reveals a temporal change in states of stress that occurred during the Late Cenozoic. A paleostress (Miocene-Pliocene) state is characterized by a regional compressional tectonic regime with a mean $N134\pm09^{\circ}E$ trending compressional axis (σ_1). A modern (Quaternary to present-day) state of stress also corresponds to compressional tectonic regime with a regionally mean $N05\pm10^{\circ}E$ trending horizontal σ_1 .

The southern Atlas foreland of Tunisia corresponds to two distinct domains: a far-foreland Atlasic front related to contractional deformation associated with southward thrust propagation and, at the east, the Gulf of Gabes is characterized by transtensional structures at a crustal-scale margin related to the NW- to WNW-trending normal component right-lateral strike-slip faults. Consequently, this study, based on the inversion of geologically determined fault slip vectors, presents evidences for spatial and temporal changes in the stress state.

This study underlines the predominant role of inherited basement structures acquired during the evolution of the southern Tethyan margin, and their influence on the geometry of the Atlasic fold-and-thrust belt. At the southern Atlas of Tunisia our restoration shows a surface shortening of ~ 8.1 km ($\sim 7.3\%$).

Keywords: *South Tethyan margin, Rifting, tectonic inversion, Southern Atlas foreland, Fault analysis, Stress change, balanced cross section, Tunisia.*

Interactions entre le front sud-atlasique et la marge est-tunisienne (Chott-Golfe de Gabès): analyse tectono-sédimentaire, cinématique de failles et coupe équilibrée

Résumé

La structure de l'avant-pays sud atlasique tunisien a été étudiée en combinant plusieurs approches : l'établissement d'une nouvelle cartographie géologique, la réinterprétation de données de sismique réflexion calibrées à l'aide de forage pétroliers, la construction et la restauration d'une coupe équilibrée. Nous avons ainsi montré que l'architecture structurale de l'avant-pays sud atlasique tunisien est caractérisée par un style tectonique mixte résultant de la réactivation de failles normales connectées avec le socle, de la mise en place de décollements dans la couverture sédimentaire ainsi que d'un diapirisme non négligeable. La géométrie et l'orientation des structures extensives préexistantes, issues du rifting Trias à Turonien, contrôlent la déformation de la couverture sédimentaire au cours des phases compressives d'âge fini-mésozoïque et cénozoïque. En effet, la marge tunisienne a enregistré une longue période de rifting, de la fin du Permien-Trias jusqu'au Turonien. Au cours de cette dernière période, des failles normales de direction WNW-ESE et NW-SE, délimitant des horsts et des grabens, se sont mises en place sous un régime tectonique en extension de direction d'extension N-S et NE-SW. Ce contexte tectonique est souligné par de puissantes séries sédimentaires, des changements de faciès ainsi que des variations d'épaisseurs des dépôts de la série Jurassique à Crétacé, associés à des slumps et à des conglomérats syntectoniques. Les plis associés aux chevauchements d'Orbata et de Chemsî résultent de l'inversion tectonique des principales failles normales, d'âge Aptien-Turonien. En effet, depuis l'inversion tectonique au cours des périodes de compression successives, le développement des anticlinaux de direction ENE-WSW associés à des chevauchements comme le cas d'Orbata et de Chemsî sont contrôlés par la réactivation des failles héritées d'âge Mésozoïque. L'évolution de ces plis et chevauchements est accompagnée par le développement de rampes latérales, de direction NW-SE, tels que les failles de Gafsa et Fejej, ainsi que par la mise en place de diapirs (e.g., l'anticlinal Beidha). Les données géologiques de cette région indiquent que l'inversion tectonique positive s'est initiée probablement pendant la période du Crétacé supérieur. Les compressions tectoniques tertiaires dans le domaine sud atlasique se sont produites au cours de trois périodes: l'Eocène, le Mio-Pliocène et le Plio-Quaternaire. Le premier événement tectonique en compression d'âge Eocène correspond à une compression modérée de direction WNW-ESE à NW-SE. Une analyse de cinématique de failles a permis de montrer un changement du régime de contrainte à la fin du Cénozoïque. Un régime tectonique d'âge Mio-Pliocène est caractérisé par un état de contraintes régional en compression de direction de compression NW-SE. Le régime tectonique Quaternaire à l'actuel correspond également à un état de contrainte en compression caractérisé par une direction de compression N-S à NNE-SSW. Le changement de régime tectonique a lieu, soit à la fin du Pliocène, soit au début du Quaternaire, puisque les deux cinématiques affectent une formation d'âge Plio-Quaternaire indifférencié. Ce changement est probablement lié à la réorganisation régionale du bassin ouest méditerranéen reporté par de nombreux auteurs à la fin du Pliocène-début du Quaternaire. L'avant-pays sud atlasique de la Tunisie correspond à deux domaines distincts: au Nord, un domaine d'avant-pays sud atlasique liée à la déformation compressive associée à des chevauchements et, au Sud-Est, le Golfe de Gabès caractérisé par une structuration transtensive, liée à des décrochements dextres de direction NW-SE à WNW-ESE. La variation du champ de contrainte, de la compression à la transtension, semble se faire progressivement du Nord vers le Sud-Est. Par conséquent, notre étude met en évidence des changements spatiaux et temporels dans l'état de contrainte cénozoïque. Cette étude souligne le rôle prépondérant des failles profondes héritées et acquises au cours de l'évolution de la marge passive sud téthysienne, et leur influence sur la géométrie de la ceinture de chevauchements de l'avant-pays sud atlasique. Dans le domaine sud atlasique de la Tunisie, notre restauration montre un raccourcissement modéré en surface de l'ordre de 8.1 km (~7,3%).

Keywords: *Marge passive sud téthysienne, Rifting, inversion tectonique, l'avant-pays sud atlasique, Cinématique des failles, Changements de régime, Coupe équilibrée, Tunisie.*

Avant-propos

Au terme de ces longues années de thèse qui a commencé le 14 Janvier 2010, je voudrais exprimer mes reconnaissances à tous ceux qui m'ont soutenu, de diverses façons et à divers moments, et qui m'ont fait confiance pour mener à bien ce travail.

Cette thèse a officiellement un auteur, moi. On dira: "c'est la thèse de Mohamed GHARBI" et après on ajoutera comme toutes les thèses: "Elle est bien" ou ne vaut pas grande chose". Je n'en sais rien de ce que l'on dira. Mais, je sais très bien que je ne serais jamais arrivé là par mes propres et uniques moyens. Bien évidemment, dans cette thèse il y a beaucoup d'efforts, beaucoup de temps, beaucoup de pertes, beaucoup de doutes et d'angoisses qui me sont propres. Mais dedans, il y a aussi la sueur, la peur, des larmes et des morceaux de vie d'autres personnes. Certaines d'entre elles m'ont aidé par responsabilité morale, d'autres (exceptionnelles) par intérêt, d'autres par solidarité, les plus nombreux par simple amitié. Je dédie ces premières pensées soulagées à tous ceux qui m'ont aidé, soutenu, bercé, corrigé, appris, aimé, guidé, nourri, soigné, encouragé et surtout m'ont fait confiance. J'essaie ici de leur rendre hommage, tout en sachant que ce n'est pas avec ces quelques mots que je pourrais restituer la valeur de ce que j'ai reçu.

Tout d'abord, j'exprime toute ma gratitude et ma pleine redevance à Monsieur Olivier BELLIER, Professeur au CEREGE, à Aix-Marseille Université, qui m'a accueilli dans son laboratoire et m'a estimé par sa confiance et sa paternité. C'est avec lui, par son accompagnement et son soutien humain, moral, scientifique et matériel, que je suis là devant les membres de jury et j'ai déployé en moi-même le chercheur géologue. Quoi que je dise, je ne contenterai jamais ma redevance à ce grand monsieur... « Merci Cher Olivier ».

Ce travail est effectué sous l'encadrement de Monsieur Amara MASROUHI, Maître-assistant habilité au Laboratoire Géo-ressources, Centre de Recherches et des Technologies des Eaux de Borj Cedria, à qui j'adresse mes sincères reconnaissances vers l'effort qu'il m'a fourni pour la réussite de cette collaboration entre son équipe et l'équipe du CEREGE. Monsieur Amara n'a pas cessé de me donner d'efforts scientifiques et matériels depuis son encadrement en mastère (2008) et lors de la direction de ce mémoire nul doute que ce travail doit beaucoup à son sens de rigueur et à ses suggestions lors de mon encadrement. Je vous remercie encore énormément pour son attitude bienveillante à mon égard, pour sa confiance, son soutien moral, pour sa disponibilité et ses qualités d'écoute. Qu'il trouve dans ces lignes mes sentiments de respect et de gratitude... « Merci Cher Amara ».

Je me permets de dire un grand merci à mon chef des coupes équilibrées Nicolas ESPURT, Maître de Conférences au CEREGE, à Aix-Marseille Université, qui m'a appris les méthodologies d'équilibrage. Je dois à ce monsieur un grand respect pour son sens d'écoute, pour son encouragement et pour sa patience lors de la réalisation de la partie équilibrage des coupes et la rédaction du troisième chapitre de la thèse. Je tiens à dire que j'ai appris de tes qualités scientifiques l'esprit d'un vrai géologue surtout un vrai structuraliste. Cher Nicolas, vous m'avez accompli ma connaissance avec cette méthodologie. J'ai tiens à vous dire...« Merci Cher Nicolas »

Je n'oublierai jamais de remercier Monsieur le Dr. Esmail SHABANIAN avec lequel j'ai eu des discussions scientifiques fructueuses qui m'ont enrichi ma connaissance.

Ce travail d'une thèse en cotutelle a été réalisé dans le Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (UM 34, CNRS-Université Aix-Marseille), et la faculté des sciences de Gabès (Université de Gabès). Cette thèse n'est rendue possible que grâce à une bourse attribuée par le Gouvernement Français, trois mois de bourse d'alternance de l'école doctorale de l'Université de Gabès, un mois de bourse dans le cadre du projet OT Med et une subvention pour une mission de 3 mois (Janvier, Février et Mars de l'année 2013) attribuée par le CNRS. Les différentes missions de terrain, effectuées au cours de cette thèse, ont été financées par un complément de bourse de l'Université Aix-Marseille.

Je remercie Monsieur François ROURE, Professeur à l'Institut Française du Pétrole et le Monsieur Adel RIGANE, Professeur à l'Université de Sfax, tous les deux m'ont fait l'honneur d'accepter la lourde tâche de rapporter mon travail. Mes remerciements vont aussi à Monsieur Mohamed BEN YOUSSEF Professeur au Centre de Recherches et Technologies des Eaux, Monsieur Jacques DEVERCHERE, Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale et Monsieur Dominique FRIZON DE LAMOTTE, Professeur à l'Université Cergy-Pontoise, qui ont accepté d'être les examinateurs de ma thèse. Je suis très fier d'avoir eu l'honneur de soutenir mon Doctorat devant un tel jury.

Avant tout, j'adresse mes remerciements les plus distingués à Monsieur le Professeur Younes JEDOUI et Monsieur le Professeur Hamed BEN DHIA qui ont participé à la réussite de cette collaboration entre l'université de Sfax, l'université de Gabès et l'Université Aix-Marseille.

Je prends l'occasion de m'adresser avec ses lignes à remercier tous mes enseignants de la Faculté des Sciences de Tunis, à eux je serais toujours reconnaissant.

Je tiens à remercier vivement Monsieur Amri ABDELHAQ et Monsieur Youssef BOUAZIZI de l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolière (ETAP) pour l'acquisition des sections sismiques et des données de puits traitées durant cette thèse ainsi que tous les responsables de compagnies pétrolières qui opèrent dans la région d'étude pour leur autorisation à utiliser les données de subsurface se trouvant dans les permis qu'ils occupent.

C'est le moment d'adresser mes remerciements à mes amis. Je vais commencer par les personnes qui m'ont partagé des moments agréables dans le bureau 109. Mme Yassaman FRABOD FLEURY, la dame du bureau, je te remercie énormément pour tes encouragements. Fabrice CUOQ, le "très fort", j'ai l'honneur de te reconnaître, je te remercie profondément. Clément FLAUX, le "faux français", je voulais te dédier des mots en arabe mais j'hésite, ça ne sera pas gentil d'écrire en arabe tant qu'il y a des gens qui ne le comprennent pas, je te remercie beaucoup pour tous que tu m'as offert. Ensuite, je remercie mes amis ceregiens que je vais essayer de les citer sans en oublier et si j'en oublie qu'ils m'en excusent: Natton, Nicolas, Asstrid, Narech, Olivia, Lucie, Jules, Phillippe, Luccilla, Jean Claude, Roger, Patricia, Julie, Fred, Majid, Mathieu, François, Monsieur Pascale Affaton, Michel,.... Je n'oublierai jamais à remercier mes amis du bâtiment Villement: Fehmi, Fred, Benoix, Laure, Assia, Max, Delphine, Marie, Monsieur Dominique, mes deux amis indonésiens Agung et Halikuddin et la belle fille libanaise Farah. Toute ma gratitude est adressée à mes amis : Imed Ben Slimane et sa femme Fatma pour leurs soutiens moraux et leurs encouragements pendant les moments difficiles que j'ai eu durant cette thèse et Mohamed Sabri Arfaoui pour les discussions fructueuses, son soutien et ses encouragements. Je tiens à remercier mon ami de classe et mon accompagnateur du terrain El Amjed Amari, je n'oublierai jamais les jours du terrain qu'on a passé ensemble et surtout en mois du Juillet et Août 2011 « des journées inoubliables ». Je dois enfin adresser mes vifs remerciements à tous mes amis de l'université de Tunis: Radhouane Khouni, Soufiene Dridi, Sami Khémiri, Hichem Tagougui, Sami Riahi, Mohsen Ben Alaya, Imed Hezzi, Kais Aridhi, Aymen Arfaoui, Haïfa Boussigua, Nejla Skatni, Jihéne Bejaoui, Wafa Cherif, Fatma Touhami, Kods Chakhtour, Abir Jrad et Hanen Mhabi et son époux; de l'université de Sfax: Amor Ben Moussa, Chawki Khelifi, Mourad Bouzaïeni, Rim Khinfir, Friha Haj Ammar et surtout Hatem El Mejri et Monsieur Lasaad Dassi. Je tiens aussi à exprimer mes sincères remerciements pour tous mes amis de l'Université Gabès sans exception.

Les remerciements finaux iront pour ma famille, parmi eux, je veux remercier particulièrement, mes cousins de Salon de Provence: Am Ali, Am Hasshassi, Azzouz, Saber, Ahmed et Hamrouni pour leur soutien, leur hospitalité et leur encouragement. Ensuite je m'adresse à remercier la famille GHARBI, je remercie mes parents : Naïma et Salem ainsi que mes deux sœurs (Sarra et Nesrine) et mes deux frères (Ali et Walid) qui ont toujours cru en moi et qui ont su m'aider dans les moments les plus difficiles.

Mohamed
M.D.B.

Sommaire

Liste des figures	viii
Liste des tableaux.....	xiii
CHAPITRE I: Introduction Générale.....	1
1. Contexte Général de la Thèse	2
1. 1. Objectifs de la thèse.....	2
1. 2. Plan de la thèse	3
2. Le bassin d'avant-pays sud tunisien dans le cadre géodynamique méditerranéen	4
2.1. Evolution géodynamique de la marge nord-africaine	5
2. 1. 1. Période Mésozoïque.....	5
2. 1. 2. Période Cénozoïque	9
2. 1. 3. Période du Quaternaire à l'actuelle	13
2.2. Evènements tectoniques et style structural dans l'Atlas de la Tunisie.....	15
2. 2. 1. Zonation structurale de L'Atlas tunisien.....	15
2. 2. 2. Synthèse des événements tectoniques affectant le front sud-atlasique	18
2. 2. 3. Style structural dans l'Atlas tunisien	21
CHAPITRE II: New tectono-sedimentary evidences for Aptian to Santonian extension of the Cretaceous rifting in the Northern Chotts range (Southern Tunisia).....	24
1. Introduction.....	27
2. Geological setting.....	29
2.1. Structural features and the area studied	29
2.2. General stratigraphy	30
3. Zemlet el Beidha cretaceous structures	32
3.1. Structures	32
3.2. Fault kinematics analysis.....	36
3.3. Tectono-sedimentary data	38
4. Discussion: Geodynamic evolution of the southern Atlassic margin	45
4. 1. Cretaceous rifting heritage	45
4. 1. 1. Early Albian syn-rift.....	45
4. 1. 2. Coniacian-Santonian post-rift.....	48
4. 1. 3. Upper Campanian-Paleocene: tectonic inversion and subsidence.....	48
4.2. Implications for Cenozoic tectonic evolution	49
5. Conclusion	49
CHAPITRE III: A reappraisal of the structure and kinematics of the southern Atlas foreland, Tunisia. .	58

1. Introduction.....	61
2. Geological setting.....	63
3. Stratigraphic Succession and Geological Evolution of the southern Atlas of Tunisia	66
3.1. Triassic to Late Cretaceous rifting sequences.....	66
3.2. Paleocene to Eocene sequence.....	68
3.3. Miocene to Pliocene continental sequences.....	69
3.4. Plio-Quaternary continental sequences.....	69
3.5. Décollement Levels.....	69
4. Surface and subsurface structural data	70
4.1. Northern Metlaoui-Gafsa domain.....	70
4.2. Southern Chotts Basin-Saharan Platform domain	76
5. Structural model of the southern Atlas of Tunisia	76
5.1. Dataset and methodology	76
5.2. Balanced and restored cross section	78
5.3. Shortening amount.....	81
5.4. Comparison with other structural models	81
6. Timing of the tectonic inversion in the southern Atlas folds-and-thrust belt of Tunisia.....	81
7. Implications for the geodynamic evolution of the southern Tethyan margin	83
8. Conclusions.....	87
CHAPITRE IV: Recent spatial and temporal changes in the stress regime along the southern Tunisian Atlas front and the Gulf of Gabes: New insights from fault kinematics analysis and seismic profiles	101
Abstract.....	103
1. Introduction.....	104
2. Tectonic setting.....	106
3. Methodology: inversion method and data separation.....	108
3. Fault kinematics and stress regime change during the Late Cenozoic in the Southern Atlasic Front of Tunisia (Late Miocene to Present-day) and the Gulf of Gabes	111
3.1. Temporal stress regime change in the Southern Atlasic domain	111
3.1. 1. Paleostress regime	111
3.1. 2. Recent Stress regime.....	113
3.2. Spatial stress field variation in SE Tunisian domain	116
3.3 Seismotectonic data	118
4. Structural evidence for recent faulting onshore and offshore of Tunisia.....	121
4.1. Structural evidence for present-day faulting in the SAFT.....	121

4.2. Recent normal faulting as revealed by seismic profiles in the southern offshore of Tunisia: Gulf of Gabes.....	123
4. 2. 1. Data Set.....	123
4. 2. 2. Interpretation of seismic reflection data.....	123
5. Discussion.....	125
5.1. Temporal and spatial changes from the Mio-Pliocene to Quaternary stress states in the SAFT and the Pelagian Sea.....	125
5.2. The regional tectonic regimes in the western Mediterranean.....	127
Conclusions	129
CHAPITRE V: Conclusion générale.....	141
Références bibliographiques.....	146
Annexe: Données et méthodologie adoptées.....	155

Liste des figures

Chapitre I

- Figure. I. 1: (A) Carte structurale de la marge nord-africaine. (B) Carte structurale du bassin d'avant-pays sud tunisien et du Golfe de Gabès..... 3
- Figure. I. 2: Carte synthétique des grands ensembles structuraux du domaine méditerranéen montrant la localisation des fronts de chevauchements des Maghrébides (Roure et al., 2012). Noter la position des zones d'amincissement cénozoïques en arrière des fronts orogéniques. Les flèches convergentes (noires) et divergentes (grises) correspondent respectivement aux principales zones de convergence et d'extension actives (d'après Durand-Delga, 1980; Doglioni et al., 1999; Michard et al., 2002). La ligne bleue indique l'emplacement de coupe de la Figure. I. 7. 5
- Figure. I. 3: Carte structurale présentant les principales failles normales qui contrôlent le dépôt du Trias-Jurassique inférieur à l'échelle du système atlasique maghrébin (Frizon de Lamotte et al., 2009). CAMP = Province Magmatique de l'Atlantique Centrale (200 Ma). 6
- Figure. I. 4: Coupe structurale schématisée montrant la configuration de la marge nord-africaine et les faciès sédimentaires associés au cours du Jurassique-Crétacé inférieur (Soussi, 2002). 7
- Figure. I. 5: Coupe schématisée de la marge nord-africaine entre le sillon tunisien (Atlas septentrionale) et les bassins de plate-forme (Atlas central et méridional) au cours de l'Aptien-Albien (Souquet et al., 1997 modifiée d'après Masrouhi et al., 2013). 8
- Figure. I. 6: Scénario cinématique schématisée pour le Maghreb et la Méditerranée occidentale depuis le Crétacé supérieur (Frizon de Lamotte et al., 2009). A: Initiation de la subduction de la Téthys et le développement de plis lithosphériques dans la région du Maghreb alpins; B: Première inversion générale du bassin Atlas (Atlas premier cas), suivie par l'initiation du retrait du slab (slab roll-back) dans la région méditerranéenne; C et D: Slab roll-back, développement du prisme d'accrétion Tell-Rif, la formation du bassin méditerranéen occidental (couleur violette) considéré comme un bassin océanique (ou croûte continentale s'amincie). E et F: Collision des Kabylies à la marge africaine, la déchirure de la lithosphère le long de la marge et le début de la compression au Nord de la marge africaine. G: Deuxième inversion du système Atlasique (deuxième événement Atlas). 10
- Figure. I. 7: Modèle cinématique illustrant un scénario géodynamique proposé le long d'une coupe NNW-SSE, partant de la marge Baléares jusqu'à la plate-forme saharienne (trace de la coupe sur Figure. I. 2). Ces coupes montrent le détachement d'un bloc d'AlKaPeCa (les Kabylies), sa dérive vers le Sud-Est, puis sa collision avec l'Afrique du Nord entraînant la mise en place des chaînes maghrébides et atlasiques (modifiée d'après Frizon de Lamotte, 2000). 11
- Figure. I. 8: a: Carte de répartition de régimes de déformation générés à la limite de plaque montrant les taux de déformation en mm/an (Serpelloni et al., 2007). b: Carte sismotectonique de la frontière de la plaque en Afrique du Nord (Meghraoui et Pondrelli 2012). Un mécanisme au foyer: CMTs mondial en rouge et Européenne Méditerranée RCMT en bleu..... 14
- Figure. I. 9: Carte structurale simplifiée du domaine atlasique tunisien (Castany, 1951; Burollet, 1956; Jauzein, 1962-1967; Biely et al., 1974 ; Zargouni, 1985; Turki, 1985; Ben Ayed, 1986; Ben Ferjani et al., 1990; Boukadi, 1994; Bouaziz, 1995; Chihi, 1995; Dlala, 1995; Zaier et al., 1998; Bouaziz et al., 2002; Ouali, 2007). Le noir: structures salifères, Les lignes fines discontinues: Axe de pliage, des lignes fortes continues: les failles majeures. Les domaines structuraux: Domain tellien, Atlas tunisien septentrional (NTATLAS), Atlas tunisien central (CTATLAS), Atlas tunisien méridionale (STATLAS), plateforme saharienne, plateforme orientale et de la Mer pélagienne; Les ceintures de chevauchements de l'Axe Nord-Sud (N-S Axis) TTF: Faille chevauchement de Téboursouk, ZRTF: Faille de chevauchement de Zaghouan-Ressas. Le rectangle rouge indique la localisation de la zone d'étude. 17
- Figure. I. 10: Evolution des directions de raccourcissement régionale et locale en Tunisie de l'Eocène au Quaternaire (modifiée d'après Zargouni, 1985) 20

Figure. I. 11: Deux modèles structurales expliquant le style de déformation du front sud atlasique. A: Said et al., 2011 proposent un style tectonique de type mixte «Thick-skinned» et «thin-skinned». B: Ahmadi et al., 2013 montrent un style tectonique de type «thin-skinned».....23

Chapitre II

- Figure. II. 1: Structural map of the northern African margin. (B) Tectonic background of the southern Atlas of Tunisia is mapped based on satellite images analysis and field investigations (the base map is produced using elevation data from NASA SRTM Gtopo 30). (C) Geological map of the North Chotts range with the location of Zemlet el Beidha.28
- Figure. II. 2: Detailed geologic map of the Zemlet el Beidha anticline. Location of Figure. II. 5 is shown. The cross sections A–A' and B–B' are located in Figure. II. 4. 1: Hauterivian-Barremian (Bouhedma Formation); 2: Late Barremian (Sidi Aïch Formation); 3: Bedoulian (Orbata Formation); 4: Late Albian-Turonian (Zebbag Formation); 5 et 6: Coniacian-Santonian (Aleg Formation); 7: Campanian-Early Maastrichtian (Abiod Formation); 8: Late Maastrichtian-Paleocene (El Haria Formation); 9: Middle Eocene (Bouloufa Formation); 10: Late Miocene (Beglia Formation); 11: Mio-Plio-Quaternary (Segui Formation); 12: Road; 13: Railway; 14: Strike-Slip fault; 15: Ineterpreted Fault; 16: Reverse fault.....31
- Figure. II. 3: Stratigraphic column of the Mesozoic and Cenozoic series in the Zemlet el Beidha region. Only the outcropping series are shown.35
- Figure. II. 4: Surface cross sections (for location, see Figure. II. 2) across the Zemlet El Beidha anticline. Section A-A0 demonstrates the reactivation of the normal fault as reverse fault in the east of Tebaga Fatnassa structure. Section (B-B0) shows the role of the NW-SE strike slip fault of the Fejej system (Figure. II. 2) affecting the southwestern part of Zemlet el Beidha.37
- Figure. II. 5: (A) The SPOT image of the Khanguet Aïcha area. (B) Interpretative geological and structural map of Khanguet Aïcha area. (C) The correlation of Barremian deposits with the normal fault of Khanguet Aïcha. (D) Lower hemisphere stereographic projection of planes and striations of the Khanguet Aïcha and Khanguet Amor faults. The back-tilting shows the existent N100-110°E trending normal fault of Khanguet Aïcha and Khanguet Amor.....37
- Figure. II. 6: (A) Panoramic view of the tilted synsedimentary Khanguet Aïcha normal fault. This fault affects the Sidi Aïch and Orbata Formations and is sealed by the Coniacian-Santonian strata. (B) Photograph of the tilted Khanguet Amor normal fault associated with syntectonic conglomerates of the Orbata Formation.39
- Figure. II. 7: Details of the Aptian syn-tectonic conglomerates of the Orbata Formation. (A) The Aptian conglomerate. (B) The metric bed of Aptian conglomerates located in the Khanguet Amor (see Figure. II. 2). (C and D) Small conglomerates resedimented in the Khanguet Aïcha and Khanguet Amor.....40
- Figure. II. 8: Panoramic view, looking ENE, of a preserved Early Cretaceous normal fault. For location, see Figure. II. 2 Growth strata located in the hanging-wall indicate that this normal fault was active at least during the Albian.....40
- Figure. II. 9: Shortcut inverted normal fault with hangingwall shortcut deformation in the Bouhedma Formation.....41
- Figure. II. 10: (A) NE-SW correlations of Cretaceous sedimentary log in the Zemlet el Beidha This correlation shows evidence of a central horst (Zemlet el Beidha) and lateral grabens (Fejej and Romana). Note the major thickening of the Cretaceous sediments toward the major faults. (B) Block diagram showing tilted half graben systems of the Zemlet el Beidha as a result of a N to NE extension during Aptian-Albian (see Figure. II. 5D).....43
- Figure. II. 11: Photographs showing the principal features of the extensional Cretaceous along the Zemlet el Beidha structure. (A) The olistholites within the Bouhedma Formation indicate the depositional syn-rift. (B) Conglomerate interstratified in the Bouhedma Formation. (C) Ammonite Aptian in the Orabata Formation. (D) Rudist fossils (arrows) within the Aleg Formation (Coniacian–Santonian).....44
- Figure. II. 12: Seismic reflexion profiles EL05 and EL07 across the Sidi Mansour Basin, showing horst and graben systems trending NNE-SSW related to the extension of the Tethyan margin. The

base map is produced using elevation data from NASA SRTM Gtopo 30 shows the position of seismic sections and the locations of petroleum wells used in this study.....46

Figure. II. 13: Interpretative model of Khanguet Aicha fault: genetic mechanism explaining the presence of sedimentary discontinuity ds1 and ds2 of the upper Aptian and Early Albian deposit related to extensional tectonic. See details in the text.46

Figure. II. 14: Similar Aptian-Albian extensional structures observed in the southern Atlas of Tunisia. (A) The core of the Chemsî anticline shows, still preserved, a normal fault affecting the Albian series. (B) Graben in the Aptian series. (C) Map view (Google Earth image) of the Jebel Tebaga of Kebili. The geological interpretation shows that the Orbata Formation is affected by the normal fault, sealed by the Zebbag Formation.....47

Chapitre III

Figure. III. 1: (a) Structural map of the southern Atlas foreland of Tunisia. The base map is produced using elevation data from NASA (National Aeronautics and Space Administration) 30 m ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) GDEM (Global Digital Elevation Model). (b) Present-day cross section across the Algerian basin and the southern Tunisian Atlas foreland (modified from Frizon de Lamotte et al. (2011) and Roure et al. (2012). SATF: Southern Atlas thrust front. (c) Structural domains: Tellian domain, North Tunisian Atlas (N. T. ATLAS), Central Tunisian Atlas (C. T. ATLAS), South Tunisian Atlas (S. T. ATLAS), Saharan platform, Oriental platform and Pelagian Sea; North-South Axis (N-S Axis). TTF: Teboursouk thrust fault, ZRTF: Zaghouan-Ressas thrust fault, N-S Axis: North-South Axis, SAFTB: Southern Atlas fold-and-thrust belt.62

Figure. III. 2: Simplified geological map (1/200.000) of the southern Atlas foreland of Tunisia showing the main structural features. Coordinate system is geographic system. Locations of subsurface data (seismic profiles and wells) are shown. Detailed geological map of the Orbata-Tebaga Kebili area of Figure. III. 3 is indicated by a black frame. Location of Figure. III. 15 is indicated by a black frame. Location of cross section of Figures. III. 5 and 13 is shown by dashed black line. Location of cross section of Said et al. (2011b) is shown by the dashed purple line (Figure. III. 14).64

Figure. III. 3: Detailed geologic map of the study area based on field mapping. Subsurface data (seismic reflexion profiles and wells) used in this study are shown. See location on Figure. III. 2. Coordinate system is UTM zone 32, WGS 84 system (meters). Location of cross section is shown (Figures. III. 5 and 13).65

Figure. III. 4: Stratigraphic and lithotectonic sedimentary sections across the Jebel Orbata, Bou Smâil, Maïzila/Chemsî, Jebel Beidha and Jebel Tebaga Kebili structures. Unconformities are shown by a snake symbol. Décollements levels are shown by red arrows. Inferred normal faults are indicated by thick dashed red lines.68

Figure. III. 5: (a) Surface cross section (in two parts) across the southern Atlasic foreland of Tunisia. For location, see Figure. III. 3. (b) Details of the Orbata-Ain Bou Smâil thrust system. (c) Details of the Chemsî thrust showing the preserved normal in the core of Chemsî anticline and N-vergent back-thrust. Location of seismic reflection profiles L35, L43, L53 and L88 are also shown.....71

Figure. III. 6: Panoramic views of the Orbata structure, looking westward. (a) The preserved Cenomanian-Turonian Orbata normal fault associated with footwall shortcut. Fault data are projected in the lower hemisphere stereograms of fault slip data and shown the NNE-trending directions of Cenomanian-Turonian extension (X= 520 762 m E; Y= 3 807 827 m). (b) Preserved normal fault associated with rollover anticline and drag fold within Albian series (X= 521 369 m; Y= 3 806 546 m). For locations, see Figure. III. 5.72

Figure. III. 7: Panoramic view of the Bou Smâil syncline showing growth strata geometry within the Plio-Quaternary Segui Formation. For location, see Figure. III. 5.73

Figure. III. 8: Disharmonic folds within Campanian-Maastrichtian series in the Bibane Cherchara area (northern flank of the Chemsî anticline). For location, see Figure. III. 5.74

Figure. III. 9: Preserved S-dipping normal fault in the core of the Chemsî anticline (X= 527 790 m; Y= 3 795 326 m). Fault data are projected in the lower hemisphere stereogram showing a N-trending extension. For location, see Figure. III. 5.	74
Figure. III. 10: Interpretation of the seismic profile L35 across the Sidi Mansour syncline. For location, see Figures. III. 3 and 5.	75
Figure. III. 11: East-looking panoramic view of the concentric Beidha anticline (for location, see Figures. III. 2 and 5) showing a northern overturned forelimb dipping $\sim 72^\circ$ S and a southern backlimb dipping $\sim 31^\circ$ S.	76
Figure. III. 12: Interpretations of the seismic profiles L43, L53, L88 across the Chotts Fejej syncline and the Saharan platform. For location, see Figures. III. 3 and 5.	77
Figure. III. 13: Balanced and restored cross sections across the Orbata, Chemsî, Chotts Fejej Basin, Tebaga Kebili and Saharan Plateform. For location and legend, see Figure. III. 3.	79
Figure. III. 14: Comparison of our structural model with balanced cross section of Said et al. (2011b).	82
Figure. III. 15: Geological map of the Jebel Alima and Jebel Stah shows the angular unconformity between Oligocene and Late Cretaceous-Paleocene (Slimane et al., 1985 and Regaya et al., 1985, modified). For location, see Figure. III. 2.	83
Figure. III. 16: Schematic cross sections constraining the paleogeographic Tethyan margin and associated sedimentary facies in Tunisia: (a) during the Jurassic-Early Cretaceous (from Soussi, 2002); (b) during Aptian-Albian (slightly modified after Souquet et al., 1997); (c) from Triassic to Turonian (this study).....	85

Chapitre IV

Figure. IV. 1: Tectonic map of the Atlas belt. Gray arrows correspond to the present-day horizontal compression direction of Nubia with respect to Eurasia (after Michard et al., 2002; Faccenna et al., 2004; Serpelloni, 2007; Billi et al., 2011). Red arrows correspond to the sense of displacement of the Nubian plate with respect to the Eurasian plate. Red square indicates the location of the study area.....	105
Figure. IV. 2: (A) Structural trend map of the Southern Tunisian Atlasic domain and the Gulf of Gabes. (B) Boxed area in A. Geologic map of the studied region showing kinematic measurement sites. The map is simplified from the geological map of Tunisia 1/500.000 scale (Ben Haj Ali et al., 1985).	107
Figure. IV. 3: (a, b) An example of crosscutting relationships between two distinct slip generations recorded on a pebble face within Quaternary conglomerates (site 91A). (c) Chronology, i.e., cross-cutting relationship, between different families of slip vector measured on fault planes in several sites. Fault planes and measured striations (arrows) are shown hemisphere stereographic projection (Wulff lower hemisphere), arrows point in the horizontal slip azimuth direction. Numbers describe individual fault plane measurement; the older slip vector on each fault plane is indicated by (1), the second one by (2), etc.	108
Figure. IV. 4: Lower hemisphere stereograms of fault slip data together with the inversion results of the paleostress state presented in Table. IV. 1. See Figure. IV. 6 for other descriptions. Numbers refer to sites marked in Figure. IV. 2 as well as in Table. IV. 1. The stereograms indicated by asterisk are the “fixed” solutions (Bellier and Zoback, 1995) for fault data populations comprised of less than four well distributed fault directions.....	112
Figure. IV. 5: Lower hemisphere stereograms of fault slip data together with the inversion results of the modern stress state presented in Table. IV. 1. See Figure. IV. 6 for other descriptions. Numbers refer to sites marked in Figure. IV. 2 as well as in Table. IV. 1.....	114
Figure. IV. 6: Trend of σ_1 (maximum horizontal stress) axis for the strike-slip and compressional stress regimes deduced from the fault kinematic inversions (Table. IV. 1 and Figures. IV. 4-5). (a) Paleostress state (b) Modern stress state (see Figure. IV. 2B for location of this figure).	115
Figure. IV. 7: Lower hemisphere stereograms of fault slip data together with the inversion results of the recent stress states in the Quaternary terraces Numbers refer to sites marked in Figure. IV. 2 as well as in Table. IV. 1.	116

Figure.IV. 8: A: Detailed geological map of the Koudiat Hammamet (Southeastern of the Chemsî and Orbata anticline, see Figure.IV. 2B), associated with the site A31 (Table. IV. 1). B: The N110°E trending strike-slip fault of the Koudiat Hammamet affected the Quaternary deposits (see Figure.IV. 2B) associated with chronology of fault planes. 117

Figure.IV. 9: Map of Tunisian Atlas associated with earthquake focal mechanisms data are from the National Meteorological Institute (Tunis), the Harvard CMT and the European Regional Catalogues. Horizontal projections of P (in black) and T (in gray) deformation axes are derived from the sum of moment tensors. Red = normal faulting, blue = thrust faulting, green = strike-slip faulting, and black = unknown stress regime (see text for details)..... 120

Figure.IV. 10: Fault scale geological expression of the modern stress states in the SAFT. A: The E-trending thrust fault bounding the front of Orbata anticline and affecting the Miocene-Pliocene deposits. B: Evidences for the recent active tectonics at the southern flank of the Chemsî anticline. (a) East-looking view of the southern front of the Chemsî anticline. (b) and (c): detailed view of The Chemsî back-thrust showing a recent faulting of Coniacian-Santonian marls overthrusting the Segui formation and bending a Quaternary terrace..... 122

Figure.IV. 11. Seismic reflexion sections L35 and L155 across the Gulf of Gabes, showing NW-trending horst and graben systems related to the NE extension of the recent Pelagian Sea. On the left of these seismic lines, the map shows the position of seismic sections and the locations of petroleum wells used in our interpretation. It defines the major fault and their role in the Cenozoic and Quaternary structural evolution of the Gulf of Gabes..... 124

Figure.IV. 12: Structural sketch map of the Central Mediterranean showing the main present-day structural features (Chihi, 1995; Michard et al., 2002; Piqué et al., 2002; Morelli and Barrier, 2004; Faccenna et al., 2004; Goes et al., 2004; Serpelloni et al., 2007; Rekhiss, 2008; Billi et al., 2011; Frizon De Lamotte et al., 2011; Renda et al., 2000; Catalano et al 1996, 2013). Magenta arrows show the recent stress strike in the Tunisian atlas domain. The Black arrows indicate the relative trend of velocity predicted by Nubia-Eurasia (Faccenna et al., 2004; Billi et al., 2011). 128

Liste des tableaux

Chapitre II

Table. II. 1: Biostratigraphic data from the Zemlet el Beidha. Locations of sample are in meter (UTM system). Microfauna and corresponding age of samples are also shown.33

Chapitre IV

Table. IV. 1: The results of fault kinematics inversions characterizing the Mio-Plio-Quaternary stress regimes..... 109

Table. IV. 2: : Focal mechanisms used for showing horizontal projections of P and T deformation axes that prevail in southern Tunisian Atlas front and Pelagian Sea. Data are from the RCMT catalog (1997-2007, http://mednet.rm.ingv.it/quick_rcmt.php), Harvard data (<http://www.seismology.harvard>), EHTZ data (http://www.seismo.ethz.ch/prod/tensors/mt_autom/index_EN), National Institute of Meteorology and Dlala and Hfaiedh, 1993..... 119

CHAPITRE I: Introduction Générale

1. Contexte Général de la Thèse

La Tunisie se situe en bordure Nord-Est de la marge nord-africaine à la jonction entre trois domaines tectoniques différents: au Nord, la chaîne de l'Atlas s'étendant sur plus de 2000 km entre le Maroc et la Tunisie et active depuis le Crétacé supérieur, au Sud la marge stable de la Plateforme Saharienne et à l'Est, le domaine extensif/décrochant de la Mer pélagienne et du bassin du Syrte (Figure I. 1A). Le front sud atlasique constitue la limite méridionale de l'Atlas. Il se compose d'une succession de discontinuités structurales d'importance et de signification variables. Le bassin d'avant-pays sud-tunisien se caractérise par une zone large de déformation et par une succession de chevauchements orientés NE-SW, décalés par des zones de transfert majeures orientées NW-SE (Figure I. 1B). Ces failles, en grande partie héritées des périodes de rifting anciens qui ont affecté la marge tunisienne (marge passive sud téthysienne), ont contrôlé la déformation de la couverture géologique mésozoïque à quaternaire et ont joué un rôle majeur dans la genèse des structures atlasiques.

1. 1. Objectifs de la thèse

Les objectifs de cette thèse sont (1) de mieux définir l'architecture structurale du front sud-atlasique tunisien, (2) de quantifier le taux raccourcissement et la cinématique de la déformation, (3) de caractériser l'évolution spatio-temporelle du régime tectonique et de l'état de contrainte actuel. Pour répondre à ces objectifs, ce travail de thèse présente :

- une étude géologique détaillée des formations sédimentaires Crétacé contemporaine du rifting de la marge;

- une analyse structurale avec la construction et la restauration d'une coupe géologique régionale du bassin d'avant-pays sud atlasique tunisien, permettant de définir précisément la géométrie des structures chevauchantes, de quantifier le raccourcissement et de définir le rôle de l'héritage structural;

- une analyse de la cinématique de faille afin de déterminer les états de contraintes et les champs de déformations associés fini-Cénozoïque et de comprendre l'évolution spatio-temporelle des régimes tectoniques récents entre le système de déformation du front sud-atlasique (plissé) et la marge passive est-tunisienne (Mer pélagienne-Golfe de Gabès en extension ; Figure I. 1A), associé à ce contexte tectoniquement actif.

La finalité de ce travail de thèse permettra de mieux comprendre la structure du bassin d'avant-pays sud atlasique de Tunisie ainsi que l'histoire tectonique et géodynamique de la marge passive sud téthysienne.

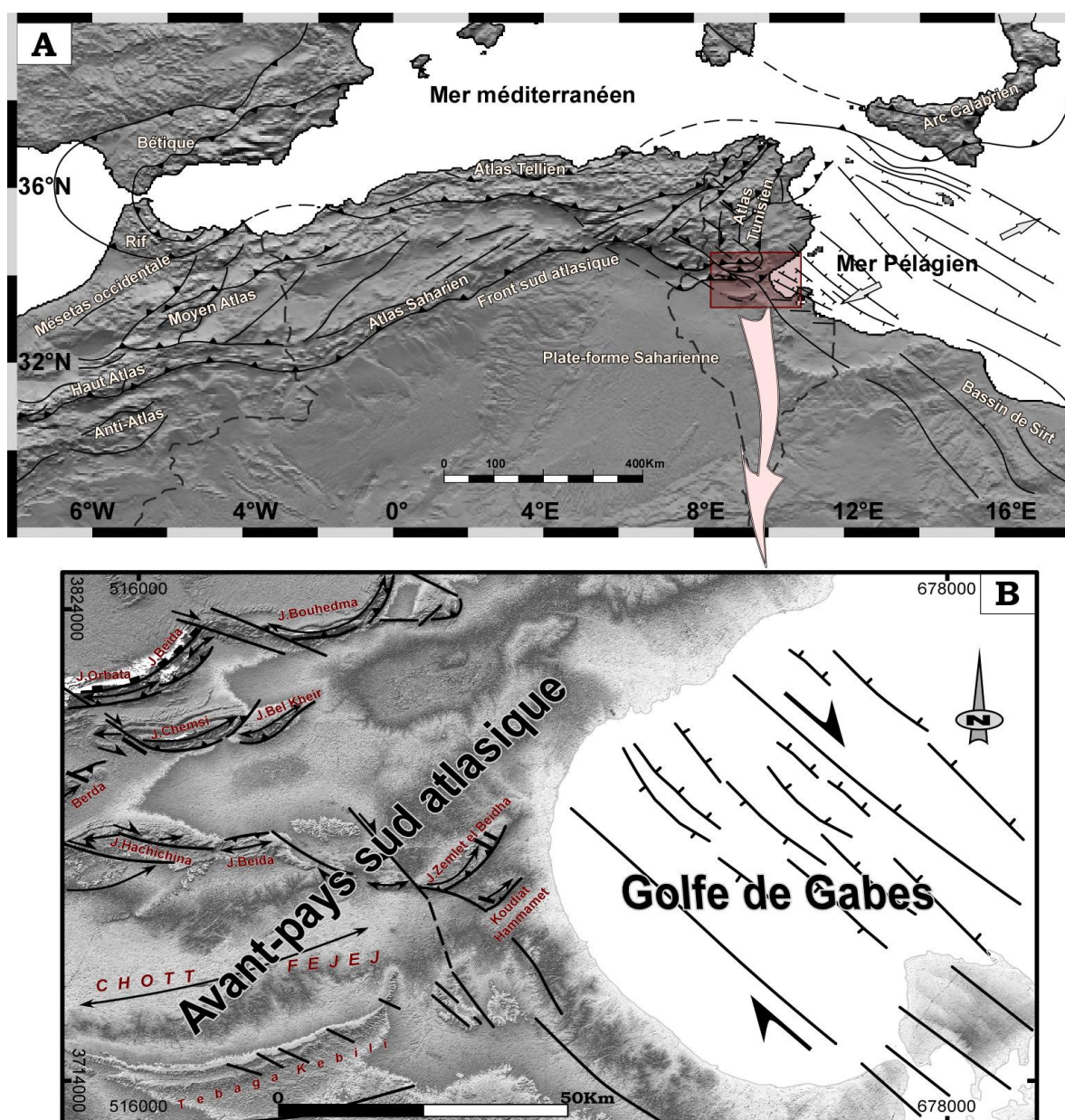


Figure. I. 1: (A) Carte structurale de la marge nord-africaine. (B) Carte structurale du bassin d'avant-pays sud tunisien et du Golfe de Gabès.

1. 2. Plan de la thèse

Après une introduction du contexte géodynamique de la Méditerranée occidentale, je présenterai mon travail de thèse selon un plan correspondant aux différentes approches adoptées. Chaque partie est structurée autour d'une note publiée, en révision ou à soumettre et dans lesquelles je replace mes résultats dans un cadre régionale et/ou sud-méditerranéen.

Le deuxième chapitre est dévolu à une nouvelle cartographie géologique de la région de Zemlet el Beidha (Figure I. 1B) fondée sur une nouvelle analyse stratigraphique des formations sédimentaires Crétacé. Cette étude fournie des nouvelles données sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la marge sud-téthysienne.

Le troisième chapitre décrit le style tectonique du bassin d'avant-pays sud de la Tunisie (Figure. I. 1B) à partir de la combinaison d'observations de terrain, l'interprétation de profils sismiques et la construction d'une coupe équilibrée régionale. Ce chapitre nous a également permis de déchiffrer la chronologie de la déformation de l'inversion de la marge depuis la fin du Crétacé supérieur. Ces résultats donnent de nouvelles perspectives sur le rôle de l'héritage tectonique dans l'évolution du système chevauchant de l'avant-pays tunisien au cours de la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie.

Le quatrième chapitre présente une analyse cinématique (chronologies des glissements successifs sur les plans de failles et calculs du tenseur de contraintes par inversions de vecteurs glissements mesurés sur des plans de faille). Cette étude nous a permis de montrer l'évolution spatio-temporelle du régime de contrainte depuis le Miocène-Pliocène au Quaternaire récent entre le bassin d'avant-pays sud tunisien et le Golfe de Gabès.

Le dernier chapitre se présente sous la forme d'une conclusion générale discutant les implications de nos résultats sur la géodynamique et l'évolution du système de chevauchements de l'avant pays sud atlasique et de la collision alpine entre l'Afrique et l'Eurasie.

2. Le bassin d'avant-pays sud tunisien dans le cadre géodynamique méditerranéen

L'histoire tectonique de la marge nord-africaine et surtout de la chaîne atlasique est avant tout, comme celle de la majorité des chaînes de montagnes, le résultat de l'inversion d'une « océanisation » (rifting océanique), celle de l'océan Téthysien. Cette marge a toujours été gouvernée par l'évolution géodynamique du bassin méditerranéen (Figure I. 2). Cet océan commence son ouverture au Mésozoïque puis sa fermeture à la fin du Crétacé supérieur et a enregistré les étapes de la formation de l'orogène atlasique suivant une succession des séquences classiques de la tectonique des plaques: rifting, ouverture océanique, subduction et enfin collision.

De nombreux travaux de recherches consacrés spécialement à l'évolution de la Méditerranée occidentale ont permis d'éclaircir les grandes étapes de l'évolution de la marge nord-africaine (e.g. Biju-Duval et al., 1977; Ziegler, 1988 ; Dercourt et al., 1986; Rosenbaum et al., 2002b; Stampfli & Borel, 2004 ; Guiraud et al., 2005). Ceux-ci comprennent plusieurs étapes successives, en accord avec les grands événements tectoniques, sans explication de tous les détails et sans recours aux incertitudes de reconstitutions de chacune de ces étapes. Nous en rappelons les principaux stades aboutissant à la mise en place de la chaîne atlasique, dont la partie orientale a fait l'objet de notre étude.

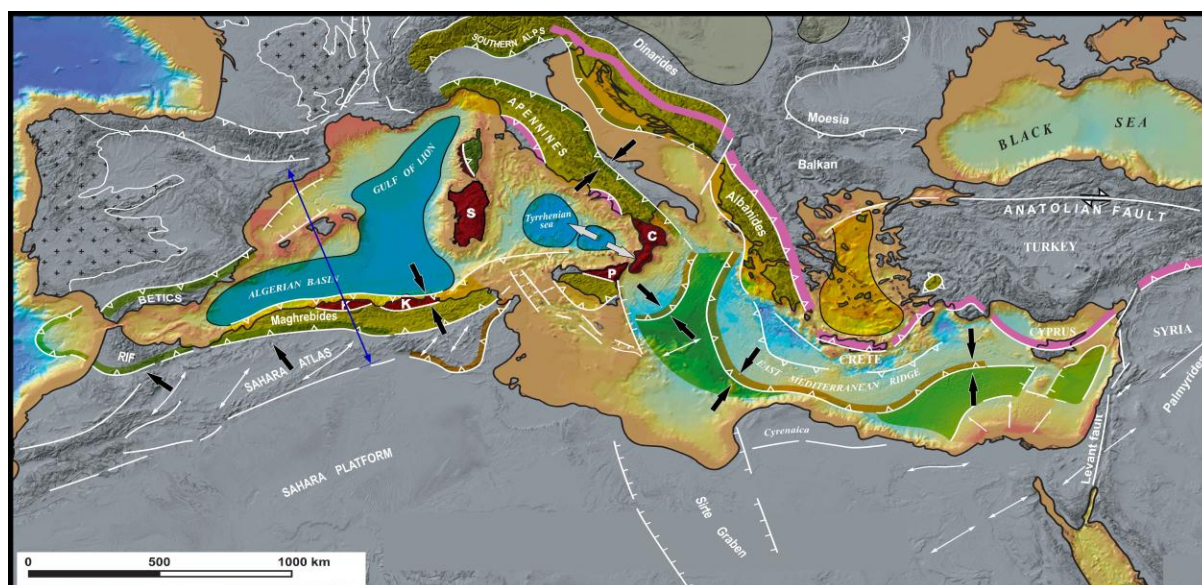


Figure 1. 2: Carte synthétique des grands ensembles structuraux du domaine méditerranéen montrant la localisation des fronts de chevauchements des Maghrébides (Roure et al., 2012). Noter la position des zones d'amincissement cénozoïques en arrière des fronts orogéniques. Les flèches convergentes (noires) et divergentes (grises) correspondent respectivement aux principales zones de convergence et d'extension actives (d'après Durand-Delga, 1980; Doglioni et al., 1999; Michard et al., 2002). La ligne bleue indique l'emplacement de coupe de la Figure 1. 7.

2.1. Evolution géodynamique de la marge nord-africaine

2. 1. 1. Période Mésozoïque

La chaîne atlasique est considérée comme une chaîne intracontinentale qui a subi une première extension et transtension par le biais de «couloirs» de déformation hérités de coulissements dextres, d'orientation E-W, associés à des systèmes de failles conjuguées de direction N60°E (Dercourt et al., 1986; Soyer et Tricart, 1987; Guiraud et Maurin, 1992; Guiraud et al., 1992; Piqué et al., 1998; Laville et al., 2004). Son histoire géologique durant la période mésozoïque sera régie par les grands événements géodynamiques liés à la dislocation de la Pangée et aux mouvements relatifs des plaques américaines, africaine et eurasiatique. De nombreux travaux de recherche ont permis d'éclaircir les grandes étapes de l'évolution de la marge nord-africaine (Dercourt et al., 1986; Piqué et al., 1998; Laville et al., 2004 ; Guiraud et al., 2005). Le bassin d'avant-pays sud atlasique occupe alors l'espace entre la plate-forme saharienne faiblement déformée vers le sud, et la chaîne des Rif-Tell vers le Nord, qui avait déjà été déformée lors de la phase hercynienne (Piqué et al., 2002) et lors de la fermeture de la Paléotéthys.

Le long de la marge nord-africaine, le rifting a commencé à la fin du Permien et il a continué son ouverture jusqu'à la période de transition entre le Trias et le Jurassique. Le rifting du Mésozoïque inférieur a créé un bassin triasique dominé par des dépôts de sel, montrant d'épaisses couches d'évaporites (principalement halite et gypse), des argiles et des dolomies définissant un

environnement épicontinental de dépôt (Kamoun et al., 2001). Ses évaporites du Trias joueront, par la suite, un rôle fondamental comme niveau de décollement dans la tectonique alpine. Cette région du Sud-Ouest de l'océan téthysien a été caractérisée par des périodes d'extension, d'amincissement de la croûte accompagnée d'une importante subsidence. Suite à cette époque et au cours de l'extension téthysienne, la mer envahit progressivement des bassins en demi-graben de dimension déca-kilométrique formant le style tectonique d'une marge passive où les évaporites du Trias sont recouvertes par des carbonates du Jurassique (Soussi, 2002; Boughdiri et al., 2007). Un deuxième épisode de rifting est lié au développement de la partie maghrébine de la Téthys alpine (Figure I. 3), ce qui entraîne un exemple exceptionnel de fossé dominé par une sédimentation carbonatée (Du Dresnay, 1987). Cette période a été initiée après l'Hettangien, ce qui correspond au développement d'une large plate-forme peu profonde qui se propage vers l'ouest le long du Maghreb au cours du Lias inférieur à moyen jusqu'au Bajocien dans le Moyen-Atlas (Charrière, 1990; Zizi, 2002). D'un point de vue structural, le rifting téthysien a développé principalement des failles normales de directions ENE-WSW à NE-SW (Stampfli et Borel, 2002; Figure I. 3) qui limitent généralement des bassins en blocs basculés (Bouaziz, 1995; Kamoun et al., 2001). Au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur, il dominait un contexte tectonique extensif lié à l'ouverture de l'Atlantique central. Cette période correspond à la dislocation de la plate-forme continentale et au développement de grands systèmes de failles normales listriques syn-sédimentaires induisant une géométrie en blocs basculés (Guiraud et al., 2005; Gharbi et al., 2013).

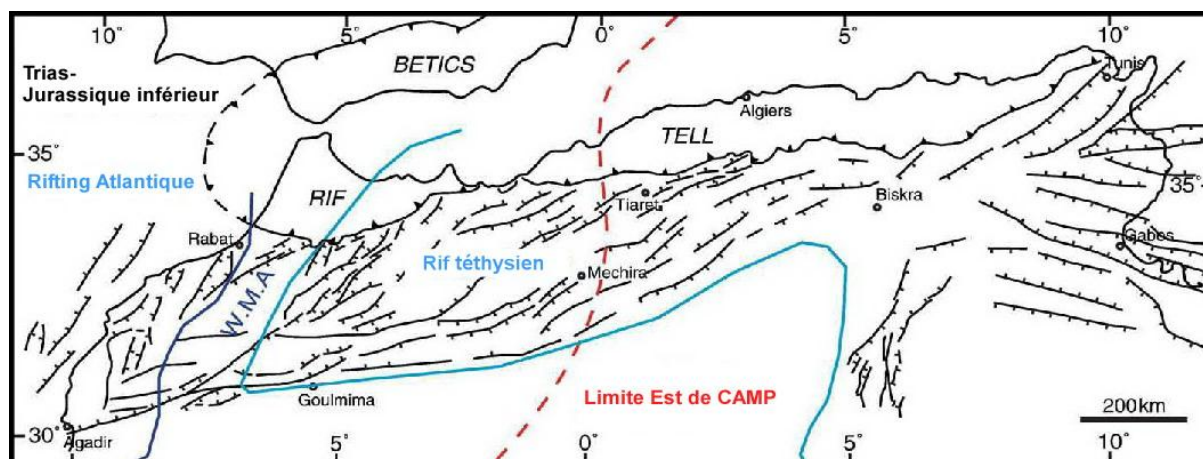


Figure. I. 3: Carte structurale présentant les principales failles normales qui contrôlent le dépôt du Trias-Jurassique inférieur à l'échelle du système atlasique maghrébin (Frizon de Lamotte et al., 2009). CAMP = Province Magmatique de l'Atlantique Centrale (200 Ma).

Dans la partie orientale de la chaîne atlasique, les domaines algérien et tunisien ont accumulé principalement des sédiments pélagiques pouvant atteindre une épaisseur de 2500 m au Sud-Ouest de l'Atlas méridional de la Tunisie (Jauzein, 1967; Turki, 1985; Ben Ferjani et al., 1990; Herkat et Delfaud, 2000). Cette évolution ne résulte pas seulement d'une subsidence thermique post-rift. En

effet, au Nord des systèmes de failles de Jeffara, les variations de faciès et des épaisseurs indiquent que le système de failles héritées de direction E-W continue d'être plus actif en permettant l'individualisation de paléo-horsts caractérisés par des lacunes stratigraphiques ou des séquences condensées et des bassins profonds où se sont déposés plusieurs kilomètres de sédiments (Soussi et Ben Ismail, 2000; Bouaziz et al., 2002; Figure. I. 4). Ce système d'extension s'étend vers l'est dans les golfe de Gabès (Dercourt et al., 1993, 2000). Cette région est gouvernée par une extension générale de direction N-S (Bouaziz et al., 2002) permettant principalement la réactivation des failles préexistantes profondes de direction E-W et d'autres failles d'âge Hercynien de direction NE-SW, NW-SE et N-S. Ce mouvement normal favorise une activité halocinétique conduisant à une géométrie en horst et graben le long de la marge passive téthysienne (Haller, 1983; Gourmelen, 1984). Ainsi, la configuration générale de l'Atlas tunisien au cours du Crétacé inférieur a été contrôlée par un système de failles normales favorisant un approfondissement du milieu de dépôt et une importante subsidence (Figure. I. 4) favorisant le dépôt des grandes quantités d'argiles et des séries turbiditiques au Nord de la région de Kasserine-Aurès. En même temps, au sud de l'Atlas tunisien, la région de Gafsa et les zones des chotts, ont été dominées par une sédimentation de types plates-formes internes et des dépôts de plage (Busson, 1972; Ben Ferjani et al., 1990). L'extension du Crétacé inférieure a été accompagnée dans cette marge par une activité volcanique importante qui témoigne que le style tectonique du front sud atlasique est une ancienne marge passive (Laaridhi-Ouazâa et Bédir, 2004).

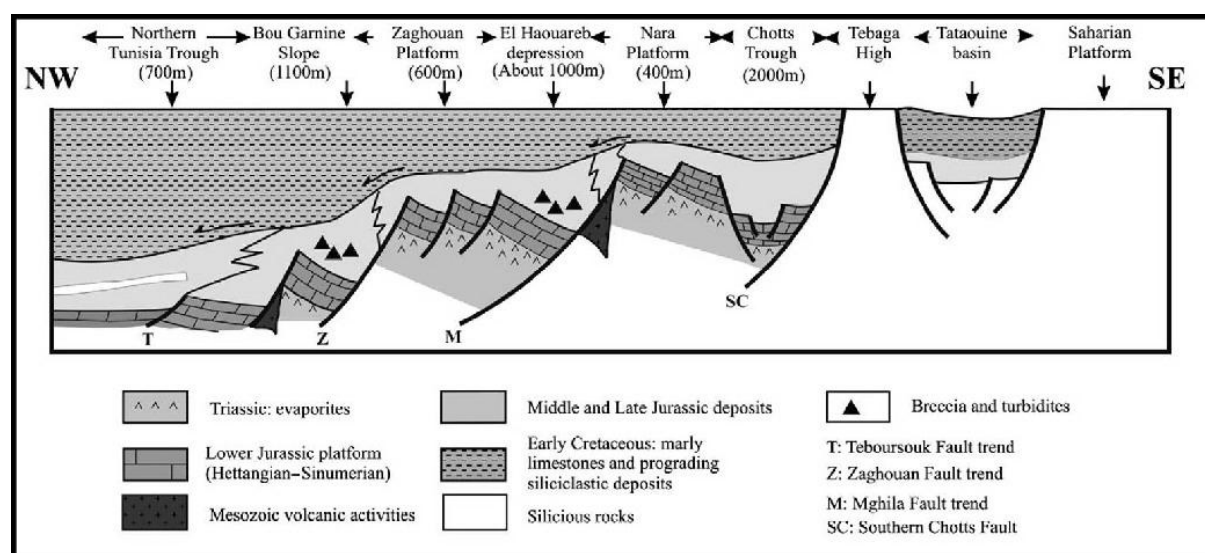


Figure. I. 4: Coupe structurale schématique montrant la configuration de la marge nord-africaine et les faciès sédimentaires associés au cours du Jurassique-Crétacé inférieur (Soussi, 2002).

A la fin du Crétacé inférieur, la période de l'Aptien-Albien (Figure. I. 5) correspond à la période de prolongation la plus extrême de l'ouverture de la marge téthysienne enregistrée au Nord-Est de

l'Algérie et en Tunisie (Guiraud and Boswordh, 1997; Souquet et al., 1997; Masrouhi et al., 2013; Gharbi et al., 2013).

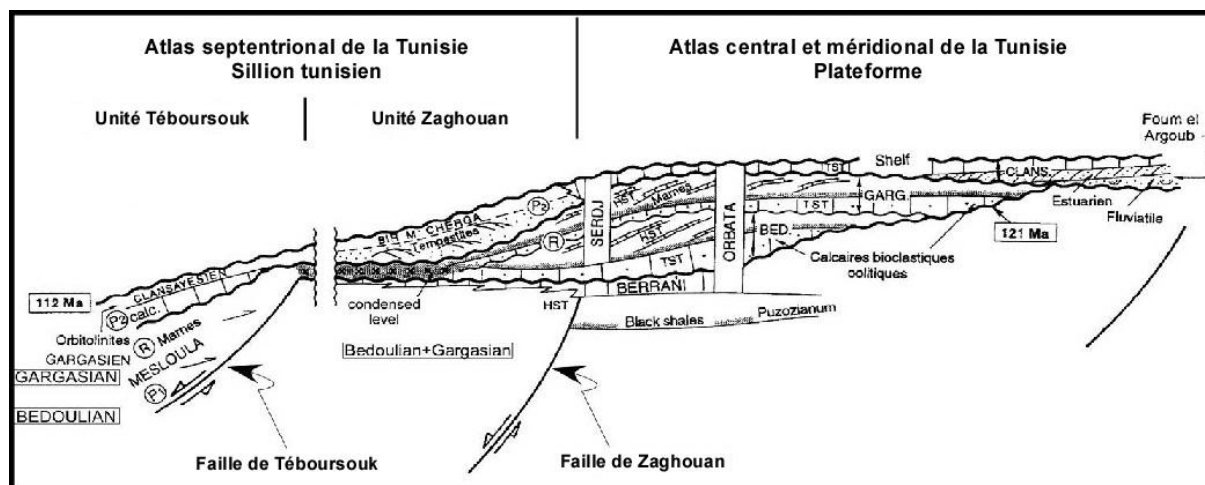


Figure. 1. 5: Coupe schématique de la marge nord-africaine entre le sillon tunisien (Atlas septentrionale) et les bassins de plate-forme (Atlas central et méridional) au cours de l'Aptien-Albien (Souquet et al., 1997 modifiée d'après Masrouhi et al., 2013).

Le rifting devient actif durant la période Berriasien final-début Aptien, contrôlé par une tectonique extensive de direction d'extension N160°E à N-S, qui a engendré la majorité des rifts E-W et NW-SE de la marge téthysienne d'Afrique du Nord (Guiraud and Maurin, 1991; Bédir et al., 1996; Bouaziz et al., 2002; Abbès, 2004; Guiraud et al., 2005). Une deuxième phase de rifting s'échelonnant de l'Aptien inférieur à l'Albien supérieur, produite par une extension NE-SW qui a entraîné une subsidence accélérée dans des fossés NW-SE et la mise en place de plateformes carbonatées sur la marge téthysienne (Guiraud et al., 2005). Cette phase est synchrone d'un épisode (220 M.a à 118 M.a) de cisaillement sénestre entre l'Afrique et l'Europe contribuant à la séparation entre les plaques Africaine et Nord américaine associée à l'ouverture de l'Atlantique Central (Dewey et al., 1989; Mauffret et al., 2004). De l'Albien supérieur au Santonien moyen, une transgression généralisée submerge la marge téthysienne et culmine durant le Cénomaniens supérieur et le Turonien avec des dépôts de faciès pélagique (Guiraud et al., 2005). Cette période du Crétacé supérieur correspond au stade post-rift montrant des environnements sédimentaires pélagiques qui sont contrôlés essentiellement par la réponse isostatique de différents systèmes de failles majeures. L'extension a varié en orientation durant le Crétacé supérieur, du NE-SW à ENE-WSW provoquant ainsi une subsidence forte d'édifices NW-SE (Ellouze, 1984; Patriat et al., 2003). Cette extension a disloquée les plateformes carbonatées en grabens et demi-grabens à remplissage de marnes et d'argiles (Boussigua, 2008). D'autres études montrent que la convergence entre la plaque africaine et la plaque européenne a débuté pendant le Crétacé supérieur (Le Pichon et al., 1988; Dewey et al.,

1989; Roest and Srivastava, 1991; Stampfli et al., 1991; Dercourt et al., 1993; Olivet, 1996; Mauffret et al., 2004).

2. 1. 2. Période Cénozoïque

La distension Mésozoïque a été suivie depuis la fin du Crétacé par une phase compressive avec une période de « transition cinématique » caractérisée par un régime tectonique transtensif (Roure et al., 2012) puis un régime compressif résultant de la convergence se traduisant par des structures transpressives. A la fin du Crétacé, le mouvement des plaques a connu une rotation antihoraire de la plaque Africaine colludant avec la plaque Eurasiatique (Figure. I. 6 A) en conséquence de la variation de direction et de vitesse de l'expansion de l'Atlantique Centre et Sud (Dercourt et al., 1986; Dewey et al., 1989; Guiraud et al., 1992; Carminati et al., 1998b; Guiraud et al., 2005). Les phases de convergence cénozoïques se caractérisent par l'inversion tectonique de la majorité des failles normales héritées depuis le Paléozoïque, le Trias et le Jurassique. Ces failles préexistantes ont exercé un fort contrôle sur la localisation de l'inversion tectonique alpine le long de la marge nord-africaine, du Maroc, à l'Ouest, jusqu'à la Cyrénaïque, à l'Est (Guiraud, 1975; Khessibi, 1978; Turki et al., 1988; Soyer et Tricart, 1989; Zizi, 1996; Guiraud et Bosworth, 1997; Morgan et al., 1998; Khomsi et al., 2006; Bosworth et al., 2008; Chaari et Trémolières, 2010; Frizon de Lamotte et al., 2011; Roure et al., 2012).

Un premier événement de compression de direction N160°E, d'âge Paléocène (Figure. I. 6 A), s'installe au commencement du cycle alpin par une inversion remarquable des bassins orientés E-W et ENE-WSW sur la marge téthysienne (Guiraud et Bosworth, 1997), accompagnée par un plissement lithosphérique (Teixell et al., 2003).

Dans la partie orientale de la chaîne atlasique, (en Algérie et en Tunisie), l'existence de ces plis lithosphériques ne peut pas être mise en évidence vu la forte subsidence enregistrée dans ce domaine (Frizon de Lamotte et al., 2009). Cependant, cette période est caractérisée par l'exhaussement de paléo-horst (à savoir Talemzane, Sidi Toui et Jeffara) qui sont bien identifiés par la géologie pétrolière, juste au Sud du Front de l'Atlas Sud-Est (Ben Ferjani et al., 1990). Alors qu'en Mer Pélagienne, cette compression paléocène est exprimée par des plis de direction NE-SW, qui sont bien représentés sur les profils sismiques de la région du Sahel et du golfe de Hammamet (Bédir et al., 1992; Patriat et al., 2003). La période Eocène inférieur et l'Oligocène supérieur (55-25 Ma) correspond à la phase principale de l'orogénèse pyrénéenne (Vergés et al., 1995; Meigs et al., 1996; Figure. I. 6B et 6C). Alors que de la fin du Bartonien au Priabonien inférieur (37 Ma), une compression régionale de durée limitée et de direction NW-SE à N-S, définie de « phase tectonique Pyrénéenne/Atlasique » avait induit une inversion tectonique des bassins favorisant des plissements

et des chevauchements en bordure de la Peri-Tethys (Roure et al., 2012). En effet, la signification d'un point de vue géodynamique de la mise en place de l'Atlas est encore débattue. Bien que cette phase dite « atlasique » est : (1) généralisée à l'échelle du Maghreb et (2) antérieure à la collision des Kabilides avec l'Afrique (Benaouali-Mebarek et al., 2006; Frizon de Lamotte et al., 2009).

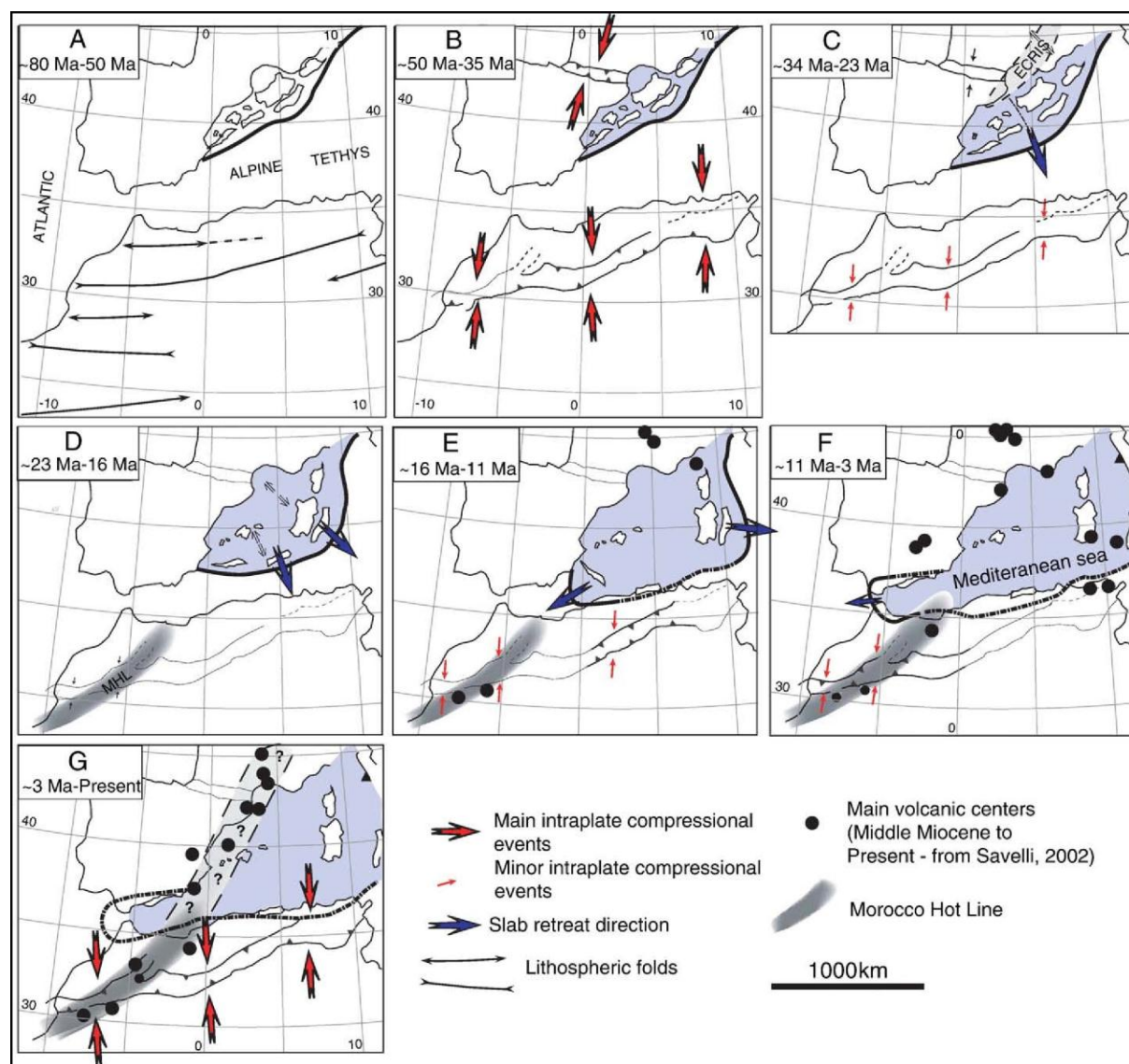


Figure. 1. 6: Scénario cinématique schématisé pour le Maghreb et la Méditerranée occidentale depuis le Crétacé supérieur (Frizon de Lamotte et al., 2009). A: Initiation de la subduction de la Téthys et le développement de plis lithosphériques dans la région du Maghreb alpins; B: Première inversion générale du bassin Atlas (Atlas premier cas), suivie par l'initiation du retrait du slab (slab roll-back) dans la région méditerranéenne; C et D: Slab roll-back, développement du prisme d'accrétion Tell-Rif, la formation du bassin méditerranéen occidental (couleur violette) considéré comme un bassin océanique (ou croûte continentale s'amincie). E et F: Collision des Kabilides à la marge africaine, la déchirure de la lithosphère le long de la marge et le début de la compression au Nord de la marge africaine. G: Deuxième inversion du système atlasique (deuxième événement Atlas).

A cet époque, plusieurs auteurs considèrent que le plan de subduction est incliné vers le WNW et que le domaine d'AlKaPeCa (Alboran-Kabylie-Peloritan-Calabre; Bouillin et al., 1986) est rattaché

au Promontoire Baléares (Figure I. 7), ce qui permettrait probablement l'initiation et/ou l'accélération de la subduction de l'océan téthysien sous la paléomarge nord téthysienne (Frizon de Lamotte et al., 2000; Meulenkamp et Sissingh, 2003; Roca et al., 2004).

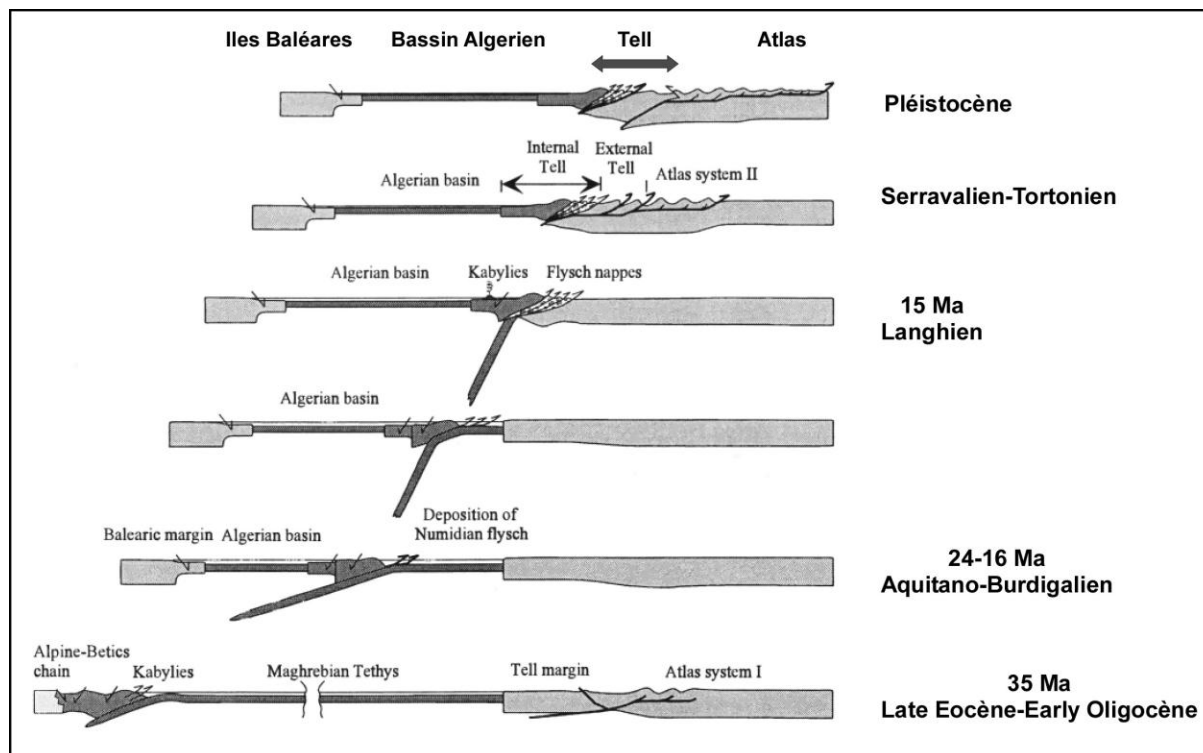


Figure. I. 7: Modèle cinématique illustrant un scénario géodynamique proposé le long d'une coupe NNW-SSE, partant de la marge Baléares jusqu'à la plate-forme saharienne (traçe de la coupe sur Figure. I. 2). Ces coupes montrent le détachement d'un bloc d'AlKaPeCa (les Kabyliès), sa dérive vers le Sud-Est, puis sa collision avec l'Afrique du Nord entraînant la mise en place des chaînes maghrébides et atlasiques (modifiée d'après Frizon de Lamotte, 2000).

A la fin de l'Oligocène, un nouveau bassin d'arrière arc orienté NNE-SSW débute son ouverture conduisant à la mise en place des AlKaPeCa qui sont des îlots détachés du continent européen (Figure. I. 6D; Cherchi et Montadert, 1982; Burrus, 1984; Casula et al., 2001). Différents arguments, dont l'étude du socle submergé dans le canal de Sardaigne entre la Sardaigne et la Tunisie (campagnes SARCYA et SARTUCYA; Mascle et Tricart, 2001; Mascle et al., 2001) renforcent l'idée que l'AlKaPeCa était lié avec la Sardaigne à la marge européenne de la Téthys. De l'Aquitanién au Langhien, le prélude à l'ouverture de la Méditerranée occidentale a été par la dérive du corso-sarde vers l'Est et des Kabyliès vers le Sud-Est accompagnée par une subduction apennine (Guiraud et al., 2005 ; Figure. I. 6E). Le bassin néoformé Algéro-Provençal continue son ouverture par dérive du bloc corso-sarde vers l'Est et des Kabyliès vers le Sud-Est. Des flysch se sont déposés au dessus des séquences sédimentaires recouvrant la croûte océanique Téthysienne (Figure. I. 7), (Johansson et al., 1998; Vergès et Sabàt, 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Roca et al., 2004; Benaouali-Mebarek et al., 2006) pendant l'Oligocène et le Miocène inférieur (Aquitanién-Burdigalien).

A l'époque Burdigalien-Serravalien inférieur, une compression majeure dans les zones telliennes et en Grande Kabylie a permis la mise en place des principales structures et des plis alpins comme ceux des Kroumirie (Letouzey et Trémolières, 1980). Vers le Langhien (Miocène inférieur), la plaque océanique en subduction s'enfonce complètement dans l'asthénosphère entraînant la collision de la Grande et de la Petite Kabylie avec la Plaque Africaine (Figure I. 7; Carminati et al., 1998a; Carminati et al., 1998b; Devoti et al., 2001; Mascle et al., 2001; Tricart et al., 1994). A la même période du Langhien, une importante réorganisation tectonique et magmatique eu lieu le long de la marge nord-africaine (Carminati et al., 1998a; Billi et al., 2011). La collision continentale entre la Kabylie et l'Afrique du Nord a entraîné un prisme d'accrétion dans le bassin algérien souligné par une tectonique de compression et de transpression entraînant la réactivation de faille préexistante (Vergés et Sàbat 1999. Frizon de Lamotte et al., 2000; Roure et al., 2012). Au Nord de la marge tunisienne, la collision a eu lieu entre le bloc de la Sardaigne et le bloc de la Galite (Tricart et al., 1994; Catalano et al., 2000).

La fin de cette période, du Serravallien au Tortonien, la solidarisation des Kabylie à l'Afrique indique que la marge nord-africaine est gouvernée par une phase de raccourcissement majeure de direction NW-SE, favorisant la formation de chevauchements (nappes telliennes). Ces chevauchements se poursuivent cependant dans la partie sud des zones externes de l'orogène alpin (Vila, 1980; Frizon de Lamotte et al., 2000; Benaouali-Mebarek et al., 2006) et atteignent alors le domaine des chaînes atlasiques, ce qui implique une poursuite de la convergence entre le bloc interne et la marge africaine (Figure. I. 6F). Au Miocène supérieure, la chaîne côtière africaine est soumise à une surrection généralisée qui pourrait être liée à un « rebond » résultant de la rupture de la plaque subduite sous la marge algérienne, suggéré par Spakman et Wortel (2004) sur la base de données tomographique et magmatique.

Pendant le Pliocène (entre 5 Ma et 2 Ma), le rapprochement Afrique-Europe continue à fonctionner selon une direction NW-SE accompagné d'un retrait du slab vers le SE (Figure. I. 6 G) qui induit un décrochement dextre au Nord de la zone "Tuniso-Sicilienne" (Goes et al., 2004; Billi et al., 2011). D'autre part, les zones internes de l'orogène restent également en régime compressif, marqué par des plis à grand rayon de courbure (Aïté et Gélard, 1997). Le Pliocène paraît avoir enregistré une compression N-S dans le bassin de Chélif au Nord de l'Algérie (Meghraoui et al., 1986). Cependant à la même période, il y avait une déformation en extension à l'intérieur de la marge africaine au niveau du détroit Tuniso-Sicilien. Il s'agit d'un "rifting" de direction d'extension NE-SW, influencé par la migration du bloc Ionien vers la zone de subduction Hellénique au NE, donnant naissance au système de rifts de Pantelleria (Westaway, 1990; Faccenna et al., 2004; Catalano et al., 2008; Civile et al., 2008).

2. 1. 3. Période du Quaternaire à l'actuelle

Au Quaternaire, la poursuite de la convergence entre la plaque européenne et africaine est accommodée par un régime de contrainte en compression de direction NNW-SSE à N-S. Cette compression contribue à la géométrie actuelle de la marge nord-africaine qui s'étend du Maroc (détroit de Gibraltar), à l'Ouest, jusqu'à la mer Pélagienne, à l'Est. Le schéma de la répartition du régime de contrainte présente une évolution spatiale variée d'un mouvement transtensif, à l'Ouest, à compressif, vers l'Est.

Au Maroc, l'Arc de Gibraltar (Rif-Bétique-Alboran) enregistre de nombreux séismes dont la grande majorité est de magnitude faible à modérée (Figure. I. 8a). La carte de répartition des mécanismes aux foyers présentés sur la Figure. I. 8b montre des mécanismes de déformation de type transtensif à compressif (Meghraoui et Pondrelli, 2012). La plupart de ces séismes se produisent à des profondeurs concernant la sismicité supéricielle (<30 km), même si certains séismes sont enregistrés jusqu'à 650 km (Buforn et al., 1995).

L'Algérie est considérée comme le domaine le plus actif sismiquement de la marge nord-africaine. La sismicité est répartie à cet endroit sur une bande large de 200 km environ, de la chaîne externe du Tell jusqu'à l'offshore algérien. Il s'agit principalement de séismes en compression (Figure. I. 8a et b). Les mécanismes aux foyers présentent une direction de raccourcissement NNW-SSE en Algérie orientale et centrale alors que dans la partie la plus orientale ils indiquent plutôt des mécanismes en décrochement (Figure. I. 8b). Les magnitudes des séismes ont le plus souvent des valeurs inférieures à 5,5, néanmoins certains séismes présentent des magnitudes plus importantes (Figure. I. 8a), comme c'est le cas du violent séisme d'El Asnam en 1980 qui atteint une magnitude supérieure à 7 (Meghraoui et al., 1996). La plupart des séismes se produisent à des profondeurs qui ne dépassent jamais les 30 km dont la grande majorité est comprise entre 5 et 10 km.

Dans l'Atlas tunisien, la sismicité semble être moins active. Vue l'assez des mécanismes aux foyers enregistrés, leurs répartitions s'étendent sur les différents domaines structuraux de la Tunisie. Cette sismicité est confirmée par une sismicité historique (Dlala et Hafaidh, 1993; Kacem, 2004). Des nombreux travaux ont fournies des indications importantes sur le mouvement actuel de failles actives. Etant donné l'insuffisance de données de mécanismes aux foyers, nous ne pouvons pas définir un régime tectonique prédominant pour l'Atlas tunisien.

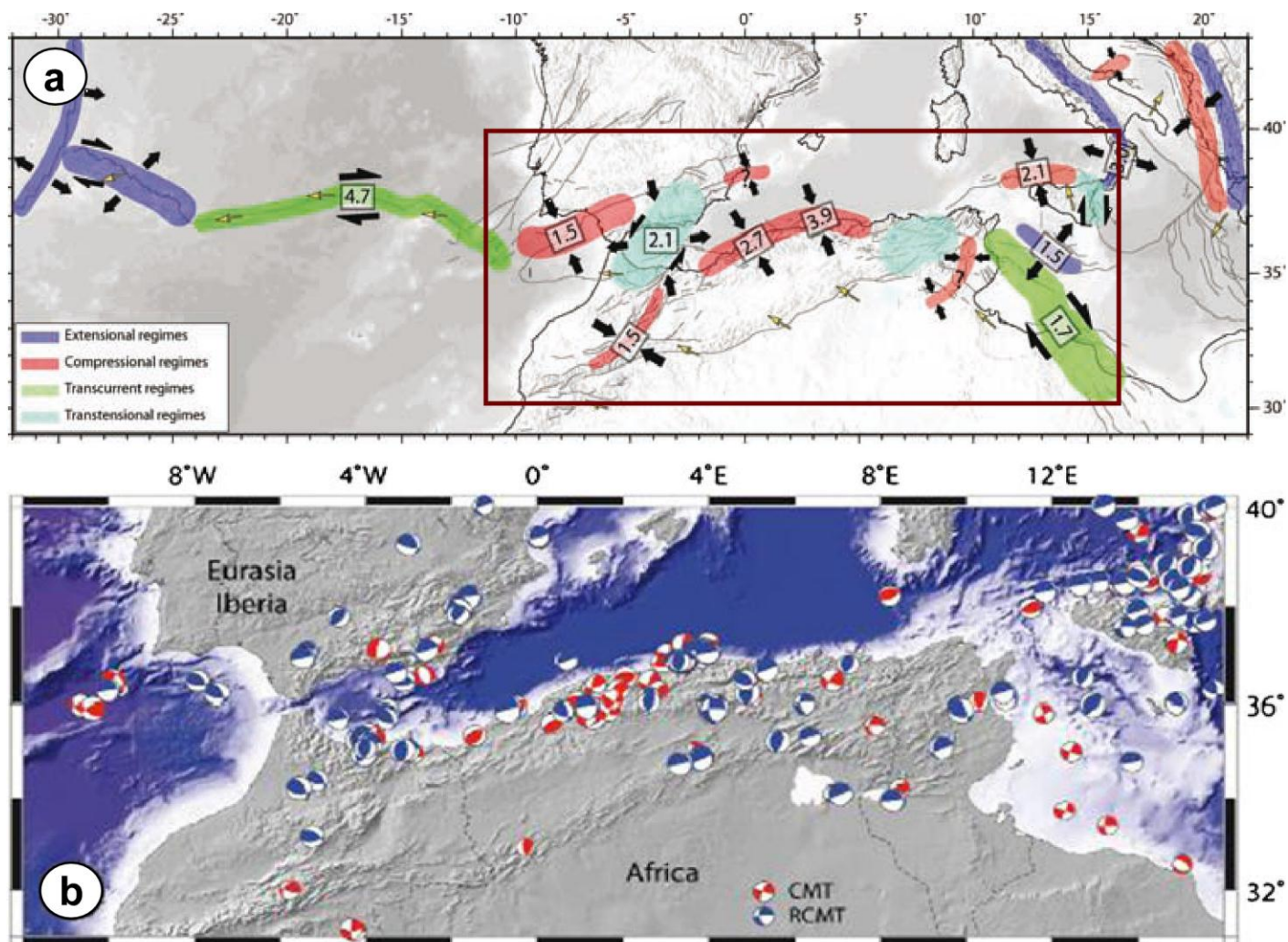


Figure. 1. 8: a : Carte de répartition de régimes de déformation générés à la limite de plaque montrant les taux de déformation en mm/an (Serpelloni et al., 2007). b: Carte sismotectonique de la frontière de la plaque en Afrique du Nord (Meghraoui et Pondrelli 2012). Un mécanisme au foyer: CMTs mondial en rouge et Européenne Méditerranée RCMT en bleu.

Les mécanismes aux foyers présentés sur la figure (8b) montrent des régimes de déformation qui varient de transtensif à compressif, avec des axes P de direction NNW-SSE, NNE-SSW et E-W (Serpelloni et al., 2007; Bahrouni et al., 2013) associé à l'activité de la ceinture de l'Atlas tunisien. Dans l'Atlas oriental précisément en mer Pélagienne, une activité sismique s'installe accompagnée par un mouvement transpressif dans le bassin de Pantelleria et transtensif au niveau de Golfe de Gabés (voir la carte de sismicité de la Tunisie). Les magnitudes des séismes enregistrent le plus souvent des valeurs inférieures à 3, néanmoins certains séismes destructeurs sont enregistrés avec une magnitude supérieure à 4 tels que le séisme de Gafsa en Novembre, 1989 (Dlala et Hafaidh, 1993). Par ailleurs, la profondeur des événements sismiques dépassent parfois les 15 km. Or la couverture sédimentaire Méso-Cénozoïque ne dépasse pas l'épaisseur de 10 km. Par conséquent, nous pouvons dire que certaines de ces failles actives traverser toute la couverture post-Trias et affecte donc toute la croûte cassante.

2.2. Evènements tectoniques et style structural dans l'Atlas de la Tunisie

L'Atlas tunisien montre une tendance structurale complexe qui est considérée comme une conséquence de la réactivation Cénozoïque polyphasée de la majorité des failles normales héritées depuis le Paléozoïque et le Mésozoïque. Cette partie est une synthèse bibliographique basée sur une brève description des zonations structurales de l'Atlas tunisien et sur les résultats de travaux qui nous ont permis d'analyser l'architecture tectonique du front sud-atlasique de Tunisie. Une revue de ces événements tectoniques polyphasés et de son appartenance au domaine structural de l'Atlas de la Tunisie qui diffère par son style structural est indispensable pour comprendre le rôle et l'importance de l'héritage tectonique au cours de l'inversion cénozoïque et pour déterminer leurs impacts sur la l'architecture structurale actuelle.

2. 2. 1. Zonation structurale de L'Atlas tunisien

La Tunisie est située à l'extrémité orientale de la chaîne atlasique. Elle est classiquement subdivisée en deux grands domaines structuraux dont chacun s'est individualisé par des traits structuraux propres (; Zargouni, 1985; Turki, 1985; Ben Ayed, 1986; Ben Ferjani et al., 1990; Boukadi, 1994; Chihi, 1995; Dlala, 1995; Bouaziz et al., 2002).

On distingue du Nord au Sud :

- Le domaine tellien, ou encore domaine des nappes de charriage.
- L'avant-pays de la zone alpine formé par :
 - La zone des écailles et des bassins molassiques (Figure. I.9)
 - La zone des diapirs et des chevauchements (Figure. I.9)
 - L'Atlas tunisien (Figure. I.9)

➤ Le domaine tellien ou zone des nappes : c'est le domaine occupant l'extrême NW du pays. Il constitue le prolongement vers l'Est de l'Atlas tellien en Algérie et il est caractérisé par un front de chevauchement important à vergence SE (Rouvier, 1977). Le charriage et l'empilement des structures s'amortissent vers le SE pour céder la place au domaine des écailles et des chevauchements dont le front correspond à l'accident de Téboursouk (Perthuisot, 1978; Burollet, 1973). Il est constitué par un ensemble de nappes à vergence sud découpées dans des terrains sédimentaires (surtout marneux et calcaires) principalement d'âges Crétacé et Paléogène.

➤ L'Atlas tunisien représente le prolongement vers l'Est de l'Atlas saharien de l'Algérie. Il représente le domaine structural le plus vaste de la Tunisie. Encadré par le domaine tellien, au Nord, et l'accident sud-atlasique, au Sud, ce domaine est subdivisé en:

* Atlas septentrional : Forme l'avant-pays des nappes de charriage et renfermant une succession d'écailles imbriquées sur des accidents NE-SW bordant des anticlinaux de direction NE-SW à cœur de Crétacé inférieur. Il est découpé longitudinalement par des chevauchements d'ampleur kilométrique qui fait la bordure méridionale de la province salifère comme celle du chevauchement de Téboursouk (Figure. I.9).

* Atlas central : Caractérisé par des anticlinaux décakilométriques allongés de direction moyenne N40°E-60°E, souvent coffrés, séparés par des larges synclinaux découpés orthogonalement par des fossés remplis de dépôts du Mio- Plio-Quaternaire et affectés par de grandes failles décrochantes de directions E-W (Figure. I. 9).

* Atlas méridional : c'est un ensemble de faisceaux de plis de direction moyenne ENE-WSW à E-W déjetés à déversés vers le Sud associés à des chevauchements aveugles de rampes obliques de direction N120° à N130°E (Saïd et al., 2011b; Figure. I. 9) comme celle de la faille de Gafsa et celle de Negrine-Tozeur.

L'Atlas tunisien est bordé par le front sud-atlasique qui limite la plateforme saharienne au Sud, et par l'Axe N-S qui le sépare de la plate plateforme pélagienne, à l'Est (Figure. I. 9). Cette chaîne Nord-Sud adopte une position structurale complexe qui est considérée depuis longtemps comme un butoir tectonique séparant, à l'Ouest, les structures atlasiques du domaine du Sahel tunisien, à l'Est. Cette chaîne s'étend du Cap Bon, au Nord, jusqu'au Golfe de Gabès, au Sud (Figure I.9).

➤ Le domaine de l'Atlas oriental ou de la Mer pélagienne : situé à l'est de l'axe N-S et de l'accident de Zaghuan (Figure. I. 9). Ce domaine est caractérisé par des plis de direction N45 à E-W et parfois N-S et N110 (Haller, 1983). Il est affecté par des failles de direction variées NW-SE, N-S et E-W. Cet Atlas oriental est caractérisé par des dépôts mésozoïques renfermant parfois des intrusions basaltiques (Laridhi-Ouazaa, 1994; Laridhi-Ouazaa et Bedir, 2004).

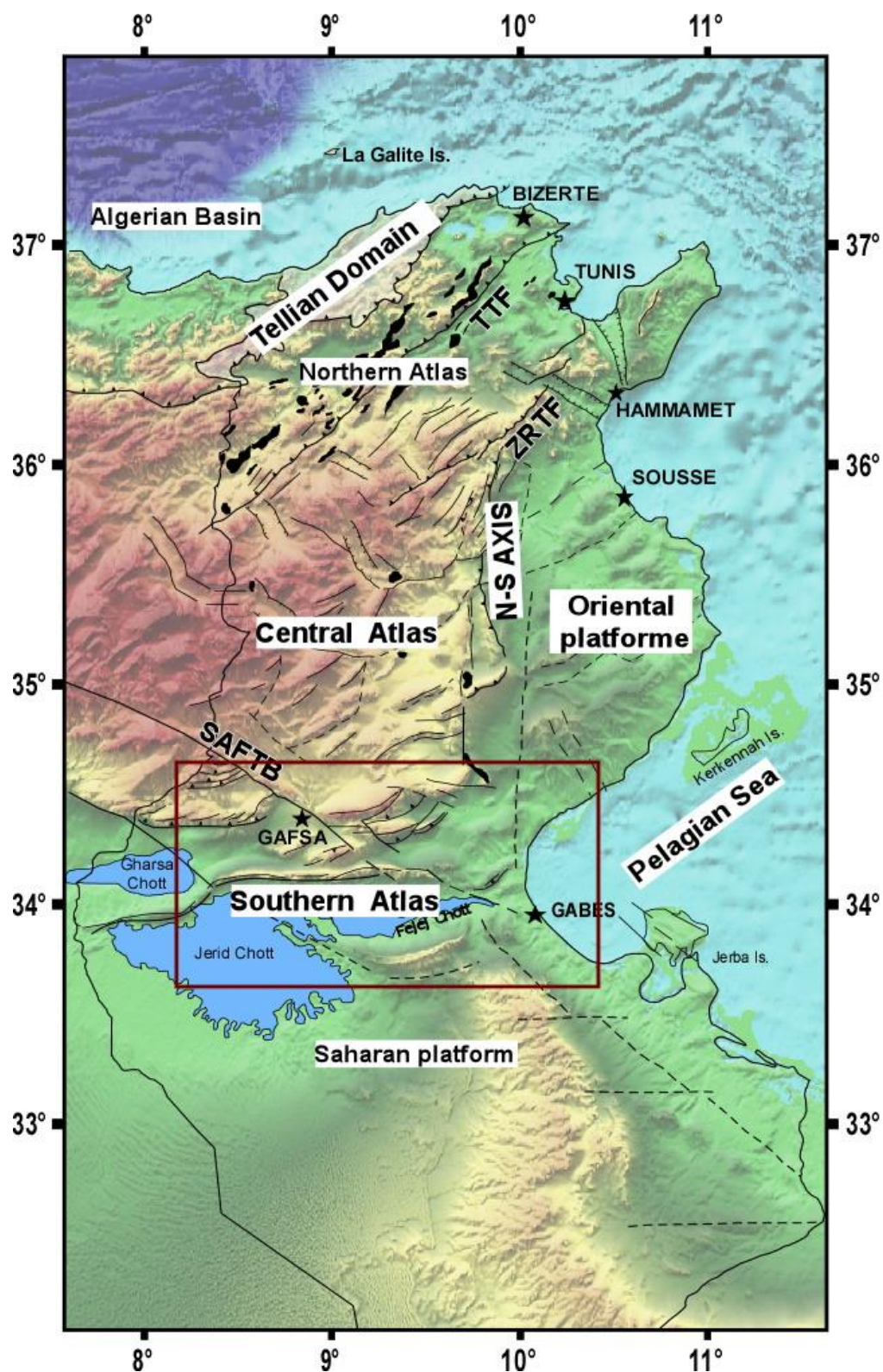


Figure. I. 9: Carte structurale simplifiée du domaine atlasique tunisien (Castany, 1951; Burollet, 1956; Jaouein, 1962-1967; Biely et al., 1974; Zargouni, 1985; Turki, 1985; Ben Ayed, 1986; Ben Ferjani et al., 1990; Boukadi, 1994; Bouaziz, 1995; Chihi, 1995; Dlala, 1995; Zaier et al., 1998; Bouaziz et al., 2002; Ouali, 2007). Le noir: structures salifères, Les lignes fines discontinues: Axe de pliage, des lignes fortes continues: les failles majeures. Les domaines structuraux: Domain tellien, Atlas tunisien septentrional (NT ATLAS), Atlas tunisien central (CT ATLAS), Atlas tunisien méridionale (ST ATLAS), plateforme saharienne, plateforme orientale et de la Mer pélagienne; Les ceintures de chevauchements de l'Axe Nord-Sud (N-S Axis) TTF: Faille chevauchement de Téboursouk, ZRTF: Faille de chevauchement de Zaghouan-Ressas. Le rectangle rouge indique la localisation de la zone d'étude.

Ce domaine de plateforme peu profonde a évolué, au cours du Tertiaire, vers une zone très subsidente marquée par des épaisseurs importantes de dépôts paléocènes et éocènes.

➤ La plateforme saharienne est un domaine relativement moins déformé par rapport aux autres domaines situés plus au Nord. Elle est affectée à son extrémité orientale par la faille de Médenine (Prolongement sud de la faille de Gafsa) d'orientation N160°E responsable de l'effondrement de la plaine de Jeffara à l'Est.

2. 2. 2. Synthèse des événements tectoniques affectant le front sud-atlasique

L'histoire tectonique du front sud-atlasique tunisien est influencée par sa position privilégiée au cours des temps géologiques, enregistrant les différents événements tectoniques de la marge sud téthysienne. Cependant, ces événements tectoniques sont très connus et débattus.

2. 2. 2. 1. Passage Aptien-Albien

Le passage Aptien-Albien représente une période charnière au cours de laquelle des lacunes sédimentaires ont été enregistrées. Une discontinuité majeure, observée dans l'ensemble de la Tunisie, est corrélée à la discordance «Autrichienne» (Burollet et Desforges, 1982; Ben Ayed, 1993; El Euch et al., 1998; Lazez et al., 2008a). Cette limite stratigraphique fait toujours l'objet de discussions concernant l'évènement tectonique qui a abouti à sa mise en place. Plusieurs auteurs signalent que cette discontinuité est liée à un régime tectonique compressif de direction NW-SE qui a généré des structures en transpression (Burollet et Desforges, 1982; Ben Ayed, 1993; El Euch et al., 1998; Bédir, et al, 2000; Bouaziz et al., 2002; Zouaghi et al., 2005; Lazez et al., 2008a). Cependant, d'autres auteurs proposent une extension NE-SW tout le long des failles décrochantes liée à des mouvements halocinétiques (Bismuth et al., 1982; Boltenhagen, 1985; Soyer and Tricart, 1987; Feki et al., 2005, Rigane et al., 2010 ; Zouaghi et al., 2013). D'autres études tectono-sédimentaires menées dans la Chaîne Nord des Chotts montrent que ses lacunes sédimentaires matérialisées par des surfaces durcies et des conglomérats sont le résultat d'un remaniement de la barre aptienne basculée par des failles normales et résédimentés dans les dépôts du Coniacien-Santonien. Ces remaniements se déposent à l'aplomb des failles NW-SE à WNW-ESE (N100°E à 110°E) très souvent scellées par des dépôts du Coniacien-Santonien. Leur basculement exprime une géométrie en blocs basculés résultant d'une extension NNE-SSW (Gharbi et al., 2013).

2. 2. 2. 2. Crétacée supérieur

En se basant sur des données de sub-surface (sismique-réflexion), plusieurs études signalent une première pulsation tectonique au cours du Crétacé supérieure en Tunisie méridionale accompagnée d'une migration de la subsidence (Hlaïem, 1999; Zouaghi et al, 2009; Saïd et al., 2011; Gharbi et al., 2013). Des mouvements transpressifs Campanien-Maastrichtien sont marqués par des

failles inverses et des plis de directions NE-SW associés à des biseaux tectoniques et des discordances stratigraphiques dans la région de Gafsa. A cette époque une inversion de subsidence est enregistrée dans les zones des Chotts associées à une halocinèse précoce (Zouaghi et al., 2011; Saïd et al., 2011). Par contre, d'autres travaux révèlent un mouvement décrochant associé à un régime trantensif dextre (Zouari et al., 1999) caractérisé par une extension de direction ENE-WSW au niveau de Jebel Chemsî (Atlas méridional).

2. 2. 2. 3. Phase éocène

L'Eocène supérieur est considéré comme la période du premier événement tectonique au cours du Cénozoïque, connue sous le nom de la phase atlasique. En effet, le régime tectonique dominant, purement compressif, pourrait être de direction NW-SE. Cette phase a généré un léger plissement accompagné par des plis de direction NNE-SSW. L'existence de cet événement tectonique d'âge Eocène supérieur reste encore débattue (Vially et al, 1994; Beauchamp et al, 1999; Frizon de Lamotte et al, 2000; Bosworth et al, 2008; Masrouhi et al, 2008; Frizon de Lamotte et al, 2009). En Tunisie centrale, le soulèvement de l'île de Kasserine serait lié à cet événement tectonique en compression NW-SE (Buroillet, 1982; Soyer, 1987).

Cette direction de compression a été mise en évidence par Ben Ayed (1993) grâce à une étude de la tectonique synsédimentaire. Il s'agit, pour cet auteur, de failles inverses contemporaines de la sédimentation, de direction N30°E à N50°E, accompagnées par des plis synsédimentaires de direction N20°E à N50°E.

Ces plis se situent sous la discordance angulaire des calcaires de l'Eocène supérieur (Ben Ayed, 1993). En Tunisie méridionale, cette phase a été mise implicitement en évidence par Zargouni (1985) car il signale une compression de direction NW-SE dans la région de Gafsa.

2. 2. 2. 4. Phase Miocène supérieur

Cette période correspond à l'épisode de plissement majeur responsable de la formation de l'Atlas central tunisien (Dlala, 1984; Chihi, 1984; Philip et al., 1986...). Il s'agit d'une déformation compressive orientée NW-SE et dénommée «phase alpine» d'âge Tortonien. Pour le secteur étudié, elle est responsable de la mise en place de rampes latérales de direction ENE-WSW à E-W associées à la réactivation de failles décrochantes.

2. 2. 2. 5. Phase Quaternaire

A l'échelle de la Tunisie, le régime compressif a persisté, du Miocène au Quaternaire. Les événements les plus importants correspondent aux mouvements compressifs post-villafranchiens caractérisés par une réorientation des contraintes qui a abouti à la réactivation et l'accentuation des anciennes déformations qui prennent des directions NW-SE.

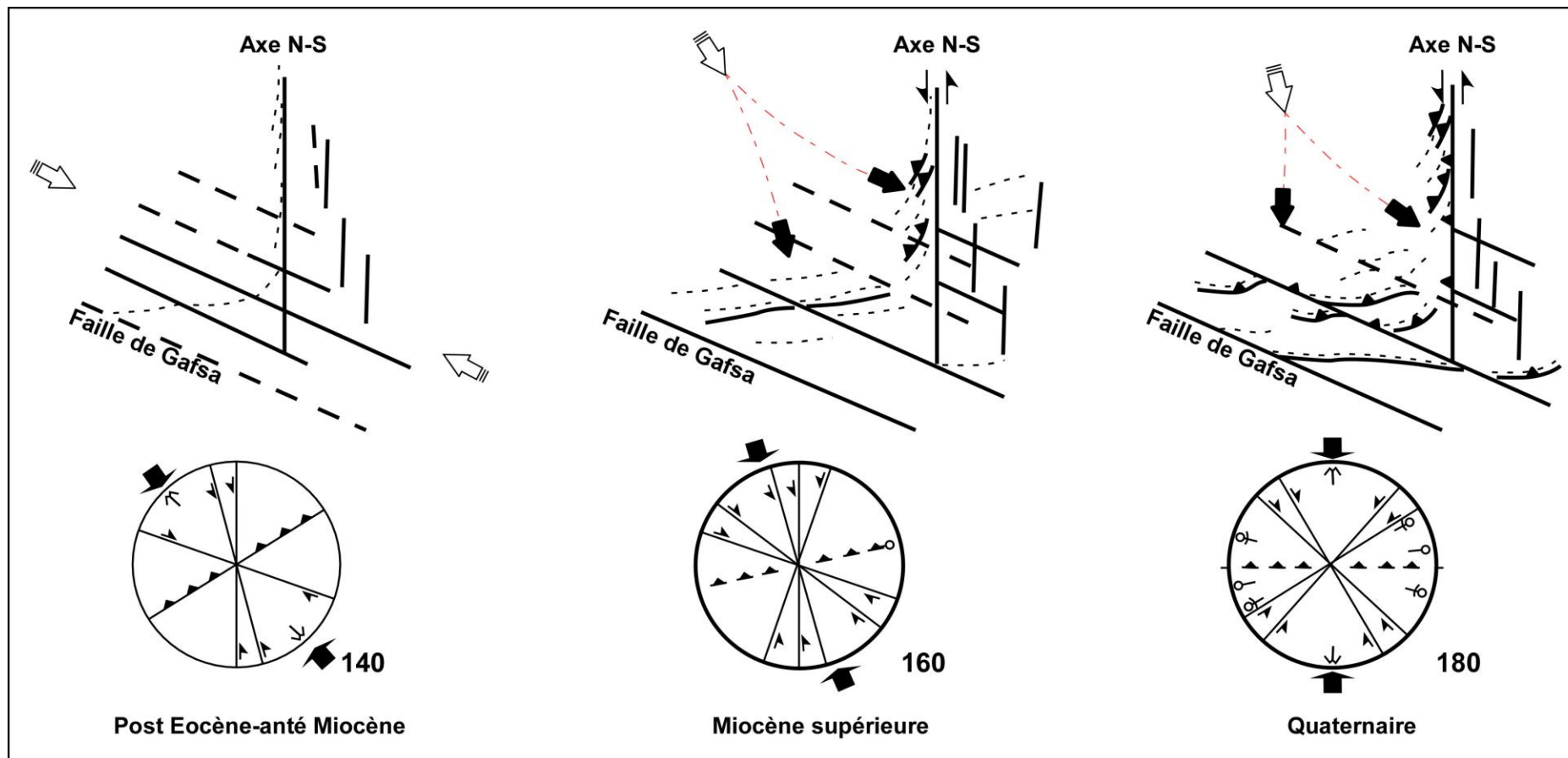


Figure. I. 10: Evolution des directions de raccourcissement régionale et locale en Tunisie de l'Eocène au Quaternaire (modifiée d'après Zargouni, 1985)

Le régime de contrainte enregistré dans le domaine d'étude est généralement compressif de direction de compression N160°E (Zargouni, 1985; Boukadi, 1984; Bouaziz et al., 2002).

2. 2. 3. Style structural dans l'Atlas tunisien

Pour expliquer les modalités de déformation au cours de l'inversion tectonique Cénozoïque de l'Atlas tunisien plusieurs modèles structuraux ont été proposés.

Dans le Tell de la Tunisie, l'interprétation de la sismique-réflexion permet de montrer l'existence d'écailles organisées en duplex sous les unités supérieures du Tell. Dans ce contexte, Khomsi et al., (2009) ont pu définir une tectonique de couverture (thin-skinned tectonic) admettant que les niveaux de décollement supérieurs, permettant le détachement des unités les plus superficielles, sont représentés par les argiles du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Éocène supérieur à moyen. Les évaporites triasiques incorporées à la base du Numidien proviendraient des duplex sous-jacents, leur étalement sous le Numidien s'étant fait mécaniquement lors du glissement de ce dernier du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

Au Nord de la Tunisie, Morgan et al. (1998) supposent que le front de chevauchement de Zaghouan-Ressas est essentiellement déformé par une tectonique de couverture (thin-skinned tectonic). Ces auteurs admettent que les structures de Zaghouan-Ressas formées au cours du Miocène supérieur sont liées à la réactivation de la faille de Zaghouan-Ressas au-dessus d'un niveau de décollement triasique. Cependant, certains auteurs considèrent que cette zone de la dorsale tunisienne constitue un ensemble de plis de propagation qui prennent naissance sur des chevauchements de couverture (thin-skinned tectonic), associés au développement de duplex (Aridhi et al., 2013). Ces structures d'imbrications, d'âges Miocène supérieur, sont liées à des rampes latérales de direction NW-SE impliquant les évaporites du Trias comme niveau de décollement.

Au NW de Kairouan, la modélisation par coupes équilibrées a conduit Aderson (1996) à décrire une tectonique de couverture (thin-skinned tectonic) expliquant la déformation au niveau de l'Axe Nord-Sud. Cette déformation est accommodée par les évaporites triasiques, considérées comme le niveau majeur de décollement. Il signale aussi un décollement secondaire dans la couverture tertiaire impliquant des rétrochevauchements et des systèmes de rampes et de paliers. D'après cet auteur, ces décollements sont d'âge Miocène moyen et sont affectés postérieurement par des failles décrochantes post-collision Europe-Afrique.

Cette présentation des travaux anciens et récents, qui révèle en majorité une tectonique de couverture (thin-skinned tectonics) lors de l'inversion Eocène supérieur et Miocène supérieur étroitement liée à la présence d'un niveau de décollement majeur constitué par les évaporites du Trias. Plusieurs interprétations de la déformation de l'Atlas méridionale ont été proposées pour

expliquer le style structural du front sud atlasique. L'hypothèse la plus ancienne est celle de Caire (1977) et Ben Ayed (1980) qui supposent l'implication directe des accidents de socle dans la déformation. Par la suite, des approches classiques de géologie (Zargouni et Ruhland, 1981; Zargouni et al., 1985 ; Zargouni, 1985; Chihi et al., 1992; Bouaziz, 1995 ; Zouari, 1995) ont permis d'interpréter les structures observées en surface par le jeu des deux familles de fractures principales connues dans cette région (NW-SE et E-W) limitant des bandes de cisaillement et permettant la mise en place de plis en échelon. Ces auteurs montrent deux épisodes compressifs dont le premier conduit à la réactivation des failles normales héritées de direction E-W alors que le second épisode a conduit à la réactivation des accidents de socle de direction NW-SE en décrochements dextres. Cependant d'autres auteurs proposent une tectonique de couverture (thin-skinned tectonics) pour définir la géométrie profonde et la cinématique du front sud atlasique en Tunisie (Creusot et al., 1993; Outtani et al., 1995). En se basant sur la modélisation par coupes équilibrées, cet auteur suppose l'existence d'un niveau de décollement au sein des séries crétacées supérieures (Formation Zebbag) qui évolue localement en rampe et provoque la création de plis selon le modèle de pli de propagation de rampe.

Récemment plusieurs auteurs, par le biais d'interprétations de plusieurs lignes sismiques confirment que la déformation de la chaîne atlasique de la Tunisie méridionale est liée à une tectonique de socle (thick-skinned tectonics; Hlaiem, 1999; Zouaghi et al., 2005b; Zouaghi et al., 2011). Ce style tectonique a été défini comme le résultat de l'inversion des failles normales anté-triasiques. L'activité syn-sédimentaire en failles normales est en relation avec un mouvement d'halocinèse précoce. Ce dispositif structural a contribué à la pré-structuration et la genèse des faisceaux de plis atlasiques.

Ben Salem et al. (2009), en s'inspirant du modèle d'Outtani et al. (1995), proposent le même style structural pour expliquer la déformation de la chaîne atlasique de Gafsa. La structuration de cette chaîne est régie par une tectonique de couverture aboutissant à des plis de propagation liés à la réactivation des failles normales au cours des événements compressifs. Le raccourcissement lié à ces plis est accommodé sur les évaporites triasiques qui jouent le rôle de niveau de décollement. En outre, Said et al. (2011) interprètent la chaîne atlasique comme résultant d'un style tectonique mixte avec des chevauchements de couverture (thin-skinned) et des chevauchements qui s'enracinent dans le socle (thick skinned). Ils proposent également une variation latérale de la déformation régionale (variation de la géométrie des structures ainsi que du taux de raccourcissement), contrôlée par des rampes obliques NW-SE héritées des bordures d'un rift d'âge Trias supérieur-Jurassique inférieur. Un ensemble des coupes équilibrées dans le bassin de Gafsa-Métlaoui a permis aux auteurs d'estimer un taux de raccourcissement profond pouvant atteindre 6.5 km au-dessous de la chaîne de Métaloui

pour un taux de raccourcissement dans la couverture de l'ordre de 15 km entre la chaîne de Orbata, Chemsî et la chaîne Nord des Chotts. Ces taux de raccourcissement font l'objet de discussions. En effet, récemment Ahmadi et al. (2013) proposent également sur la base de coupes équilibrées un style tectonique de type thin-skinned associée à des plis de propagation de rampe. Leurs calculs aboutissent à un taux de raccourcissement de l'ordre de 9 km.

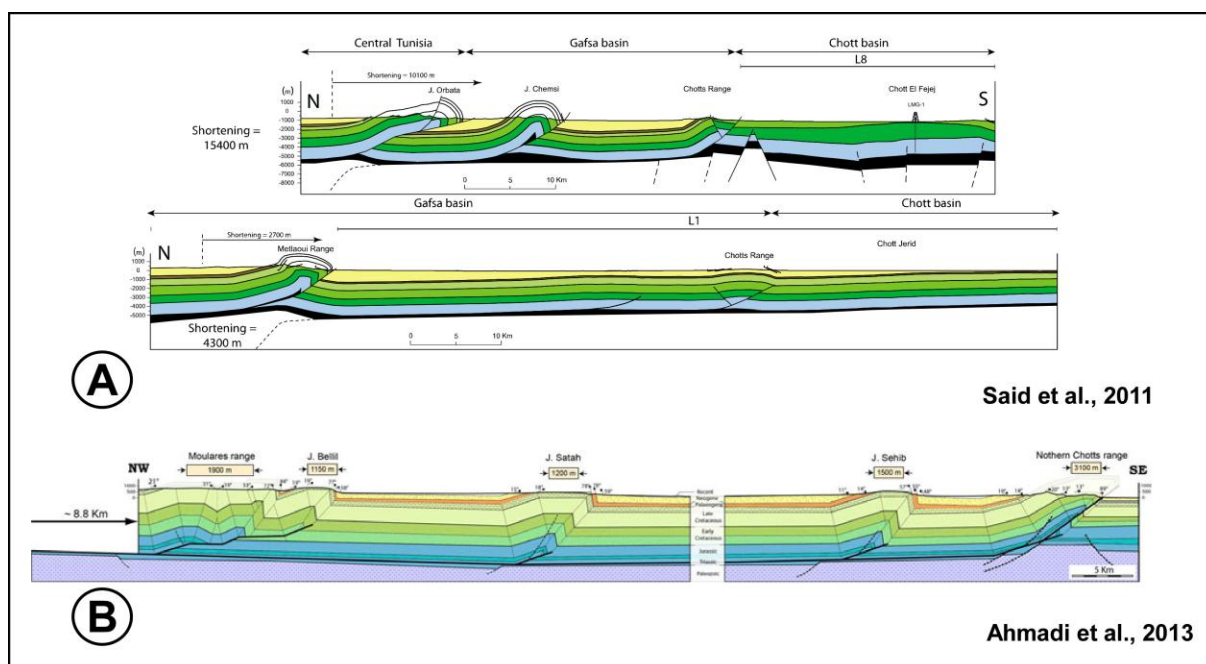


Figure. I. 11: Deux modèles structurales expliquant le style de déformation du front sud atlasique. A: Said et al., 2011 proposent un style tectonique de type mixte «Thick-skinned» et «thin-skinned». B: Ahmadi et al., 2013 montrent un style tectonique de type «thin-skinned».

CHAPITRE II: New tectono-sedimentary evidences for Aptian to Santonian extension of the Cretaceous rifting in the Northern Chotts range (Southern Tunisia).

Gharbi, M., Masrouhi, A., Espurt, N., Bellier, O., Amari, E. A., Ben Youssef, M., Ghanmi, M., (2013). New tectono-sedimentary evidences for Aptian to Santonian extension of the Cretaceous rifting in the Northern Chotts range (Southern Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 79, P58–73. doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.09.017.

Résumé

L'analyse structurale, sédimentaire et stratigraphique combinée avec la réinterprétation de profils de sismique-réflexion des séquences crétacées de la chaîne Nord des Chotts (Atlas méridionale de la Tunisie) nous a conduits à proposer un modèle d'évolution géodynamique de la marge sud-Téthys. Un stade de rifting s'est produit au cours du Trias-Jurassique. Ce dernier a continué en réactivant des structures héritées, durant l'Aptien-Albien. Au cours de cette dernière période, l'évolution tectonique du domaine de la chaîne Nord des Chotts correspond bien à un stade de rifting marquée par de nombreuses discordances et lacunes sédimentaires. Elles sont matérialisées par des surfaces durcies, des variations d'épaisseurs et de faciès, associées à des conglomérats synsédimentaires témoignant d'une sédimentation de type syn-rift. Ces conglomérats sont le résultat d'un remaniement de la barre aptienne basculée par des failles normales listriques. Cette période Aptien-Albien correspond à un régime tectonique caractérisé par une extension de direction N-S à NE-SW associée à des failles normales de direction N100°E à 110°E délimitant des structures en horsts et grabens. Pendant la période du Coniacien-Santonien, la subsidence continue dans le secteur d'étude. Celle-ci s'accompagne d'une sédimentation de type post-rift, constituée d'une alternance de dépôts marneux et calcaires.

Dans cet article, nous proposons de nouvelles données tectono-sédimentaires de la chaîne Nord des Chotts qui nous permettent de confirmer le rôle prédominant des failles synsédimentaires héritées du rifting Aptien-Albien dans la structuration et le développement des plis en échelon associées à des chevauchements, i.e., en particulier le développement des structures de direction ENE-WSW de l'anticlinal Zemlet el Beida.

Mots clés:

Marge sud téthysienne, Rifting, Aptien-Santonien, Domaine sud atlasique, Chaîne Chotts range, Anticline Zemlet el Beidha, Tunisie.

**New tectono-sedimentary evidences for Aptian to Santonian extension of the Cretaceous
rifting in the Northern Chotts range (Southern Tunisia).¹**

Mohamed Gharbi^{a,b*}, Amara Masrouhi^{a,b}, Nicolas Espurt^b, Olivier Bellier^b, El Amjed Amari^a, Mohamed
Ben Youssef^c and Mohamed Ghanmi^d.

^a Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences de Gabès, Université de Gabès,
Cité Erriadh, 6072 Gabès, Tunisia

^b Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, 13545, Aix-en-Provence, France. ^c Centre
de Recherches et Technologies des Eaux, BP 273, 8020 Soliman, Tunisia

^d Département de Géologie, Faculté des Sciences de Tunis, 1060 Tunis, Tunisia

*corresponding author; gharbim.mohamed@gmail.com phone: +216 75 392600; fax: +216 75
392421

Abstract

Based on new structural, sedimentary, stratigraphic and seismic reflection data from Cretaceous sequences of the Zemlet el Beidha anticline of the northern Chotts range (South Tunisia), this study yields fresh insights into the geodynamic evolution of the South Tethyan margin. The rifting of the margin started in the Triassic-Jurassic and continued during the Aptian-Albian. In this last period N to NE trending extension was associated with WNW and NW trending normal faults, bounding the developing horsts and grabens structures. This tectonic framework is highlighted by strong thickness and facies changes in the Aptian-Albian series associated with slumps and syntectonic conglomerates. During the Coniacian to Santonian times, the study area was characterized by continued subsidence. Consequently, the Coniacian-Santonian series are represented by sedimentary infilling consisting of post-rift marl-rich sequences followed by limestone and marl sequences.

Folds geometry and associated faults system and tectonics analysis, confirm the role of the Aptian-Albian rifting inheritance faulting in the structuring and the development of the folds and thrusts belts of the southern Tunisian Atlas during the Cenozoic inversion, in particular in the development of the ENE striking structures such as the Zemlet el Beidha anticline.

Keywords:

South Tethyan margin, Rifting, Aptian-Santonian, Southern Alassic domain, Tunisia, Chotts range, Zemlet el Beidha anticline.

¹ *Gharbi, M., Masrouhi, A., Espurt, N., Bellier, O., Amari, E. A., Ben Youssef, M., Ghanmi, M., (2013). New tectono-sedimentary evidences for Aptian to Santonian extension of the Cretaceous rifting in the Northern Chotts range (Southern Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 79, P58–73.
doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.09.017.

1. Introduction

The geodynamic evolution of the northern margin of Africa has been studied by many authors (Dercourt et al., 1986; Philip et al., 1986; Dewey et al., 1986; Soyer and Tricart, 1987; Guiraud and Maurin, 1991, 1992; Martinez et al., 1991; Piqué et al., 2002; Bouaziz et al., 2002; Brunet and Cloetingh, 2003), observing, that this margin was characterized by (1) the extension, crustal stretching and thinning, as well as subsidence during the Mesozoic Tethyan rifting (Bouaziz et al., 2002; Piqué et al., 2002; Bumby and Guiraud, 2005), and (2) the occurrence of subsequent inversion during Late Cretaceous-Cenozoic subduction and collision (Guiraud and Maurin, 1991; Guiraud and Bosworth, 1997; Aris et al., 1998; Guiraud, 1998; Laville et al., 2004; Abrajevitch et al., 2005; Bumby and Guiraud, 2005; Dhahri and Boukadi, 2010).

Along the northern margin of Africa, the rifting began during the Late Permian-Middle Triassic period (Raulin et al., 2011), and culminated at the transition between the Triassic and Jurassic. The Early Mesozoic transgressions are characterized by a heterogeneous sedimentary cover (Piqué et al., 2002; Courel et al., 2003; Guiraud et al., 2005). During this sedimentation cycle an extensional tectonic context predominated, as indicated by numerous synsedimentary normal faults systems. During the Jurassic time, a regional extensional tectonic regime produced the dislocation of the existing continental platform, which is related to the opening of the Central Atlantic and led to the development of "en echelon" normal faults, tilted blocks and volcanic activity (Laridhi-Ouazaa and Bédir, 2004). The distribution of the sedimentary facies has taken place along the WSW trending Atlassic range from Morocco to northern Tunisia during the Late Liassic-Early Cretaceous period (Piqué et al., 2002; Guiraud et al., 2005).

In southern Tunisia, the rifting has been associated with the development of WNW to NW trending half grabens related to high rate subsidence, especially during Neocomian and Barremian (Piqué et al., 1998; Bouaziz et al., 2002; Guiraud et al., 2005; Herkat and Guiraud, 2006). The rifting led to presence of unconformities within many basins in the Early Aptian (Guiraud and Maurin, 1991, 1992; Zouaghi et al., 2005; Bodin et al., 2010) and continued during the Aptian-Albian creating N to NE trending regional extension (Zghal et al., 1998; Rigane et al., 2010). The Early Aptian unconformities mentioned above are associated with the lower Cretaceous rifting stage. On the contrary, these later are related by some authors to the compressional regime (Austrian Event; Ben Ayed, 1993; Bédir et al., 2001; Zouaghi et al., 2005; Lazzez et al., 2008) and/or halokinetic movements (Rigane et al., 2010; Zouaghi et al., 2011).

Along the southern margin of Tunisia, the rifting has been associated with volcanism in the Pelagian block (Figure. II. 1A; Laridhi-Ouazaa and Bédir, 2004).

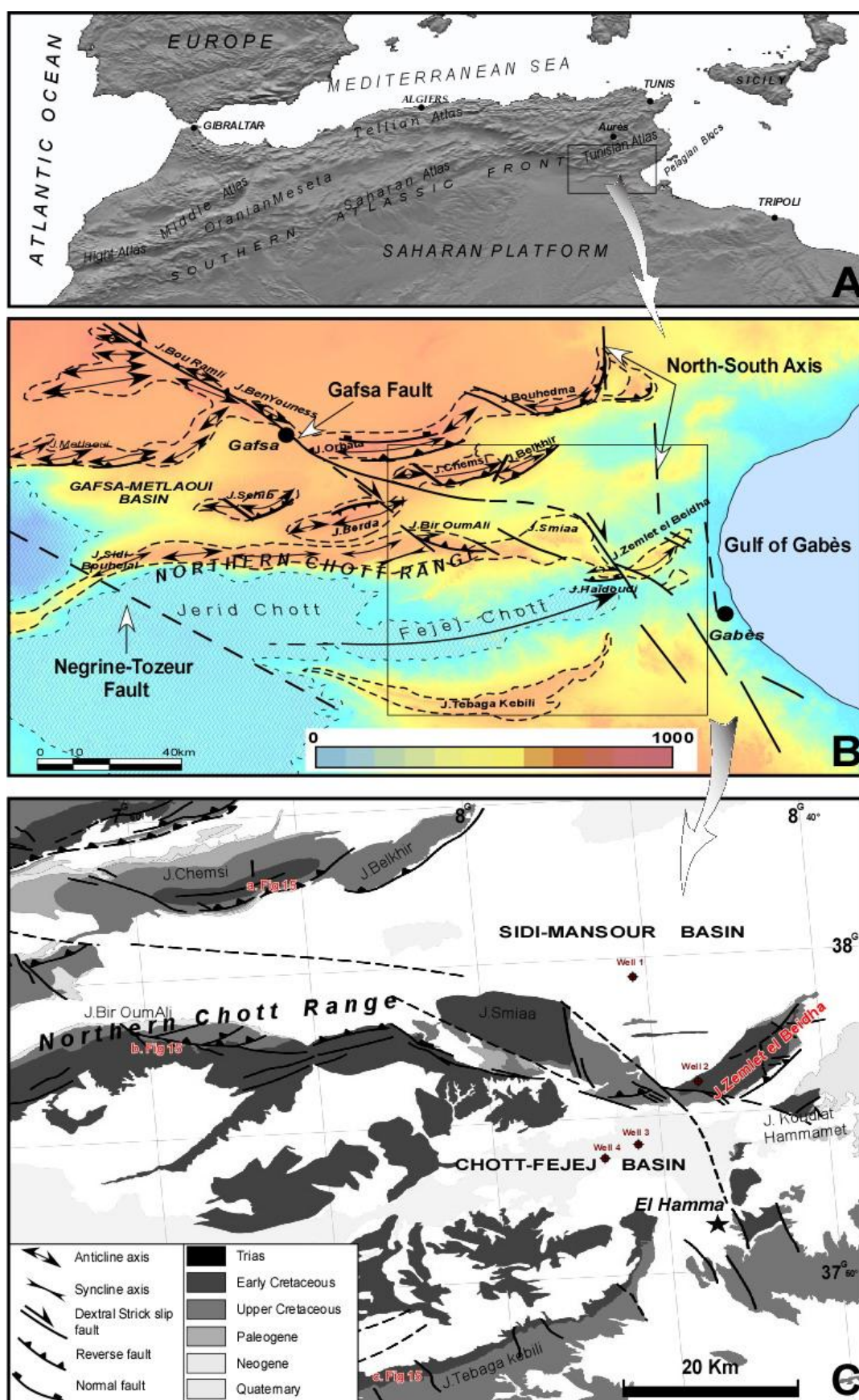


Figure. II. 1: Structural map of the northern African margin. (B) Tectonic background of the southern Atlas of Tunisia is mapped based on satellite images analysis and field investigations (the base map is produced using elevation data from NASA SRTM Gtopo 30). (C) Geological map of the North Chotts range with the location of Zemlet el Beidha.

Extensional structures have been recognized by surface and subsurface data in the Northern African margin (Piqué et al., 2002; Bumby and Guiraud, 2005; Guiraud et al., 2005). The Cretaceous evolution of this margin was associated with thickness and facies variations of the sedimentary sequences (Ben Youssef et al., 1985; Ben Ferjani et al., 1990; Deteil et al., 1991; Abdallah et al., 1995; Souquet et al., 1997; Bédir et al., 2001; Patriat et al., 2003; Zouaghi et al., 2005). This tectonic regime involved the reactivation of pre-existing (Early Cretaceous) passive margin structures, with a maximum extension occurring during Albian times. Early Cretaceous extensional structures have been sealed by Senonian post-rift series with reefal buildings along uplifted ridges (Negra et al., 1995). Thereafter, during Late Cretaceous and Cenozoic times, tectonic inversion occurred as a result of convergence between Africa and Eurasian plate. The North African margin was characterized by the reactivation of pre-existing extensional faults systems which controlled fault-related folds (Zargouni, 1985; Ben Ayed, 1993; Catalano et al., 1996; Doglioni et al., 1999; Vergès and Sabàt, 1999; Frizon de Lamotte et al., 2006; Masrouhi et al., 2007; Dhahri and Boukadi, 2010). This study focuses on the structure of the Zemlet el Beidha anticline in the eastern part of the northern Chotts range, which belongs to the southern Atlassic front of Tunisia. In this area, the tectono-sedimentary framework displays evidence for the southernmost Cretaceous rifting. Our study provides new structural elements, new detailed geologic mapping, sedimentologic, palaeontologic and new interpretation of geophysical data to understand the Cretaceous passive margin evolution.

2. Geological setting

2.1. Structural features and the area studied

The Atlas orogen forms a part of the present-day North African margin and is the result of the collision between the African and the European plates. The development of the southern Tunisian Atlas fold-and-thrust belt is related to this tectonic convergence occurred during Tertiary times. This domain is characterized by E-W to NE-SW and NW-SE anticlines separated by synclines filled with Neogene and Quaternary series (Figure. II. 1B; Zargouni, 1985; Abdeljaouad and Zargouni, 1981; Burollet, 1991; Bédir et al., 2001; Hlaiem, 1999; Bouaziz et al., 2002).

The southern Tunisian Atlas fold-and-thrust belt is limited westward by major NW trending strike-slip fault systems (Gafsa and Negrine-Tozeur fault systems; Figure. II. 1A and B). The Gafsa fault system (Zargouni, 1984; Burollet, 1991; Hlaiem, 1999) is a N120°E trending dextral strike-slip system (Zargouni et al., 1985; Abbès and Zargouni, 1986; Abbès et al., 1994; Boutib and Zargouni, 1998) and cuts the Bou Ramli, Ben Younes and Orbata anticlines in the north and the Zemlet el Beidha and Koudiat Hammamet anticlines in the south (Figure. II. 1B and C). Another prominent northwest striking strike-slip fault is the Negrine-Tozeur fault (Figure. II. 1B), which borders the west of the Gafsa-Metlaoui basin and parallel to the Gafsa fault. It extends from the Negrine (Algeria) through

the Tunisian Atlas Mountains (Zargouni, 1984; Zargouni et al., 1985). The Sehib, Berda, Chemsî and Belkheir folds separate the wide Gafsa-Metlaoui basin to the northern Chotts range towards the south.

The Chotts depression corresponds to foredeep depozone (according to the nomenclature of DeCelles and Giles, 1996). This foredeep depozone is formed by two connected depression: the Chott El-Jérid to the west and the Chott El-Fejrij to the east (Figure. II. 1B and C). The Chott El-Fejej occupies the core of a mega-anticline called "Fejej dome" whose southern limb corresponds to Jebel Tebaga and northern limb is formed by the northern Chotts range (Figure. II. 1B and C).

The eastern part of the northern Chotts range fold belt is affected by several faults that's the most significant is the Bir Oum Ali and Fejej faults system (Figure. II. 1B). The northern Chotts range (E-W trend) changes direction to a NE-SW in its eastern part that corresponds to the Zemlet el Beidha anticline. The Zemlet el Beidha anticline limits the Sidi Mansour basin in the north and the Chotts Fejej basin in the south (Figure. II. 1C). The Zemlet el Beidha anticline (Figure. II. 2) belongs to the southern Atlassic front of Tunisia in the eastern part of the northern Chotts range (Figure. II. 1B). It is located between an intensely deformed domain, the southern Atlassic fold-andthrust belt, in the north, and a less deformed domain, the Saharan Platform, in the south (Figure. II. A and B), (Zargouni, 1984; Ben Ferjani et al., 1990; Buroillet, 1991; Hlaiem, 1999; Bouaziz et al., 2002).

2.2. General stratigraphy

The stratigraphy (Figure. II. 3) of the Zemlet el Beidha region is derived from micropaleontology analysis (Table. II. 1) and from boreholes which were drilled close to the anticline (wells 1, 2, 3 and 4, Figure. II. 1C). The sedimentary series outcropping in the study area are Cretaceous to Quaternary in age (Figures. II. 1C-3). The core of the Zemlet el Beidha anticline (Figure. II. 2) is formed by Hauterivian-Barremian marls, alternating with anhydrites, limestones and claystones of the Bouhedma Formation (Abdeljaouad and Zargouni, 1981; Lazzez and Ben Youssef, 2008). The Bouhedma Formation is overlain by shale-rich sands and ferruginous sandstones of the Sidi Aïch Formation, for which a Barremian (pro parte) age is deduced from its stratigraphic position. The Sidi Aïch Formation is overlain by the dolomitic bank of the Lower Aptian Orbata Formation (Ben Youssef and Peybernes, 1993; Chaabani and Razgallah, 2006), which is topped by a rich-Orbitolinidae hardground, showing some Ammonites (Gharbi, 2008).

This massive dolomitic bank is a common feature all over the area and forms the flanks of folded structures. The Upper Albian deposits correspond to the lower member of the Zebbag Formation. This formation, which rarely outcrops in the study area, is dominated by dolomitic sandstones, marls, limestones and argillaceous limestones. The upper member of Zebbag Formation (Upper Cenomanian-Turonian) is characterized by the flint dolomitic bank of the Guettar member.

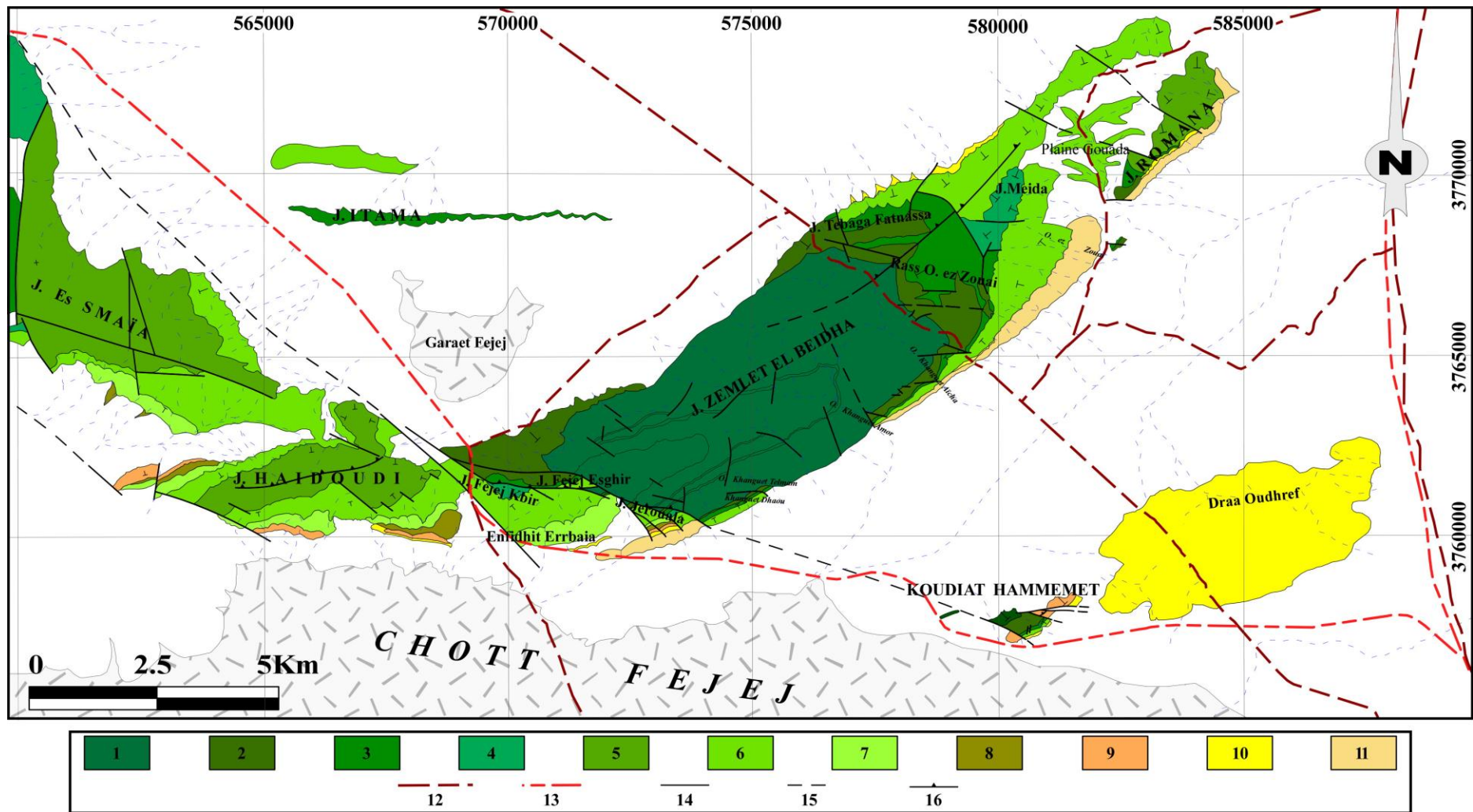


Figure. II. 2: Detailed geologic map of the Zemlet el Beidha anticline. Location of Figure. II. 5 is shown. The cross sections A–A' and B–B' are located in Figure. II. 4. 1: Hauterivian-Barremian (Bouhedma Formation); 2: Late Barremian (Sidi Aïch Formation); 3: Bedoulian (Orbata Formation); 4: Late Albian-Turonian (Zebbag Formation); 5 et 6: Coniacian-Santonian (Aleg Formation); 7: Campanian-Early Maastrichtian (Abiod Formation); 8: Late Maastrichtian-Paleocene (El Haria Formation); 9: Middle Eocene (Bouloufa Formation); 10: Late Miocene (Begliia Formation); 11: Mio-Plio-Quaternary (Segui Formation); 12: Road; 13: Railway; 14: Strike-Slip fault; 15: Ineterpreted Fault; 16: Reverse fault.

This sequence is only deposited at Jebel Jerouala (Figure. II. 2). The Coniacian-Santonian series of the Aleg Formation unconformably overlies the previous series. They are defined by thick sequences of dolomitic sandstones at the base and interbedded green marls and bioclastic limestones at the top. The fauna of this formation is distinguished (Figure. II. 3 and Table. II. 1) by the ammonites in the Khanguet Aïcha River, planktonic foraminiferas in the Gouada plain and the Rudistes in the Khanguet Telmem (Abbès and Tlig, 1991; Louhaïchi and Tlig, 1993; Gharbi, 2008). The Abiod Formation conformably overlies the Aleg Formation and consists of limestone banks with intercalations of thin clay layers. These intercalations are enriched by phosphatic debris and glauconite grains. The associated fauna suggests a deep marine environment, similar to the central and northern Tunisian domain (Abdeljaouad and Zargouni, 1981). According to facies (Louhaïchi and Tlig, 1993) and microfauna data (Gharbi, 2008), the Abiod Formation is Upper Campanian to Maastrichtian in age (Figure. II. 3 and Table. II. 1).

The Cenozoic series of the study area are composed by thin Paleocene marine marls covered by Paleogene and Neogene continental sediments. The Early Tertiary comprises green clays of the El Haria Formation. The clays show a Maastrichtian to Paleocene marine fauna (Gharbi, 2008). The Bouloufa Formation is dated to the Middle Eocene by Abdeljaouad (1987) and overlies unconformably (U1) the clays of the El Haria Formation. It is formed by red gypsum clay and encrusted limestone with *Bulimes* fauna. At the end of Eocene period, south and central Tunisia emerged and compressional deformations took place (Masrouhi et al., 2008; Frizon de Lamotte et al., 2009). As a result, intense erosion in the Atlasic fold-and-thrust belt zone caused the deposition of thick syntectonic series of silt and molasse basins during the Neogene and Quaternary. Miocene sands of the Beglia Formation unconformably overlies (U2) the Bouloufa Formation. Finally, the Segui Formation, which crops out on the southern flank of the Zemlet el Beidha anticline, consists of coarse alluvial conglomerate deposits. The Segui Formation unconformably overlies (U3) the Beglia Formation and records the growth of the Zemlet el Beidha anticline.

3. Zemlet el Beidha cretaceous structures

3.1. Structures

The Zemlet el Beidha structure corresponds to a south-verging asymmetric thrust-related anticline with a curved axis that changes from an E strike to NE strike from west to east (Figure. II. 2). The Zemlet el Beidha anticline has a single periclinal closure in the east. As shown in geologic map of Figure. II. 2, the core of the Zemlet el Beidha consists of Coniacian-Santonian outcrops in the Jebel Romana and Gouada plain (NE part of Zemlet el Beidha). Westward, the anticline of Jebel Haidoudi is occupied by the Coniacian-Santonian deposits.

Table. II. 1: Biostratigraphic data from the Zemlet el Beidha. Locations of sample are in meter (UTM system). Microfauna and corresponding age of samples are also shown.

Locality	Nb	X	Y	Fauna	Age
Jebel Romana-Gouada plain	EH 152	585 047	3 775 657	Echinoderme, Cytherella sp, Cythereis sp, Brachycythere	Coniacian-Santonian
	EH 153	585 000	3 775 593	Radiole, Cytherella sp, Bairdia sp	Coniacian-Santonian
	EH 155	584 483	3 775 204	Rotallia, Gavelinella sp, Lenticulina sp.	Coniacian-Santonian
	EH 156	582497	3 775 659	Rotallia, Gavelinella sp	Coniacian-Santonian
	EH 220	584 262	3 774 591	Brachycythere, Globotruncana fornicata, Bairdia sp.	Coniacian-Santonian
	EH 221	584 257	3 774 589	Globotruncana fornicata, Globigerinelloides aspera, Lenticulina.	Coniacian-Santonian
Tebaga Fatnassa-Oued ez Zouaia	EH 118	580 635	3 774 718	Ammonites, Cytherella sp, Bairdia sp,	Coniacian-Santonian
	EH 124	581 839	3 773 088	Ammonites, Brachycythere, Bairdia sp,	Coniacian-Santonian
	EH 125	581 752	3 773 090	Ammonites, Echinodermes, Ostreas, Cytherella sp.	Coniacian-Santonian
	EH 128	581 199	3 773 404	Dawinula sp, Cythereis sp	Late Albian
	EH 130	578 345	3 773 830	Radiole, Ammonites, Brachycythere.	
Khanguet Aicha-khanguet Amor	EH 113	579 411	3 770 340	Cypridea, Cytherella, Choffatella decipiens	Barremian
	EH 131	577 676	3 768 980	Fabanella, Cypridea, Choffatella decipiens, Fabanella sp, Perissocytheridea	Barremian
	EH 173	580 877	3 769 897	Cytherella dextrocephala, Numidica, Cytherella	Coniacian
	EH 176	580 934	3 769 897	Echinoderme, Cytherella sp, Cythereis sp, Brachycythere	Coniacian-Santonian
Jebel Jerouala Khanguet Telmem-	EH 142	571 821	3 766 103	Rotalia, Protobontomia numidica, Gavelinella sp, Globotruncana lapparenti.	Coniacian-Santonian

khanguet Dhaou	EH 143	571 841	3 766 101	Brachycythere, Cytherella.	Coniacian-Santonian
	EH 145	572 474	3 765 998	Knemiceras, Darwinula sp, pracypris sp	Late Albian
	EH 183	573 864	3 765 434	Cythereis sp, Spiroplectamira sp, Lenticulina sp, Globotruncana arca, Orbitoides.	Late Campanian
	EH 184	573 956	3 765 399	Hedbergella sp, Nodosaria sp, Globotruncana fornicata, Pseudotextularia nutalli.	Late Campanian-Maastrichian
	EH 185	574 019	3 765 358	Protobontonia sp, Hedbergella, Textularia.	Coniacian
	EH 226	575 959	3 765 811	Rudiste.	Turonian
	EH 196	574 228	3 765 587	Cytherelle, Radiole, Ostrea	Coniacian
Jebel Fejej	EH 104	567 146	3 768 270	Echinoderme, Ammonites	Coniacian
	EH 107	568 910	3 765 986	Vaginulopsis sp, Globotruncana arca,	Late Campanian
	EH 109	568 457	3 766 134	Globotruncana rugosa, Macrocypris sp, Globotruncana fornicata.	
	EH 140	570 900	3 765 808	Echinoderme, Cytherella sp, Cythereis sp, Brachycythere	Late Campanian-Maastrichian
	EH 142	570 926	3 765 758	Globotruncana fournicata, Globigerinelloides aspera, Lenticulina.	
	EH 143	570 999	3 765 737	Rotallia, Gavelinella sp, Lenticulina sp, Brachycythere.	Coniacian-Santonian
South Jebel Haidoudi	EH 200	568 491	3 765 622	Globotruncana, Lenticulina	Coniacian-Santonian
	EH 201	568 431	3 765 659	Echinoderme, Cytherella sp, Cythereis sp, Brachycythere	
	EH 202	568 484	3 765 108	Hedbergella sp, Globotruncana fornicata, Pseudotextularia nutalli, Vaginulopsis sp.	Late Campanian-Maastrichian
	EH 207	568 356	3 764 916	Subbotina triloculinoides, Gavelinella danica, Bairdia sp, Globotruncana fornicata.	Paleocene?

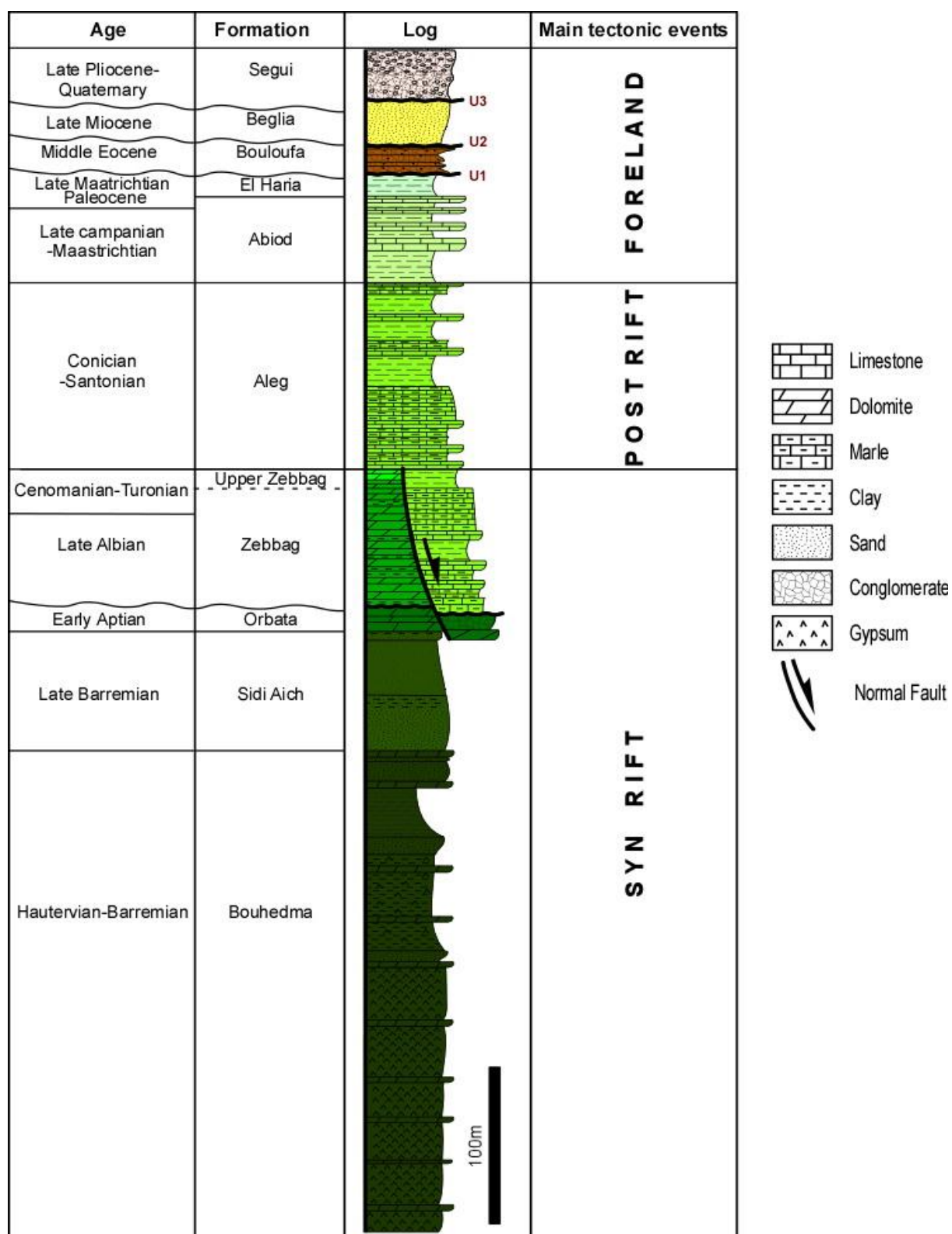


Figure. II. 3: Stratigraphic column of the Mesozoic and Cenozoic series in the Zemlet el Beidha region. Only the outcropping series are shown.

In the central part, the core of the anticline is formed by the Hauterivian-Barremian series. The geometry of the Zemlet el Beidha anticline is illustrated by the two cross sections of Figure. II. 4. The section A-A' crosses the eastern part of the anticline (Figures. II. 2 and 4). In the Tebaga Fatnassa

region, the fold corresponds to a gently deformed anticline of Cretaceous strata unconformably overlain by Late Miocene (U2) and Late Pliocene to Quaternary series (U3). The northern backlimb is formed by $\sim 10^\circ$ N-dipping thin layers of marls (Figure. II. 4A), alternating with anhydrites, limestones and claystones of the Bouhedma Formation. The series are also deformed by the N-dipping normal faults. The southern forelimb is formed by Coniacian-Santonian series of the Aleg Formation and dips $\sim 20^\circ$ southeastward. The central part, the Khanguet Aïcha and Khanguet Amor region, exposes a forelimb formed by \sim almost 45° S-dipping layer (Figures. II. 2 and 5).

The southern flank of the Zemlet el Beidha anticline also shows B-B', subvertical faults, previously interpreted by several authors as strike-slip faults (Abdeljaouad and Zargouni, 1981; Zargouni et al., 1985; Abbès and Zargouni, 1986; Abbès et al., 1994). Along the cross section B-B0 (Figure. II. 4), the northern limb of the anticline exhibits 5-10° N-dipping Hauterivian-Barremian series.

The cross section B-B0 shows a Cretaceous series from the Hauterivian to Late Maastrichtian unconformably overlain by Middle Eocene, Late Miocene and Late Pliocene to Quaternary (U1, 2, 3) series on the Jebel Jerouala and Jebel Haidoudi (Figures. II. 2 and 4). The western part of the Zemlet el Beidha anticline is characterized by a 70-80° S-dipping forelimb intensively deformed by the S-vergent faults acting now as right-lateral oblique-slip of the Fejej corridor (Figure. II. 2).

3.2. Fault kinematics analysis

The Zemlet el Beidha area has undergone a complex tectonic evolution related to its geometric position in relation to the whole northern Chotts range. To support our structural interpretation we measured and analyzed striated fault planes within Aptian-Albian series. Such a fault kinematics analysis of mesoscale faults permits a quantitative reconstruction of paleostresses that can be related to the chronological sequence and orientations of larger-scale structures. These paleostresses thus provide useful information not only on the compressional, extensional or strike-slip origin of larger structures, but also on their kinematics and orientation relative to the stress field (oblique or normal). The western part of the Zemlet El Beidha anticline (Jebel Haidoudi, Jebel Fejej and Jebel Jerouala) is characterized by a major NW to WNW-trending fault Fejej system (Abdeljaouad and Zargouni, 1981; Zargouni et al., 1985; Abbès and Tlig, 1991; Louhaïchi and Tlig, 1993). This fault system, acting now with a right-strike-slip component, may correspond to inherited Cretaceous normal faults (Gharbi, 2008).

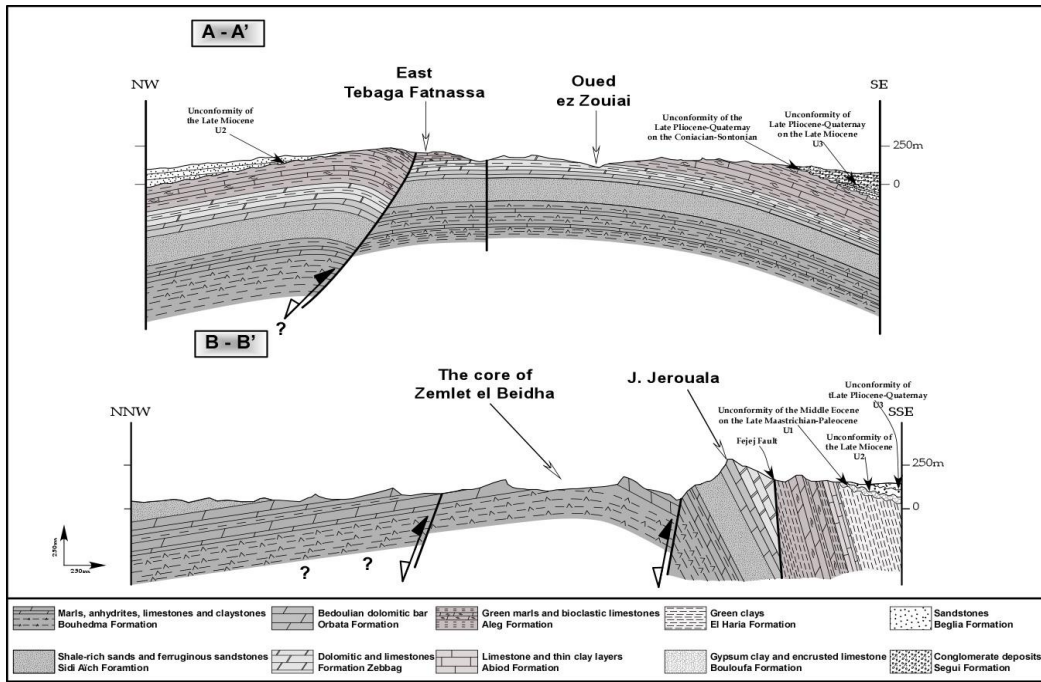


Figure. II. 4: Surface cross sections (for location, see Figure. II. 2) across the Zemlet El Beidha anticline. Section A-A0 demonstrates the reactivation of the normal fault as a reverse fault in the east of Tebaga Fatnassa structure. Section (B-B0) shows the role of the NW-SE strike slip fault of the Fejejs system (Figure. II. 2) affecting the south western part of Zemlet el Beidha.

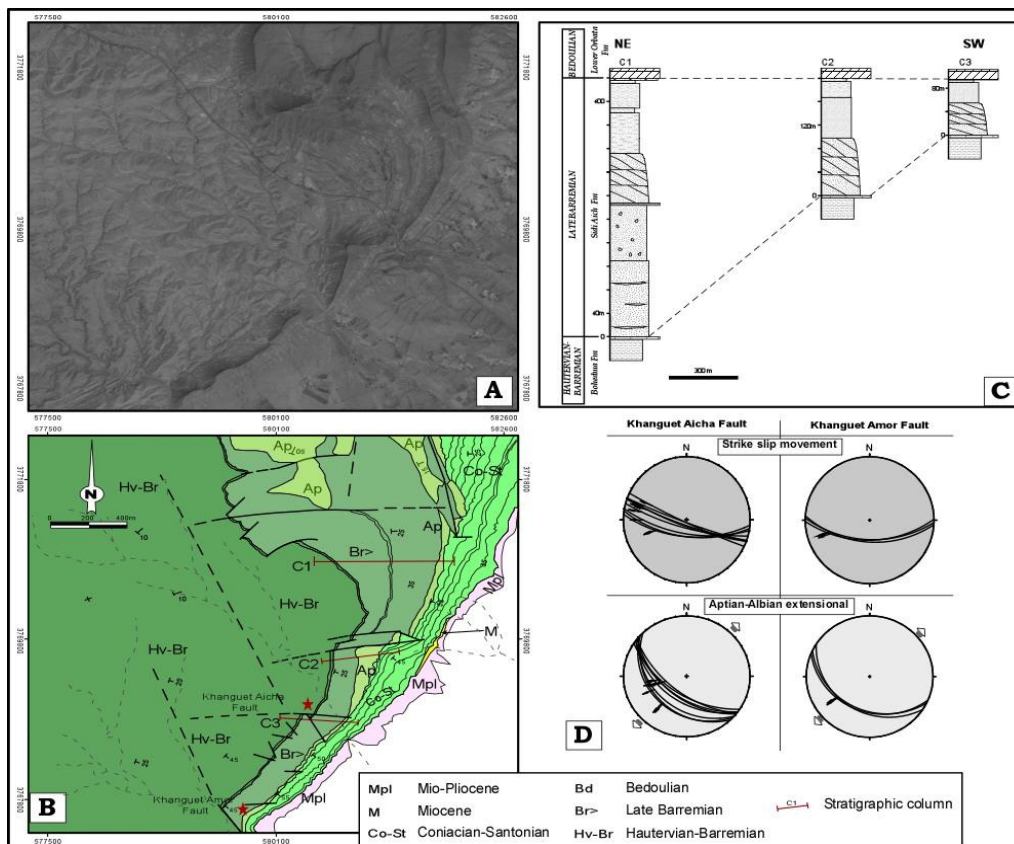


Figure. II. 5: (A) The SPOT image of the Khanguet Aïcha area. (B) Interpretative geological and structural map of Khanguet Aïcha area. (C) The correlation of Barremian deposits with the normal fault of Khanguet Aïcha. (D) Lower hemisphere stereographic projection of planes and striations of the Khanguet Aïcha and Khanguet Amor faults. The back-tilting shows the existent N100-110°E trending normal fault of Khanguet Aïcha and Khanguet Amor.

The detailed geologic mapping (1:25,000) of the Khanguet Aïcha area (central part of Zemlet el Beidha, Figure. II. 2) combined with the SPOT images (Figure. II. 5A and B) also show numerous N100-110°E apparent trending strike-slip faults. These faults are well expressed in the southern flank of the Zemlet el Beidha anticline.

The Khanguet Aïcha and the Khanguet Amor faults appear on map as strike-slip faults. They affect the Hauterivian to Albian series and are sealed by Coniacian-Santonian deposits (Figure. II. 5B and C) with no evidence of recent displacement (Figures. II. 5 and 6).

Fault kinematics analysis performed along the Khanguet Aïcha and Khanguet Amor faults (Figure. II. 5D) shows oblique strike-slip faulting component. The normal faulting generates the sedimentary reworking of the Aptian dolomitic bank in the Khanguet Aïcha and Khanguet Amor. The syntectonic Aptian conglomerates (Figures. II. 7A-D) observed in the downdropping normal fault of Khanguet Aïcha and Khanguet Amor (Figure. II. 6) indicated tilted block geometry. In addition, the eastern part of Tebaga Fatnassa (Figure. II. 2) exposes growth strata in the hanging-wall of the ancient normal fault testifying the Albian extensional regime (Figure. II. 8).

Using the fault diagram, we rotated the fault data to restore the bedding plane to its horizontal orientation. The resulting backtilted fault diagram shows that these faults were normal faults before Cenozoic tilting (Figure. II. 5D). This pre-tilting normal faulting shows a ~NE trending extension (Figure. II. 5D). The reactivation of this normal fault is attested by reverse sense of movement (Figure. II. 8) and shows thrust reactivation and the shortcut geometry affecting the Bouhedma Formation in the core of the Zemlet el Beidha anticline (Figure. II. 9).

3.3. Tectono-sedimentary data

Along-strike correlation of the sedimentary sequences of the Zemlet el Beidha region allows us to characterize at least four periods of tectono-sedimentary evolution related to the Cretaceous rifting (Figure. II. 10A) i.e. Neocomian, Aptian-Albian, Coniacian-Santonian and Campanian-Maastrichtian tectono-sedimentary sequences.

During the Neocomian, a sporadic clastic sedimentation testifies two periods of marine regression. The sequences correspond essentially to continental sediment including sands, clays, silts, lacustrine dolomites and gypsum deposits. The Early Albian tectonic extensional episode is recorded by N100-110°E trending faults related to a regional N to NE trending extension. This tectonic episode may be associated with the general uplift and erosion (ds1) of the Zemlet el Beidha zone (Figure. II. 10A) and continued to Early Albian times. The subsidence in the northern Chotts range area began during the Hauterivian-Barremian. Sedimentary features such as small slumps (Figure. II. 11A), turbidites, mudflows (Figure. II. 11B), and several meter scale olistoliths (included within the Barremian anhydrites, limestones and claystones) indicate basin instabilities.

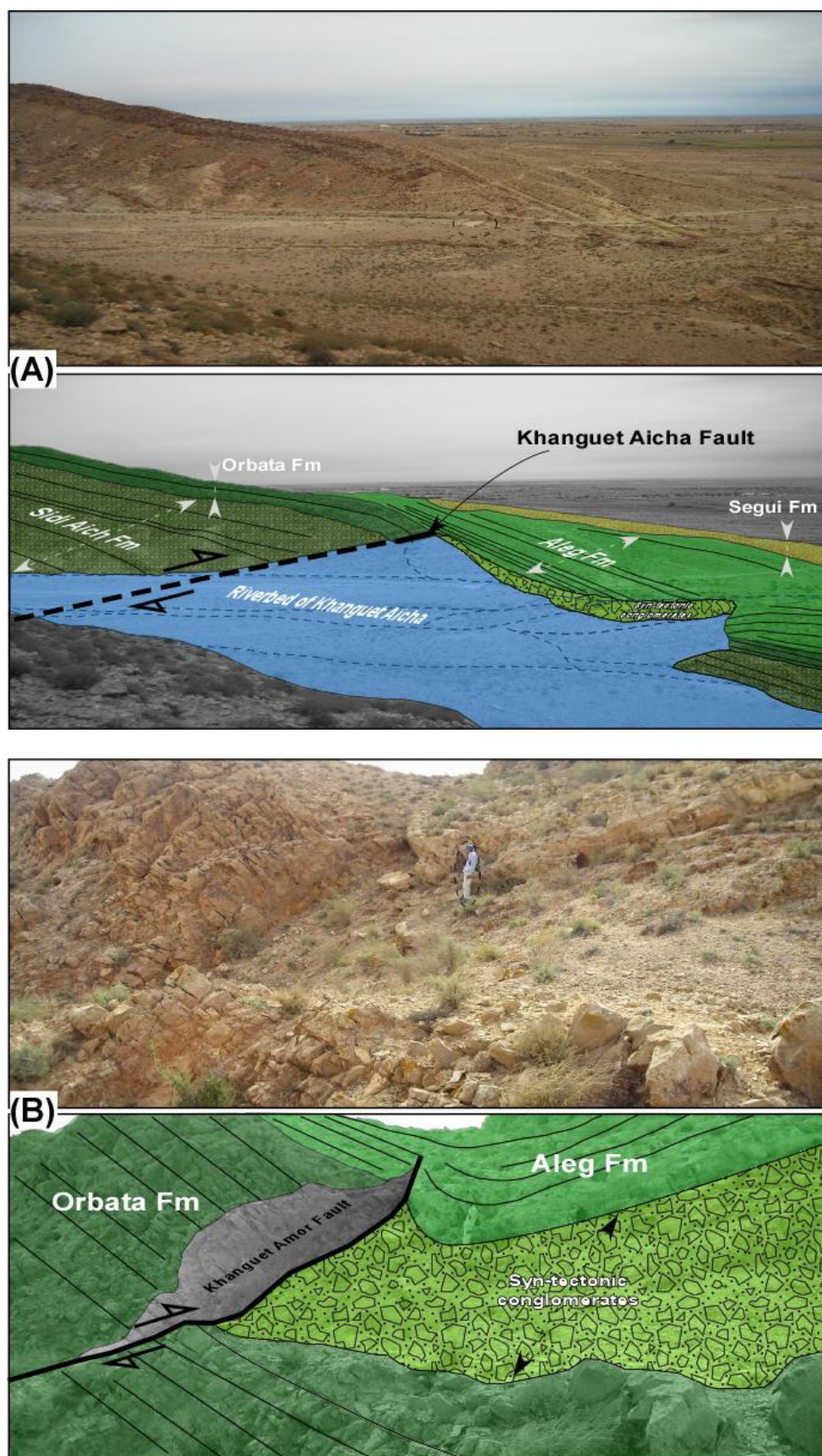


Figure. II. 6: (A) Panoramic view of the tilted synsedimentary Khanguet Aicha normal fault. This fault affects the Sidi Aïch and Orbata Formations and is sealed by the Coniacian-Santonian strata. (B) Photograph of the tilted Khanguet Amor normal fault associated with syntectonic conglomerates of the Orbata Formation.

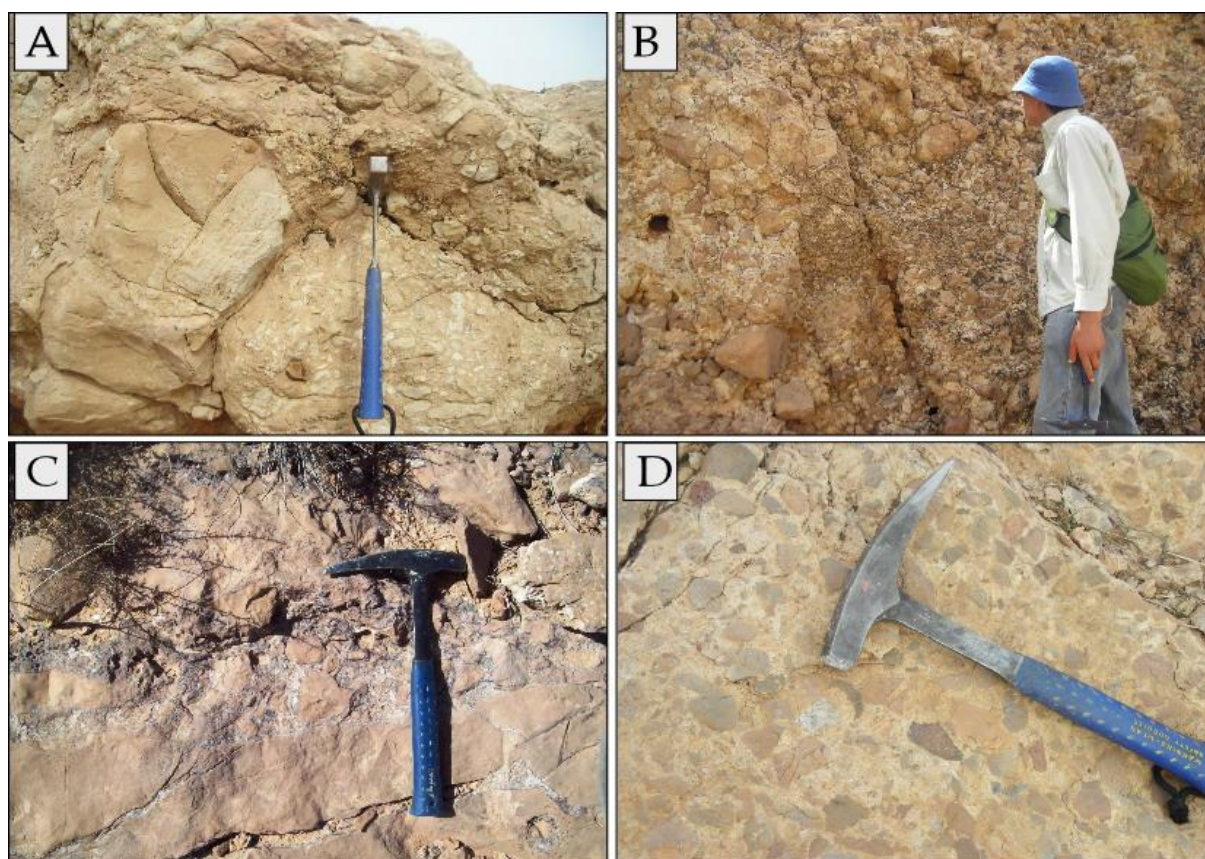


Figure. II. 7: Details of the Aptian syn-tectonic conglomerates of the Orbata Formation. (A) The Aptian conglomerate. (B) The metric bed of Aptian conglomerates located in the Khanguet Amor (see Figure. II. 2). (C and D) Small conglomerates resedimented in the Khanguet Aicha and Khanguet Amor.

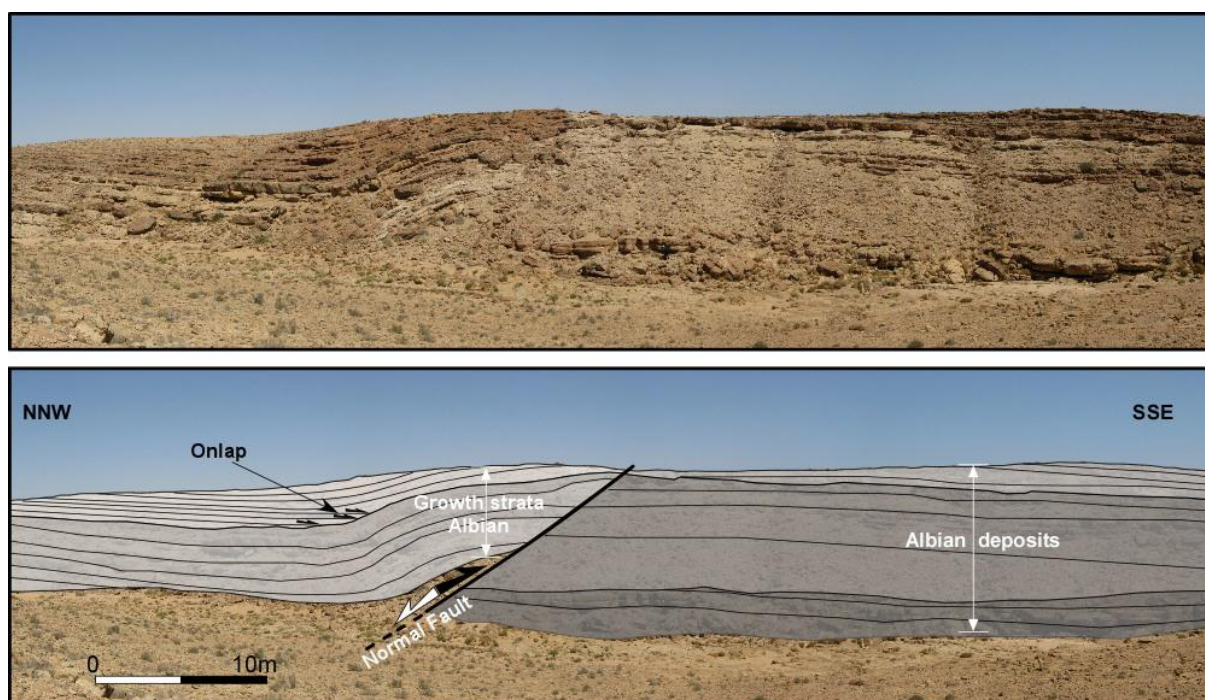


Figure. II. 8: Panoramic view, looking ENE, of a preserved Early Cretaceous normal fault. For location, see Figure. II. 2. Growth strata located in the hanging-wall indicate that this normal fault was active at least during the Albian.

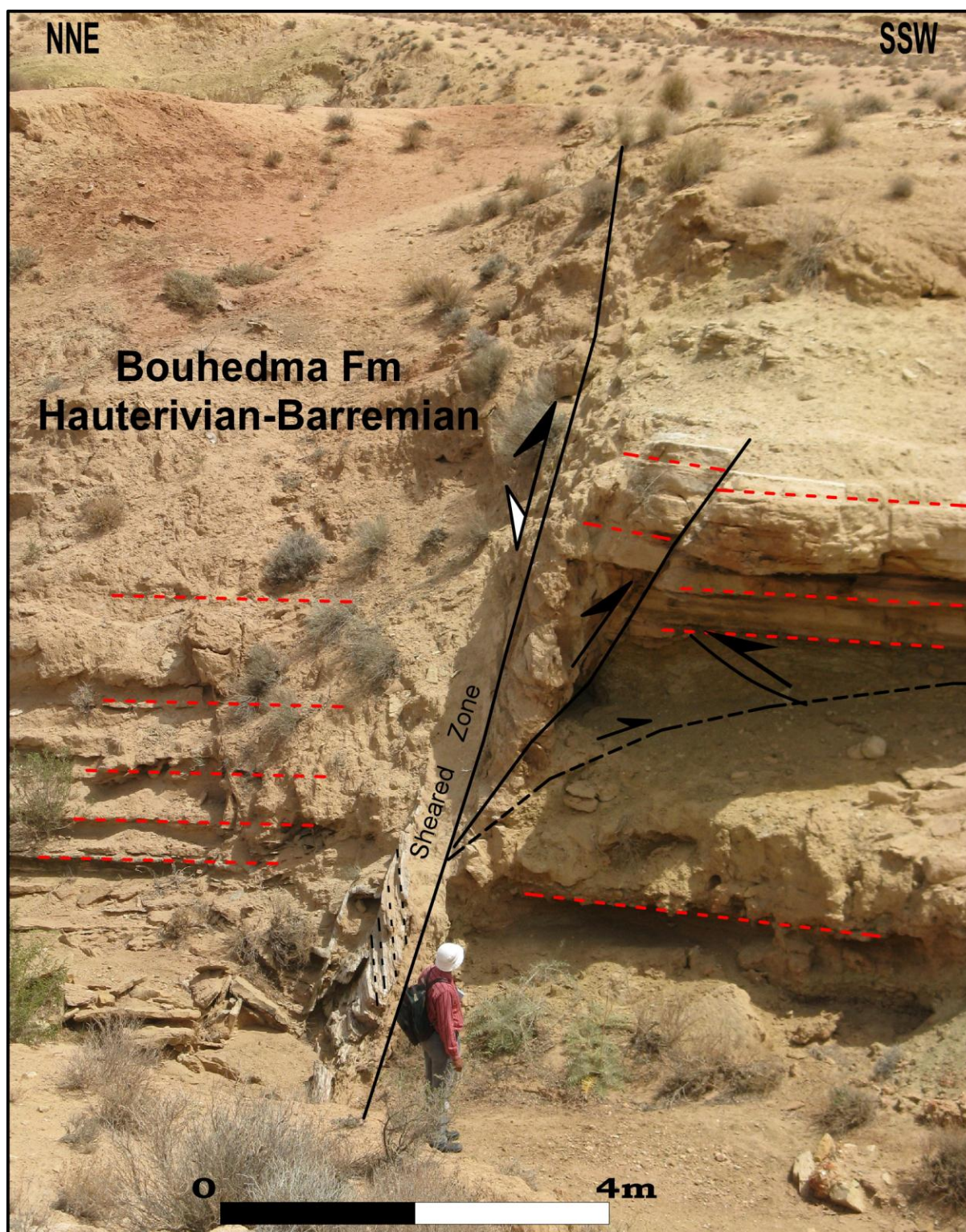


Figure. II. 9: Shortcut inverted normal fault with hangingwall shortcut deformation in the Bouhedma Formation.

The Early Aptian dolomitic series include rare orbitolines and ammonites (Figure. II. 11C; Abdeljaouad and Zargouni, 1981; Ben Youssef and Peybernes, 1993; Chaabani and Razgallah, 2006; Lazzez et al., 2008; Gharbi, 2008) give evidence for a hard ground surface.

In the Khanguet Aïcha, this dolomitic bank is also affected by the N110°E trending faults. This faulting is associated with thickness and facies variations of the Barremian series (Figure. II. 5C) as well as the occurrence of Aptian conglomerates within the hanging-walls of the Kanguet Aïcha and Kanguet Amor faults (Figures. II. 5 and 6). These conglomerates probably attest to syntectonic sedimentation during normal faulting. Moreover, the stratigraphic correlation of Figure. II. 10A shows usually lateral thickness changes from the Khanguet Amor (log7) to the Kanguet Aïcha (log8) areas that appear to be correlated with the normal faults. The Early Aptian tectonic extensional episode is well known in the northern Chotts range and south Atlasic domain. It is characterized by a tilted block system associated with horsts and grabens. In fact, this structural frame is responsible for the distribution of the Albian sequences in the northern Chotts range and the regional unconformity deposits which are defined by the absence of the deposits of Late Aptian and of the Early and Middle Albian age (Abdeljaouad and Zargouni, 1981; Ben Youssef et al., 1985; Lazzez et al., 2008).

In this area, the irregular distribution of these series is also expressed within deposits around the uplifted zone of the presentday Zemlet el Beidha fold (Figure. II. 10B). In this region, the series distribution is related to a tilted bloc geometry, which has been dated to the Neocomian-Early Albian. Faulting produced differential uplift and high subsidence rates in the northeastern Chotts range (Figure. II. 10B). The transgressive Cenomanian and Turonian period is well known across the northern African plate. Despite this transgression (Guiraud et al., 2005), the tectonic activity induced differential subsidence; the Zemlet el Beidha formed an uplift zone during this period of high sea level. The Jebel Jerouala is the unique locality (log 3 in Figure. II. 10A) where Turonian sediments were deposited. In this zone we note the presence of red flint dolomite limited by the Fejej normal fault systems. The thickness variations and the main tectonic elements suggest that the Turonian sedimentation was controlled by WNW to NW trending faults.

The Coniacian-Santonian sedimentation is characterized by a subtle onlap pattern and facies changes. These sediments consist of marl-rich limestones and clays enriched by benthic and pelagic foraminifera and ostrea, indicating a deepening basin. On the northern side and southern flank of the Zemlet el Beidha anticline, the strong thickness of the Coniacian–Santonian series is related to the reactivation of NW trending faults that delimited the Zemlet el Beidha horst (Figures. II. 2 and 10A). Eastward, the region of Gouada plain (Figure. II. 2) is characterized by pelagic facies (Figure. II. 10A) while westward, at Jebel Haidoudi, the deposits are characterized by benthic facies. In the Khanguet Telmem (Figure. II. 2 and log 5 and 6 in Figure. II. 10A), a lens of reef-building rudist colonies (Figure. II. 11D) has been observed, which recorded and developed due to the Zemlet el Beidha uplift. The rudist coral limestones preferentially developed on the horst of Zemlet el Beidha. During the Coniacian-Santonian stage, the paleostructure of the Zemlet el Beidha limits SW and NE marginal zones with basin sedimentation.

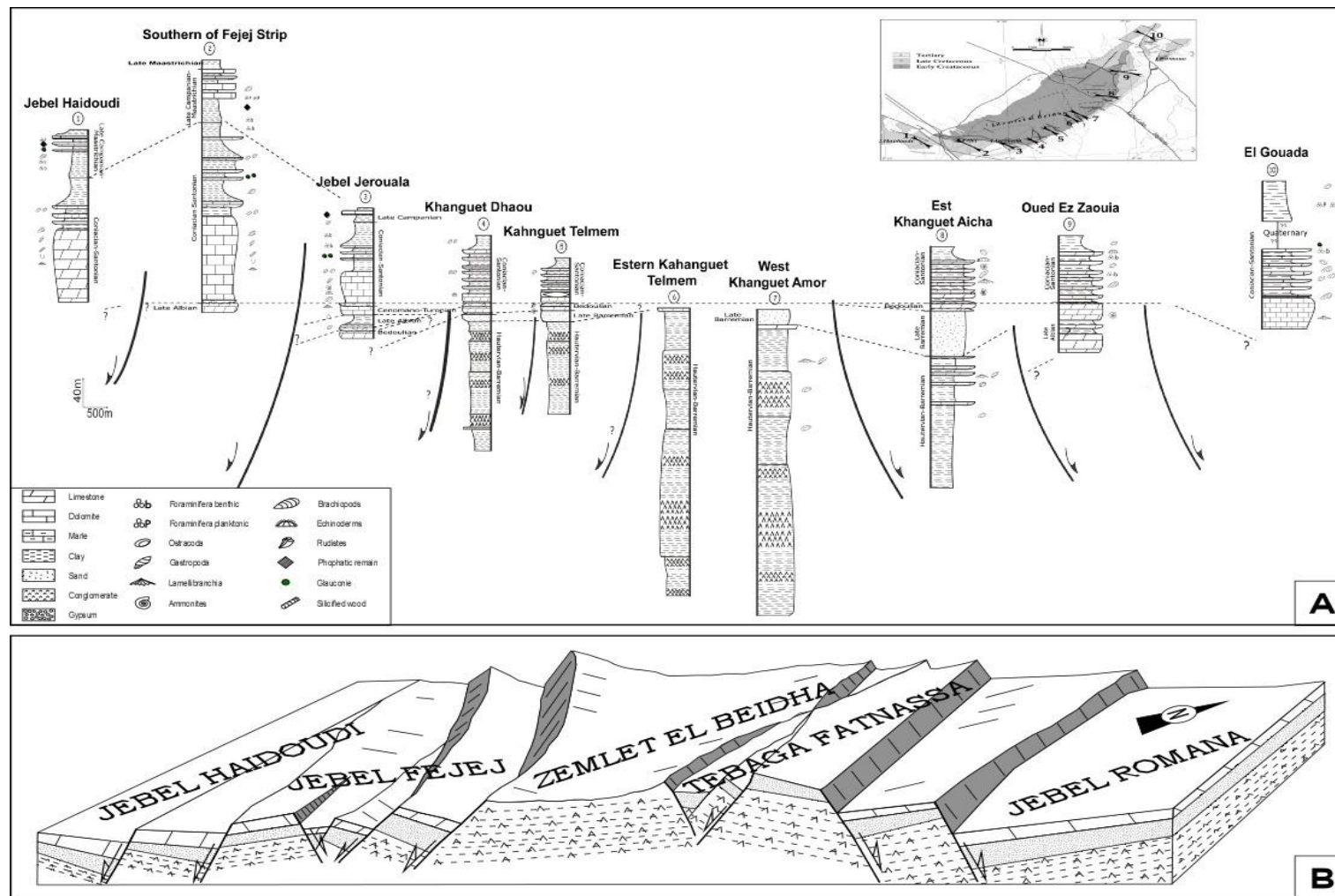


Figure. II. 10: (A) NE-SW correlations of Cretaceous sedimentary log in the Zemlet el Beidha This correlation shows evidence of a central horst (Zemlet el Beidha) and lateral grabens (Fejej and Romana). Note the major thickening of the Cretaceous sediments toward the major faults. (B) Block diagram showing tilted half graben systems of the Zemlet el Beidha as a result of a N to NE extension during Aptian-Albian (see Figure. II. 5D).

In particular, the eastern Tebaga Fatnassa-Gouada plain and the western Jebel Fejej-Haidoudi area are characterized by strong subsidence during the Coniacian-Santonian (log 1, 2, 9, 10 in Figure. II. 10A). This subsidence is consistent with the previous tectonic context described above. During the Campanian, the western part of the Zemlet el Beidha domain is characterized by marine transgression, recorded by the occurrence of deepwater limestones and clays, and pelagic facies in the Late Campanian. West of the Zemlet el Beidha area, just at the south of Jebel Fejej (Figure. II. 2 and Figure. II. 10 log 1, 2 and 3) and on the Jebel Haidoudi, these series are transgressive, and a significant increase in thickness subsidence rate is recorded by the Late Maastrichtian series. In the Fejej graben, the structural evolution during the Campanian and Late Maastrichtian led to a significant subsidence increase as a consequence of the transtensional (Guiraud and Bosworth, 1997; Zouari et al., 1999) displacement of the Fejej fault.

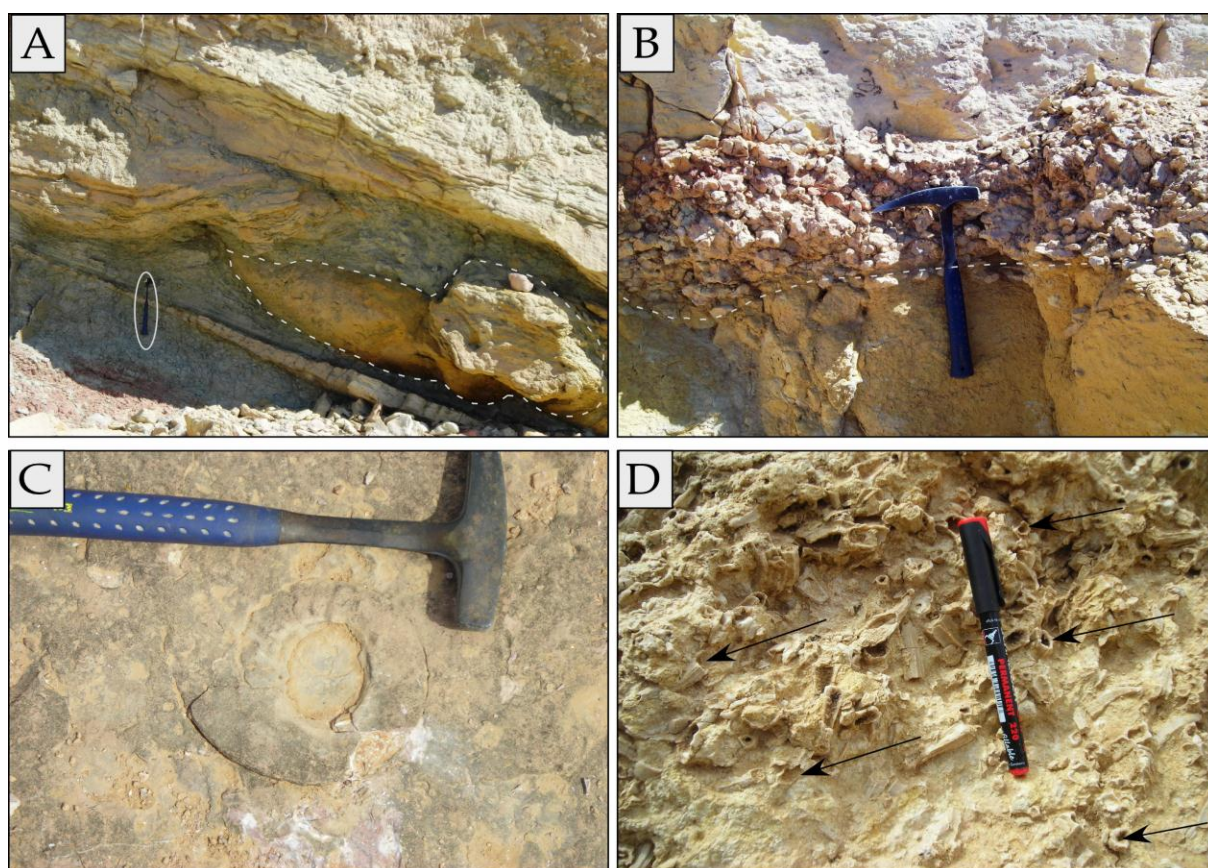


Figure. II. 11: Photographs showing the principal features of the extensional Cretaceous along the Zemlet el Beidha structure. (A) The olistholites within the Bouhedma Formation indicate the depositional syn-rift. (B) Conglomerate interstratified in the Bouhedma Formation. (C) Ammonite Aptian in the Orabata Formation. (D) Rudist fossils (arrows) within the Aleg Formation (Coniacian–Santonian).

4. Discussion: Geodynamic evolution of the southern Atlasic margin

4.1. Cretaceous rifting heritage

4.1.1. Early Albian syn-rift

The northern Chotts range was dominated by regional normal faulting. The WNW and NW trending faults were mainly inherited from the Jurassic and reactivated during the Early Cretaceous-Albian times (Gharbi, 2008). Seismic reflection profiles of Figure. II. 12 illustrate the structural architecture of the southern Tethyan margin in the northern Chotts range. Analysis of the seismic profiles EL05 and EL07 crossing the Sidi Mansour Basin (Figure. II. 1C) permits to identify faults with normal components bounding the subsiding domains (Figure. II. 12). These faults are associated with other synthetic faults that have contributed to the formation of a major graben systems. The study area is marked by thick Hauterivian-Barremian and Albian deposits, which are progressively thickening, associated with listric faults (Figure. II. 12). The geometry and the thickness variations are interpreted to be related to the regional extensional strain during the Aptian–Albian.

The evolution proposed in Figure. II. 13 shows a possible tectonic scenario for the Zemlet el Beidha zone during Aptian–Albian faulting. The reactivation of the Khanguet Aïcha fault is associated with syntectonic conglomerates and leads to produce an unconformity at the base of the Upper Aptian series (Figure. II. 3, log 5, 8 in Figure. II. 10A and B, Figure. II. 13). Our observations suggest that this unconformity is associated with normal faults and an extensional tectonic regime. Such as the Jebel Chemsî, Jebel Bir Oum Ali at west of Zemlet el Beidha, Jebel Tebaga of Kebili (Figure. II. 14A-C), the fault kinematics deduced from the study of striated fault planes display evidence for the tectonic regime which is extensional during the Aptian-Albian period. Geologic and geophysic data were integrated to confirm that the syn-rift tectonic in the northern Chotts range is still related to the Early Albian. This rifting has been accompanied by an episode of volcanism which is testified by basalt flows observed in the pelagian blocks of eastern Tunisia (Figure. II. 1B; Ellouz et al., 2003; Laridhi-Ouazaa and Bédîr, 2004).

Many interpretations have been proposed to explain the Upper Aptian–Lower Albian regional unconformity. Several authors interpret this unconformity as the result of a major compressional event during the Aptian-Albian time (the Austrian Phase, Ben Ayed, 1993; Bédîr et al., 2001; Bouaziz et al., 2002; Zouaghi et al., 2005). Other authors plead for an extensional event (normal faulting regime) (Martinez et al., 1991; Guiraud, 1998; Zghal et al., 1998; Zouari et al., 1999; Guiraud et al., 2005; Bodin et al., 2010; Rigane et al., 2010). Our observations yield fresh data to support an Aptian-Albian extensional deformation of the south Tethyan margin. This rifting episode ended with a

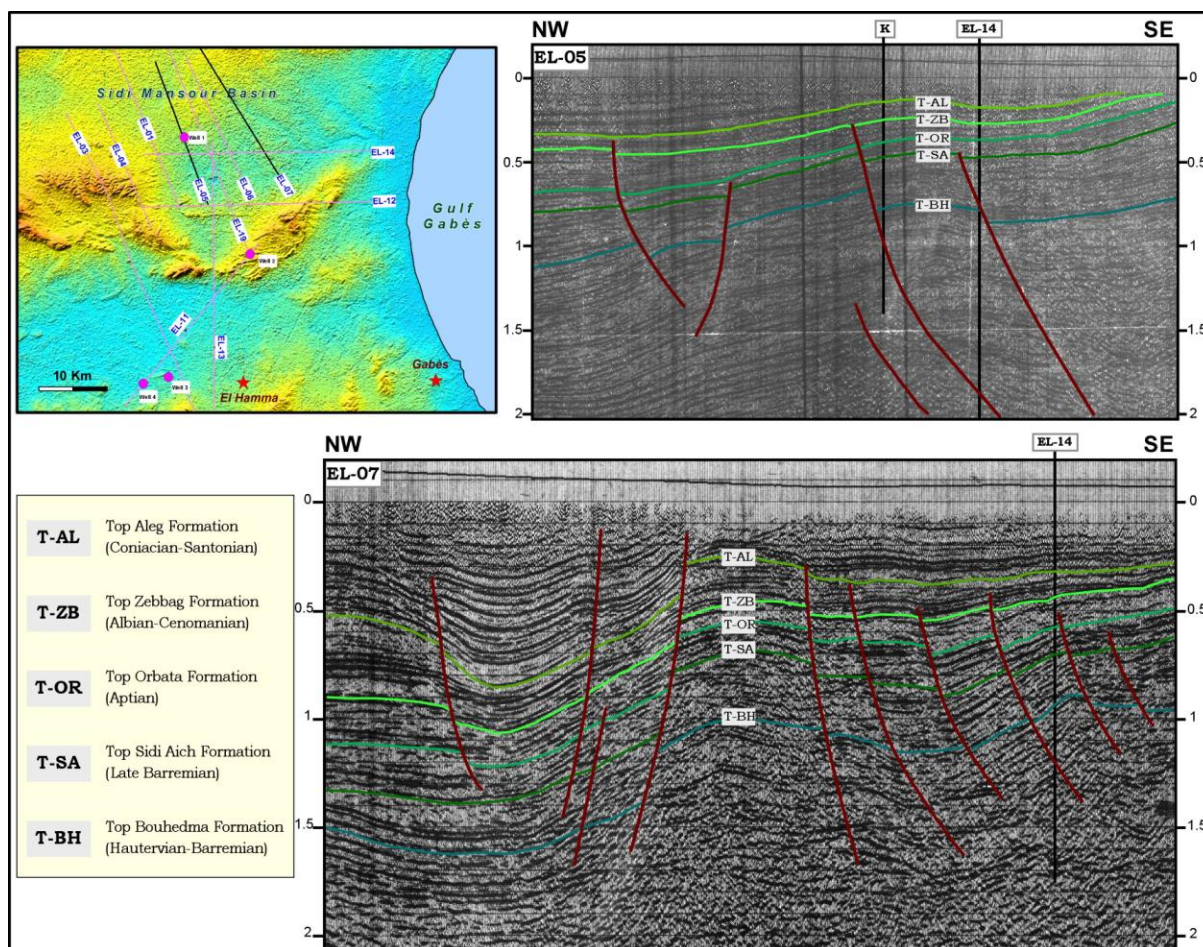


Figure. II. 12: Seismic reflexion profiles EL05 and EL07 across the Sidi Mansour Basin, showing horst and graben systems trending NNE-SSW related to the extension of the Tethyan margin. The base map is produced using elevation data from NASA SRTM Gtopo 30 s shows the position of seismic sections and the locations of petroleum wells used in this study.

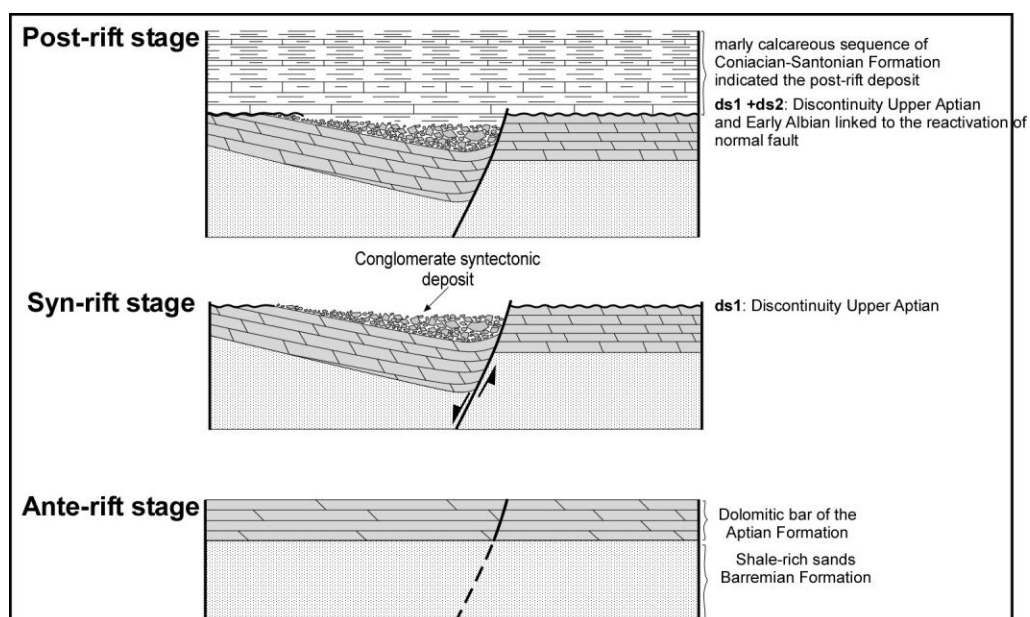


Figure. II. 13: Interpretative model of Khanguet Aicha fault: genetic mechanism explaining the presence of sedimentary discontinuity ds1 and ds2 of the upper Aptian and Early Albian deposit related to extensional tectonic. See details in the text.

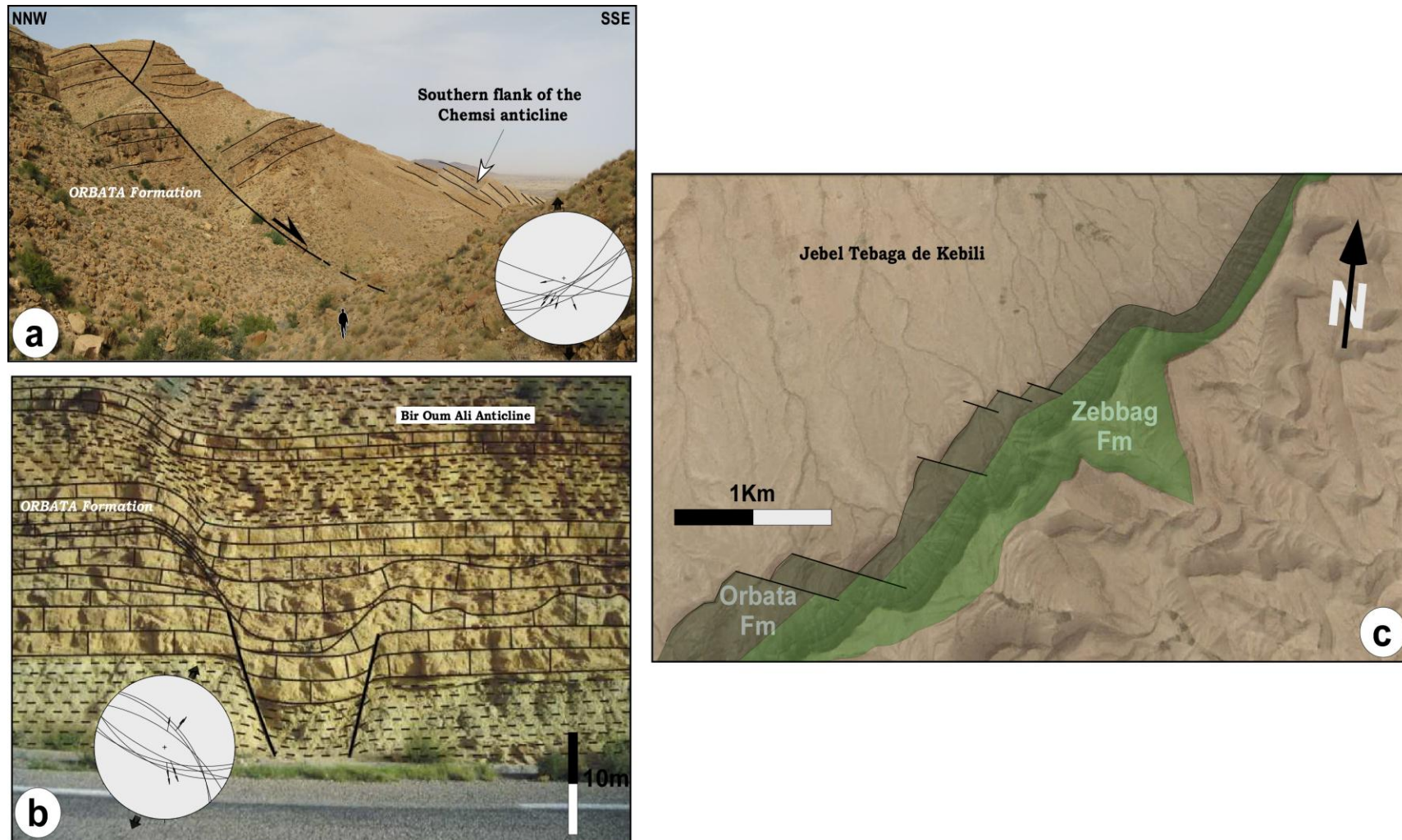


Figure. II. 14: Similar Aptian-Albian extensional structures observed in the southern Atlas of Tunisia. (A) The core of the Chemsî anticline shows, still preserved, a normal fault affecting the Albian series. (B) Graben in the Aptian series. (C) Map view (Google Earth image) of the Jebel Tebaga of Kebili. The geological interpretation shows that the Orbata Formation is affected by the normal fault, sealed by the Zebbag Formation.

regional unconformity identified by a hard ground surface, and halokinetic movements (Bédir et al., 2001; Rigane et al., 2010; Zouaghi et al., 2011). Thus, the Upper Aptian-Lower Albian unconformity can be related to intraplate extensional deformation linked to the opening of the central segment of the South Atlantic while the northward movement of part of the African Plate was accompanied by N trending extension registered in the central African basins (Martinez et al., 1991; Guiraud and Maurin, 1991; Guiraud et al., 2005) and northeastward movement of the Arabian–Nubian block during the Aptian-Albian transition (Bodin et al., 2010).

4. 1. 2. Coniacian-Santonian post-rift

The Coniacian-Santonian stage is attested by thick deposits of pelagic and benthic facies (Figure. II. 10A). These deposits are characterized by thickness and facies variations and by reefal carbonates on horst structures (log; 5, Figure. II. 10A). In Sidi Mansour Basin, the Coniacian-Santonian sequence observed in seismic profile (EL-05, Figure. II. 12) shows along-strike changes in terms of thickness which does not follow the usual hierarchies of the Early Cretaceous sequences. The ancient normal fault systems controlled the distribution of the Coniacian-Santonian deposits that are marked by a significant thickness and facies variations from northwest to southeast (Figure. II. 12). The Coniacian-Santonian distribution of the sedimentary deposits testifies for a post-rift stage with major transgression (Abdallah and Rat, 1987; Herkat and Guiraud, 2006). During the Coniacian-Santonian, the Maghreb area was covered by an important transgression leading to a very extensive marine incursion covering the northern platforms of the Sahara domain corresponding to shallow sea characterized by the deposition of a homogeneous carbonate platform (Zouaghi et al., 2005; Herkat and Guiraud, 2006; Frizon de Lamotte et al., 2009). A subsiding deep-marine basin has been developed in the Aurès (Herkat and Guiraud, 2006) that allows the deposition of black deep-marine shales in the Tunisian Atlas, which is one of the most important hydrocarbon-source rocks of the Atlas system (Bédir et al., 2001; Zouaghi et al., 2005; Frizon de Lamotte et al., 2009).

4. 1. 3. Upper Campanian-Paleocene: tectonic inversion and subsidence

Several authors have suggested tectonic inversion in the Tunisia Atlas since the Campanian (Guiraud and Bosworth, 1999; Guiraud et al., 2005; Herkat and Guiraud, 2006; Masrouhi et al., 2008; Frizon de Lamotte et al., 2009; Masrouhi and Koyi, 2012). Zouari et al. (1999) defined that the inversion occurred between middle Turonian and the Late Maastrichtian. In our study area, Late Campanian to Paleocene series are absent in the eastern Zemlet el Beidha region. However, these series develop westward in the Fejej corridor (Figures. II. 2 and 10A). We propose that fault reactivation occurred during Late Campanian to Paleocene, producing the westward migration of the subsidence from the Gouada plain to the Fejej corridor (Figure. II. 10A). This tectonic event may be

related to N trending compression which reactivated the major inherited fault. This stage corresponds to southwestward migration of the subsidence in the southern Atlasic domain, especially in the Gafsa Basin (Zouari et al., 1999).

4.2. Implications for Cenozoic tectonic evolution

In this study, field data show evidences for unconformities and syntectonic deposits recording several periods of shortening during the Cenozoic. We present here the sedimentary signatures of the different pulses of shortening associated with the development of the Zemlet el Beidha fold.

According to the cross section A-A' (Figure. II. 4), the unconformity angle between the Coniacian–Santonian and the erosional Late Miocene surface is 10° while between Coniacian–Santonian and Late Pliocene-Quaternary is about 20°. Locally south of the Jebel Jerouala, we observed that the Late Middle Eocene unconformably overlie the Late Maastrichtian-Palaeocene series (cross section B–B', Figure. II. 4). This unconformity confirms that the Zemlet el Beidha Cretaceous basin was inverted during the Cenozoic. During the compressional deformations, some extensional structures were not reactivated (Figures. II. 2 and 4) while others were reactivated and evolved to strike-slip faults, such as the apparent Khanguet Aïcha and Khanguet Amor strike-slip faults (Figures. II. 5 and 6) and reverse faults (Figure. II. 8).

In addition, some Atlasic folds are related to the early halokinesis during Jurassic and Early Cretaceous associated with the synsedimentary activity of some normal faults (Rigane et al., 2010). The seismic lines interpreted by several authors (e.g., Hlaïem, 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009) show that the fold structures are associated with reverse deep-seated faults rooting at depth within the Triassic levels. The position and orientation of pre-existing structures would be related to the position of ancient normal faults which may be linked to structural inheritance due to the Triassic-Jurassic to Aptian-Albian rift (Vially et al., 1994; Guiraud, 1998; Guiraud et al., 2005). In our study area, the Upper Aptian-Albian normal faulting also played a major role during Cenozoic compressions in controlling the structural architecture of the Zemlet el Beidha anticline and probably, of others structures of the Chott range.

5. Conclusion

The structural and tectono-sedimentary study of Jebel Zemlet el Beidha underlines the predominant role of inherited structures acquired during the evolution of the southern Tethyan margin, and their influence of the present-day geometry of the Atlasic fold belt. The geodynamic history of the Tethyan margin during the Cretaceous in the northern Chotts range can be divided into three different tectonic events. The first syn-rift Aptian-Albian period shows a general episode of variable depositional thickness and facies variations. It is dominated by an extensional stress regime.

The onset of the tilted blocks along the N100-110°E trending normal fault was associated with Upper Aptian syn-depositional conglomerates. This extensional tectonics was also accompanied, in several regions of the Atlas, by volcanic activity and halokinetic movement. The second Coniacian-Santonian period corresponds to a post-rift stage with major marine transgression. The Coniacian-Santonian extensional faulting is recognized in the southern Tunisian Atlassic domain. In contrast, in Algeria and Morocco, the Coniacian-Santonian is characterized by the first period of inversion tectonics (Marmi and Guiraud, 2006; Herkat and Guiraud, 2006; Frizon de Lamotte et al., 2009). In our study area, we propose that fault reactivation occurred during Late Campanian to Paleocene, producing the westward migration of the subsidence. This tectonic event can be correlated with the onset of the Africa-Eurasia convergence (Guiraud and Bosworth, 1997; Zouaghi et al., 2005; Frizon de Lamotte et al., 2009). Major structural inversion of the Upper Aptian-Albian normal faults occurred during successive Cenozoic compressions. This Cretaceous inheritance controlled the structural architecture of the Zemlet el Beidha anticline and probably of others structures of the Chott range.

Acknowledgments

This work is based on M. Gharbi's Masters at "Faculté des Sciences de Tunis" (Tunisia) and PhD research at "University of Sfax", "Unité de Recherche Hydrosciences Appliquées à Gabés (06/UR/10-03)" (Tunisia) and at CEREGE (Université Paul Cézanne Aix-Marseille (UPCAM), France). M. Gharbi benefits of a Foreign Affairs Ministry (Ministère des Affaires Etrangères) grant through French Embassy in Tunisia and a complement support through the "Cotutelle de thèse" program (F2IR program-UPCAM). Field has benefited from financial support under UPCAM RFQ's International Relations. SPOT images were provided thanks to the ISIS program (©CNES, distribution SPOT images S.A.). The Tunisian Enterprise for Petroleum Activities (ETAP) and particularly A. Amri and Y. Bouazizi are thanked for providing access to the seismic lines. We are indebted to Nick Marriner and Rita Katharina Kraus for comments and English language corrections. We are grateful to Dr. W. Bosworth and the anonymous reviewer for providing constructive reviews that significantly improved this article.

References

Abbès, A., Tlig, S., 1991. Tectonique précoce et sédimentation de la série Crétacée dans le bassin des Chotts (Tunisie du sud). *Géologie Méditerranéenne* XVIII(3), 149–161.

Abbès, C., Zargouni, F., 1986. Anatomie d'un couloir de décrochements: le couloir de Hadifa (Chaîne Nord des Chotts-Tunisie). *Rev. Sc. de la Terre*, vol. 4, Tunisie.

Abbès, C., Abdeljaouad, S., Ben Oueddou, H., 1994. Carte Géologique d'El Hamma au 1/100.000, feuille no. 74. Institut National de recherche Scientifique de Tunisie et Service Géologique Nationale d'Office Nationale de Mines, Tunisie.

Abdallah, H., Rat, P., 1987. Le rôle de la faille de Gafsa dans le jeu transgressif et régressif au Crétacé supérieur de la chaîne nord des Chotts (Tunisie). In: Saloman, J. (Ed.), *Colloque: Transgressions et régressions au Crétacé (France et régions voisines)*, Dijon, 1985, *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon* 11, pp. 232–242.

Abdallah, H., Memmi L., Damotte, R., Rat, P., Magniez, Jannin F., 1995. Le Crétacé supérieur de la chaîne Nord des Chotts (Tunisie du centre-sud): Biostratigraphie et comparaison avec les régions voisines. *Cretaceous Res.* 16, 487–538.

Abdeljaouad, S., Zargouni, F., 1981. Mise en évidence d'une tectonique intracrétacée dans le secteur de J. Zemlet El Beïda (chaîne des Chotts). *Acte de 1er Congr. Nat. Sc. Terre, Tunis*, t. I, p. 285.

Abdeljaouad, S., 1987. Sur l'âge Paléocène supérieur-Miocène des dépôts continentaux à calcrètes ou dolocrètes de la Formation Bouloufa en Tunisie méridionale. *Conséquences paléogéographiques*. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), III(4), 777–781.

Abrajevitch, A.V., Jason, R.A., Aitchison, J.C., Badengzhu, Davis, A.M., Jianbing Liu, J., Ziabrev, S.V., 2005. Neotethys and the India–Asia collision: insights from a palaeomagnetic study of the Dazhuqu ophiolite, southern Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 233, 87–102.

Aris, Y., Coiffait, P.E., Guiraud, M., 1998. Characterization of Mesozoic–Cenozoic deformations and paleostress fields in the Central Constantinois, northeast Algeria. *Tectonophysics* 290, 59–85.

Bédir, M., Boukadi, N., Tlig, S., Ben Timzal, F., Zitouni, L., Alouani, R., Slimane, F., Bobier, C., Zargouni, F., 2001. Subsurface Mesozoic basins in the central Atlas of Tunisia, tectonics, sequence deposit distribution and hydrocarbon potential. *AAPG Bull.* 85 (5), 885–907.

Ben Ayed, N., 1993. Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de la Tunisie du début du Mésozo à l'Actuel. *Thesis es-sciences, Univ. Paris Sud, Orsay*, 347 p.

Ben Ferjani, A., Burollet, P., Mejri, F., 1990. *Petroleum Geology of Tunisia*. *Entreprise Tunisienne d'activités pétrolières*, 194 p.

Ben Youssef, M., Biely, A., Memmi, L., 1985. La Formation Orbata (Aptien) en Tunisie méridionale précisions biostratigraphiques nouvelles. *Notes service géologique de Tunisie*, No. 51, pp. 105–120.

Ben Youssef, M., Peybernes, B., 1986. Données micropaléontologiques et biostratigraphiques nouvelles sur le Crétacé inférieur marin du Sud tunisien. *J. Afr. Earth Sci.* 5, 217–231.

Bodin, S., Petitpierre, L., Wood, J., Elkanouni, I., Redfern, J., 2010. Timing of early to mid-Cretaceous tectonic phases along North Africa: new insights from the Jeffara escarpment (Libya–Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 46, 346–370.

Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M.M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357, 227–253.

Boutib, L., Zargouni, F., 1998. Disposition et géométrie des plis de l'Atlas centroméridional de Tunisie. Découpage et cisaillement en lanières tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris* 326, 261–265.

Brunet, M., Cloetingh, S., 2003. Integrated Peri-tethyan Basins studies (PeriTethys Programme). *Sediment. Geol.* 156, 1–10. Bumby, A.J., Guiraud, R., 2005. The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 1–12.

Burrollet, P.F., 1991. Structures and tectonics of Tunisia. *Tectonophysics* 195, 359–369.

Catalano, R., Di Stefano, P., Sulli, A., Vitale, F.P., 1996. Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area. *Tectonophysics* 260, 291–323.

Chaabani, F., Razgallah, S., 2006. Aptian Sedimentation: An Example of Interaction between Tectonics and Eustatics in Central Tunisia. Geological Society, London, Special Publications, 262, pp. 55–74.

Courel, L., Aït Salem, H., Benaouiss, N., Et-Touhami, M., Fekirine, B., Oujidi, M., Soussi, M., Tourani, A., 2003. Mid-Triassic to Early Liassic clastic/evaporitic deposits over the Maghreb Platform. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 196, 157–176.

DeCelles, P.G., Giles, K.N., 1996. Foreland basin systems. *Basin Res.* 8, 105–123. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.P., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Laurier, J.P., Bashenov, M.L., Boulin, J., Pechersky, D.H., Biju Duval, B., Savostin, L.A., Lepvrier, C., Geysant, J., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS. *Tectonophysics* 123 (1–4), 241–315.

Deteil, J., Zouari, H., Chikhaoui, M., Creuzot, G., Ouali, J., Turki, M.M., Yaïch, C., Zargouni, F., 1991. Relation entre ouvertures téthysienne et mésogéenne en Tunisie. *Bull. Soc. Géol. France* 162(6), 1173–1181.

Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., Segnör, A.M.C., 1986. Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia. Geological Society, London, Special Publications, 19, pp. 3–36.

Dhahri, F., Boukadi, N., 2010. The evolution of pre-existing structures during the tectonic inversion process of the Atlas chain of Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.* 56, 139–149.

Doglioni, C., Fernandez, M., Gueguen, E., Sabat, F., 1999. On the interference between the early Apennines–Maghrebides back arc extension and the Alps betics orogen in the Neogene geodynamics of the Western Mediterranean. *Bol. Soc. Geol. Ital.* 118, 75–89.

Ellouz, N., Patriat, M., Gaulier, J.M., Bouatmani, R., Sabounji, S., 2003. From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sediment. Geol.* 156, 185–212.

Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics* 475, 9–28.

Frizon-de-Lamotte, D., Saint-Bezar, B., Bracene, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740–761.

Frizon de Lamotte, D., Michard, A., Saddiqi, O., 2006. Some recent developments on the geodynamics of the Maghreb. *C.R. Geosci.* 338 (1–2), 1–10.

Gharbi, M., 2008. Etude Tectonique de la région de Zemlet El Beidha (Chaîne Nord des Chotts): Structuration Crétacée et Evolution Tertiaire. Mastère FacSci. of Tunis University Tunis-El-Manar, 86 p.

Guiraud, R., 1998. Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: an overview. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society, London, Special Publication, 133, pp. 217–229.

Guiraud, R., Bosworth, W., 1997. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics* 282, 39–82.

Guiraud, R., Bosworth, W., 1999. Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. *Tectonophysics* 315, 73–108.

Guiraud, R., Maurin, J.C., 1991. Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur: synthèse structurale, mise en évidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques périafricaines. *Bull. Soc. Géol. France* 162, 811–823.

Guiraud, R., Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics* 213, 153–168. Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 83–143.

Herkat, M., Guiraud, R., 2006. The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the Eastern Atlasic Domain (Algeria). *J. Afr. Earth Sci.* 46, 346–370.

Hlaïem, A., 1999. Halokinisis and structural evolution of the major features in eastern and southern Tunisian Atlas. *Tectonophysics* 306, 79–95.

Laridhi-Ouazaa, N., Bédir, M., 2004. Les migrations tectono-magmatiques du Trias au Miocène sur la marge orientale de la Tunisie. *Afr. Geosci. Rev.* II(3), 179–196.

Laville, E., Pique, A., Amrhar, M., Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic rifting (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 38, 145–153.

Lazzez, M., Ben Youssef, M., 2008. Relative sea-level changes of the Lower Cretaceous deposits in the Chotts area of Southern Tunisia. *Turkish J. Earth Sci.* 17, 835–845.

Lazzez, M., Zouaghi, T., Ben Youssef, M., 2008. Austrian phase on the northern African margin inferred from sequence stratigraphy and sedimentary records in southern Tunisia (Chotts and Djeffara areas). *C.R. Geosci.* 340(8), 543–555.

Louhaïchi, M.A., Tlig, S., 1993. Tectonique synsédimentaire des séries post-Barrémiennes au Nord-Est de la chaîne Nord des Chotts (Tunisie méridionale). *Géologie Méditerranéenne* XX(1), 53–74.

Marmi, R., Guiraud, R., 2006. End Cretaceous to recent polyphased compressive tectonics along the “Mole Constantinois” and foreland (NE Algeria). *J. Afr. Earth Sci.* 45, 123–136.

Martinez, C., Chikhaoui, M., Truillet, R., Ouali, J., Creuzot, G., 1991. Le contexte géodynamique de la distension albo-aptienne en Tunisie septentrionale et centrale: structuration éocétacée de l’Atlas tunisien. *Eclogae Geol. Helv.* 84, 61–82.

Masrouhi, A., Koyi, H., 2012. Submarine “salt glacier” kinematics of Northern Tunisia, a case of Triassic salt mobility in North African Cretaceous passive margin. In: Alsop, G.I., Archer, S.G., Hartley, A., Grant, N.T., Hodgkinson, R. (Eds.), *J. Geol. R. Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. Geological Society, London, Special Publications, 363, pp. 579–593. <<http://dx.doi.org/10.1144/SP363.29>>.

Masrouhi, A., Ghanmi, M., Ben Slama, M.-M., Ben Youssef, M., Vila, J.-M., Zargouni, F., 2008. New tectono-sedimentary evidence constraining the timing of the positive tectonic inversion and the Eocene Atlasic phase in northern Tunisia: 72 Implication for the North African paleo-margin evolution. *C.R. Geosci.* 340, 771–778.

Masrouhi, A., Ghanmi, M., Youssef, M.B., Vila, J.M., Zargouni, F., 2007. Mise en évidence d’une nappe de charriage à deux unités paléogènes au plateau de Lansarine (Tunisie du Nord): Définition d’un nouvel élément structural de l’Atlas Tunisien et réévaluation du calendrier des serrages tertiaires: *C.R. Geosci.* 339, 441–448.

Patriat, M., Ellouz, N., Dey, Z., Gaulier, J.M., Ben, Kilani H., 2003. The Hammamet, Gabes and Chotts basins (Tunisia) a review of the subsidence history. *Sediment. Geol.* 156, 241–262.

Negra, M.H., Purser, B.H., M'rabet, A., 1995. Sedimentation, Diagenesis and Syntectonic Erosion of Upper Cretaceous Rudist Mounds in Central Tunisia. *Carbonate Mud-Mounds: Their Origin and Evolution*, pp. 401–419.

Philip, H., Andrieux, J., Dlala, M., Chihi, L., Ben Ayed, N., 1986. Evolution tectonique mio-plio-quaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale): implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 t. II, 4, 559–568.

Piqué, A., A Brahim, L., Ait Ouali, R., Amrhar, M., Charroud, M., Gourmelen, C., Laville, E., Rekhiss, F., Tricart, P., 1998. Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bull. Soc. Géol. France*, 6 t. 169, 797–810. pp. 217–231.

Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., Ait Ouali, R., 2002. The Mesozoic–Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. *Geodin. Acta* 15, 185–208.

Raulin, C., Lamotte, D.F.D., Bouaziz, S., Khomsi, S., Mouchot, N., Ruiz, G., Guillocheau, F., 2011. Late Triassic–early Jurassic block tilting along E–W faults, in southern Tunisia: New interpretation of the Tebaga of Medenine. *J. Afr. Earth Sci.* 61, 94–104.

Rigane, A., Feki, M., Gourmelen, C., Montacer, M., 2010. The “Aptian Crisis” of the South-Tethyan margin: new tectonic data in Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.* 57, 360–366.

Souquet, P., Peybernès, B., Saadi, J., BenYoussef, M., Ghanmi, M., Zarbout, M., Chikhaoui, M., Kamoun, F., 1997. Séquences et cycles d'ordre 2 en régime extensif et transtensif: exemple du Crétacé inférieur de l'Atlas tunisien. *Bull. Soc. Geol. France* 168, 373–386.

Soyer, C., Tricart, P., 1987. La crise aptienne en Tunisie centrale: approche paléostratigraphique aux confins de l'Atlas et l'Axe Nord-Sud. *C.R. Acad. Sci. Paris*. 305(Serie II), 301–305.

Vergès, J., Sabàt, F., 1999. Constraints on the western Mediterranean kinematics evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. In: Durand, B. (Ed.). *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, vol. 156. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, pp. 63–80.

Vially, R., Letouzey, J., Bernard, F., Haddadi, N., Desforges, G., Askri, H., Boudjema, A., 1994. Basin inversion along the northern African margin: the Saharan Atlas (Algeria). In: Roure, F. (Ed.), *Peri-Tethyan Platforms*. Edition Technip, Paris, pp. 79–118.

Zargouni, F., 1984. Style et chronologie des déformations des structures de l'Atlas tunisien méridional. Évolution récente de l'accident Sud-atlasique. *C.R. Acad. Sci. Paris* 299(Série II, no. 2), 179–196.

Zargouni, F., 1985. Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse d'Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg-Paris.

Zargouni, F., Rabiaa, M.C., Abbés, C., 1985. Rôle des couloirs de cisaillement de Gafsa et de Négrine-Tozeur dans la structuration du faisceau des plis des Chotts, éléments de l'accident sud-atlasique. C.R. Acad. Sci. Paris 301(11), 831–883.

Zghal, I., Ouali, J., Bismuth, H., 1998. Syn-sedimentary tectonics in central Tunisia (Jebel Mrhila area) during the Aptian–Albian. C.R. Acad. Sci. Paris 326 (3), 187–192.

Zouaghi, T., Bédir, M., Inoubli, M.H., 2005. 2 D Seismic interpretation of strike-slip faulting, salt tectonics, and Cretaceous unconformities, Atlas Mountains, central Tunisia. J. Afr. Earth Sci. 43, 464–486.

Zouaghi, T., Ferhi, I., Bédir, M., Ben Youssef, M., Gasmi, M., Inoubli, M.H., 2011. Analysis of Cretaceous (Aptian) strata in central Tunisia, using 2D seismic data and well logs. Afr. Earth Sci. 61, 38–61.

Zouari, H., Turki, M.M., Delteil, J., Stephan, J.-F., 1999. Tectonique transtensive de la paléomarge tunisienne au cours de l'Aptien-Campanien. Bull. Soc. Géol. France 170 (3), 295–301.

L'étude structurale et tectono-sédimentaire de la structure de Zemlet el Beidha (partie Est de la chaîne Nord des chotts) nous a permis de définir les stades de l'évolution géodynamique de l'ancienne marge sud-téthysienne. Un rifting débuté au Trias-Jurassique continue son activité jusqu'à Albien. Au cours de la période transitoire entre l'Aptien et l'Albien, une tectonique extensive de direction N-S à NE-SW engendre une architecture en blocs basculés délimitée par des failles synédimentaires de direction N100 à 110. Ces failles sont associées à des variations latérales notoires en faciès et en épaisseur, accompagnés par des lacunes sédimentaires et des discordances angulaires. Le basculement des couches sédimentaires révèlent que les décrochements dextres d'apparence cartographique sont en réalité des failles normales synsédimentaires associées à une activité volcanique et halocinétique très importantes. L'agencement structural et la répartition sédimentaire des dépôts d'Aptien-Albien qualifient le stade de syn-rift. Ce dernier est suivi par des périodes de transgression majeures permettant des dépôts d'alternance marneux-calcaires du Coniacien-Santonien signalant une période de post-rift. Au cours des périodes d'inversion tectonique la majorité des failles normales de direction E-W et NW-SE ont joué un rôle important dans la structuration de l'avant-pays atlasique et le développement des plis atlasiques.

En se basant sur l'étude de la structure de Zemlet el Beidha plusieurs problématiques ressortent autour de l'évolution de l'ancienne marge sud-téthysienne et son rôle dans l'architecture actuelle du front sud-atlasique tunisien ainsi que le style tectonique qui a engendré la déformation des plis atlasiques. Pour cette raison, on recourt dans le chapitre suivant (chapitre III) à utiliser la modélisation structurale pour mieux comprendre l'architecture structurale et l'évolution géodynamique du front sud-atlasique.

CHAPITRE III: A reappraisal of the structure and kinematics of the southern Atlas foreland, Tunisia.

Gharbi, M., Espurt, N., Masrouhi, A., Bellier, O., Amari, E., (In prep.). A reappraisal of the structure and kinematics of the southern Atlas foreland, Tunisia.

Résumé

La structure de l'avant-pays de l'Atlas sud tunisien a été étudiée en combinant une nouvelle cartographie géologique, des données de sismique-réflexion et de forage et la construction d'une coupe équilibrée. Ces données montrent que l'avant-pays tunisien est caractérisé par un style tectonique mixte avec la réactivation de failles normales connectées avec le socle, des décollements dans la couverture sédimentaire et du diapirisme. L'analyse géométrique des structures extensives héritées depuis le Trias jusqu'au Turonien révèle que cet héritage tectonique a profondément contrôlé la déformation de la couverture sédimentaire au cours des périodes de compression ultérieure. Les données de terrain et la restauration de la coupe équilibrée montrent que les structures d'Orbata et de Chemsî se superposent à d'anciennes structures extensives, au moins, d'âge Aptien-Turonien, voire Paléozoïque-Trias (?). Lors des épisodes de raccourcissement tertiaire, cet héritage tectonique mésozoïque a contrôlé la mise en place des structures chevauchantes de direction ENE-WSW comme le cas des plis d'Orbata et Chemsî, des rampes latérales de direction NW-SE tels que les failles de Gafsa et Fejej et des structures salifères telles que la structure de Jebel Beidha. Une importante phase d'érosion fini Campanien-Paléocène au niveau de l'anticline d'Orbata suggère une inversion tectonique dès le Crétacé supérieur corrélée avec l'initiation de la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie. Les compressions tectoniques tertiaires dans le domaine sud-atlasique se sont produites au cours de trois périodes: Eocène, Miocène supérieur et Plio-Quaternaire. Le premier épisode tectonique d'âge Eocène est connu sous le nom de «phase atlasique». Cette dernière a été bien décrite en Algérie, à l'est, et au Nord de la Tunisie où elle représenterait le début de la surrection de la chaîne sud-atlasique dans cette zone. Le deuxième épisode est d'âge Miocène supérieur comme l'atteste la discordance majeure à la base des séries Miocène dans le bassin de Metlaoui-Gafsa. Le dernier événement tectonique est d'âge Pliocène-Quaternaire. Il correspond à l'événement tectonique majeur, associé à la mise en place d'importants dépôts syn-tectoniques (Formation Segui). Cette étude souligne le rôle prépondérant des failles profondes héritées acquises au cours de l'évolution de la marge sud téthysienne, et leur influence sur la géométrie du bassin d'avant-pays sud atlasique.

Mots clés:

Marge sud-téthysienne, Rifting, Avant-pays sud-atlasique, inversion tectonique, coupes équilibrées, Tunisie.

A reappraisal of the structure and kinematics of the southern Atlas foreland, Tunisia²Mohamed Gharbi^{a,b*}, Nicolas Espurt^a, Amara Masrouhi^{a,b}, Olivier Bellier^a, El Amjed Amari^b^a Aix-Marseille Université, CNRS, CEREGE UM 34, 13545 Aix en Provence, France.^b Geo-resources Laboratory, Centre de Recherches et des technologies des Eaux de Borj Cedria, B.P. 273, Soliman 8020, Tunisia.* Corresponding author: gharbi@cerege.fr**Abstract**

The structure of the southern Atlas foreland of Tunisia were investigated using new geologic mapping, seismic reflexion data together with the construction of a balanced cross section. The structural architecture of the Tunisian foreland consists in a mixed tectonic style with deep-seated basement faults, shallower décollements within sedimentary cover and salt diapirism. Structural geometry and orientation of the pre-existing Triassic-Turonian extensional structures controlled subsequent contractional deformation within the sedimentary cover. The Orbata and Chemsî structures result from tectonic inversion of major Aptian-Turonian extensional structures. During the shortening, this inherited Mesozoic tectonic framework controlled the development of ENE-trending thrust-related anticlines such as the Orbata and Chemsî structures, NW-trending lateral ramp such as the Gafsa and Fejej faults and diapir structures as the Beidha anticline. The growth of the internal Orbata thrust occurred between the Late Campanian-Paleocene and can be correlated with the onset of the convergence between Africa and Eurasia. The Cenozoic tectonic compressions in the southern Atlassic domain occurred during three periods: Late Eocene, Late Miocene and Plio-Quaternary. In the southern Atlassic domain of Tunisia, the Pliocene-Quaternary compressional event corresponds to the main tectonic event with major structural inversions. This study underlines the predominant role of inherited basement structures acquired during the evolution of the southern Tethyan margin, and their influence on the geometry of the Atlassic fold-and-thrust belt.

Keywords:*South Tethyan margin, Rifting, Southern Atlas foreland, balanced cross section, Tunisia.*

² Gharbi et al. (In preparation)

1. Introduction

Structural inheritances may control the tectonic styles and kinematics evolution of the fold-and-thrust belts (e.g., McClay and Buchanan, 1992; Coward, 1996; Teixell et al., 2003; Butler et al., 2006; Mora et al., 2006). For example, rift-related structures with extensional faults connected with basement may preferentially accommodate shortening in the outer region of foreland in response to the far-field transmission of orogenic stresses (Coward, 1996; Roure and Colletta, 1996; Lacombe and Mouthereau, 2002; Hilley et al., 2005; Espurt et al., 2012). This outer foreland thick-skinned thrusting may record the early stage of shortening and leads to the formation of isolated structures (McClay, 1989; Hain et al., 2011; Espurt et al., 2012). In addition, the formation of transverse structures may be influenced by the orientation of the inherited normal faults, respectively to the strike of subsequent shortening, and the expulsion of the thick rift sedimentary package (e.g., Marshak and Wilkerson, 1992; Macedo and Marshak, 1999).

In North Africa, the Atlas is a prominent mountain chain, extending for 2000 km in a roughly west-east direction from Morocco to Tunisia. It is bounded by the Algerian basin to the north and by the Saharan platform to the south (Figure. III. 1a, b). The Atlas is considered as a type-example of intercontinental chain resulting from the collision between Africa and Eurasia since the Late Cretaceous (Caire, 1977; Mattauer et al., 1977; Zargouni, 1984; Ziegler et al., 1995; Laville et al., 2004). The complex structural framework of the chain may reflect basement and stratigraphic heterogeneities of North Africa extensional margin inherited from the Paleozoic and Mesozoic times (Guiraud, 1998; Beauchamp et al., 1999; Laville et al., 2004; Gabtni et al., 2011; Roure et al., 2012; Frizon de Lamotte et al., 2013). The eastern Tunisian Atlas (Figure. III. 1c) has particularly recorded the effect of Tethyan rifting as revealed by strong facies and thickness variations within the Mesozoic sequences (Buroillet and Byramjee, 1974; Haller 1983; Zargouni 1985; Ben Ferjani et al., 1990; Buroillet, 1991; Bouaziz et al. 2002; Gharbi et al., 2013).

Although the foreland of Tunisian Atlas was widely studied (e.g., Zargouni et al., 1985; Boccaletti et al., 1990; Ben Ferjani et al., 1990; Buroillet, 1991; Boukadi, 1994; Zouari et al., 1999), its structural style and the geometry of the structure at depth show controversial interpretations. Based on balanced cross sections modeling, several authors (Outtani et al., 1995; Mercier et al., 1997; Ahmadi et al., 2006) interpret the southern Tunisian Atlas fold-and-thrust belt is governed by a thin - skinned tectonics style involving the Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover. In contrast, geophysical data (Halaiem, 1999; Zouaghi et al., 2011) suggest a dominant thick-skinned tectonics style involving the Paleozoic basement.

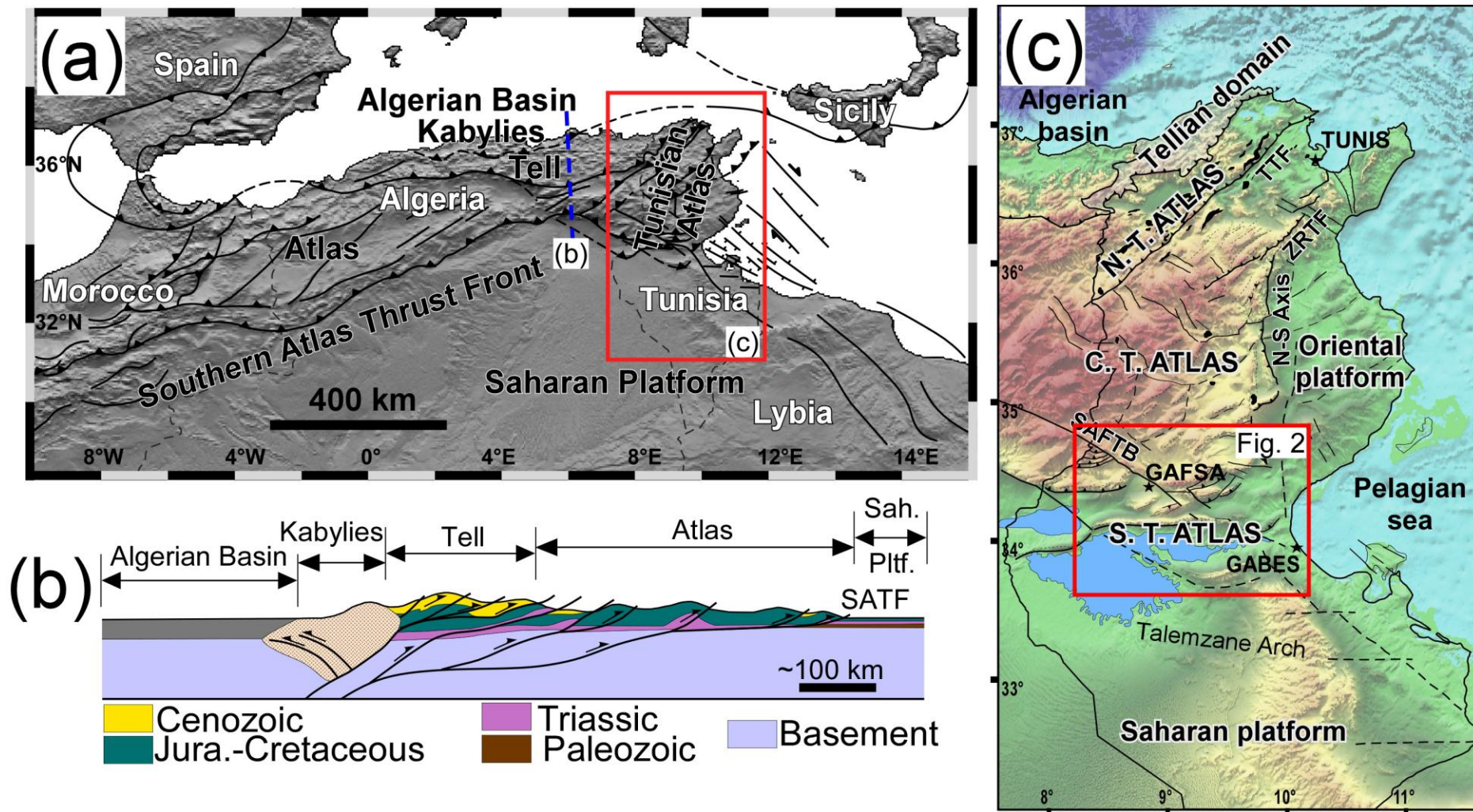


Figure. III. 1: (a) Structural map of the southern Atlas foreland of Tunisia. The base map is produced using elevation data from NASA (National Aeronautics and Space Administration) 30 m ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) GDEM (Global Digital Elevation Model). (b) Present-day cross section across the Algerian basin and the southern Tunisian Atlas foreland (modified from Frizon de Lamotte et al. (2011) and Roure et al. (2012)). SATF: Southern Atlas thrust front. (c) Structural domains: Tellian domain, North Tunisian Atlas (N. T. ATLAS), Central Tunisian Atlas (C. T. ATLAS), South Tunisian Atlas (S. T. ATLAS), Saharan platform, Oriental platform and Pelagian Sea; North-South Axis (N-S Axis). TTF: Teboursouk thrust fault, ZRTF: Zaghuan-Ressas thrust fault, N-S Axis: North-South Axis, SAFTB: Southern Atlas fold-and-thrust belt.

More recently, Said et al. (2011b) conclude the deformation in southern of Tunisia is characterized by a mixed thick - and thin - skinned tectonics style with lateral variations in regional structural geometry and amounts of shortening controlled by NW - SE oblique ramps and tear faults.

On the basis of new structural data, new detailed geologic mapping, sedimentologic, new interpretation of geophysical data together with the construction of a regional ~118 km long balanced and restored cross section, this paper aims to decipher the structural architecture and timing of the deformation of the Southern Atlas of Tunisia. The results yield new insights into the role of inherited structures on the general interpretation of the kinematic evolution of the southern Atlas foreland thrust system of Tunisia during the convergence between Africa and Eurasia.

2. Geological setting

This study is focused on the southern Tunisian Atlas fold-and-thrust belt and its relationships with the Saharan platform and the central Atlas hinterland (Figure. III. 1c). E- to NE-trending folds and thrusts and NW- to WNW-trending strike-slip faults form the southern Tunisian Atlas folds-and-thrusts belt (Figures. III. 2 and 3) (Zargouni, 1984; Zargouni et al., 1985; Boccaletti et al., 1990; Ben Ferjani et al., 1990; Burrollet et al., 1991; Boukadi, 1994; Zouari et al., 1999) and result from the collision between Africa and Eurasia. These structures are generally interpreted to be inherited from Triassic and Jurassic to middle Cretaceous rifting periods related with the opening of the southern Tethyan margin (Guiraud and Maurin, 1992; Kamoun et al., 2001; Piqué et al., 2002; Guiraud et al., 2005; Gharbi et al., 2013). Tethyan extensional structures of the southern Atlas of Tunisia have been mainly reactivated during late Cretaceous-Eocene (Bouaziz et al., 2002; Bracène and Frizon de Lamotte, 2002; Frizon de Lamotte et al., 2011; Masrouhi and Koyi, 2012; Gharbi et al., 2013), Miocene (Tortonian) (Zargouni and Trémolières, 1981; Zargouni and Ruhlmann, 1981; Zouari et al., 1990) and Plio-Quaternary compressional periods (Gharbi et al., in review). The southern Atlas of Tunisia mainly comprises three main tectonic domains: the Metlaoui-Gafsa Basin, the Chotts Basin and the Saharan Platform:

The Metlaoui-Gafsa Basin is composed of E- to ENE-trending anticlines (e.g., Sehib, Berda, Orbata, Chemsî, Belkhir, Bouhedma, Zemlet el Beidha anticlines; Figure. III. 2) and basins (e.g., El Maïzila and Sidi Mansour synclines) which interfere with the NW-trending Gafsa fault system (Zargouni and Abbas, 1987; Boukadi, 1994; Said et al. 2011b). This fault was inherited from the Late Triassic and Jurassic Tethyan extension as Europe separated from Africa (Ben Ferjani et al., 1990; Hlaïem, 1999; Soussi and Ben Ismaïl, 2000). The Metlaoui-Gafsa Basin zone is characterized by a thick Cretaceous sedimentary package in comparison to the southern areas (Figure. III. 4). Southward, the Chotts range, which is composed of the Askar, Bir Oum Ali, Hachichina, Beidha, and Zemlet el Beidha anticlines, separates the Metlaoui-Gafsa Basin from the Chotts Basin in the south.

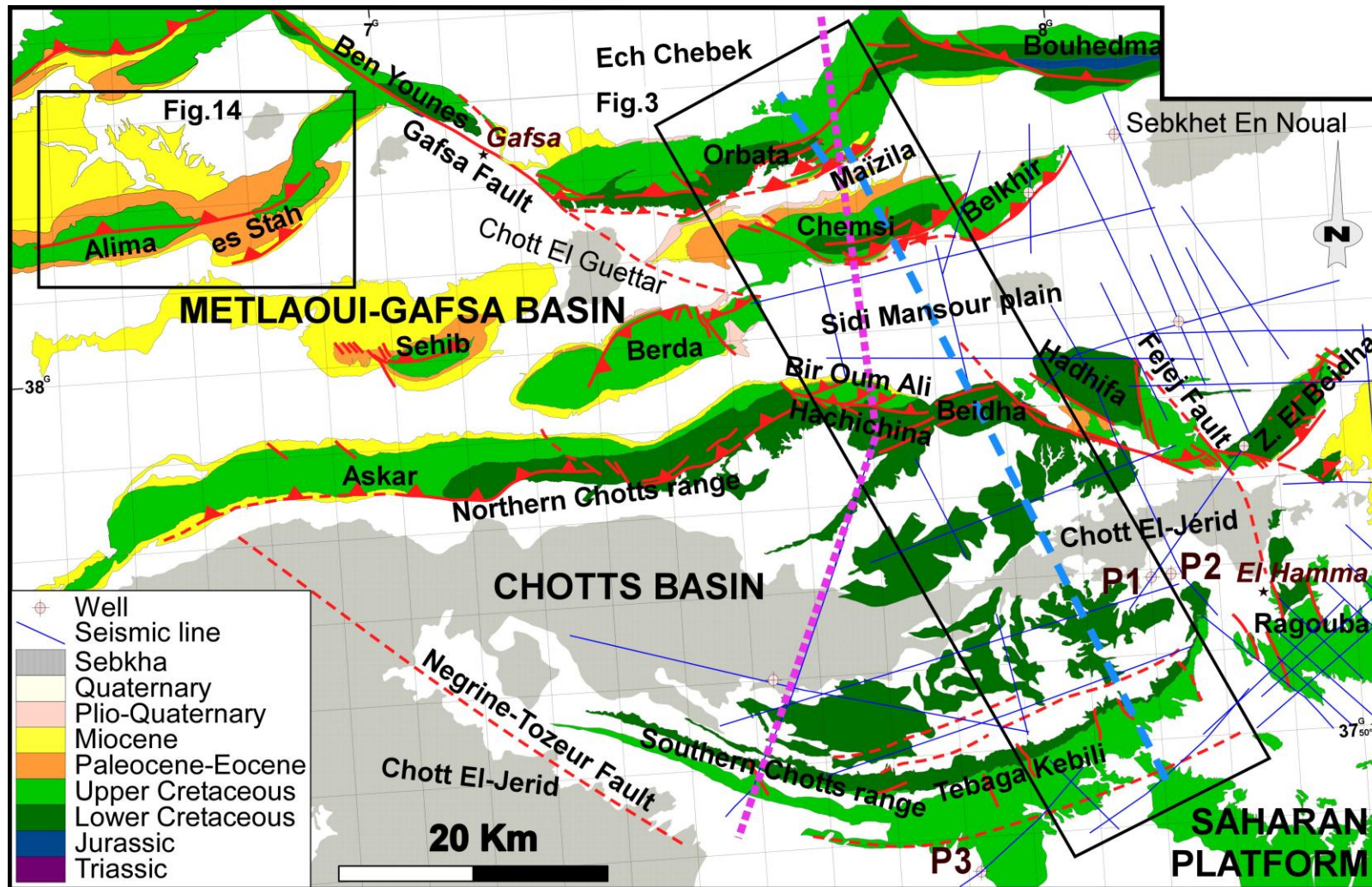


Figure. III. 2: Simplified geological map (1/200.000) of the southern Atlas foreland of Tunisia showing the main structural features. Coordinate system is geographic system. Locations of subsurface data (seismic profiles and wells) are shown. Detailed geological map of the Orbata-Tebaga Kebili area of Figure. III. 3 is indicated by a black frame. Location of Figure. III. 15 is indicated by a black frame. Location of cross section of Figures. III. 5 and 13 is shown by dashed black line. Location of cross section of Said et al. (2011b) is shown by the dashed purple line (Figure. III. 14).

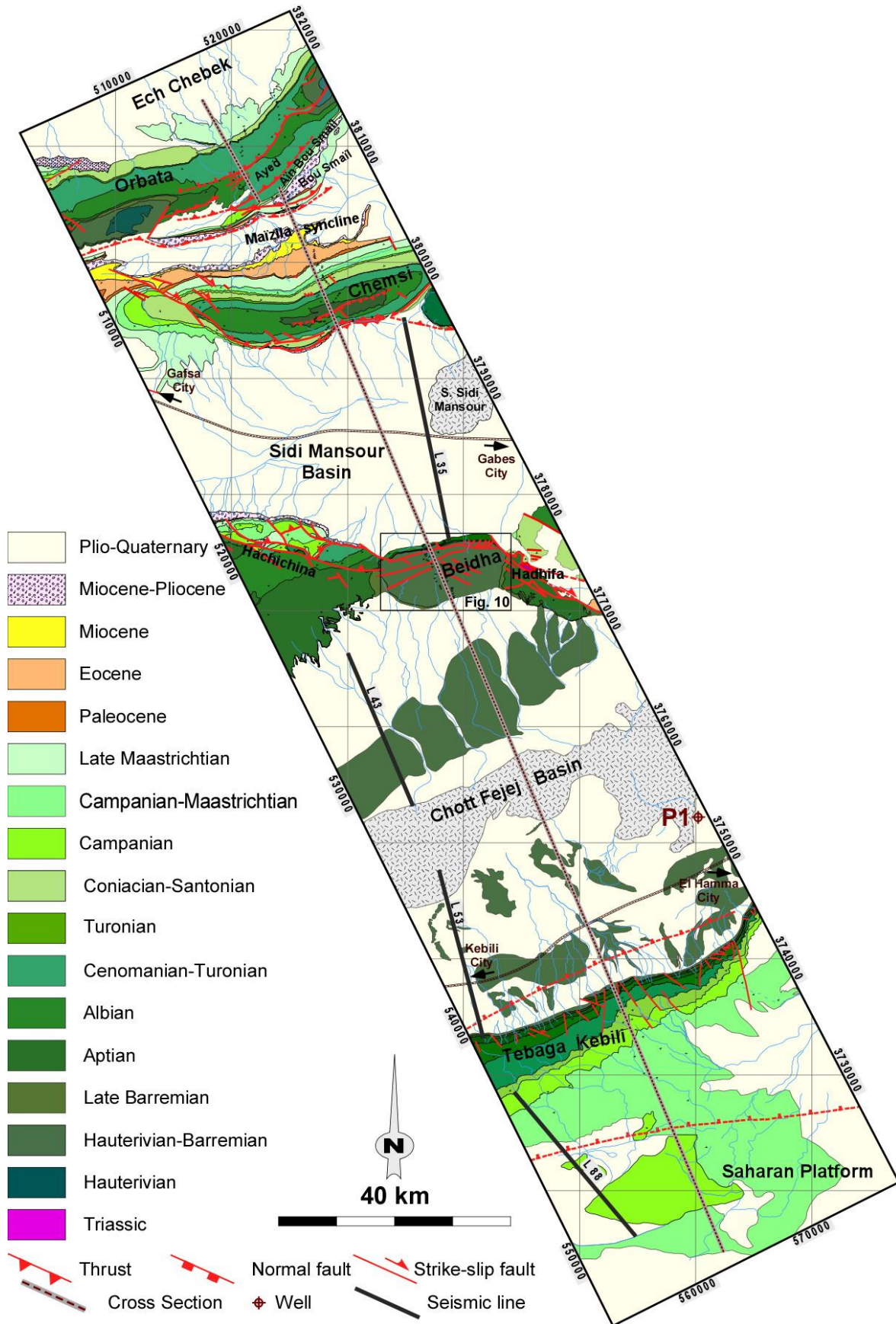


Figure. III. 3: Detailed geologic map of the study area based on field mapping. Subsurface data (seismic reflexion on profiles and wells) used in this study are shown. See location on Figure . III. 2. Coordinate system is UTM zone 32, WGS 84 system (meters). Location of cross section is shown (Figures . III. 5 and 13).

The Chotts Basin corresponds to the foredeep depozone of the Atlassic foreland basin system (DeCelles and Giles, 1996; Said et al., 2011b). This basin is formed by two endoreic depressions filled by Quaternary series: the western Chott El-Jérid and the eastern Chott El-Fejej (Figures. III. 2 and 3). Previous works usually describe this zone as a large anticline bordered by the curved Tebaga de Kebili ridge at the southern edge of the Chott El-Fejej (Abbes and Zargouni, 1986; Fakraoui, 1990; Bouaziz et al. 1994; Swezey, 1996). The Chotts Basin is affected by major NW- to WNW-trending oblique faults system: El Fejej and Negrine-Tozeur (Zargouni, 1984; Zargouni et al., 1985; Abbes and Zargouni, 1986; Fakraoui, 1990; Ghanmi and Potfaj, 1991; Gharbi et al., 2013).

The Sahara Platform is formed by Paleozoic series which were regionally uplifted and folded during the Hercynian orogeny (Jallouli and Mickus, 2000; Gabtni et al., 2005). Sedimentary deposits are mainly composed of continental sandstones, shales and carbonates with a Permian reef along the E-W Talemzane arch which bounds the Saharan platform from the northern Atlassic domain (Figure. III. 1c). This zone is characterized by Late Permian syn-sedimentary N-S to NNW-SSE normal faults poorly reactivated during the Mesozoic and Cenozoic (Ben Ferjani et al. 1990; Bouaziz et al., 1998).

3. Stratigraphic Succession and Geological Evolution of the southern Atlas of Tunisia

The stratigraphy of the southern Atlas of Tunisia is derived from outcrops around the Jebel Orbata, Jebel Chemsî, Jebel Beidha and Jebel Tebaga Kebili and from exploration well data (P1, P2 and P3) (Figures. III. 2 and 3). The Saharan domain has a granitic and metamorphic basement (Laaridhi-Ouazaa, 1994) overlain by Paleozoic and Mesozoic platform series (Busson, 1972). At least in southern Tunisia, it is known that the Late Triassic-Early Jurassic rift system unconformably overlies a thick Permian basin, defined by Talemzane Arc (Figures. III. 1c). However, the geometry and tectonic deformation of this Permian basin remain poorly known (Mejri et al., 2006). Although there is no surface data for Paleozoic sedimentary sequences in the study area, well and geophysical data suggest Permian and probably older sequences beneath the Saharan Platform (Ben Ferjani et al., 1990; Gabtni et al., 2005). The Permian sequences correspond to the shale alternating with sandstone, limestone and claystones. As well, Triassic and Jurassic sequences are locally exposed in Bouhedma and Hadifa structures (Figure. III. 2) but also recognized by exploration wells in the study area. The Mesozoic to Quaternary sedimentary pile can be divided into three structural packages: (1) Triassic to Late Cretaceous rifting sequences, (2) Paleocene to Eocene sequences, (3) Miocene to Pliocene continental sequences and (4) Plio-Quaternary continental sequences (Figure. III. 4).

3.1. Triassic to Late Cretaceous rifting sequences

In the Saharan Platform, the well P3 crosses ~400 m-thick of Triassic red claystones, sandstones, anhydrites and carbonates with a continental origin (Ben Ismaïl, 1982). The deep Triassic

strata of the Rheouis, Ouled Chebbi and Kirchaou Formations (Ben Ferjani et al., 1990) are separated from the Paleozoic sequences by the Hercynian unconformity (Aliev et al., 1971; Boote et al., 1998). Thickness of these sequences increases northward in the Chotts and Metlaoui-Gafsa basins. Some Triassic salt injections occurred along the Gafsa fault system (Figure. III. 3). Liassic series correspond to ~200 m-thick dolomite intercalated by anhydrite (well P3; Figure. III. 2) deposited in a shallow water marine environment (Faure and Peybernes, 1986). Northward, these series reach ~630 m in thickness (wells P1 and P2) (Mejri et al., 2006). Middle and Late Jurassic series mainly consist of thick limestones intercalated with dolomites, claystones and anhydrites of the Nara Formation. These series reach ~450 m-thick in the south and are more than 2000 m-thick northward in the Chotts Basin. Early Cretaceous series correspond to basal massive Berriasian-Hauterivian continental deposits of the Sidi Khalif, Melloussi and Boudinar Formations. These series are mixed massive sandstones, claystones, and anhydrites (wells P1 and P2, Figures. III. 2 and 3). The sequence is interpreted as deposited in a fluvio-deltaic to shallow restricted marine environment (Marie et al., 1984; M'Rabet, 1987). These deposits are overlain by Hauterivian-Barremian shallow-marine and fluvial/deltaic marls, alternating with anhydrites and limestones of the Bouhedma Formation. These deposits commonly form the core of some anticlines (e.g., the Koudiat Hammamet, Zemlet el Beidha and Beidha anticlines (Figures. III. 2 and 3). The Bouhedma Formation is overlain by shale-rich sands and ferruginous sandstones of the Sidi Aïch Formation, for which a Barremian (pro-parte) age is deduced from its stratigraphic position (Marie et al., 1984; M'Rabet, 1987; Lazzez and Ben Youssef et al., 2008). Aptian series consist of massive dolomitic limestones, topped by a rich-Orbitolinidae hardground, showing some ammonites (Ben Youssef et al., 1985; Ben Youssef and Peybernes, 1986; Chaabani and Razgallah, 2006; Gharbi et al., 2013). This massive dolomitic sequence of the Orbata Formation is a common feature all over the area and forms the flanks of the anticlines. Aptian series are unconformably overlain by Albian series. This unconformity, locally characterized by basal syntectonic conglomerates, is related to an extensional period with normal faulting (Gharbi et al., 2013). The Albian deposits correspond to a dolomite and claystone succession associated with thin anhydrites beds. The Albian series outcropping in the Tebaga Kebili area are topped by a thick massive dolomite sequence of the Lower member of Zebbag Formation while this formation can reach a maximum ~40 m in the Jebel Hachichina (Figure. III. 3). Cenomanian-Turonian series mainly consist of marine limestones and claystones of the upper member of Zebbag Formation. These series correspond to ~200 m in the Tebaga Kebili and more than 350 m-thick marine limestone and claystones in the Jebel Chemsî. In the Jebel Orbata, this formation is more than 450 m-thick and topped by the ~50 m of the massive Turonian dolomites (Burollet, 1956; Zargouni, 1985; Abdallah et al., 1995) (Figures. III. 3 and 4). Coniacian-Santonian series of Aleg Formation conformably overlie the previous series. They are defined by thick sequences of dolomitic sandstones at the base and

interbedded green marls and bioclastic limestones at the top. Campanian-Late Maastrichtian series are formed by marine limestones and claystones of the Abiod Formation (locally named Berda Formation) and characterized by thickness and facies variations. Campanian-Late Maastrichtian series can reach a maximum ~850 m in thickness in the northern flank of the Chemsî anticline. But in the Tebaga Kebili, these series correspond to ~400 m-thick limestone and indicated a shallow marine environment of deposition (Mejri et al., 2006).

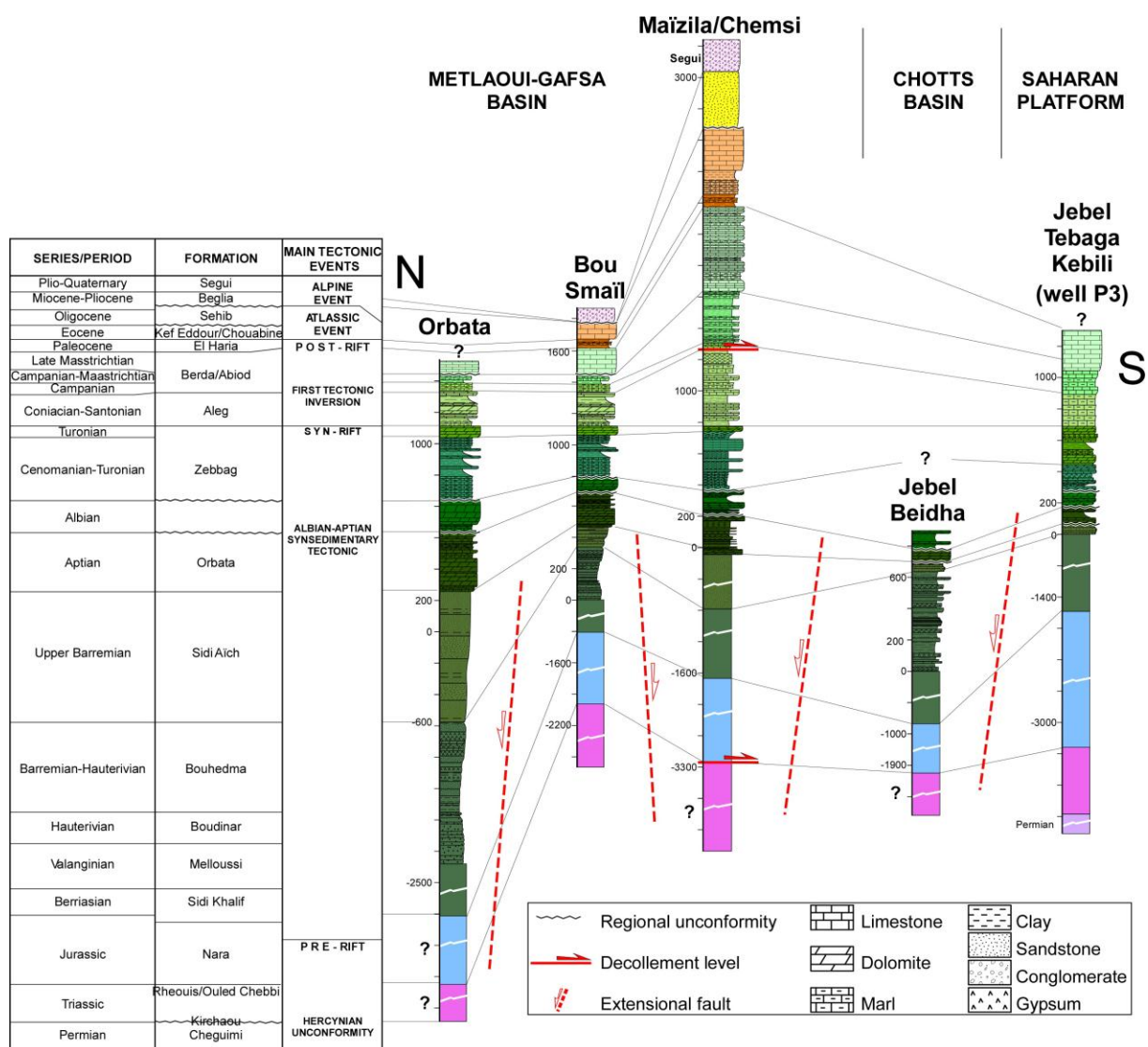


Figure. III. 4: Stratigraphic and lithotectonic sedimentary sections across the Jebel Orbata, Bou Smail, Maïzila/Chemsî, Jebel Beidha and Jebel Tebaga Kebili structures. Unconformities are shown by a snake symbol. Décollements levels are shown by red arrows. Inferred normal faults are indicated by thick dashed red lines.

3.2. Paleocene to Eocene sequence

These Late Cretaceous sequences are apparently unconformably overlain by the marine Late Maastrichtian, Paleocene, and Eocene series (Zouaghi et al., 2011; Said et al., 2011b). Paleocene series correspond to 30-80 m-thick of shales of the El Haria Formation. In the Jebel Chemsî, the

Paleocene marls and evaporites are overlain by ~60 m of lower Eocene phosphatic shale of the Chouabine Formation, and massive limestone of the Kef Eddour Formation. Based on the cartographic data, the first compressional event begins at the Late Eocene, leading to the formation of the Atlas Mountains (Masrouhi et al., 2008; Frizon de Lamotte et al., 2000). As a result, intense erosion in the Atlasic fold-and-thrust belt zone caused the deposition of thick syntectonic series of silt and molasse basins during the Neogene and Quaternary. This so-called "Atlas event" of authors working in Tunisia and Algeria (Addoum, 1995; Masrouhi et al., 2007 and 2008; Frizon de Lamotte et al., 2000; Khomsi et al., 2006; 2009), is well documented in the northern Atlasic domain of Tunisia and in north-east of the oriental platform.

3.3. Miocene to Pliocene continental sequences

The Miocene continental series of the Beglia Formation are largely exposed in the Metlaoui-Gafsa basin. The Oligocene-Lower-Middle Miocene sequences of the Sehib Formation are considered as a condensed series (Mannai-Tayech, 2009). This later Formation does not outcrop in the study area but it is recognized in the westward of the Orbata anticlines. The Beglia Formation unconformably overlies the Eocene and Cretaceous deposits. The Upper Miocene sequences are characterized by basal coarse-grained, yellow sandstones with quartz pebbles, deeply reworked and channelled, and containing the remains of mammals (Mannai-Tayech, 2009). These sequences are covered by upper green clays, which are sandy, gypsiferous and display carbonate intercalations. In the Chotts Basin, the Miocene series corresponds to sandstones and little flint of clay (Figures. III. 2, 3 and 4).

3.4. Plio-Quaternary continental sequences

Plio-Quaternary syntectonic sequences (Zargouni and Termolières, 1981; Ahmadi et al., 2013; Gharbi et al., in review) correspond to massive conglomerates with sands and gypsum intercalations of Segui Formation (Castany, 1951, 1954; Buroillet, 1956; Tlig et al., 1991; Mannai - Tayech, 2009) (Figures. III. 3 and 4). These deposits are well developed on the flank of most anticlines (Orbata, Chemsj, Bir Oum Ali-Hachichina, Zemlet el Beidha) and are characterized by growth strata patterns. These series coincide with the Alpine orogeny (Zargouni, 1985; Ben Ayed, 1993; Tlig et al., 1991).

3.5. Décollement Levels

On a regional scale of Tunisian Atlas domain, the main potential décollement level determined from the mechanical stratigraphy is the Triassic - Jurassic sedimentary interface characterized by evaporites (Vially et al., 1994; Said et al., 2011b). In the study area, the shortening is locally accommodated by a shallower alternative shallower décollement levels in the limestones and clays

of the Late Santonian-Campanian Aleg Formation (northern flank of the Chemsî anticline; Figure. III. 3). The involvement of inherited basement structures within the Alpine southern Atlasic foreland of Tunisia remains controversial or insufficiently constrained. However, on the basis of seismic reflection profiles and cross-section balancing, Said et al. (2011b) speculate deep basement faulting beneath the foreland of the southern Tunisian Atlas.

4. Surface and subsurface structural data

To constrain precisely the geometries of the southern Atlasic fold-and-thrust belt of Tunisia, we produced a precise geological and structural mapping on an area of 12x103 km² at 1:50.000 scale on the basis of the aerial photographs, SPOT5 satellites images, SRTM digital elevation models, field data together with pre-existing 1:100.000 ONM (“Office National des Mines”) geologic maps data of El Aycha (Zouari et al., 1991), Bir Rekeb (Fakraoui et al., 1991) and Oglat Merteba (Ghanmi et al., 1988) (Figure. III. 3). This detailed mapping provides information on the sedimentary series described above and summarized in Figure. III. 4, bedding attitude measurements (more than 350 measures), and traces of the faults and thrusts (Figure. III. 3). Subsurface additional information provided by the exploration wells give idea of the depth of horizons and the thickness of the Cretaceous and Jurassic sedimentary series through the study area (Figure. III. 4). These data have been used to interpret the structure at depth and the geometry of the thrust systems. In addition, the deep structure of the southern Atlas of Tunisia is illustrated by SSE-trending seismic reflection profiles (Figures. III. 2 and 3). We used four seismic profiles L35, L43, L53 and L88. These profiles were calibrated using subsurface data provided by ETAP Petroleum National Company and our fieldwork data.

On the basis of our new field data, new geological map, interpretation of seismic reflection data and a surface cross section from the Orbata chain to the north to the Saharan Platform to the south (Figure. III. 5), the study area can be divided into two main structural domains: (1) the northern Metlaoui-Gafsa Basin where the structures mainly consist in fold-thrust structures and (2) the relatively less deformed southern Chotts Basin-Saharan Platform (Figure. III. 2). In the following, we will describe the surface cross section from north to south.

4.1. Northern Metlaoui-Gafsa domain

In the north, the cross section cuts through the 75 km-long, 8 km-wide Orbata-Aïn Bou Smaïl structure (Figures. III. 3 and 5). The surface geometry of the Orbata-Aïn Bou Smaïl thrust system (Figures. III. 3 and 5) corresponds to two south-verging thrust-related anticlines (Orbata and Aïn Bou Smaïl anticlines) bounded by three synclines (Ech Chebek, Ayed and Bou Smaïl synclines). The Orbata anticline is characterized by a ~10°-25° north-dipping backlimb (southern edge of the Ech Chebek syncline), locally overturned, and a 35° S-dipping forelimb (Figure. III. 5).

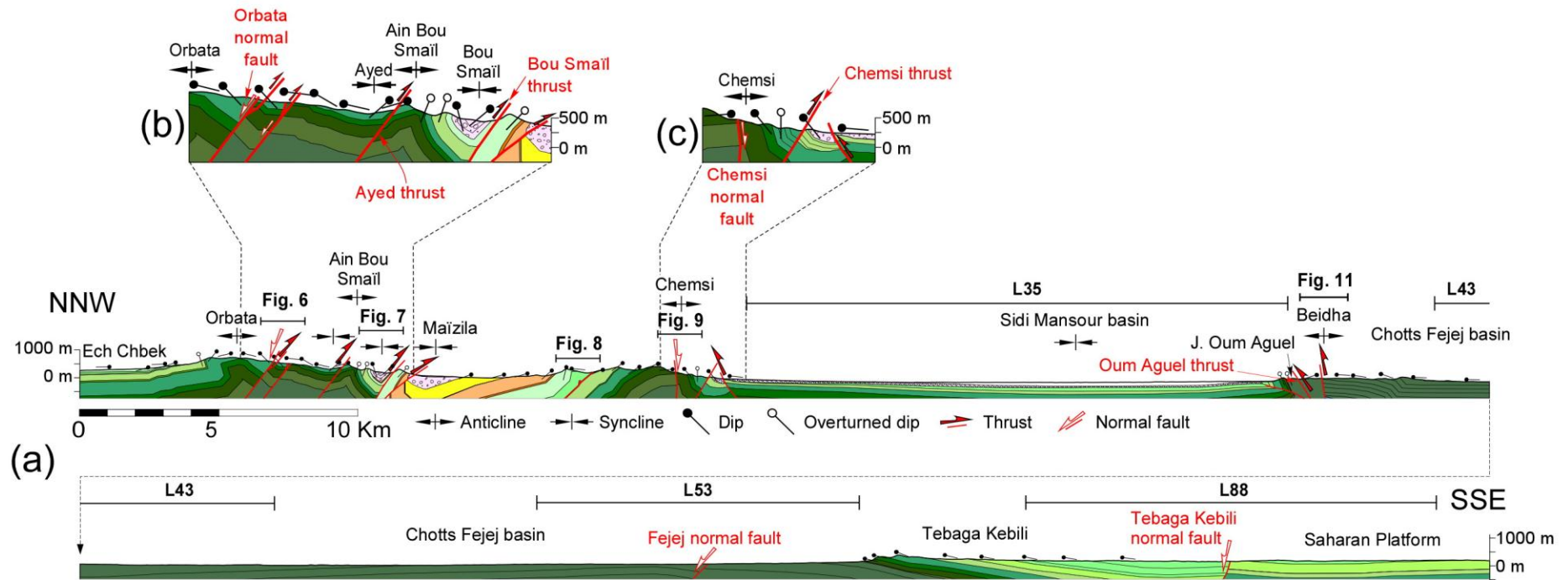


Figure. III. 5: (a) Surface cross section (in two parts) across the southern Atlasic foreland of Tunisia. For location, see Figure. III. 3. (b) Details of the Orbata-Ain Bou Smaïl thrust system. (c) Details of the Chemsî thrust showing the preserved normal in the core of Chemsî anticline and N-vergent back-thrust. Location of seismic reflection profiles L35, L43, L53 and L88 are also shown.

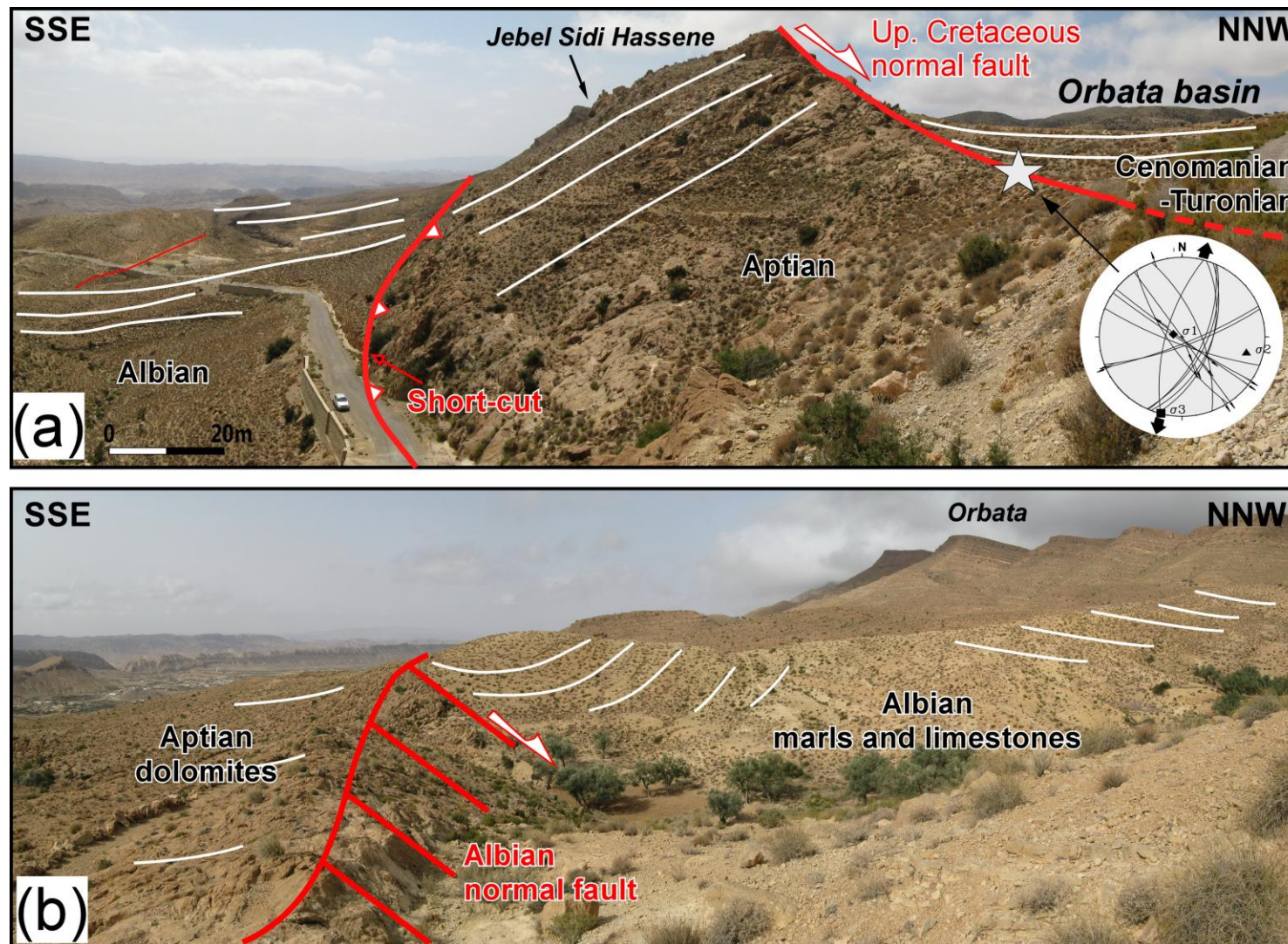


Figure. III. 6: Panoramic views of the Orbata structure, looking westward. (a) The preserved Cenomanian-Turonian Orbata normal fault associated with footwall shortcut. Fault data are projected in the lower hemisphere stereograms of fault slip data and shown the NNE-trending directions of Cenomanian-Turonian extension (X= 520 762 m E; Y= 3 807 827 m). (b) Preserved normal fault associated with rollover anticline and drag fold within Albian series (X= 521 369 m; Y= 3 806 546 m). For locations, see Figure. III. 5.

The southern limb of Orbata anticline is cut by a major $\sim 60^\circ$ N-dipping normal fault. This normal fault delimits Aptian dolomites in the south from highly thick Cenomanian-Turonian strata in the north (Figure. III. 6). Southward, Albian and Cenomanian strata dip 15° - 25° toward the south. These strata are deformed by several normal and reverse faults (see Figures. III. 5a, b and 6). Drag fold and gradual thickening of the Albian strata toward the normal faults suggest active normal faulting during the Albian. These normal faults are only slightly inverted. We interpret major thrusts as short-cuts (Figure. III. 6a; Huyghe and Mugnier, 1992). The Ayed syncline is transported southward above the N-vergent Ayed thrust (see Figure. III. 5b). The footwall of the Ayed thrust is formed by the Aïn Bou Smaïl anticline characterized by a $\sim 12^\circ$ N-dipping backlimb and an overturned $\sim 78^\circ$ N-dipping forelimb. To the south, the Bou Smaïl syncline is filled by thick Plio-Quaternary syntectonic alluvial fan deposits of the Segui Formation showing growth-strata pattern (Figure. III. 7). The Bou Smaïl syncline is also transported southward on the asymmetrical and wide Maïzila syncline along the 70° N-dipping Bou Smaïl thrust.

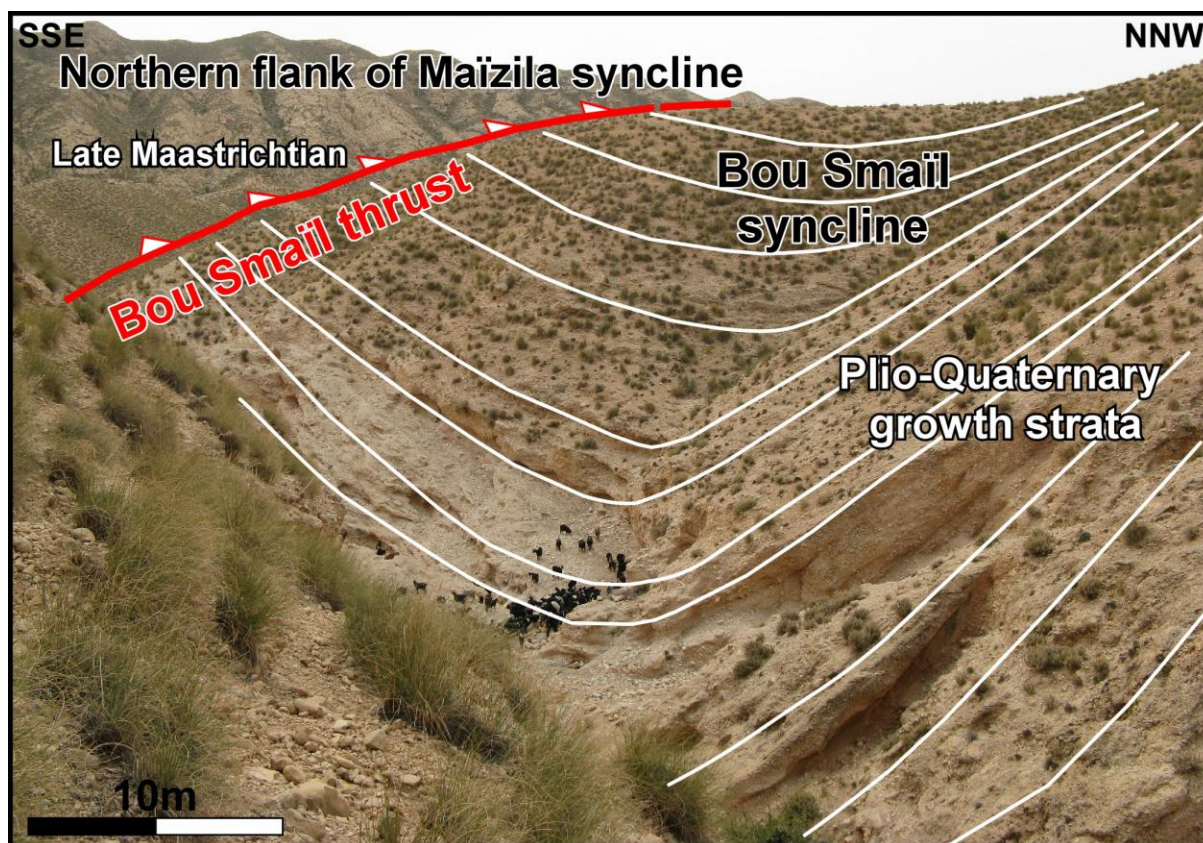


Figure. III. 7: Panoramic view of the Bou Smaïl syncline showing growth strata geometry within the Plio-Quaternary Segui Formation. For location, see Figure. III. 5.

The axis of the Maïzila syncline is filled by thick Plio-Quaternary conglomerates of the Segui Formation and Quaternary deposits (Figures. III. 3 and 5b). The northern limb of Maïzila syncline is formed by overturned and intensely sheared Late Maastrichtian-Eocene limestones. Southward, the strata are involved within the Chemsî breakthrough fault-propagation fold. The Chemsî anticline is a

large E-trending, 40 km-long, 7 km-wide structure. The western edge of the structure is affected by several dextral faults associated with the Gafsa fault system (Figure. III. 3). This anticline is characterized by a 30°-35° N-dipping backlimb, locally deformed by N-vergent small-scale disharmonic folds within the Campanian-Maastrichtian series (Figures. III. 5 and 8).

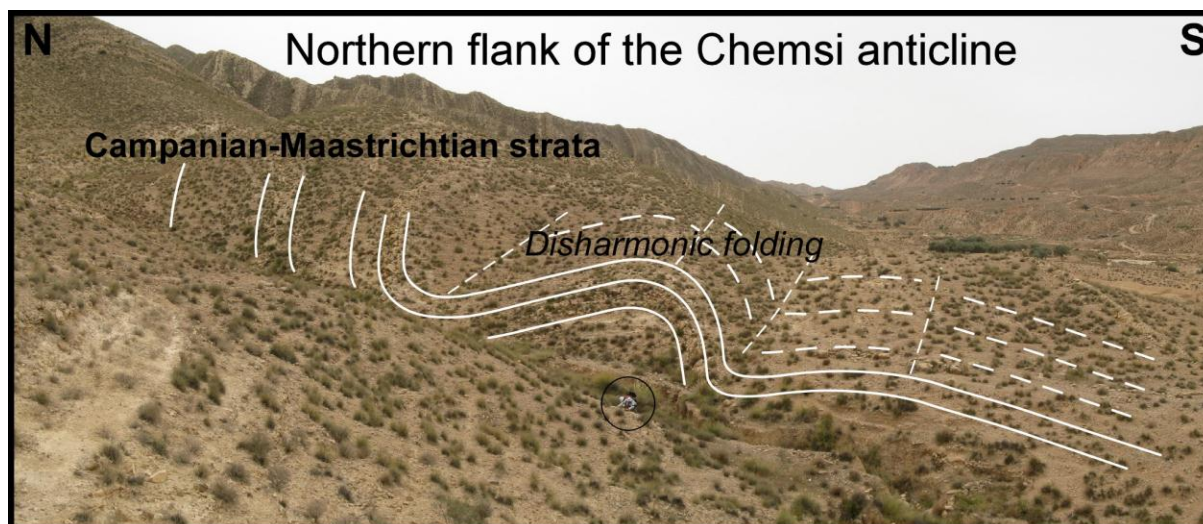


Figure. III. 8: Disharmonic folds within Campanian-Maastrichtian series in the Bibane Cherchara area (northern flank of the Chemsî anticline). For location, see Figure. III. 5.

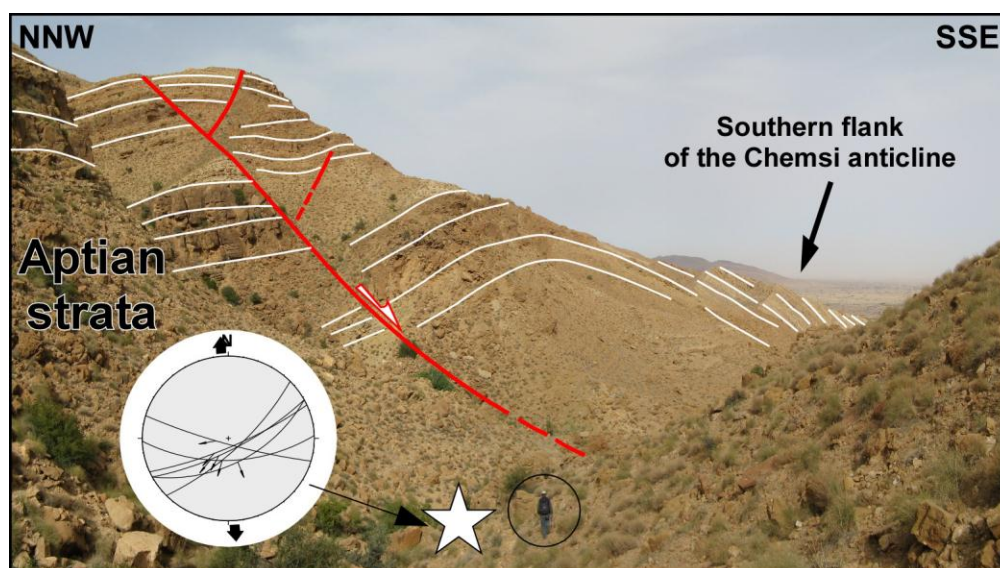


Figure. III. 9: Preserved S-dipping normal fault in the core of the Chemsî anticline (X= 527 790 m; Y= 3 795 326 m). Fault data are projected in the lower hemisphere stereogram showing a N- trending extension. For location, see Figure. III. 5.

The forelimb dips 70°-75° southward. Locally, the forelimb is overturned and highly deformed by the Chemsî thrust (Figure. III. 5). The core of the Chemsî anticline exposed 5-10° N-dipping Aptian strata, which are cut by a major S-dipping normal fault (Figures. III. 5c and 9). This normal fault is associated with a hanging-wall thickening of Cretaceous sedimentary series. At the front of the

Chemsi anticline, vertical strata of the Plio-Quaternary Segui Formation and more recent alluvial terraces are affected by $\sim 50^\circ$ S-dipping backthrust (Figure. III. 5; Gharbi et al., in review). Southward, the Sidi Mansour basin is filled by the Plio-Quaternary conglomerates of the Segui Formation and alluvial deposits. Seismic profile L35 (Figure. III. 10) reveals that the Sidi Mansour basin is a 20 km-wide almost symmetric syncline with minor N-vergent thrusting in its both flanks. The northern limb dips 5° southward and the southern limb dips $\sim 2^\circ$ northward. No significant thickness variations have been recognized except in the Late Hauterivian-Barremian series (Figure. III. 10). The southern limb of the Sidi Mansour syncline is deformed by the Beidha structure. The Beidha structure consists in a concentric asymmetric anticline which is cored by the Hauterivian-Barremian series (Figure. III. 11; Fakraoui et al, 1985). Its overturned backlimb dips $\sim 25^\circ$ southward and its forelimb at $\sim 31^\circ$ southward (Figure. III. 5). The overturned forelimb and core of the Beidha anticlines is intensively sheared by the 70° S-dipping Oum Aguel thrust (Figures. III. 5 and 11).

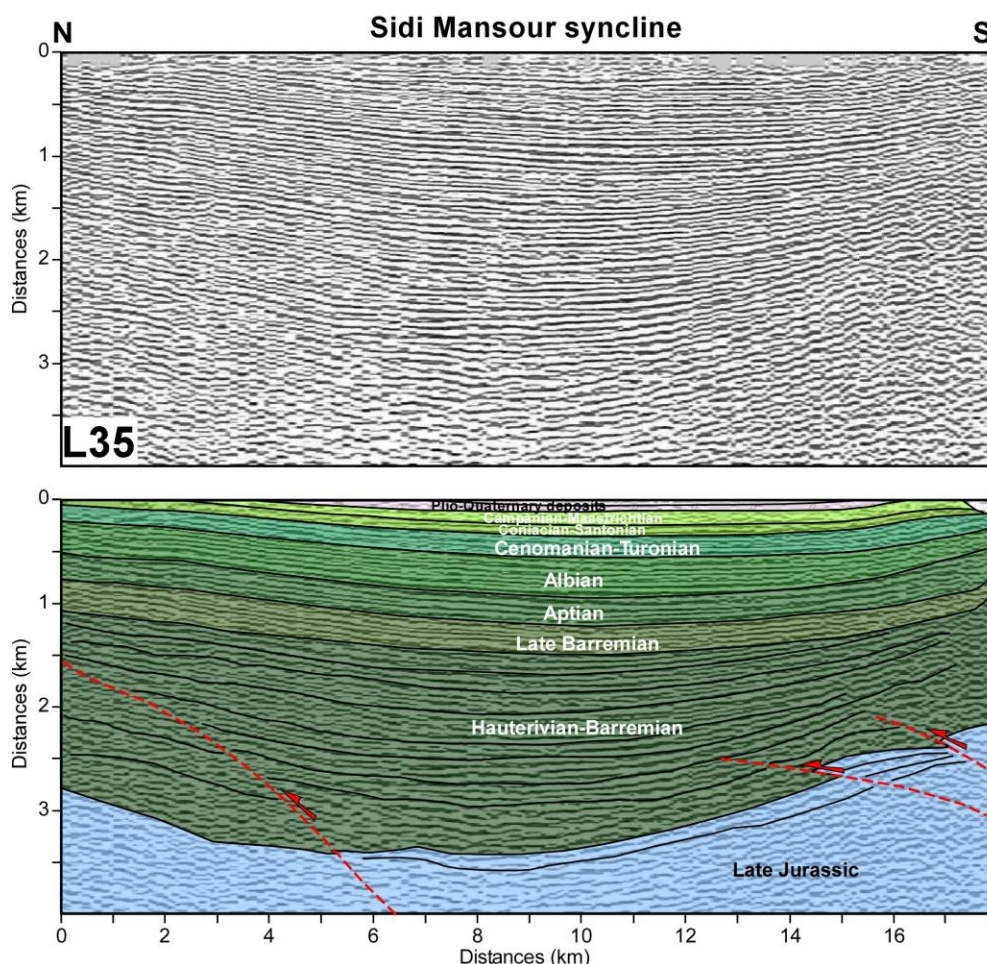


Figure. III. 10: Interpretation of the seismic profile L35 across the Sidi Mansour syncline. For location, see Figures. III. 3 and 5.



Figure. III. 11: East-looking panoramic view of the concentric Beidha anticline (for location, see Figures. III. 2 and 5) showing a northern overturned forelimb dipping $\sim 72^\circ$ S and a southern backlimb dipping $\sim 31^\circ$ S.

The core of the anticline is also characterized by several ENE-trending normal faults. Eastward, the Beidha structure is bordered by a $N120^\circ E$ -trending dextral fault associated with emplacement of the Triassic salt outcropping in the Jebel Hadhifa (Figure. III. 3).

4.2. Southern Chotts Basin-Saharan Platform domain

The Tebaga Kebili range is the most prominent structure located between the Chotts Basin and Saharan Platform. This structure extends for more than ~ 100 km from Kebili city to the west to El Hamma city to the east. The Tebaga Kebili consists in a broad 10 - 25° S-dipping homocline made of Cretaceous rocks (Figures. III. 2 and 5). This homocline is cut by small NNW-trending strike-slip faults. Southward, the Saharan Platform is associated with a thin upper Cretaceous sedimentary cover (Figure. III. 5). The interpretation of seismic lines L43, L53 and L88 together with wells P1 and P3 (Figures. III. 3 and 12) shows that the Chotts Fejej basin is a large rollover anticline bounded to the south by the ENE-trending N-dipping Tebaga Kebili normal fault. This rollover anticline is cut northward by N-dipping Fejej normal fault. These normal faults are associated with the rapid northward stratigraphic thickening of the Jurassic-Cretaceous series. This fault was not reactivated during Atlasic compression. Southward, the Saharan Platform is slightly deformed by a small low-angle footwall shortcut.

5. Structural model of the southern Atlas of Tunisia

5.1. Dataset and methodology

In order to study the N-S trending evolution of the southern Atlas, surface data, regional mapping, well information and seismic reflection data were integrated to construct a regional balanced cross section, of ~ 118 km long from the Orbata anticline to the north to the Saharan platform to the south (Figure. III. 3).

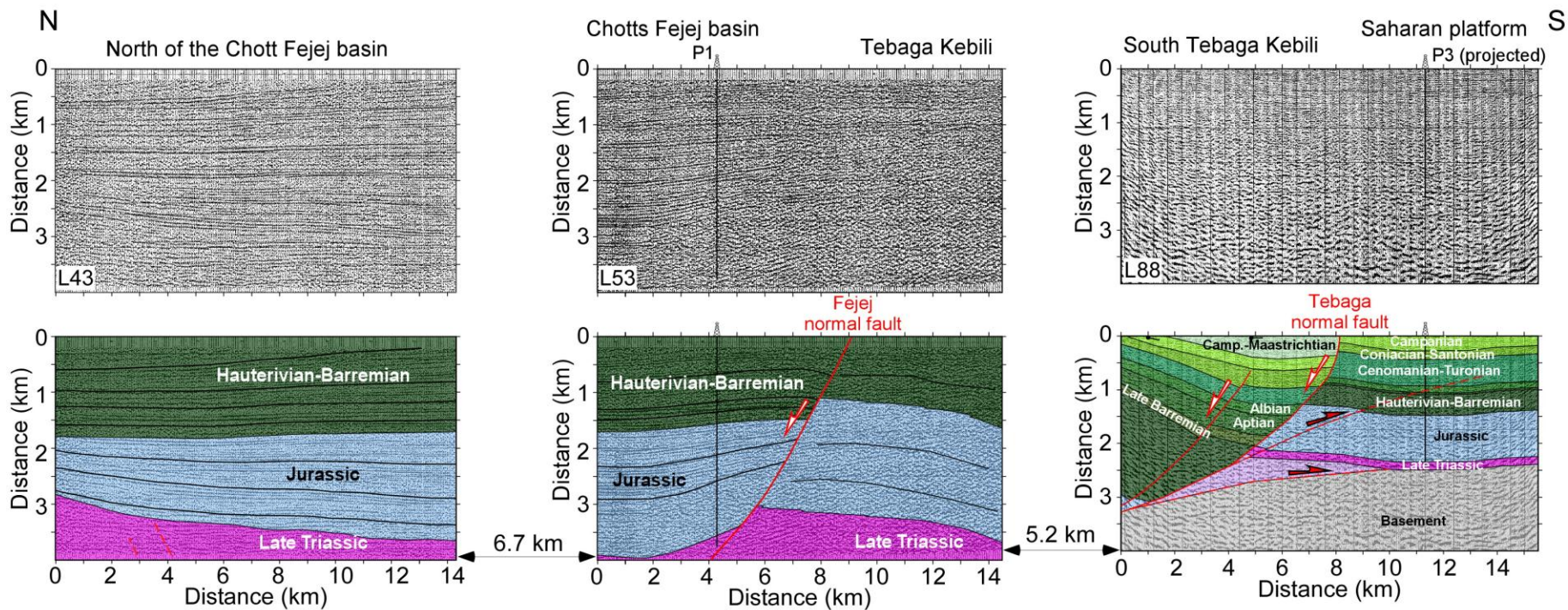


Figure. III. 12: Interpretations of the seismic profiles L43, L53, L88 across the Chotts Fejej anticline and the Saharan platform. For location, see Figures . III. 3 and 5.

Surface data were digitalized in three-dimensions using MapInfo and Vertical Mapper GIS softwares, and the 30 m ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) GDEM (Global Digital Elevation Model). The balanced cross section was constructed according to classical thrust tectonic concepts (e.g., Dahlstrom, 1969; Boyer and Elliott, 1982; Suppe, 1983; Suppe and Medwedeff, 1990; Coward, 1996; Mitra, 2002; Shaw et al., 2005) and salt tectonics concepts (Vendeville, 2005; Warren, 2006; Albertz and Beaumont, 2010). The cross section was balanced using MOVE 2013 structural modeling software (Midland Valley Inc.) on the basis of bed length and thickness conservation, and flexural-slip algorithm (Ramsay and Huber, 1987). The cross section was restored at the bottom of the Coniacian-Santonian deposits in the northern part of this study area (north of Chemsî anticline), and the top of the Early Cretaceous series in the southern part (from Jebel Beidha to Jebel Tebaga Kebili through the Chotts basin) with variable water depth. The pin line is located in the Sahara Platform. The cross section is N 157-trending which is orthogonal to the fold axes, i.e., parallel to the inferred tectonic transport direction to minimize out-of-the-plane transport. Dip data have been projected onto sections along the fold axis directions (Charlesworth et al., 1975).

5.2. Balanced and restored cross section

The deep geometry of the southern Atlas of Tunisia is not still well known (e.g., Jallouli and Mickus, 2000; Gabtni et al., 2011; Said et al., 2011b). To constrain the geometry of the basement-cover interface and the structural style in depth, we used the well P3 drilled in the Saharan Platform (Figures. III. 3 and 13), combined with available seismic reflection data (Figures. III. 11 and 12). In addition, the base of the synclines can be used to localize basement faults along the cross section (Molinari et al., 2005). The basement-cover interface is found at ~2 km-depth beneath the Saharan Platform (well P3). Although the thickness of the sedimentary series is not precisely constrained at depth, we modeled a regional basal décollement below Late Triassic-Early Jurassic series at a depth of ~5 km beneath the Sidi Mansour and Chott Fejej synclines. The base of the sedimentary pile is speculated at more than 7 km-depth beneath the Maïzili syncline and at about 5-6 km-depth beneath the Orbata anticline (Figure. III. 13a).

Northward, the construction of the Orbata-Ain Bou Smaïl unit was conducted using surface data and the paleogeographic map (Ben Ferjani et al., 1990) assuming that the thickness of the Mesozoic sedimentary pile increases northward (Ben Ferjani et al., 1990; Mejri et al., 2006; Zouaghi et al., 2009). The deep structural geometry below the Orbata-Ain Bou Smaïl thrust system can be modeled using three thrust sheets, named 1, 2 and 3 and respectively localized beneath the Orbata anticline, Aïed syncline and Ain Bou Smaïl anticline (Figure. III. 13a).

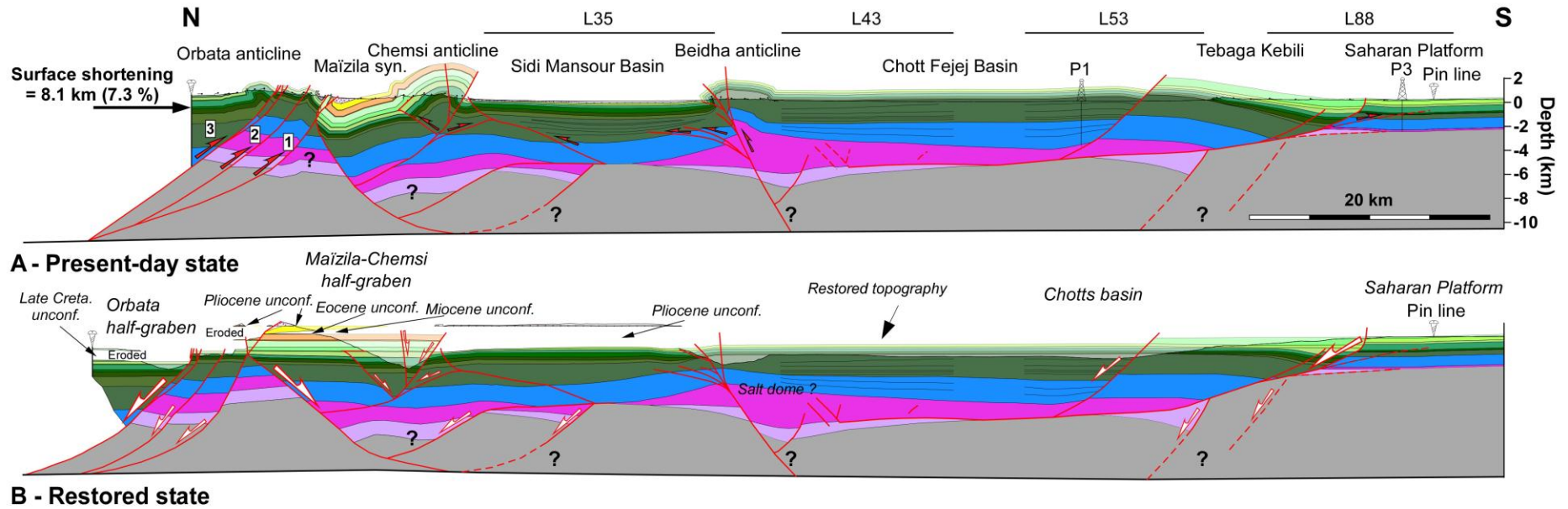


Figure. III. 13: Balanced and restored cross sections across the Orbata, Chemsí, Chotts Fejej Basin, Tebaga Kebili and Saharan Plateform. For location and legend, see Figure . III. 3.

Cross section construction shows that the Ain Bou Smaïl anticline was transported southward above upper thrust sheet 1. The Ayed syncline was transported southward above the intermediate thrust sheet 2. The Orbata anticline is transported southward above the thrust sheet 3. The restoration of the cross section shows that the Orbata thrust system consists in inherited half-grabens system with N-dipping faults allowing the northward thickness increase of the Mesozoic series (Figure. III. 13b). Field data and the restoration of the cross section suggest that the Orbata anticline results from the inversion of a major and thick Aptian-Turonian extensional basin (Figures. III. 6a and 13).

Southward, the construction of the cross section suggests that the shortening within the Maïzila-Chemsi unit can be essentially accommodated by the inversion thick-skinned faults with shallower thin-skinned thrusts (Figure. III. 13a). Our interpretation suggests that the Maïzila-Chemsi unit superimposes on a deep Permian (?) -Triassic graben. This graben probably controlled the location of subsequent Jurassic and Cretaceous extensional basins (Figures. III. 9 and 13b). Inversion of Permian (?) -Cretaceous structures were accommodated by the Maïzila syncline and the Chemsi pop-up structures. In the southernmost part of the Chemsi anticline, active shortening is accommodated by a N-verging back-thrust which connects down with the basement-sedimentary cover interface.

Southernmost of the southern Atlas of Tunisia, the balanced cross section shows that small shortening was accommodated by the Beidha anticline and by a small shortcut beneath the Saharan Platform. Our geometrical interpretation based on the seismic reflection and field data suggested that the Chotts basin was considered as a wide Mesozoic rollover limited to south by the preserved Tebaga Kebili normal fault. In our construction, we modeled that this normal faults connect down onto a subhorizontal detachment at a depth of ~4 km beneath the Chotts basin. In the hanging wall of the Tebaga Kebili fault, the increase of Jurassic and Cretaceous subsidence facilitates the northward migration of the salt beneath the Beidha anticline. The restoration of the cross section suggests that inherited normal faults controlled the emplacement of the Beidha salt pillow (Halaiem, 1999; Said et al., 2011b).

As suggested by Said et al. (2011b), we propose that the tectonic style of the southern Atlas of Tunisia is controlled by deep-seated basement faults (inherited Permian (?) to Cretaceous normal faults) and shallower décollement within the sedimentary cover (mixed thick - and thin - skinned tectonic style) together with local salt tectonics. We propose that the northward thickening of the sedimentary cover is associated with the basement normal faults inherited from the Permian (?) - Mesozoic periods representing the southern limit of major rift subbasins (Said et al. 2011b).

5.3. Shortening amount

The restoration of the balanced cross section indicates a total surface shortening amount of 8.1 km (i.e., 7.3%) across the southern Atlas of Tunisia (Figure. III. 13). This shortening amount is not distributed in the same way across the foreland: ~6 km (~5%) in the northern Metlaoui-Gafsa zone (Orbata-Chemsi-Sidi Mansour basin) and less than ~2 km (~2%) in the southern Chotts basin-Saharan platform zone.

5.4. Comparison with other structural models

Previous studies have investigated the tectonic style of the southern Atlas folds-and-thrust belt of Tunisia suggesting several structural models in the structural evolution and timing of the deformation. For example, Ben Salem et al. (2009) and Ahmadi et al. (2013) showed that the southern Tunisian foreland was dominated by a thin-skinned tectonic style with the formation of thrust-related anticlines which are connected to the Triassic décollement. However, Said et al. (2011b) proposed a mixed thick- and thin-skinned tectonics style. Although our shortening value is 50% smaller than those (15.4 km) calculated by Said et al. (2011b) for a similar cross section located closely westward, we also propose a mixed thick- and thin-skinned tectonics style. The difference in term of shortening amount is related to the dominant role of thick-skinned shortening in our structural model with vertical expulsion of the syn-rift sediments (Figure. III. 14).

6. Timing of the tectonic inversion in the southern Atlas folds-and-thrust belt of Tunisia

In the study area, field data allow us to define the unconformities and syntectonic deposits recording the tectonic inversion of the inherited structure of the southern Atlas fold-and-thrust belt of Tunisia.

North of the Orbata anticline, an unconformity of Campanian-Maastrichtian on the Campanian limestone in the Orbata anticline suggests that the inversion of the Orbata anticline started in the upper Campanian (Figure. III. 3 and 13). Late Cretaceous tectonic inversion was demonstrated by several authors in the border region of study area (Zouaghi et al., 2009). As well, in the northern limb of the Chotts range, the Cretaceous sequences are truncated by a late Maastrichtian unconformity (Hlaïem, 1999; Zouaghi et al., 2009; Said et al., 2011b) suggesting a first event of compressional in the Late Cretaceous times.

Oligocene series do not outcrop in the study area. In the northern part of the Maïzila syncline, no angular unconformity is visible on outcrop scale between the Oligocene and Eocene rocks. In contrast, westward in the Gafsa region, the geological maps elaborated by Slimane et al. (1985) and Regaya et al. (1985) show that the Oligocene deposits unconformably overlies the Late Cretaceous-Paleocene sequences (Jebel es Stah anticlines; Figure. III. 15).

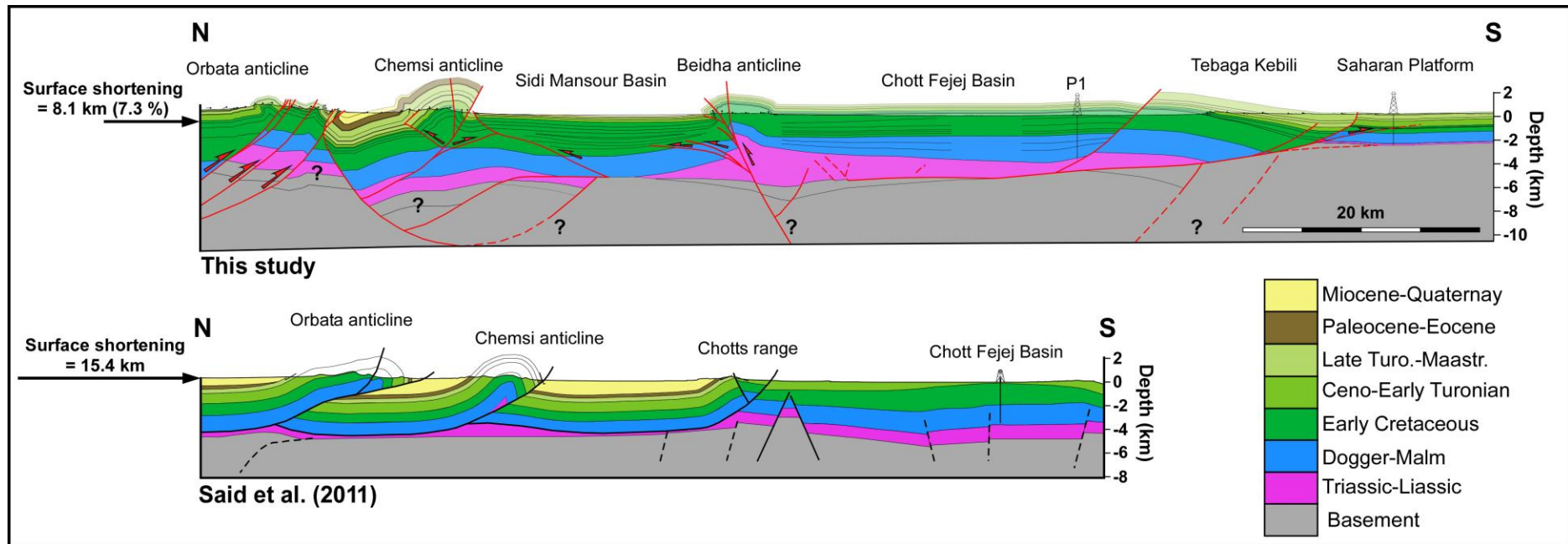


Figure. III. 14: Comparison of our structural model with balanced cross section of Said et al. (2011b).

Therefore, authors confirm that the growth of Jebel es Stah anticline occurred during a post-Paleocene and ante-Oligocene period. These later data suggest that a first tectonic Eocene compressional event was occurred in the southern Atlassic domain of Tunisia. In addition, recent study of Riley et al. (2011) also highlighted a similar unconformity in the Metlaoui region which indicates a moderate Eocene compressional event. The geological map presented in Figure. III. 15 also show that the 30° S-dipping Eocene sequences are unconformably covered by 15° S-dipping Miocene strata (southern flank of the Jebel Alima and Jebel es Stah; Figure. III. 15). For this reason, we assumed a similar unconformity in the Maizila syncline which indicates the second event of tectonic inversion. The presence of the growth strata deposits in the Aïn Bou Smaïl basin suggests compressional deformation and structural inversion since the Pliocene (Figure. III. 7). These syntectonic series are also largely developed at the front of Chemsî thrust and southward in the front of the Zemlet el Beida thrust (Figures. III. 2 and 3). The Alpine shortening is considered as a major event which is characterized by a regional mean of NW-trending main regional compression direction (Zargouni and Trémolières, 1981; Dlala, 1992; Chihi, 1992; Bouaziz et al., 2002) during the Late Miocene-Pliocene and N-trending tectonic regime during the Late Pliocene-Quaternary (Gharbi et al., in review). This tectonic inversion is still active as shown by the deformed quaternary terraces in the southern thrust front of the Chemsî anticline (Said et al., 2011a; Gharbi et al., in review).

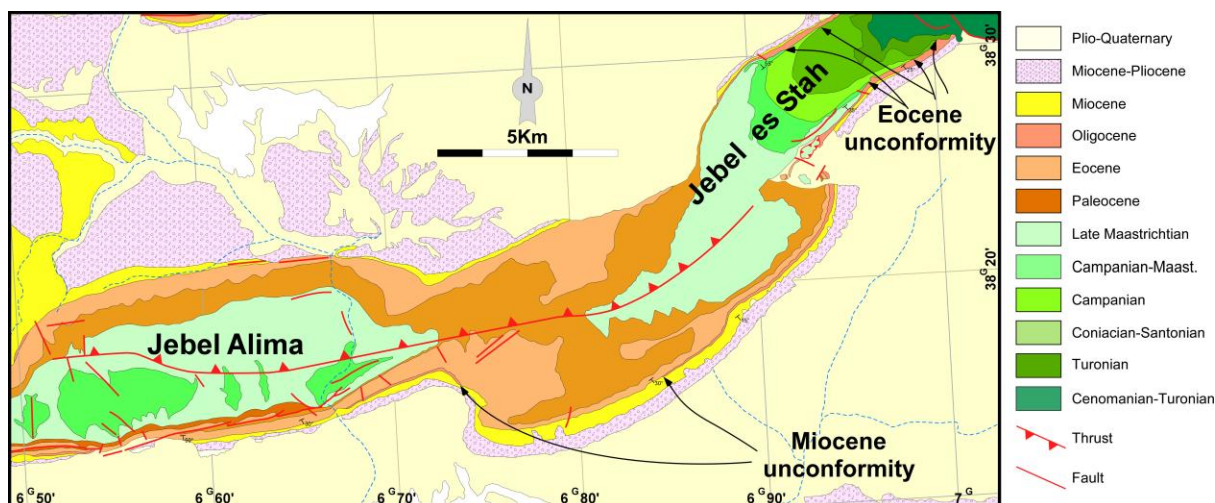


Figure. III. 15: Geological map of the Jebel Alima and Jebel Stah shows the angular unconformity between Oligocene and Late Cretaceous-Paleocene (Slimane et al., 1985 and Regaya et al., 1985, modified). For location, see Figure. III. 2.

7. Implications for the geodynamic evolution of the southern Tethyan margin

The structural analysis presented in this study allows to make a review of the main stages of geodynamic evolution of the southern Tethyan margin in Tunisia.

The Mesozoic geodynamic evolution and related depositional environment can be summarized as follows. The Late Permian-Triassic period consists in the pre-rift stage of the southern Tethyan

margin in Tunisia. Early Mesozoic rifting has created a Triassic basin dominated by salt deposits, showing thick layers of evaporites (mainly halite and gypsum), clay and dolomites of an epicontinental environment (Kamoun et al., 2001). The southwestern part of Tethys Ocean was characterized by extension, crustal thinning and subsidence. The Triassic extensional stage is characterized by NNE-trending extensional tectonic regime.

During Jurassic and Early Cretaceous times predominated an extensional tectonic context related to the opening of the Central Atlantic Ocean. This period is synchronous with the dislocation of the continental platform and a development of major synsedimentary normal fault systems producing tilted blocks basin geometry in the southern Atlassic domain of Tunisia (Guiraud et al., 2005; Gharbi et al., 2013). Jurassic-Early Cretaceous period was characterized by a remarkable persistence of extensional tectonic activity which materialized by the N-90°E to 110°E-trending normal faults contributed to the formation of a major basin (Obata anticline, Chemsî anticline and Chotts basin). These faults have controlled the sedimentation and, are associated with thickness and facies variations of the Jurassic sequences, especially during Liassic times (Bédir et al., 2001; Hlaiem, 1999; Soussi and Ben Ismail, 2000; Bouaziz et al., 2002; Patriat et al., 2003) (Figure. III. 16a). The major E-trending normal faults related to this long regional extensional event are associated with inherited NW-trending normal faults (Bouaziz et al., 1999). These syn-rift normal faults continue during the Lower Cretaceous which was accompanied by volcanic activity (Laaridhi-Ouazâa and Bédir, 2004). At the end of lower Cretaceous, Aptian-Albian period corresponds to the most extreme extension period of the south Tethyan margin in southern Tunisia (Gharbi et al., 2013; Masrouhi et al., 2013). During this period, the continued extensional tilting produced a paleogeographic differentiation between platforms in central and southern regions and associated with syntectonic conglomerates and leads to produce an unconformity at the base of the Upper Aptian series (Gharbi et al., 2013). In central Tunisian Atlas, the Aptian deposits are affected by two faults systems trending E-W and NW-SE. These extensional structures are well exposed in a deep through at the northern region, i.e., Tunisian through (Burolet, 1991) northern Tunisia, and in the northern of Algeria (Figure. III. 15b) (Vila, 1980; Herkat and Guiraud, 2006, Marmi and Guiraud, 2006; Masrouhi et al., 2013). The major part of the southern Tunisian Atlas presents an unconformity of the upper Aptian and lower Albian series (Ben Youssef and Peybernes, 1986; Soyer et Tricart, 1987; Souquet et al., 1997), which is interpreted, by several authors, as a result of compressional tectonics (Burolet, 1956; Ben Ayed, 1993; Chekhma and Rabhi, 2008), the halokinetic movements (Khessibi, 1978; Perthuisot, 1978; Bédir et al., 2001; Rigane et al., 2010; Zouaghi et al., 2011), and extensional tectonics (Bismuth et al., 1982; Boltenhagen, 1985; Martinez and Truillet, 1987; Boukadi and Zargouni, 1991; Zghal et al., 1998; Chikhaoui et al., 2010; Gharbi et al., 2013; Jaillard et al., 2013). This unconformity was also related to

the opening of the equatorial Atlantic and to the global changes eustatic during the Austrian phase (Ben Youssef and Peybernès, 1986; Lazez et al., 2008b; Bodin et al. 2010).

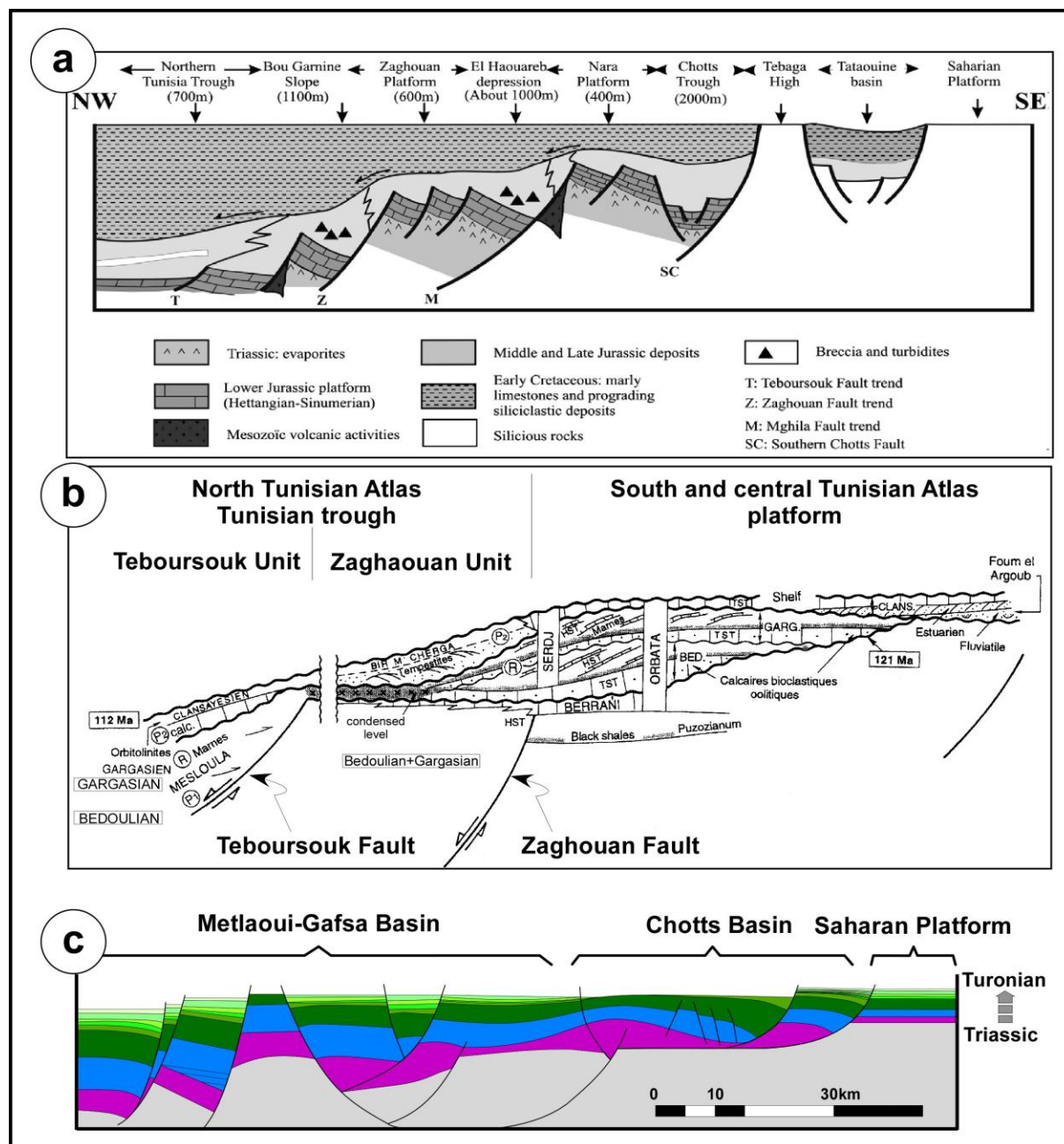


Figure. III. 16: Schematic cross sections constraining the paleogeographic Tethyan margin and a associated sedimentary facies in Tunisia: (a) during the Jurassic-Early Cretaceous (from Soussi, 2002); (b) during Aptian-Albian (slightly modified after Souquet et al., 1997); (c) from Triassic to Turonian (this study).

Upper Cretaceous period corresponds to post-rift stage with pelagic depositional environments controlled essentially by the isostatic response of different major fault systems and/or depozones (e.g., Orbata basin). The N-S correlation, established from the stratigraphic columns of southern Atlas of Tunisia (Figure. III. 4), shows a progressive northward thickening of the Cenomanian-Santonian series.

This later testifies the major role of the NW- and WNW-trending faults in variation of the thickness and facies sediments. This extension is materialized by a subtle onlap pattern and facies change along the study area, and by reefal carbonates on horst structures in Zemlet el Beidha (Figure. III. 2; Louhaich and Tlig, 1991; Gharbi et al., 2013). During the Cenomanian-Turonian, the southern Atlassic domain of Tunisia was characterized by an important transgression (Soua et al., 2009). The variations in Cenomanian facies distributions along the northern Chotts range show that this region is considered as uplift like the Zemlet el Beidha and the Beidha anticlines. The thick variation and the facies of Coniacian-Santonian are associated with slymping structures at the westward of the Beidha anticline in the Jebel Hachichina (Figure. III. 3). Although the Coniacian-Santonian extensional faulting is recognized in the southern Tunisian Atlassic domain, in Algeria and Morocco, the Coniacian-Santonian is characterized by the first period of tectonic inversion (Marmi and Guiraud, 2006; Herkat and Guiraud, 2006; Frizon de Lamotte et al., 2009). In the aforementioned study areas, we propose that fault reactivation occurred during Late Campanian to Paleocene. A subsiding deep-marine basin has been developed in the Aurès (Herkat and Guiraud, 2006) that allows the deposition of black deep-marine shales in the Tunisian Atlas, which is one of the most important hydrocarbon-source rocks of the Atlas system (Bédir et al., 2001; Zouaghi et al., 2005; Frizon de Lamotte et al., 2009).

The tectonic inversion of the southern Atlas foreland of Tunisia evolution can be correlated with the onset of the Africa-Eurasia convergence (Guiraud and Bosworth, 1997; Zouaghi et al., 2005; Frizon de Lamotte et al., 2009; Billi et al., 2011; Roure et al., 2012). The reactivation of the basement normal faults (Permian to Santonian rifting) occurred during successive Late Cretaceous-Cenozoic compressions. This Paleozoic/Mesozoic inheritance controlled the structural architecture of the southern Atlas foreland of Tunisia. In the southern Tethyan margin, the new data exposed above support the inversion, possibly started as soon as the Late Campanian. Continuous inversion of the margin occurred during three successive Cenozoic tectonic events, i.e., Late Eocene, Miocene and Plio-Quaternary events (Buroillet, 1956; Perthuisot, 1978; Zargouni, 1985; Turki et al., 1988; Ayed, 1993; Zouaghi, 2011; Melki, 2011). The first one corresponding to the "Atlassic" event is a moderate event. Our results give evidence supporting the existence of widespread the compressional Eocene event displayed by recent publications in the surrounding areas (Khomsni et al., 2006 and 2009; Masrouhi et al., 2007 and 2008; Riley et al., 2011; Melki et al., 2011). Thus, the tectonic calendar that we propose is, however, similar to that of Morocco (Beauchamp et al., 1999; Benaouali et al., 2006) as well as in the eastern Algeria (Laffite, 1939; Vially et al., 1994; Bracène and Frizon de lamotte, 2002; Frizon de lamotte et al., 2002 and 2009; Guiraud et al., 2005; Missenard et al., 2007). The second called the Alpine event is responsible for the main growth of the thrust Atlassic range (Zargouni et al., 1985; Zargouni and Abbes, 1987; Zouari et al., 1990) and the emplacement of the

North Tunisian thrust nappes (Rouvier, 1985; Riahi et al., 2010). The third tectonic event is characterized by growth-strata development within Pliocene-Quaternary deposits. Present-day deformations are attested by seismic activity (Ben Ayed, 1993; Vogt, 1993; Saïd et al., 2011a; Belguith et al., 2011). This active deformation is accommodated by ENE- to E- trending reverse faults and ESE- to SE- trending dextral strike-slip faults (Chihi, 1992; Dlala and Hfaiedh, 1993; Zargouni et al., 1985; Saïd et al., 2011a; Gharbi et., al in review).

8. Conclusions

New structural data, detailed geologic mapping, sedimentologic and new interpretation of geophysical data together with the construction of a regional ~118 km-long balanced and restored cross sections allow us to constrain the structural architecture and timing of the deformation of the southern Atlas foreland of Tunisia. The main conclusions are as follows:

1. The southern foreland fold-thrust belt of Tunisia underlines the predominant role of inherited extensional structures (half-graben, rollover anticline and salt structure) acquired during the long evolution of the southern Tethyan margin (from Late Permian to Santonian).

2. The structural architecture of the foreland is governed by a thick-skinned tectonics style (with deep-seated basement faults) with secondary shallower thin-skinned tectonics style within the sedimentary cover together with local salt tectonics.

3. At a regional scale, the southern Atlas of Tunisia recorded the surface shortening of the order of ~8.1 km (~7.3%). The main part of this shortening was accommodated by the internal thrust systems of Orbata and Chemsî.

4. The inversion of the Tunisian South Atlas foreland started in the Late Cretaceous (probably in Late Campanian for the Orbata structure). Continuous inversion of the margin occurred during three successive Cenozoic tectonic events (Late Eocene, Miocene and Plio-Quaternary) and is still active.

Acknowledgements

This work benefited financial support from the Ministry of Higher Education and Research (Tunisia, especially the University of Gabes) and a Foreign Affair Ministry (Ministère des Affaires Etrangères) grant through French Embassy in Tunisia. We are indebted to Imen Annabi (Responsible charge of academic mobility SCAC / IFC in Tunis) and the staff of the SCAC of the French Embassy in Tunisia, for their support. Mohamed Gharbi thanks the Aix-Marseille University, through the OT-Med Program for founding this work. Field has benefited from financial support under UPCAM RFQ's International actions. SPOT images were provided thanks to the ISIS program (CNES, distribution SPOT images S.A.). Midland Valley is acknowledged for providing academic license of "2DMove" for

structural modeling. We acknowledge the ETAP (Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières) particularly Abdelhak Amri and Youssef Bouazizi are thanked for providing access to the seismic lines.

References

- Abdallah, H., Memmi L., Damotte, R., Rat, P., Magniez, Jannin F., 1995. Le Crétacé supérieur de la chaîne Nord des Chotts (Tunisie du centre-sud): Biostratigraphie et comparaison avec les régions voisines. *Cretaceous Res.* 16, 487–538.
- Addoum, B., 1995. L'Atlas Saharien Sud-oriental : Cinématique des plis-chevauchements et reconstitution du bassin du Sud-Est Constantinois (confins algéro-tunisiens). Thèse Doc. ès-Sci. Univ. Paris XI Orsay.
- Ahmadi, R., Mercier, E., Ouali, J., 2013. Growth-strata geometry in fault-propagation folds: a case study from the Gafsa basin, southern Tunisian Atlas. *Swiss J Geosci*, 106, 91–107. DOI 10.1007/s00015-013-0122-z.
- Ahmadi, R., Ouali, J., Mercier, E., L. Mansy, J., Van - Vliet Lanoe, B., Launeau, P., Rekhiss, F., Rafini, S., 2006. The geomorphologic responses to hinge migration in the fault-related folds in the southern Tunisian Atlas, *J. Struct. Geol.*, 28(4), 721 – 728, doi:10.1016/j.jsg.2006.01.004.
- Albertz, M., and Beaumont, C., 2010. 1. An investigation of salt tectonic structural styles in the Scotian Basin, offshore Atlantic Canada: 2. Comparison of observations with geometrically complex numerical models; *Tectonics*, 29, 1–16. doi:10.1029/2009TC002540.
- Aliev, M., Aït Laoussine, N., Avrov, V., Aleksine, G., Barouline, G., Lakovlev, B., Korj, M., Kouvykine, J., Makarov, V., Mazanov, V., Medvedev, E., Mkrtchiane, O., Moustafinov, R., Oriev, L., Oroudjeva, D., Oulmi, M., and Saïd, A., 1971. Geological structures and estimation of oil and gas in the Sahara in Algeria: Spain, Altamira-Rotopress, S.A., 265.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R.W., Barazangi, M., Demnati, A., El, Alji M., Dahmani, M., 1999. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18, 163–184.
- Bédir, M., Boukadi, N., Tlig, S., Ben Timzal, F., Zitouni, L., Alouani, R., Slimane, F., Bobier, C., Zargouni, F., 2001. Subsurface Mesozoic Basins in the Central Atlas of Tunisia, tectonics, sequence deposit distribution and hydrocarbon potential. *A. A. P. G. Bulletin* 85, 885–907.
- Belguith, Y., Geoffroy, L., Rigane, A., Gourmelen, C., Ben Dhia, H., 2011. Neogene extensional deformation and related stress regimes in central Tunisia. *Tectonophysics* 509, 198–207.

- Ben Ayed, N., 1993. Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel, *Ann. Mines Geol.*, Editions du Service géologique de Tunisie, no 32, 286 p.
- Ben Ferjani, A., Burollet, P., Mejri, F., 1990. *Petroleum Geology of Tunisia*. Entreprise Tunisienne d'activités pétrolières, 194 p.
- Ben Ismail M. H., 1982. Le Trias et le Jurassique inférieur de l'Extrême sud Tunisien: Etude de sondages profonds de terrain et synthèse paléogéographique Thèse Dr. 3ème cycle, Paris VI.
- Ben Salem, M.S., Ghanmi, M., Zargouni, F., 2010. Genesis of folds in external zones: application of fault propagation fold model. Gafsa Basin example (southern central Tunisia). *Arab J Geosci* 4: 229–237.
- Ben Youssef, M., Biely, A., Memmi, L., 1985. La Formation Orbata (Aptien) en Tunisie méridionale. *Précisions biostratigraphiques nouvelles*, 105–120.
- Ben Youssef, M., Peybernes, B., 1986. Données micropaléontologiques et biostratigraphiques nouvelles sur le Crétacé inférieur marin du sud tunisien. *J. Afr. Earth Sci.* 5, 217–231.
- Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracene, R., Faure, J.L., Sassi, W., Roure, F., 2006. Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: early foreland folding and subduction-related deformation. *C.R. Geosci.* 338, 115–125.
- Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., Serpelloni, E., 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia–Eurasia convergent 2 boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 182, 279–303.
- Bismuth, H., Boltenhagen, C., Donze, P., Le Fevre, J., Saint-Marc, P., 1982. Etude sédimentologique et biostratigraphique du Crétacé moyen et supérieur du Djebel Semmama (Tunisie du centre Nord). *Cretac. Res.* 3 (1 and 2), 171–185.
- Boccaletti, M., Cello G. & Tortorici, L., 1987. Transtensional tectonics in the Sicily Channel, *J. Struct. Geol.*, 9, 869-876.
- Bodin, S., Petitpierre, L., Wood, J., Elkanouni, I., Redfern, J., 2010. Timing of early to mid-cretaceous tectonic phases along North Africa: new insights from the Jeffara escarpment (Libya-Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 46, 346–370.
- Boltenhagen, C., 1985. Paléogéographie du crétacé moyen de la Tunisie centrale. 1er congr. Nat. Sci. Terre (Tunis 1981), pp. 97–114.
- Boote, D.R.D., Clark-Lowes, D.D., and Traut, M.W., 1998. Palaeozoic petroleum systems of 898 North Africa, in Macgregor, D.S., Moody R.T.J., and Clark-Lowes, D.D., Ed. *Petroleum geology of North Africa*: Geological Society, London, Special Publication. 132, 7–68.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Angelier, J., Turki, M.M., 1994. Paleostress in the Southern Tunisian platform. In: Roure, F. (Ed.), *Peri-Tethyan Platforms*. Technip Editions, France, pp. 179–196.

- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M.M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357, 227–253.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Turki, M.M., Tricart, P., 1999. La tectonique permomésozoïque (anté-Vraconien) dans la marge sud téthysienne en Tunisie méridionale. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170 (1), 45–56.
- Boukadi, N., 1994. Structuration de l'Atlas de Tunisie: Signification géométrique et cinématique des nœuds et des zones d'interférences structurales au contact de grands couloirs tectoniques. Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis II, Tunisia, 155 pp.
- Boukadi, N., Zargouni, F., 1991. Sur l'interférence des directions structurales dans l'Atlas de Tunisie: l'exemple du "noeud tectonique" des Jebels Mrhila-Labeid. *C.R. Acad. Paris*, 312, 529–534.
- Boyer, S. E., 1992. Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belts, in *Thrust Tectonics*, edited by K. R. McClay, pp. 377–390, Chapman and Hall, London, doi:10.1007/978-94-011-3066-0_34.
- Bracène, R., Frizon de Lamotte, D., 2002. Origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: From Jurassic rifting to Cenozoic - Quaternary inversion, *Tectonophysics*, 357, 207 – 226, doi:10.1016/S0040-1951(02)00369-4.
- Burollet, P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Annales des Mines et de la Géologie (Tunisie)*, vol. 18, 350 p.
- Burollet, P.F., 1991. Structures and tectonics of Tunisia. *Tectonophysics* 195, 359-369.
- Burollet, P.F., Byramjee, R. S., 1974. Réflexions sur la tectonique globale. Exemples africains et méditerranéens. *Cie Fr Pétr Notes Mém* 11:71–120.
- Busson, G., 1972. Le Mésozoïque saharien. 2ème partie: Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens: 2 tomes, éd. C.N.R.S. Géol. N°. 11. Paris.
- Butler, R. W. H., Tavarnelli, E., Grasso, M., 2006. Structural inheritance in mountain belts: An Alpine-Apennine perspective, *J. Struct. Geol.*, 28, 1893–1908, doi:10.1016/j.jsg.2006.09.006.
- Caire, A., 1977. Interprétation tectonique unitaire de l'Atlas tunisien à fossés. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences V* 284, 349–352.
- Castany, G., 1951. Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental, *Annales des Mines et de la Géologie, Tunis*, 8, 632
- Castany, G., 1954. L'accident sud tunisien, son âge et ses relations avec l'accident sud atlasique d'Algérie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 238 (8), 916–918.

- Chaabani, F., Razgallah, S., 2006. Aptian Sedimentation: An Example of Interaction between Tectonics and Eustatics in Central Tunisia. Geological Society, London, Special Publications, 262, pp. 55–74.
- Charlesworth, H.A.K., Langenberg C.W., and Ramsden J., 1975. Determining axes, axial planes, and sections of macroscopic folds using computer - based methods, Canadian Journal of Earth Sciences, 13, 54 – 65.
- Chekhma, H., Rabhi, M., 2008. Compressive palaeostress in the Mesozoic cover of the Tunisian atlas in relation with Africa-Europe moving together. C.R. Geosci. 340(6), 414–419.
- Chihaoui, A., Jaillard, E., Latil, J.-L., Susperregui, A.-S., Touir, J., Ouali, J., 2010. Stratigraphy of the Hameima and Lower Fahdene formations in the Tajerouine area (Northern Tunisia). Journal of African Earth Sciences, 58, 387–399.
- Chihi, L., 1992. Seismotectonic study in Central and Southern Tunisia. Tectonophysics 209 (1-4), 175-178.
- Chihi, L., 1992. Seismotectonic study in Central and Southern Tunisia. Tectonophysics 209 (1-4), 175-178.
- Coward, M. P., 1996. Balancing sections through inverted basins, Geol. Soc. Spec. Pub., 99, 51–77.
- Dahlstrom, C. D. A., 1969. Balanced cross sections, Can. J. Earth Sci., 6, 743–757, doi:10.1139/e69-069.
- DeCelles, P.G., Giles, K.N., 1996. Foreland basin systems. Basin Res. 8, 105–123. Doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x.
- Dlala, M., 1992. Seismotectonic study in Northern Tunisia. Tectonophysics 209 (1–4), 171–174.
- Dlala, M., Hfaiedh, M., 1993. Le séisme du 7 novembre 1989 à Metlaoui (Tunisie méridionale): une tectonique active en compression. C. R. Acad. Sci. Paris Série II 317 (10), 1297–1302.
- Espurt, N., Hippolyte, J. C., Saillard, M., Bellier, O., 2012., Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire System, Provence, France. Tectonics, 31, (XX). DOI: 10.1029/2011TC002988.
- Fakraoui, M., 1990. Etude stratigraphique et structurale des chaînes de Chotts : Evolution géométrique et cinématique liée à l'accident Sud-Atlasique. Thèse 3ième cycle.
- Fakraoui, M., Rabiaa, C., Abbès, C., Zargouni, F., Bensalem, H., 1991. Carte géologique de Bir Rakeb, au 1/100.000, feuille n°73. Service Géologique Nationale d'Office Nationale de Mines, Tunisie.
- Faure, P., Peybernes, B., 1986. Biozonation par Ammonites et essai de corrélation des séries réduites liasiques de la "Dorsale Tunisienne". Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 22, 4149.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C., Ringenbach, J.-C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial

- geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30, TC3002, doi: org/10.1029/2010TC002691.
- Frizon de Lamotte, D., Tavakoli-Shirazi, S., Leturmy, P., Averbuch, O., Mouchot, N., Raulin, C., Leparmentier, F., Blanpied, C., Ringenbach, J.-C., 2013. Evidence for Late Devonian vertical movements and extensional deformation in northern Africa and Arabia: Integration in the geodynamics of the Devonian world. *Tectonics*, n/a–n/a.
- Frizon-de-Lamotte, D., Saint-Bezar, B., Bracene, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740–761.
- Gabtni, H., Jallouli, C., Mickus, K.L., Zouari, H., Turki, M.M., 2005. Geophysical constraints on location and nature of North Saharian Flexure in southern Tunisia. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 2051–2069.
- Gabtni, H., Jallouli, C., Mickus, K.L., Bédir, M., 2011. Geodynamics of the Southern Tethyan Margin in Tunisia and Maghreb domain: new constraints from integrated geophysical study. *Arab J Geosci*, 6, 271–286.
- Ghanmi, M., Potfaj, M., 1991. Données stratigraphiques sur la chaîne de Tebaga de Kébili Jebel Aziza (Tunisie méridionale) : conséquences paléogéographiques et tectoniques, *Notes Serv. Geol. Tunis*. 58, 21–28.
- Ghanmi, M., Potfaj, M., Mahjoub, K., 1988. Carte géologique de Bir Rakeb, au 1/100.000, feuille n°82. Service Géologique Nationale d'Office Nationale de Mines, Tunisie.
- Gharbi, M., Bellier, O., Masrouhi, A., Espurt, N., (in review). Recent spatial and temporal changes in the stress regime along the southern Tunisian Atlas front and the Gulf of Gabes: New insights from fault kinematics analysis and seismic profiles. *Tectonophysics*. TECTO8950 in review.
- Gharbi, M., Masrouhi, A., Espurt, N., Bellier, O., Amari, E. A., Ben Youssef, M., Ghanmi, M., 2013. New tectono-sedimentary evidences for Aptian to Santonian extension of the Cretaceous rifting in the Northern Chotts range (Southern Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 79, P58-73. doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.09.017.
- Guiraud, R., 1998. Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: an overview. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society, London, Special Publication, 133, pp. 217–229.
- Guiraud, R., Bosworth, W., 1999. Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. *Tectonophysics* 315, 73–108.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 83-143.
- Guiraud, R., Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics* 213, 153–168.

- Hain, M. P., Strecker, M. R., Bookhagen, B., Alonso, R. N., Pingel, H., Schmitt, A. K., 2011. Neogene to Quaternary broken-foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S), *Tectonics*, 30, TC2006, doi:10.1029/2010TC002703.
- Haller, P., 1983. Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. Thèse 3ème Cycle Univ. Franche Comté, no. 421, France, 162 pp.
- Herkat, M., Guiraud, R., 2006. The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the Eastern Atlasic Domain (Algeria). *J. Afr. Earth Sci.* 46, 346–370.
- Hilley, G. E., Blisniuk, P. M., Strecker, M. R., 2005. Mechanics and erosion of basement-cored uplift provinces, *J. Geophys. Res.*, 110, B12409, doi:10.1029/2005JB003704.
- Hlaïem, A., 1999. Halokinesis and structural evolution of the major features in eastern and southern Tunisian Atlas. *Tectonophysics* 306, 79–95.
- Huyghe, P., Mugnier, J.L. 1992. Short-cut geometry during structural inversion: competition between faulting and reactivation. *Bull. Soc. Géol. France*, 163, pp. 691–700.
- Jaillard, E., Dumont, T., Ouali, J., Bouillin, J-P, Chihaoui, A., Latil, J-L., Arnaud, H., Arnaud-Vanneau, A., Zghal, I., 2013. The Albian tectonic “crisis” in Central Tunisia: Nature and chronology of the deformations. *Journal of African Earth Sciences*, 85, 75–86.
- Jallouli, C., Mickus, K., 2000. Regional gravity analysis of the crustal structure of Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 30, 63–78.
- Kamoun, F., Peybernès, B., Cizak, S., Calzada, S., 2001. Triassic palaeogeography of Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172, 223-242.
- Khéssibi, M., 1978. Etudes géologiques du secteur de Maknassy-Mezzouna et du Djebel Kebar (Tunisie centrale). Unpublished thesis, Doctorat 3ème cycle, Université Claude Bernard-Lyon I (France), 175 p.
- Khomsî, S., Bédîr, M., Soussi, M., Ben Jemia, M.G., Ben Ismail-Lattrache, K., 2006b. Mise en évidence en subsurface d'événements compressifs Eocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel): Généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord. *C. R. Géosci.* 338 (1-2), 41–49.
- Khomsî, S., Ben Jemia, M.G., Frizon de Lamotte, D., Maherssi, C., Echihi, O., Mezni, R., 2009. An overview of the Late Cretaceous-Eocene positive inversions and Oligo-Miocene subsidence events in the foreland of the Tunisian Atlas: structural style and implications for the tectonic agenda of the Maghrebian Atlas system. *Tectonophysics* 475, 38–58.
- Laaridhi-Ouazaa, N., 1994. Etude minéralogique et géochimique des épisodes magmatiques mésozoïques et miocènes de la Tunisie. Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis II, Tunisia, 466 pp.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees), *Tectonics*, 21(4), 1030, doi:10.1029/2001TC901018.

- Laffitte, R., 1939. Etude géologique de l'Aurès, vol. 1&2. Public. Serv. Carte Geol. Alger, Nouv. Ser., vol. 46. 281 p.
- Laridhi-Ouazaa, N., Bédir, M., 2004. Les migrations tectono-magmatiques du Trias au Miocène sur la marge orientale de la Tunisie. *Afr. Geosci. Rev.* II(3), 179–196.
- Laville, E., Pique, A., Amrhar, M., Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic rifting (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 38, 145-153.
- Lazzez, M., Zouaghi, T., Ben Youssef, M., 2008b. Austrian phase on the northern African margin inferred from sequence stratigraphy and sedimentary records in southern Tunisia (Chotts and Djefara areas). *C.R. Geosci.* 340(8), 543–555.
- Louhaïchi, M.A., Tlig, S., 1993. Tectonique synsédimentaire des séries post-Barrémiennes au Nord-Est de la chaîne Nord des Chotts (Tunisie méridionale). *Géologie Méditerranéenne* XX(1), 53–74.
- Macedo, J., Marshak, S., 1999. The geometry of fold-thrust belt salients, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 1808-1822, doi:10.1130/0016-7606 (1999)111<1808:COTGOF>2.3.CO;2.
- Mannaï - Tayech, B., 2009. The lithostratigraphy of Miocene series from Tunisia revisited, *J. Afr. Earth Sci.*, 54, 53 – 61, doi:10.1016/j.jafrearsci.2009.02.003.
- Marie, J., Trouve, P., Desforges, G., Dufaure, P., 1984. Nouveaux éléments de paléogéographie du Crétacé de Tunisie. *Notes Mém. Comp. Franc. Pétrol.*, 19.
- Marmi, R., Guiraud, R., 2006. End Cretaceous to recent polyphased compressive tectonics along the “Mole Constantinois” and foreland (NE Algeria). *J. Afr. Earth Sci.* 45, 123–136.
- Marshak, S., and M. S. Wilkerson (1992), Effect of overburden thickness on thrust belt geometry and development, *Tectonics*, 11, 560-566, doi:10.1029/92TC00175.
- Martinez, C., Chikhaoui, M., Truillet, R., Ouali, J., Creuzot, G., 1991. Le contexte géodynamique de la distension albo-aptienne en Tunisie septentrionale et centrale: Structuration éo-crétacée de l'Atlas Tunisien. *Eclogae geol. Helv.* 84/1.
- Masrouhi, A., Bellier, O., Koyi, H., Vila, J. M., Ghanmi, M., 2013. The evolution of Lansarine-Baouala salt canopy in North African Cretaceous passive margin in Tunisia. *Geol. Mag.*: 1–27. doi:10.1017/S0016756812000763.
- Masrouhi, A., Ghanmi, M., Ben Slama, M.-M., Ben Youssef, M., Vila, J.-M., Zargouni, F., 2008. New tectono-sedimentary evidence constraining the timing of the positive tectonic inversion and the Eocene Atlasic phase in northern Tunisia: Implication for the North African paleo-margin evolution. *C.R. Geosci.* 340, 771–778.
- Masrouhi, A., Koyi, H., 2012. Submarine “salt glacier” kinematics of Northern Tunisia, a case of Triassic salt mobility in North African Cretaceous passive margin. In: Alsop, G.I., Archer, S.G., Hartley, A., Grant, N.T., Hodgkinson, R. (Eds.), *J. Geol. R. Salt Tectonics, Sediments and*

- Prospectivity. Geological Society, London, Special Publications, 363, pp. 579-593. [dx.doi.org/10.1144/SP363.29](https://doi.org/10.1144/SP363.29).
- Mattauer, M., Tapponnier, R., Proust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales: l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7 (XIX, 3), 521–526.
- McClay, K. R., and Buchanan, P. G., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins, in *Thrust Tectonics*, pp. 93–104, Chapman and Hall, London.
- McClay, K.R., 1989. Analogue models of inversion tectonics. In: Cooper, M.A., Williams, G.D. (Eds.), *Inversion tectonics*, 44. Geological Society of London, Special Publication, pp. 41–62.
- Mejri, F., Buroillet, P.F., Ben Ferjani, A., 2006. Petroleum geology of Tunisia, A renewed Synthesis. *Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières*. 230 pp.
- Melki, F., Zouaghi, T., Harrab, S., Casas Sainz, A., Bédir, M., Zargouni, F., 2011. Structuring and evolution of Neogene transcurrent basins in the Tellian foreland domain, north-eastern Tunisia. *Journal of Geodynamics* 52, 57–69.
- Mercier, E., Outtani, F., Frizon De Lamotte, D., 1997. Late-stage evolution of fault-propagation folds: principles and example. *J Struct Geol*, 19, 185–193.
- Missenard, Y., Taki, Z., Frizon de Lamotte, D., Benammi, M., Hafid, M., Leturmy, P., Sebrier, M., 2007. Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): the role of heritage and mechanical stratigraphy. *J Afr. Earth Sci.* 48, 247–266.
- Mitra, M., 2002. Fold-accommodation faults, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 86, 671–693.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J.-C., Frizon de Lamotte, D., Eshraghi, S. A., 2005. The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics, *Tectonics*, 24, TC3007, doi:10.1029/2004TC001633.
- Mora, A., M. Parra, Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C., Rodriguez, F., 2006. Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the eastern cordillera of Colombia, *Tectonics*, 25, TC2010, doi:10.1029/2005TC001854.
- M'Rabet, A., 1987. Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonate des séries du Crétacé Inferieur de Tunisie Centrale. *An. Mines et Geol (Office Nat. Mines(Tunisie))*, 30, 412pp.
- Outtani, F., Addoum, B., Mercier, E., de Frizon Lamotte, D., Andrieux, J., 1995. Geometry and kinematics of the south Atlas front, Algeria and Tunisia. *Tectonophysics*, 249, 233–248.
- Patriat, M., Ellouz, N., Dey, Z., Gaulier, J.M., Ben, Kilani H., 2003. The Hammamet, Gabes and Chotts basins (Tunisia) a review of the subsidence history. *Sediment. Geol.* 156, 241–262.
- Perthuisot, V., 1978. Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques de Tunisie septentrionale. *Trav. Lab. Géol., Presses de l'Ecole Normale Supérieure*, 12, 312 p. Paris.

- Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., Ait Ouali, R., 2002. The Mesozoic–Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. *Geodin. Acta* 15, 185–208.
- Ramsay, J. G., Huber, M., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, vol. 2, Folds and Fractures, Academic, London.
- Regaya, K., Laatar, S., Chaouachi, A., Zargouni, F., 1985. Carte géologique de Métlaoui, au 1/100.000, feuille n°65. Service Géologique Nationale d'Office Nationale de Mines, Tunisie.
- Riahi, S., Soussi, M., Kamel, B., Kmar, B.I.L., Stow, D., Sami, K., Mourad, B., 2010. Stratigraphy, sedimentology and structure of the Numidian Flysch thrust belt in northern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences* 57, 109–126.
- Rigane, A., Feki, M., Gourmelen, C., Montacer, M., 2010. The “Aptian Crisis” of the South-Tethyan margin: new tectonic data in Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.* 57, 360–366.
- Riley, P., Gordon, C., Simo, J. A., Tikoff, B., Soussi, M., 2011. Structure of the Alima and associated anticlines in the foreland basin of the southern Atlas Mountains, Tunisia. *Lithosphere* 3(1), 76–91.
- Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, Vol. 31, TC3006, doi:10.1029/2011TC002989.
- Roure, F., Colletta B., 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps, in *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*, Mem. du Mus. Natl. Hist. Nat., vol. 170, edited by P. A. Ziegler, pp. 173–209, Mus. Natl. Hist. Nat., Paris.
- Rouvier, H., 1985. Géologie de l'extrême-nord tunisien. Tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord maghrébine. *Annales des Mines et de la Géologie de Tunisie* 29, 427.
- Said, A., Baby, P., Dominique, C., Ouali, J., 2011b. Structure, paleogeographic inheritance, and deformation history of the southern Atlas foreland fold and thrust belt of Tunisia. *Tectonics*, Vol. 30, TC6004, doi:10.1029/2011TC002862.
- Said, A., Dominique, C., Baby, P., Ouali, J., 2011a. Active oblique ramp faulting in the Southern Tunisian Atlas, *Tectonophysics*, 499, 178–189.
- Shaw, J., Connors, C., Suppe, J., 2005. Seismic interpretation of contractional fault-related folds, AAPG seismic atlas, *Stud. Geol. Tulsa Okla.*, 53, 1–156.
- Slimane, F., Rabia, C., Zarai, N., Ben Youssef, M., Zargouni, F., 1985. Carte géologique de Gafsa, au 1/100.000, feuille n°64. Service Géologique Nationale d'Office Nationale de Mines, Tunisie.
- Soua, M., Echihi, O., Herkat, M., Zaghib-Turki, D., Smaoui, J., Jemia, H. F. B., Belghaji, H., 2009. Structural context of the paleogeography of the Cenomanian-Turonian anoxic event in the eastern Atlas basins of the Maghreb. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(12), 1029–1037.

- Souquet, P., Peybernès, B., Saadi, J., BenYoussef, M., Ghanmi, M., Zarbout, M., Chikhaoui, M., Kamoun, F., 1997. Séquences et cycles d'ordre 2 en régime extensif et transtensif: exemple du Crétacé inférieur de l'Atlas tunisien. *Bull. Soc. Geol. France* 168, 373–386.
- Soussi, M., Ben Ismaïl, H., 2000. Platform collapse and pelagic seamount facies: Jurassic development of Central Tunisia. *Sediment. Geol.* 133, 93–113.
- Soyer, C., Tricart, P., 1987. La crise aptienne en Tunisie centrale, approche paléostratigraphique aux confins de l'Atlas et de l'Axe Nord-Sud. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II*, 301–305.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault - bend folding, *Am. J. Sci.*, 283, 684 - 721, doi:10.2475/ajs.283.7.684.
- Suppe, J., Medwedeff, D. A., 1990. Geometry and kinematics of fault propagation folding, *Eclogae Geol. Helv.*, 83(3), 409–454.
- Swezey, C.S., 1996. Structural controls on Quaternary depocentres within the Chotts Trough region of southern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences* 22, 335–347.
- Teixell, A., Arboleya, M. L., Julivert, M., Charroud, M., 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco), *Tectonics*, 22(5), 1051, doi:10.1029/2002TC001460.
- Tlig, S., Erraioui, L., Aissa, L. B., Alouani, R., Tagorti, M. A., 1991. Tectogenèses alpine et atlasique, deux événements distincts dans l'histoire géologique de la Tunisie. Corrélation aux événements clés en Méditerranée, *C. R. Acad. Sci., Ser. II*, 312, 295–301.
- Turki, M. M., Delteil, J., Truillet, R., Yaich, C., 1988. Les inversions tectoniques de la Tunisie centro-septentrionale. *Bull. Soc. Géol. France*, IV, 3, 399–406.
- Vendeville, B., 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I-Mechanics and kinematics, *AAPG B89*, 1071–1079.
- Vially, R., Letouzey, J., Bernard, F., Haddadi, N., Desforges, G., Askri, H., Boudjema, A., 1994. Basin inversion along the northern African margin: the Saharan Atlas (Algeria). In: Roure, F. (Ed.), *Peri-Tethyan Platforms*. Edition Technip, Paris, pp. 79–118.
- Vila, J. M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Doc. Etat Sci., Univ. Pierre-et-Marie-CURIE (Paris-VI), 3 t., 665 p., inéd., Paris.
- Vogt, J., 1993. Further research on the historical seismicity of Tunisia. *Terra Nova*, 5,4, 75–476.
- Warren, J.K., 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, Berlin. 1036 p.
- Zargouni, F., Termolières J.C., 1981. Déformations tectoniques postérieures au dépôt de la série du Segui (Plio-Villafranchien) dans l'Atlas méridional tunisien. *Actes 1er Cong. Nation. Sci. Terre, Tunis*.

- Zargouni, F., 1984. Style et chronologie des déformations des structures de l'Atlas tunisien méridional. Évolution récente de l'accident sud atlasique. C.R. Acad Sci. Paris 299(Série II, n° 2), 179–196.
- Zargouni, F., 1985. Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse d'Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg-Paris.
- Zargouni, F., Abbes, C., 1987. Zonation structurale de la Tunisie. Rev. Sc. De la terre, Vol. 6, Tunisie, 1987, pp. 63–69.
- Zargouni, F., Rabiaa, M.C., Abbés, C., 1985. Rôle des couloirs de cisaillement de Gafsa et de Négrine-Tozeur dans la structuration du faisceau des plis des Chotts, éléments de l'accident sud-atlasique. C.R. Acad Sci. Paris 301(11), 831-883.
- Zargouni, F., Ruhland., 1981. Style des déformations du quaternaire récent lié au coulissement de la faille de Gafsa et chronologie des phases tectoniques de l'Atlas méridional de Tunisie. C. R. Acad. Sc. Paris, T. 292. 913–915.
- Zghal, I., Ouali, J., Bismuth, H., 1998. Syn-sedimentary tectonics in central Tunisia (Jebel Mrhila area) during the Aptian–Albian. C.R. Acad. Sci. Paris 326 (3), 187–192.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., van Wees, J.D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the alpine foreland and other examples. Tectonophysics 252, 7–59.
- Zouaghi, T., Bédir, M., Abdallah, H., Inoubli, M.H., 2009. Seismic sequence stratigraphy, basin structuring, and hydrocarbon implications of Cretaceous deposits (Albian-Maastrichtian) in central Tunisia. Cretaceous Research 30, 1–21.
- Zouaghi, T., Bédir, M., Inoubli, M.H., 2005. 2 D Seismic interpretation of strike-slip faulting, salt tectonics, and Cretaceous unconformities, Atlas Mountains, central Tunisia. J. Afr. Earth Sci. 43, 464–486.
- Zouaghi, T., Ferhi, I., Bédir, M., Ben Youssef, M., Gasmi, M., Inoubli, M.H., 2011. Analysis of Cretaceous (Aptian) strata in central Tunisia, using 2D seismic data and well logs. Afr. Earth Sci. 61, 38–61.
- Zouari, H., Ouled Ghrib, A., Ben Oueddou, Zargouni, F., H., Chouachi, A., Laatar, E., 1991. Carte géologique d'El Ayacha, au 1/100.000, feuille n°. 67. Institut National de recherche Scientifique de Tunisie et Service Géologique Nationale d'Office Nationale de Mines, Tunisie.
- Zouari, H., Turki, M. M., Delteil, J., 1990. Nouvelles données sur l'évolution tectonique de la chaîne de Gafsa. Bulletin de la Société Géologique de France 8, 621–628.
- Zouari, H., Turki, M. M., Delteil, J., Stephan, J.-F., 1999. Tectonique transtensive de la paléomarge tunisienne au cours de l'Aptien-Campanien. Bull. Soc. Géol. France 170 (3), 295–301.

Cette étude structurale basée sur une cartographie détaillée et une interprétation de profils sismiques, couplée à l'équilibrage et la restauration d'une coupe géologique de ~118 km de long, a permis de réinterpréter l'architecture structurale du front sud-atlasique tunisien en terme de tectonique de chevauchement et de proposer une chronologie de la déformation.

- La construction de la coupe équilibrée montre que l'avant-pays sud tunisien est gouverné par un style tectonique mixte avec la réactivation des failles de socle (thick-skin) associées à une tectonique de couverture (thin-skin) et, localement, une tectonique salifère (chaîne Nord des Chotts).
- À l'échelle régionale, l'Atlas sud tunisien a enregistré un raccourcissement horizontal de ~8.1 km (~7,3%). La majeure partie de ce raccourcissement a été accommodée par les chevauchements internes d'Orbata et de Chemsî.
- Les données de terrain, de sous-sol et la restauration de la coupe équilibrée montrent que la marge tunisienne a enregistré une longue période de rifting, de la fin du Permien (?) jusqu'au Turonien. D'un point de vue structural, la restauration de la coupe équilibrée montre que la marge était caractérisée par des demi-grabens, un important rollover sous le bassin des Chotts et du diapirisme. Ces structures sont associées à des failles de direction ENE-WSW et NW-SE. Pendant la période Jurassique supérieur-Turonien, la marge est caractérisée par une augmentation des épaisseurs des séries sédimentaires et une variation de faciès en direction du Nord. Durant cette période, l'activité de la structure salifère de Jebel Beidha permet un développement d'un haut-fond dans la partie centrale de la chaîne Nord des Chotts. Cette période qualifiée de syn-rift, est suivie d'une transgression majeure sur la marge sud-téthysienne associée au comblement du bassin au cours de la période Coniacien-Santonien (période post-rift).
- A partir du Crétacé supérieur, les premières déformations compressives se manifestent, et perdurent jusqu'au Maastrichtien inférieur. Dans la zone d'étude, ce raccourcissement est associé à l'inversion tectonique de la partie Nord de la structure d'Orbata, caractérisée par une discordance angulaire des calcaires du Maastrichtien supérieur sur les séries marno-calcaires du Campanien-Maastrichtien.
- L'inversion de la marge et de la majeure partie des failles normales ENE-WSW et NW-SE se poursuit à partir de l'Eocène. Cette inversion s'amplifie au cours de la phase alpine du Mio-Pliocène. Elle est visible sur le terrain par la discordance des sables de la Formation Beglia, datée du Serravalien-Tortonien, sur les séries sous-jacentes. A son tour, la Formation Beglia est surmontée en discordance par la Formation Segui. Cette Formation Segui correspond à des dépôts de cônes alluviaux dont les strates s'organisent en discordances progressives intraformationnelles bien visibles sur le terrain (Orbata, Chemsî...). Ces dépôts d'âge probable Plio-Quaternaire, sont contemporains de la période d'inversion maximale de la marge tunisienne.

Enfin, l'activité sismique de la zone indique que le raccourcissement Europe-Afrique est toujours actif dans cette zone.

Ainsi, l'étude de la Formation Segui en termes d'analyse de cinématique de faille (Chapitre. IV) est fondamentale pour déterminer l'évolution de l'état de contrainte Mio-Pliocène à actuel dans le front sud-atlasique.

CHAPITRE IV: Recent spatial and temporal changes in the stress regime along the southern Tunisian Atlas front and the Gulf of Gabes: New insights from fault kinematics analysis and seismic profiles

Gharbi, M., Bellier, O., Masrouhi, A., Espurt, N., (accepted in Tectonophysics). Recent spatial and temporal changes in the stress regime along the southern Tunisian Atlas front and the Gulf of Gabes: New insights from fault kinematics analysis and seismic profiles

Résumé

La déformation tectonique dans le Front Sud-atlasique de la Tunisie (SFAT) et le Golfe de Gabès est le résultat de la convergence Nubie-Eurasie. L'étude présentée dans le chapitre suivant est basée essentiellement sur une analyse de cinématique de failles (détermination des tenseurs de contraintes par inversions de vecteurs glissements (stries) mesurés sur des plans de faille). Elle met en évidence des changements du régime de contraintes cénozoïques dans l'espace et dans le temps. L'analyse de la cinématique de failles montre un changement important du régime de contrainte à la fin du Cénozoïque. Le régime tectonique d'âge Miocène-Pliocène est caractérisé par un état de contraintes régional en compression (σ_3 vertical) de direction moyenne de compression (σ_1) $N134\pm 09^\circ E$. Le régime tectonique Quaternaire à actuel correspond également à un état de contrainte en compression caractérisé par une direction moyenne de compression de $N05\pm 10^\circ E$.

Le changement de régime tectonique a lieu, soit à la fin du Pliocène, soit au début du Quaternaire puisque les deux cinématiques affectent la formation Segui, d'âge Plio-Quaternaire indifférencié. Ce changement est très probablement à corrélérer à la réorganisation régionale qui s'est produite dans tout le bassin ouest méditerranéen qui est décrite par de nombreux auteurs (e.g., Goes et al., 2004 ; Billi et al., 2011).

Localement, l'état de contrainte récent (Quaternaire) se réoriente selon une direction de compression (σ_1) NE. Cette déviation de l'état de contrainte peut être liée à la cinématique locale des failles ou bien à une hétérogénéité lithologique et rhéologique. Le front sud-atlasique de la Tunisie (FSAT) correspond à deux domaines distincts: 1- le domaine d'avant-pays sud-atlasique liée à la déformation compressive associée à des chevauchements vers le Sud et, 2- au Sud-Est, le domaine du Golfe de Gabès qui est caractérisé par des structures à composante normale associée à des décrochements dextres, d'échelle crustale, de direction NW-SE à WNW-ESE.

Le changement (temporel) du régime de contrainte, ainsi que la variation (spatial) du champ de contrainte récent, du Miocène-Pliocène au Quaternaire récent, sont le résultat de l'évolution géodynamique de l'Atlas sud-tunisien par rapport à la rotation de blocs Corso-Sarde ainsi qu'à l'influence de la «déchirure» de la lithosphère continentale sicilienne liée à l'ouverture du bassin océanique ionien. La complexité des régimes tectoniques récents résulte très probablement aussi du rôle prépondérant des failles héritées de l'évolution de la marge sud-téthysienne.

Mots clés :

Cinématique des failles, Changements de régime, Cénozoïque, Atlas méridional, Tunisie.

Recent spatial and temporal changes in the stress regime along the southern Tunisian Atlas front and the Gulf of Gabes: New insights from fault kinematics analysis and seismic profiles.³

Mohamed Gharbi^{a,b*}, Olivier Bellier^a, Amara Masrouhi^{a,b}, Nicolas Espurt^a

^a Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, 13545, Aix-en-Provence, France.

^b Geo-resources Laboratory, Centre de Recherches et des technologies des Eaux de Borj Cedria, B.P. 273, Soliman 8020, Tunisia.

*Corresponding author, gharbim.mohamed@gmail.com

Abstract

Tectonic deformations in the Southern Atlasic Front of Tunisia (SAFT) and the Gulf of Gabes result from the Nubia-Eurasia convergence. This study, based on the inversion of geologically determined fault slip vectors, presents evidences for spatial and temporal changes in the stress state. Fault kinematics analyses reveal a temporal change in states of stress during the late Cenozoic. A paleostress (Miocene-Pliocene) state is characterized by a regional compressional tectonic regime with a mean N134±09°E trending horizontal maximum stress axis (σ_1). A modern (Quaternary to present-day) state of stress also corresponds to compressional tectonic regime with a regionally mean N05±10°E trending horizontal σ_1 . Locally the modern stress state corresponds to a compressional tectonic regime with NE-trending σ_1 , due to stress deviations related to fault kinematics or lithological/rheological heterogeneities. The SAFT corresponds to two distinct domains: a far-foreland Atlasic front related to contractional deformation associated with southward propagate thrusting, and; eastward, the Gulf of Gabes is characterized by extensional structures at a crustal-scale margin related to the NW- to WNW-trending right-lateral strike-slip faults. We propose that the spatial and temporal changes in the stress during the Miocene -Pliocene and Quaternary may result from the geodynamic evolution of the Tunisian Atlas in relation to the rotation of Corsica-Sardinia blocks and the separation of the Sicilian continental lithosphere from the Ionian oceanic lithosphere. These temporal and spatial stress changes along the SAFT and the Gulf of Gabes are probably the engine behind the moderate seismicity, leading at the same time to a reactivation of the inherited major structures created during the evolution of the Southern Tethyan margin.

Keywords:

Fault analysis, Seismic data, Stress change, Southern Atlas, Tunisia

³ Gharbi et al., accepted in Tectonophysics

1. Introduction

The convergence between Nubia and Eurasia causes deformation across the entire Mediterranean domain (Tapponnier, 1977; Le Pichon et al., 1988; Dewey et al. 1989; Armijo et al., 1996; Sébrier et al., 2006). The Tunisian Atlas constitutes the eastern onshore termination of the Atlassic orogenic belt of North Africa, recording the tectonic history of the western Mediterranean (Caire, 1970; Zargouni, 1984; Dercourt et al., 1986; Zouari et al., 1990; Roure et al. 2012). The geodynamic history of the Tunisian Atlas is divided into two major periods: the first one corresponds to the rifting stage dominated by an extensional tectonic regime in relation with normal faulting that produces a variable sediment thickness and distribution of facies during Mesozoic times (Piqué et al., 2002; Guiraud et al., 2005, Gharbi et al., 2013). In contrast during Cenozoic-Quaternary period, the collision of Nubia and Europe induced a compressional tectonic regime characterized by folds combined with reverse and strike slip faults (Gomez et al., 1998; Bouaziz et al., 2002; Piqué et al., 2002; Laville et al., 2007; Frizon de Lamotte et al., 2000; 2009).

Currently, in the western-central part of the Mediterranean Sea, the Tunisian Atlas segment collides with the Corsica-Sardinia tectonic block to the north with a tectonic convergence rate of $\sim 5\text{-}8$ mm/yr (DeMets et al., 1994; Michard et al., 2002; Faccenna et al., 2004; Serpelloni et al., 2007; Billi et al., 2011). This kinematic context generates a major tectonic regime change, leading to compressional tectonic regime in the Tunisian Atlassic domain and extensional tectonic regime in the Pelagian Sea (Figure.IV. 1). The interaction between these two contrasting regimes would be the consequence of the collision between the African and the European plates associated with major temporal and spatial changes in the stress field since Cenozoic. Even though, over the last four decades, many studies carried out in the Southern Atlassic Front of Tunisia (SAFT) and the Gulf of Gabes have revealed major structural and geodynamic frame of the Cenozoic deformation (Haller, 1983; Ellouz, 1984; Zargouni and Trémolières, 1981; Zargouni and Ruhland, 1981; Zouari et al., 1990; Bédir et al., 1992; Dlala and Hfaiedh, 1993; Patriat et al., 2003; Catalano et al., 2008; 2009; Frizon de Lamotte et al., 2000; 2011). On the contrary, the Cenozoic fault kinematics and stress regime history in the SAFT and Gulf of Gabes domains, are still poorly discussed (Zargouni and Trémolières, 1981; Zouari et al., 1990; Dlala, 1992; Chihi et al., 1992; Bouaziz et al., 2002).

This paper aims at identifying stress states evolution during the Miocene-Pliocene and Quaternary periods in the SAFT and the Gulf of Gabes. We focused this study on two specific issues: (1) the identification of a temporal change of the Miocene-Pliocene and Quaternary stress regime in the SAFT by inversions of slip vectors (striae) measured on fault planes; and (2) the characterization of a spatial change of the Quaternary stress field acting the SAFT and the Gulf of Gabes by fault kinematics analyses and geophysical data.

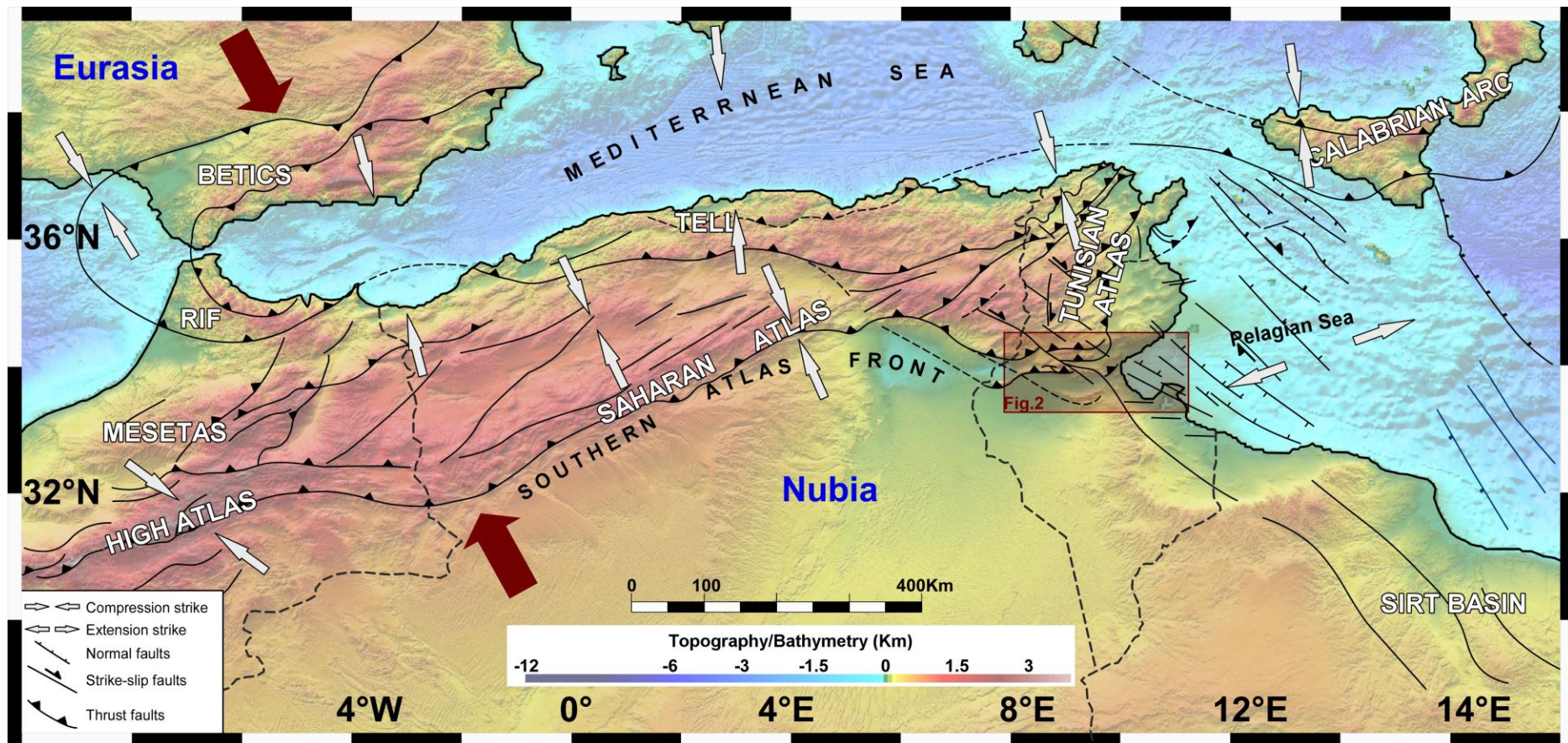


Figure.IV. 1: Tectonic map of the Atlas belt. Gray arrows correspond to the present-day horizontal compression direction of Nubia with respect to Eurasia (after Michard et al., 2002; Faccenna et al., 2004; Serpelloni, 2007; Billi et al., 2011). Red arrows correspond to the sense of displacement of the Nubian plate with respect to the Eurasian plate. Red square indicates the location of the study area.

2. Tectonic setting

The study area is located in the eastern part of the western Mediterranean Sea at the eastern edge of the Atlas (Figure.IV. 1). It is divided into two distinct domains in terms of structural style: the SAFT and the Gulf of Gabes. The SAFT is mainly made of S-vergent NE- to ENE-trending “en echelon” thrust-related anticlines (e.g., Jebels Hachichina, Beidha, Berda, Zemlet el Beidha, Orbata and Chemsî) bounded by NW-trending lateral ramps (e.g., Gafsa fault system; Said et al., 2011b) (Figure.IV. 2B). Eastward, the Gulf of Gabes corresponds to the south-eastern side of the present margin of the Pelagian Sea (Figure.IV.1). South to eastward, the Gulf of Gabes is connected to the Sirt Basin and Jeffara domain. Northeastward, it is bounded by the Pantelleria Graben (Figure.IV. 1). This area is characterized by NW-trending transtensional and transpressional deep-seated faults, parallel to the Gafsa fault system (Figure.IV. 1 and 2A) (Chihi et al., 2002; Touati and Rodgers, 1998; Bédîr et al., 2001; Sebei et al., 2007; Boussiga, 2008; Catalano et al., 2008; Taktak et al., 2012). Subsurface data in the Pelagian block area (Haller, 1983; Ellouz, 1984; Bédîr et al., 1992) provided evidences for extensional tectonic regime related to right lateral strike-slip faults. This extensional strain is associated with graben and half-graben structures (Bédîr et al., 1996; Bédîr et al., 2001; Taktak et al., 2010).

The timing of the Cenozoic compressional events of the SAFT and the Gulf of Gabes are not yet well established. The Mesozoic extension switched to N-S contraction in the late Cretaceous–early Paleocene during the closing of the Tethys Ocean related with convergence between Africa and Eurasia (Ben Ferjani et al., 1990; Zouari et al., 1990; Frizon de Lamotte et al., 2000; Bédîr et al., 2001; Bouaziz et al., 2002; Guiraud et al., 2005; Said et al., 2011b; Gharbi et al., 2013). Following this first period of contraction, two major compressional events are evidenced in Tunisia: the Atlassic and the Alpine events (Bouaziz et al., 2002; Masrouhi et al., 2008). The Atlassic compressional tectonic event is characterized by a WNW-ESE to NW-SE shortening. It caused the inversion of the major extensional Cretaceous structures in the Eocene (Bouaziz et al., 2002; Bracène and Frizon de Lamotte, 2002; Frizon de Lamotte et al., 2011; Masrouhi and Koyi, 2012; Gharbi et al., 2013; Masrouhi et al., 2013). The second major event corresponds to the paroxysmal Miocene (Tortonian) Alpine event with NW-SE to NNW-SSE main regional compression direction (Zargouni and Trémolières, 1981; Dlala, 1992; Chihi, 1992; Bouaziz et al., 2002). This compression is responsible for the formation of NE-trending folds and thrusts. To sum up, the SAFT is characterized by a compressional stress field, while the Gulf of Gabes is dominated by extensional faulting.

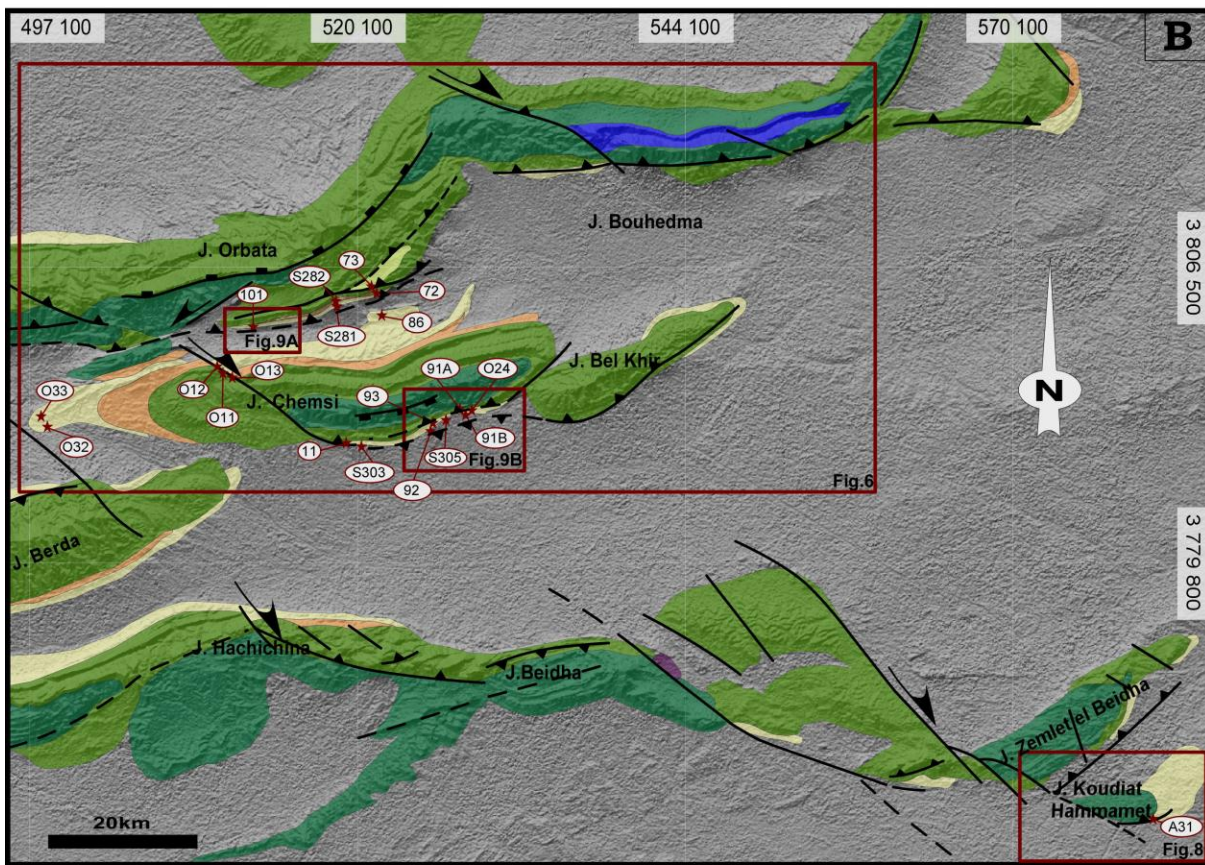
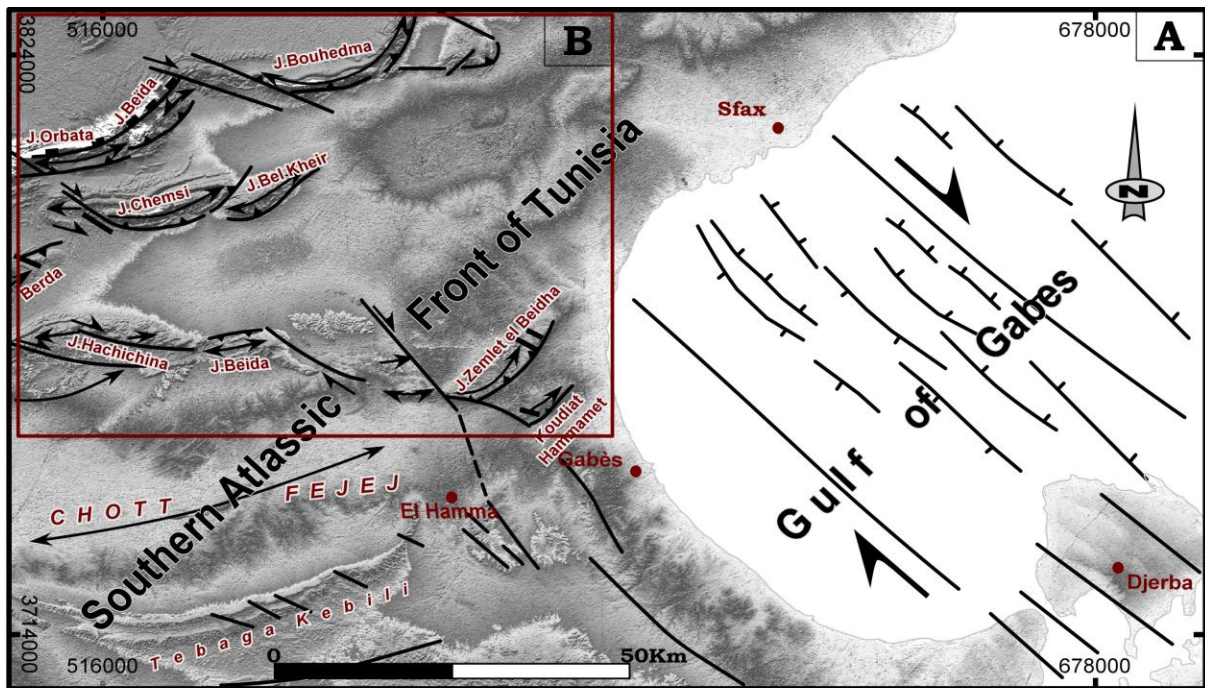


Figure.IV. 2: (A) Structural trend map of the Southern Tunisian Atlasic domain and the Gulf of Gabes. (B) Boxed area in A. Geologic map of the studied region showing kinematic measurement sites. The map is simplified from the geological map of Tunisia 1/500.000 scale (Ben Haj Ali et al., 1985).

3. Methodology: inversion method and data separation

The methodology of fault kinematics is used to determine paleostress state. Over the past forty years, it was also applied to demonstrate temporal and spatial changes in the stress states (e.g., Bellier et al., 1997; Siame et al., 2009; Shabanian et al., 2010; Lacombe et al., 2001; Mercier et al., 2013). We used the inversion method of Carey (1979) to determine the stress state (Carey and Brunier, 1974; Carey, 1979).

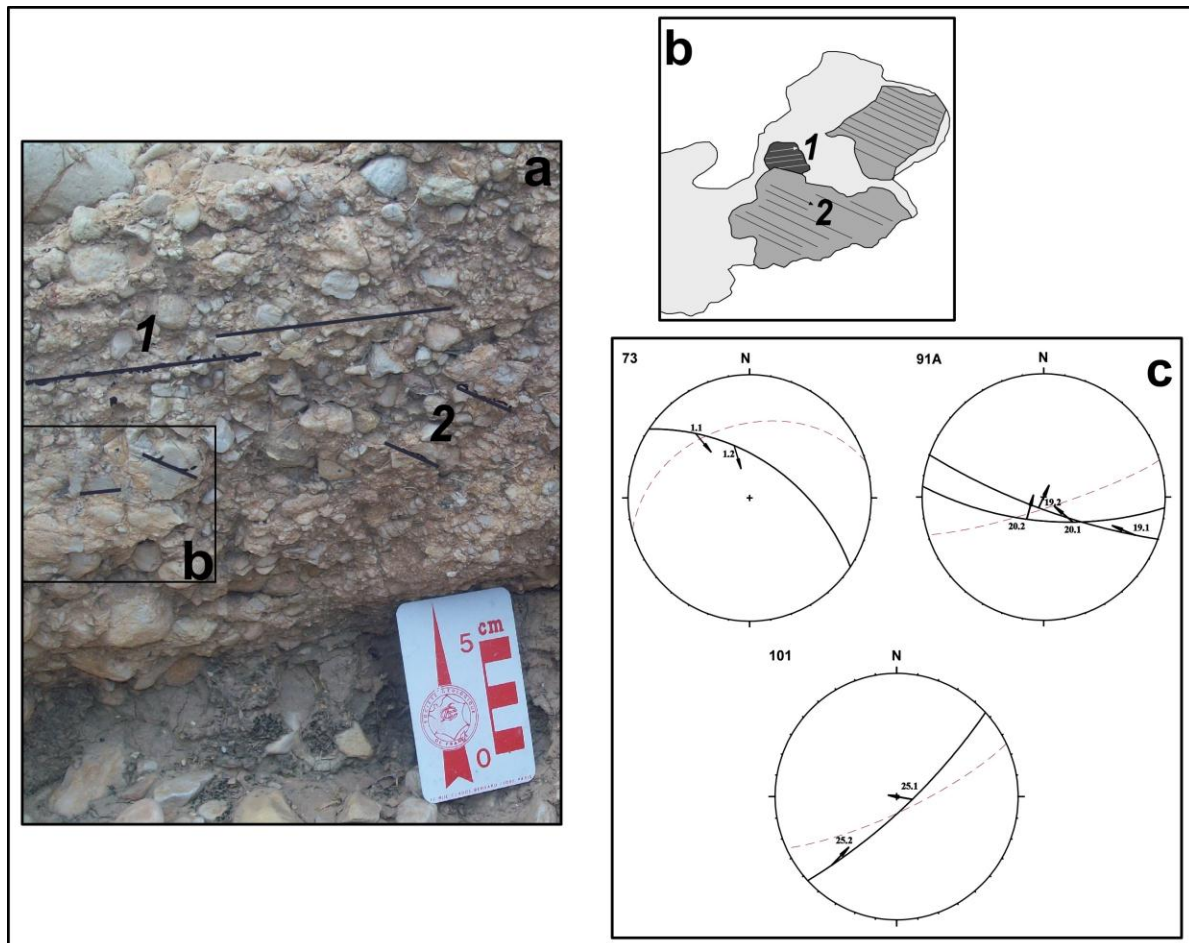


Figure.IV. 3: (a, b) An example of crosscutting relationships between two distinct slip generations recorded on a pebble face within Quaternary conglomerates (site 91A). (c) Chronology, i.e., cross-cutting relationship, between different families of slip vector measured on fault planes in several sites. Fault planes and measured striations (arrows) are shown hemisphere stereographic projection (Wulff lower hemisphere), arrows point in the horizontal slip azimuth direction. Numbers describe individual fault plane measurement; the older slip vector on each fault plane is indicated by (1), the second one by (2), etc.

The kinematic measurements were numerically processed to analyze the fault population data. This fault kinematics inversion method computes a mean best fitting deviatoric stress tensor from a set of striated faults by minimizing the angular deviation (misfit angle) between a predicted slip vector and the observed striations (Carey and Brunier, 1974; Carey, 1979). This inversion method assumes that the slip represented by the striation occurs in the direction of the resolved shear.

Table. IV. 1: The results of fault kinematics inversions characterizing the Mio-Plio-Quaternary stress regimes.

Site	(X)	(Y)	Paleostress							Modern stress							Lithology	Formation
			Stress axis (trend/plunge)			R	N	Q	Rm	Stress axis (trend/plunge)			R	N	Q	Rm		
			σ_1	σ_2	σ_3					σ_1	σ_2	σ_3						
O24	531518	3795030	294/08	196/45	32/44	0.319	6	B	C	05/25	98/06	200/64	0.930	06	B	C	Conglomerate	Segui-Quat-Terraces
O24Q	531518	3795030								02/7	106/70	268/18	0.936	07	B	C	Conglomerate	Quat-Terraces
91B	531471	3794981	342/08	252/4	83/85	0.310	19	A	C	-	-	-	-	-	-	-	Conglomerate	Segui
91A	531409	3794934	166/07	258/15	53/73	0.807	14	A	C	189/02	99/06	301/83	0.423	05	A	C	Conglomerate	Segui-Quat-Terraces
91AQ	531409	3794934								181/11	295/64	87/22	0.708	08	B	C	Conglomerate	Quat-Terraces
S305	529730	3794720	145/24	237/4	337/65	0.955	14	A	C	-	-	-	-	-	-	-	Conglomerate	Segui
93	528862	3794109	335/0.6	65/21	243/69	0.676	13	B	C	-	-	-	-	-	-	-	Conglomerate	Segui
92	528879	3793686	315/11	225/02	123/79	0.478	06	A	C	-	-	-	-	-	-	-	Conglomerate	Segui
S303	523077	3792667	160/03	251/18	60/71	0.618	15	A	C	-	-	-	-	-	-	-	Limestone	Up-Cretaceous
11	521283	3792666	316/27	123/62	223/05	0.858	08	A	S	-	-	-	-	-	-	-	Conglomerate	Segui
73	524289	3805072	114/16	20/12	264/70	0.963	12	B	C	359/12	103/48	259/39	0.938	10	A	C	Conglomerate	Segui
72	524424	3804899	124/10	218/24	13/63	0.350	06	B	C	-	-	-	-	-	-	-	Conglomerate	Segui
86	525185	3802740	343/12	191/76	75/06	0.918	16	A	S	-	-	-	-	-	-	-	Conglomerate	Segui

S281	522193	3803726	159/13	64/20	277/66	0.932	06	A	C	218/01	308/12	125/78	0.654	17	CF	C	Conglomerate	Segui-Quat-Terraces
S281Q	522193	3803726								200/10	293/16	78/171	0.356	06	B	C	Conglomerate	Quat-Terraces
S282	522220	3803890	-	-	-	-	-	-	-	357/01	267/18	91/72	0.580	07	CF	C	Conglomerate	Segui
101	514642	3801674	141/11	46/26	252/62	0.764	08	A	C	176/10	27/78	267/06	0.514	06	A	S	Conglomerate	Segui
O12	582872	3798312	122/06	27/36	219/54	0.652	12	A	C	-	-	-	-	-	-	-	Conglomerate	Segui
O11	512893	3798210	144/07	234/07	11/79	0.763	10	B	C	-	-	-	-	-	-	-	Limestone	Up-Cret./Tor-Plio
O13	513449	3797709	332/01	62/05	240/84	0.625	06	CF	C	-	-	-	-	-	-	-	Conglomerate	Segui
O32	500661	3794655	-	-	-	-	-	-	-	05/08	270/33	107/56	0.836	13	B	C	Conglomerate	Segui
O33	500308	3795388	322/06	232/01	130/84	0.949	08	A	C	-	-	-	-	-	-	-	Conglomerate	Segui
S292*	547571	3799708	-	-	-	-	-	-	-	176/03	85/05	269/90	0.947	05	A	C	Conglomerate	Up-Cret/Quat
A31	582765	3762863	334/06	236/52	69/37	0.472	15	A	S	25/82	161/06	251/05	0.885	09	A	E	Limestone	Eoc/Quat

The used inversion method (e.g., Carey, 1979) assumes that the slip represented by the striation occurs in the direction of the resolved shear. Deviatoric principal stress axes: σ_1 , σ_2 , σ_3 , are the compressional, intermediate and extensional deviatoric axes, respectively. $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$, is the stress ratio of the deviatoric stress tensor, a linear quantity describing relative stress magnitudes. Site numbers refer to Figures.IV. 1 and 3-6. N, number of fault slip pairs considered for stress calculation; Rm, stress regime: C, compressional; S, strike-slip; Q, quality: A, well-constrained; B, constrained; C, poorly constrained solutions. For the fault data populations comprised of less than four well distributed fault directions, a "fixed" solution (Bellier and Zoback, 1995) was applied, in which the principal stress axes are fixed to lie in horizontal and vertical planes; the results were marked as "CF" quality. The site numbers marked by "A" or "B" indicate additional deviatoric stress tensors obtained at those sites. All angles are in degree. The abbreviation of Up-Cret/Tor-Plio: Upper Cretaceous/Tortonian-Pliocene; Up-Cret/Quat: Upper Cretaceous/Quaternary; Eoc/Quat: Eocene/Quaternary; Tor-Plio: Tortonian-Pliocene; Quat-Terraces: Quaternary terraces. For site S292, indicated with an asterisk, the modern stress solution (fixed and standard) are presented due to the restricting effects of fault planes nearly parallel to the σ_1 axis, on the deviatoric stress tensor determined by the standard solution.

The orientation of the principal stress axes (σ_1 , σ_2 , σ_3) and the stress ellipsoid shape parameter (R), defined as $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$, are the results obtained by the applied inversion method (Carey and Brunier, 1974; Carey-Gailhardis and Mercier, 1987; Mercier et al., 1991; Villemin et al., 1994; Bellier and Zoback, 1995; Lacombe et al., 2001).

In this study we included all results of measurements made in late Cretaceous to Miocene and Quaternary deposits (Table. IV. 1). The observed fault planes (Figure.IV. 3. a, b) have more than one set of striae. These distinct datasets are separated using structural arguments such as the relative striae cross-cutting relationships. Detected relative chronology between striae and their relationship are reliable to the known tectonic events (more detail in methodology see Bellier and Zoback, 1995; Lacombe et al., 2006; Shabanian et al., 2010; Hippolyte et al., 2012; Lacombe, 2012; Célérier et al., 2012). We present in the Figure.IV. 3.c fault planes which contain superimposed slip-vectors measured at several sites and thus their relative chronologies. We detected two slip generations of striations revealed by clear cross-cutting striation on fault planes in the most of measured sites.

3. Fault kinematics and stress regime change during the Late Cenozoic in the Southern Atlasic Front of Tunisia (Late Miocene to Present-day) and the Gulf of Gabes

3.1. Temporal stress regime change in the Southern Atlasic domain

Fault slip chronologies and inversions of the slip-vectors (Figure.IV. 2B and Table 1) indicate strike-slip, and reverse faulting that correspond to regionally and/or locally significant stress regimes along the SAFT (Figure.IV. 2B). In this study we include results of all measurements on fault planes affecting the late Cretaceous to Miocene-Pliocene and Quaternary deposits. The data reported in this study provide evidences for strike-slip and reverse faulting affecting mainly Miocene-Pliocene and Quaternary deposits.

Following the methodology explained in section 3.1, the separation of fault kinematics data (Table. IV. 1) allows to identify two distinct slip generations (Figures.IV. 4, 5 and 6) defining two successive stress states of compression which changes in the Miocene -Pliocene (i.e. paleostress) and Quaternary to present-day (i.e. modern stress) stress states in the SAFT.

3. 1. 1. Paleostress regime

To determine the paleostress state in the SAFT, the inversion analyses are individually performed for the fault populations including the oldest fault kinematics and other compatible fault planes measured at the same sites (Figures.IV. 2B and 4, Table 1). The computed paleostress states of the seventeen sites show a regional pattern of $N134 \pm 09^\circ E$ trending horizontal compression (σ_1 , Figure.IV. 6a).

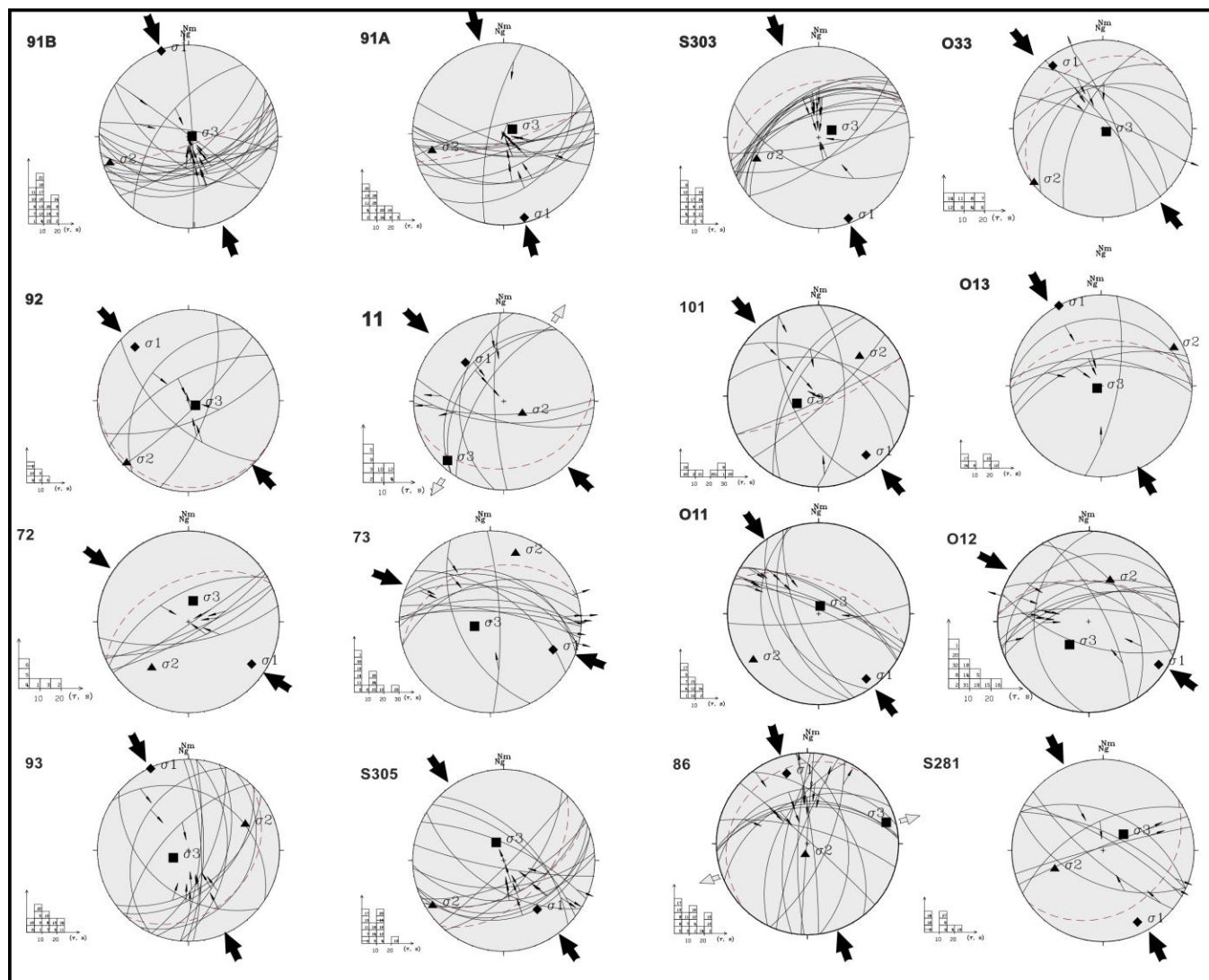


Figure.IV. 4: Lower hemisphere stereograms of fault slip data together with the inversion results of the paleostress state presented in Table. IV. 1. See Figure.IV. 6 for other descriptions. Numbers refer to sites marked in Figure.IV. 2 as well as in Table. IV. 1. The stereograms indicated by a sterisk are the “fixed” solutions (Bellier and Zoback, 1995) for fault data populations comprised of less than four well distributed fault directions.

This compression appears significantly homogenous across the entire region including the Orbata and Chemsî anticlines (Figure.IV. 2). The stress tensors calculated from data of almost all the studied sites show a purely compressional stress regime compatible with the kinematic regime of the SAFT structures. Locally sites 11 and 86 (Figure.IV. 4) indicate a transpressional tectonic regime. Faulting is consistent with a compressional stress regime responsible for the reverse movement, leading to the thrusting. In fact, the NW-trending paleostress compression is compatible with a minor right-lateral component of slip along the E-trending major thrusts.

3. 1. 2. Recent Stress regime

The recent tensors derived from fault-slip data indicate a dominantly compressional stress regime involving both strike-slip and reverse faults affecting the Mio-Pliocene and the Quaternary terraces (Table. IV. 1). The compressional regional stress regime throughout the study area is along ENE-trending reverse faults of Orbata and Chemsî anticlines. This stress is well distributed along the Atlassic system of Tunisia. The recent stress field was deduced from the youngest fault kinematics data observed at individual studied sites where the majority of fault slip data was measured in Miocene-Pliocene conglomerates. Almost all of the computed stress tensors determined geologically from fault slip measurements harvested along the front of Orbata and Chemsî anticlines represent a homogenous stress regime though a wide region (Figures.IV. 2B and Table 1). The direction of both horizontal stress axes (σ_{\min} and σ_{\max}) of recent stress solutions are presented in figure 5. The present-day stress field is characterized by $N05\pm 10^\circ E$ trending horizontal maximum stress axes (σ_1) for almost all the studied sites.

As mentioned above, the aim of this paper is to characterize the recent stress orientation along the SAFT. To obtain the relevant data, field studies have been carried out in Quaternary terraces in the front of the Orbata and Chemsî anticlines. The collected data reported in this study provide evidences for the recent stress states affecting the SAFT. Inversion results for all sites are given in Table 1.

The first example is site 91A, located along the front of the Chemsî anticline. At this locality, the Chemsî front is characterized by a surficial back-thrust deforming the Miocene-Pliocene deposits and a Quaternary terrace. Slip measurements at site 91AQ correspond to striations on faults planes affecting Quaternary terrace. The stereoplot of this site shows transpressional stress regime with a $N181^\circ E$ - trending σ_1 and $N87^\circ E$ - trending σ_3 , as shown in Figure 7.

The second example is site O24Q, located 500 m of the site 91AQ along the front of the Chemsî anticline (Figure.IV. 2). The fault kinematics data set yields a strike-slip stress state characterized by a $N02^\circ E$ - trending σ_1 and $N268^\circ E$ - trending σ_3 (Figure.IV. 7), therefore the striation inversion in the Quaternary terraces yields a consistent result indicating the youngest transpressional stress regime.

At Orbata-Chemsi localities, brittle deformation shows reverse oblique-slip striations that agree with approximately N-trending compression, for which the inversions yield reverse-faulting stress states ($\sigma_1 = \sigma_3$), while locally we observed strike-slip faulting (site 101 in Figure.IV. 5, 6). It corresponds to a transpressional stress state compatible with the kinematic regime of the front of fold structures.

The third example (site S281Q) measured on the Quaternary terrace in the Jebel Orbata (Figure.IV. 2) asserts that the recent dominant stress regime in the SAFT is compressional regime. However, this site represents a significant stress axis, which can be achieved a N200°E trending of σ_1 with N78°E trending of σ_3 (Figure.IV. 7).

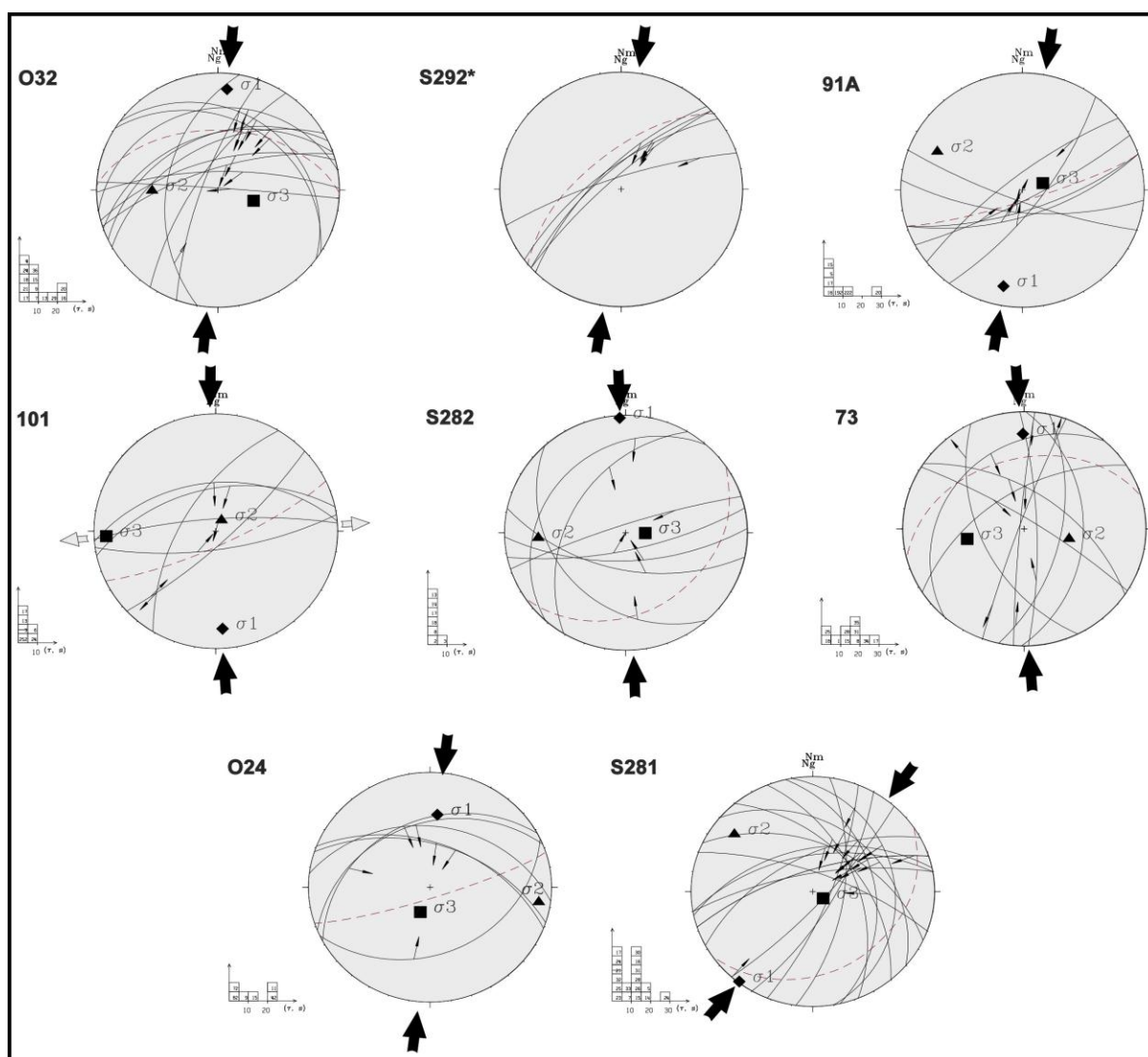


Figure.IV. 5: Lower hemisphere stereograms of fault slip data together with the inversion results of the modern stress state presented in Table. IV. 1. See Figure.IV. 6 for other descriptions. Numbers refer to sites marked in Figure.IV. 2 as well as in Table. IV. 1.

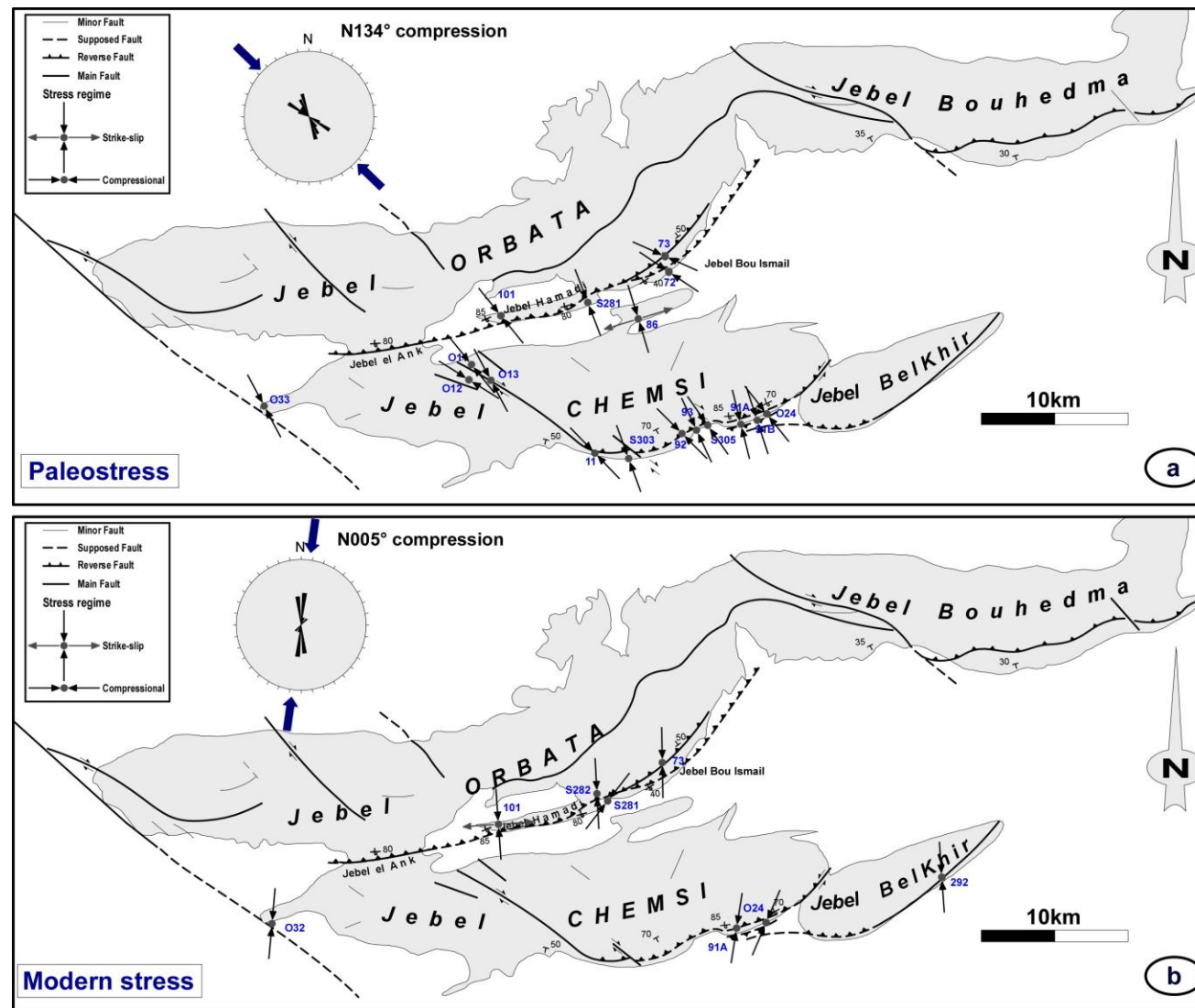


Figure.IV. 6: Trend of σ_1 (maximum horizontal stress) axis for the strike-slip and compressional stress regimes deduced from the fault kinematic inversions (Table. IV. 1 a and Figures.IV. 4-5). (a) Paleostress state (b) Modern stress state (see Figure.IV. 2B for location of this figure).

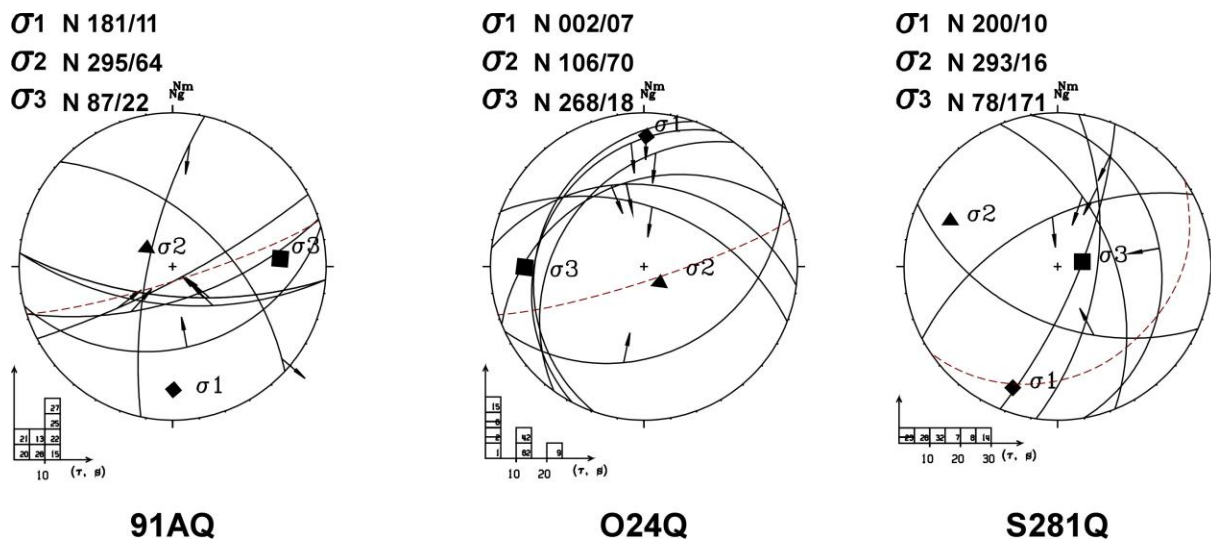


Figure.IV. 7: Lower hemisphere stereograms of fault slip data together with the inversion results of the recent stress states in the Quaternary terraces. Numbers refer to sites marked in Figure.IV. 2 as well as in Table. IV. 1.

The majority of the analyzed striated fault planes indicate that the dominant stress regime in the SAFT is compressional regime. This youngest stress regime is locally distributed in a compressional tectonic state of stress characterized by NE-trending σ_1 . It could be due to stress perturbations probably related to the presence of pre-existing discontinuities. In the 2D modeling proposed by the Homberg et al., 1997, the magnitude of the directional deviations varies as a function of (1) the magnitude of the remote differential stress ($\sigma_1 - \sigma_3$), (2) the rheological properties of the discontinuity (including the weakness of the fractured fault zone), and (3) the strike of the pre-existing discontinuity relative to the far-field stress. The recent stress fields, deduced from the youngest fault kinematics data, reveal the recent tectonic activity along the foreland of Atlasic structures that generate recent reactivation thrusting structures such as the Chemsî back-thrust.

3.2. Spatial stress field variation in SE Tunisian domain

Following the methodology exposed in section 2, our study allowed to observe one site (site A31, Figure.IV. 2 and Table. IV. 1) where we have two faults kinematics in the Quaternary deposit. Our kinematic analysis along the Koudiat Hammamet (site A31; Figure.IV. 8 localized in Figure.IV. 2 and Table. IV. 1) indicates strike-slip faulting mechanisms that have been accompanied by two different components of motion corresponding to the successive stress states. (1) An old reverse faulting is consistent with a transpressional stress regime (site A331 in Figure.IV. 8). It is compatible with the σ_1 axis of the compressional stress states in the southern Atlasic front. (2) A recent extensional (normal faulting) tectonic regime characterizes an ENE-trending minimum stress axis (σ_3 ; sites A332 in Figure.IV. 8).

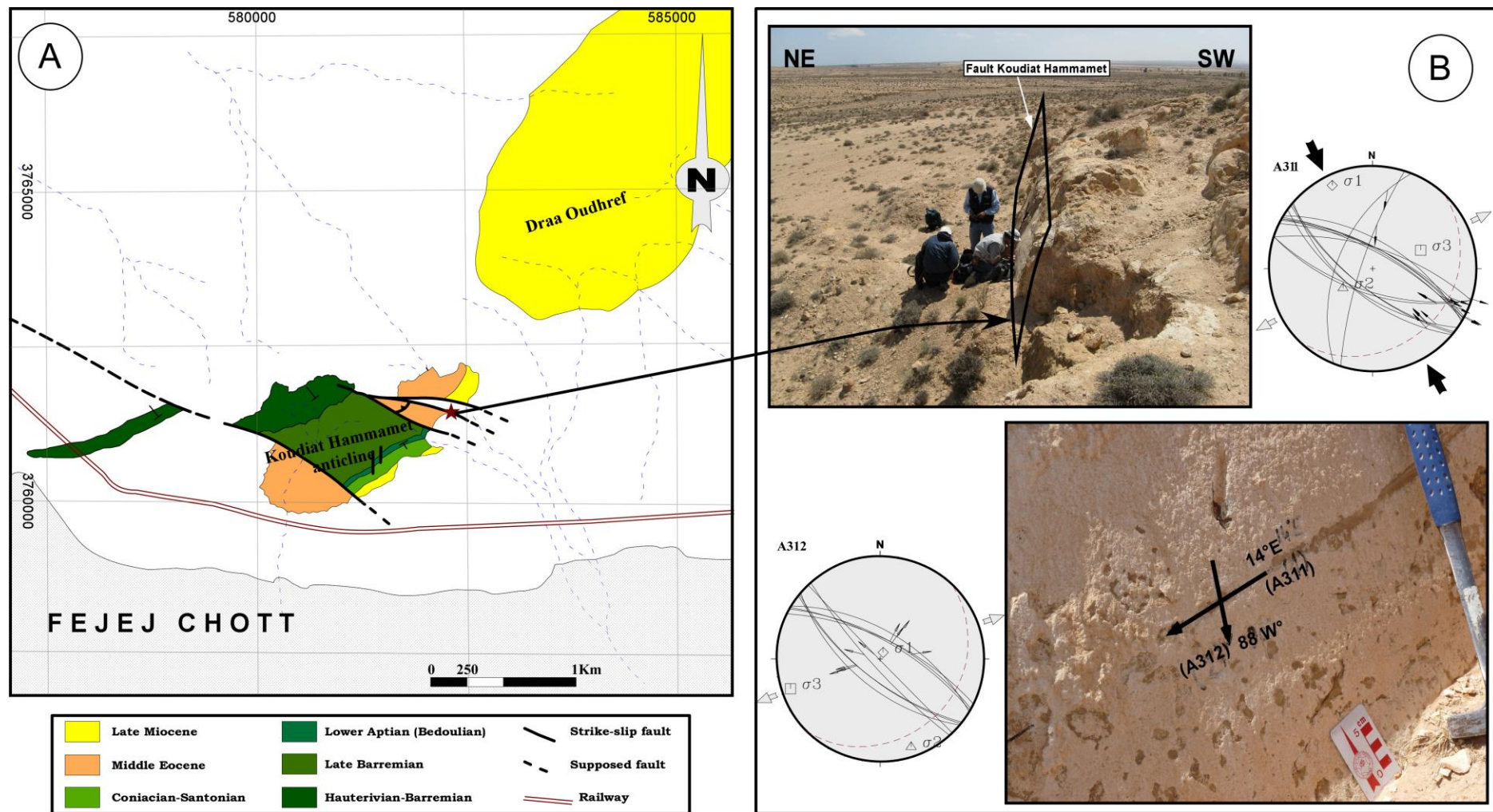


Figure.IV. 8: A: Detailed geological map of the Koudiat Hammamet (Southeastern of the Chemsia and Orbata anticline, see Figure.IV. 2B), associated with the site A31 (Table. IV. 1). B: The N110°E trending strike-slip fault of the Koudiat Hammamet affected the Quaternary deposits (see Figure.IV. 2B) associated with chronology of fault p lanes.

This youngest extensional stress regime is consistent with the normal faulting within the Gulf of Gabes. A similar extensional tectonic regime has been displayed at several sites in the coastal area of southern Tunisia (Bouaziz et al., 2003).

3.3 Seismotectonic data

In the Tunisian Atlas, the seismicity is concentrated in a narrow belt along the northern of Tunisia, SAFT, coastal block and the Pelagian Sea. Instrument seismicity indicates that the onshore and offshore areas of Tunisia are still active and along the major oblique fault systems (Figure.IV. 9, Table. IV. 2). Earthquakes have generally moderate magnitude (<5.3, Table 2) and focal mechanisms outline a rather simple pattern, with NW-SE to E-W and NE-SW trending compressional tectonic regime (Figure.IV. 9). Given the available data (see Table 2), it is not possible presently to determine the mean regional axis that would be appropriate for each part of each section. However a few solutions do not show uniform tectonic regimes since reverse and strike-slip faulting mechanisms are present. The observed compressional tectonics, with P-axes trending from NW (i.e. Gafsa and Chott range, Figure.IV. 9) to E-W and NE-SW (i.e. coastal block, Figure.IV. 9), can be associated to the activity of the Tunisian belt. In the southern Atlas of Tunisia, the NW-trending compressional tectonic regime is deducible from the earthquake focal mechanisms, according to recent reactivation of blind thrust front (Vially et al., 1994). Map of moment tensor solutions underline a NW-striking zone of activity characterized by moderate to large events that display a clear kinematic consistency. The active tectonic regime derived for the Pelagian Sea is governed by a right-lateral component of motion along a NW-striking fault system.

P-axes are mainly oriented in agreement with the predicted Nubia-Eurasia plate motion (Serpelloni et al., 2007). These observations can be reconciled with a strike-slip reactivation of the pre-existing faults inherited from the Cretaceous rifting and evolved as pull-apart structures due to strike-slip movement along the major faults. In the Pelagian basin, the moderate seismicity (Figure.IV. 9) displays transtensive tectonic regimes with P-axes oriented NW-SE producing a NE-trending extension axis in a transtensional tectonic regime. The observed active strike-slip faulting in the offshore Pelagian block is in agreement with other seismological and geophysical data.

Table. IV. 2.: Focal mechanisms used for showing horizontal projections of P and T deformation axes that prevail in southern Tunisian Atlas front and Pelagian Sea. Data are from the RCMT catalog (1997-2007, http://mednet.rm.ingv.it/quick_rcmt.php), Harvard data (<http://www.seismology.harvard>), EHTZ data (http://www.seismo.ethz.ch/prod/tensors/mt_autom/index_EN), National Institute of Meteorology and Djalal and Hfaiedh, 1993.

N	DATE (yyyymmdd)	LAT. (°N)	Long. (°E)	Mw	Nodal plane I			Nodal plane II			Depth (Km)	Source
					Azimuth	Dip	Rake	Azimuth	Dip	Rake		
01	01031989	35.79	11.80	5.0	247	90	180	337	90	0	15	CMT
02	07111989	34.15	8.15	4.4	10	70	22	93	66	20	8	D&H
03	11111990	33.73	12.28	4.9	291	90	-180	21	90	0	15	CMT
04	12061992	34.21	08.44	5.2	82	36	114	233	57	73	15	CMT
05	09101993	34.99	12.44	5.0	200	78	1	110	89	168	26.10	CMT
06	22091995	35.31	08.23	5.3	173	41	-8	270	84	-130	15	HRV
07	22091995	34.28	09.58	3.7	178	75	83	22	15	81	10	INMT
08	20031997	33.96	08.28	5.2	-	-	-	-	-	-	10	INMT
09	12082001	35.92	09.81	4.5	67	72	-177	336	87	-18	15	INGV
10	24062002	36.03	10.29	5.2	28	28	128	158	54	56	15	HRV
11	24062002	34.30	10.27	3.5	56	50	-37	128	70	-41	?	INMT
12	07022005	36.30	11.10	4.9	79	21	136	211	75	74	15	INGV
13	07022005	33.80	09.50	5.2	75	2	-153	318	89	88	10	ETHZ
14	09072007	34.47	10.35	3.5	24	54	-63	136	60	65	?	INMT
15	09072007	34.10	06.89	4.8	64	62	165	161	76	29	16	HRV

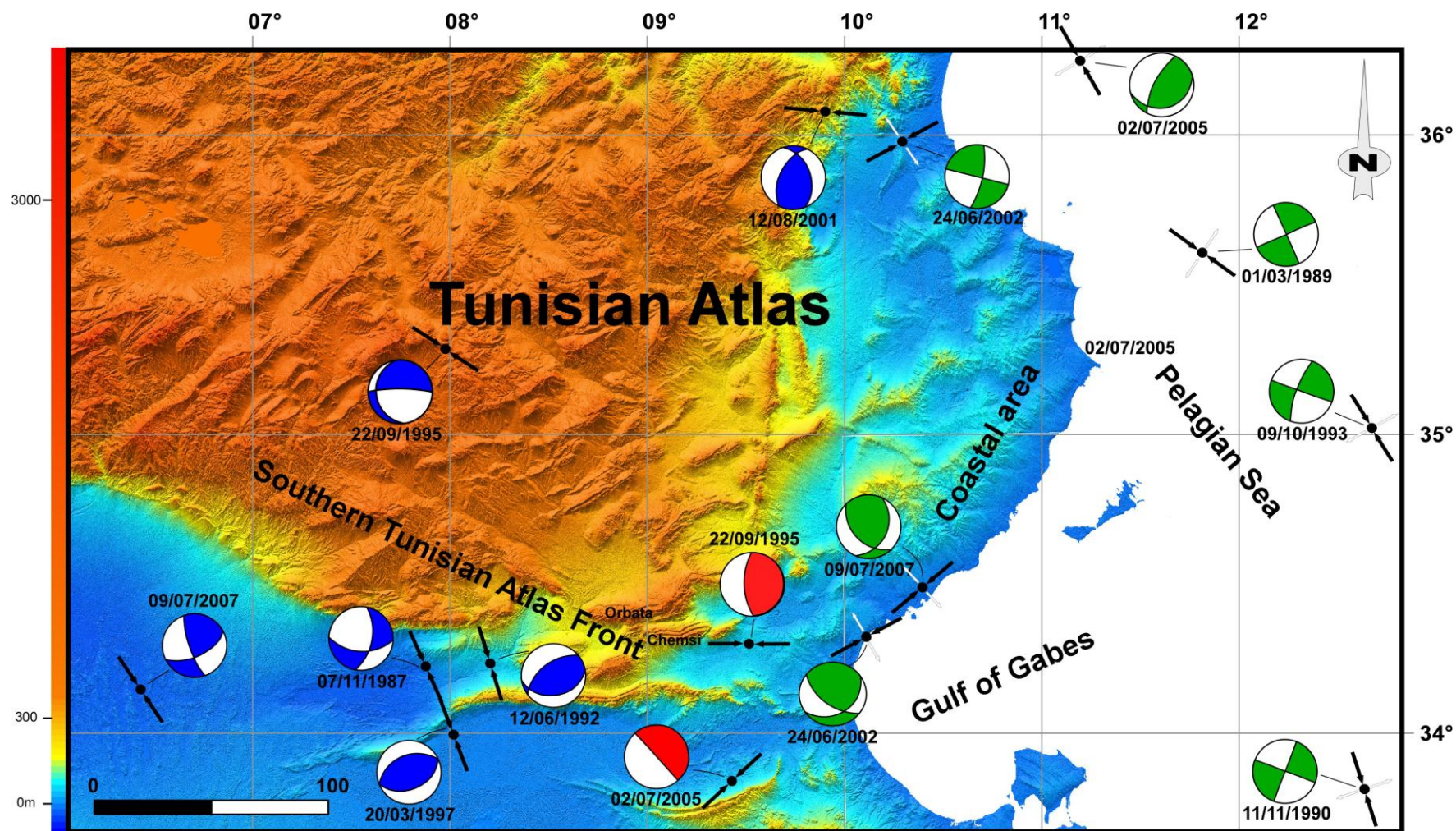


Figure.IV. 9: Map of Tunisian Atlas associated with earthquake focal mechanisms data are from the National Meteorological Institute (Tunis), the Harvard CMT and the European Regional Catalogues. Horizontal projections of P (in black) and T (in gray) deformation axes are derived from the sum of moment tensors. Red = normal faulting, blue = thrust faulting, green = strike-slip faulting, and black = unknown stress regime (see text for details).

4. Structural evidence for recent faulting onshore and offshore of Tunisia

4.1. Structural evidence for present-day faulting in the SAFT

Late Cenozoic tectonics in the Atlassic domain of Tunisia is characterized by reverse, and strike-slip faulting related to the reactivation of inherited Mesozoic structures. Fault slip data collected along both major and minor faults in Orbata, Chemsî and Koudiat Hammamet anticlines suggest a temporal and spatial changes in the stress regimes from the Miocene-Pliocene to Quaternary. During the Quaternary period, (1) the recent compressional stress regime is responsible for the emplacement of ENE-trending fold-thrust structures in the SAFT that are still active, and (2) the extensional faulting toward the Gulf of Gabes.

In the Orbata anticline, a key outcrop was investigated at the west of Jebel Hamadi (site 101; Figures.IV. 2B and 10A) representing the geological evidences of the present tectonic regime. In that location, the ENE-trending Orbata anticline exposes 45-50°N-dipping overturned southern limb. The limb is formed by Eocene limestones (Figure.IV. 10A) unconformably overlain by sub-vertical Miocene-Pliocene syn-tectonic conglomerates. The structural analysis of the front of the Orbata anticline shows a recent deformation. These conglomerates are affected by the N100-trending thrust fault (Figure.IV. 10A).

In the southern front of the Chemsî anticline, the stress field deduced from the fault kinematic analysis and the geological mapping have been used to determine the present-day stress orientations. The Chemsî anticline is limited by an ENE- trending thrust to the south during the NW-trending Miocene-Pliocene compression. In fact the southern limb of this anticline is overturned and dips 45°N (Figure.IV. 10B). The surficial back-thrust which develops at the southern front of the Chemsî front and deforms the Miocene-Pliocene conglomerates and a Quaternary terrace suggests recent compressional tectonic activity (Figure.IV. 10B). In fact, this recent deformation provides kinematic constraints on active faulting in the SAFT that probably results from the NNE-trending compression.

Southward of the SAFT, the detailed geologic mapping of Koudiat Hammamet also shows numerous N115°E trending strike-slip faults. The Koudiat Hammamet faults affect the Eocene-Miocene deposits with an evidence of recent displacement (Figure.IV. 8). The present-day stress field, as derived from structural analysis, is characterized by a NE-trending extension which allowed a right-lateral strike-slip faulting.

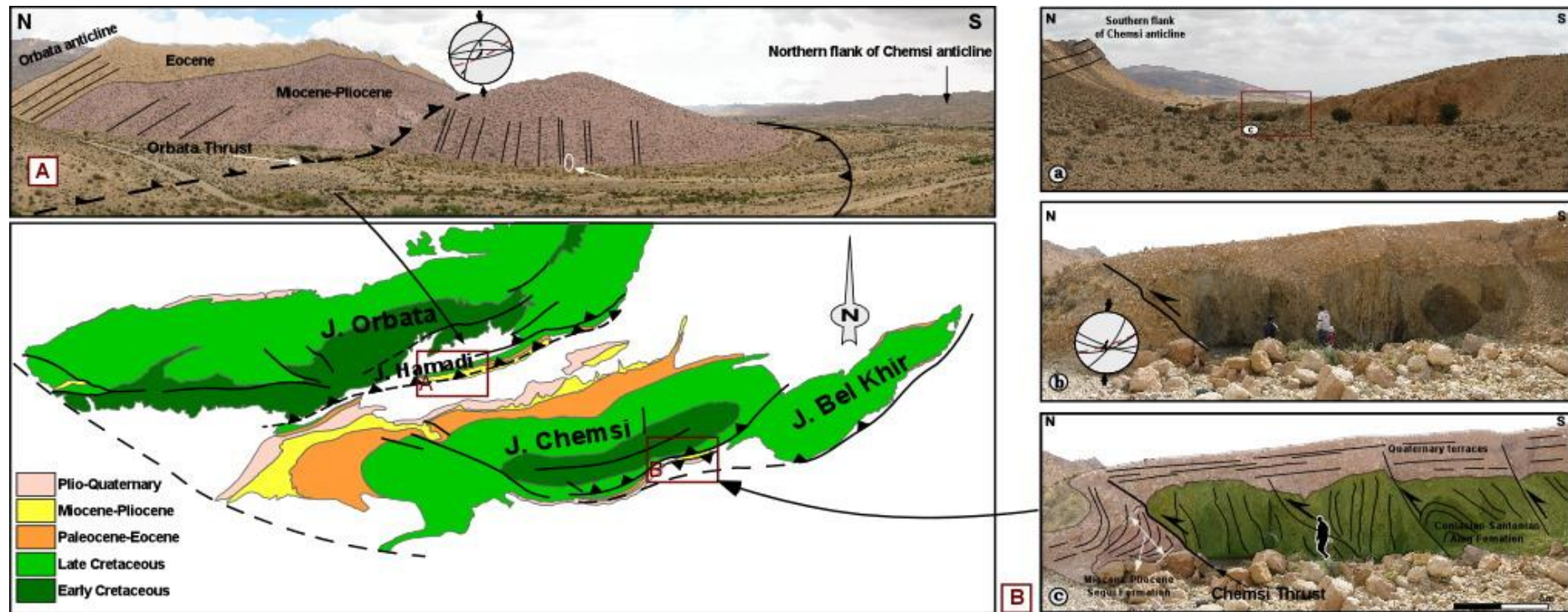


Figure.IV. 10: Fault scale geological expression of the modern stress states in the SAFT. A: The E- trending thrust fault bounding the front of Orbata anticline and affecting the Miocene- Pliocene deposits. B: Evidences for the recent active tectonics at the southern flank of the Chemsí anticline. (a) East-looking view of the southern front of the Chemsí anticline. (b) and (c): detailed view of The Chemsí back-thrust showing a recent faulting of Coniacian-Santonian marls overthrusting the Segui formation and bending a Quaternary terrace.

4.2. Recent normal faulting as revealed by seismic profiles in the southern offshore of Tunisia: Gulf of Gabes

The Gulf of Gabes is part of the Pelagian Block (Figure.IV.1). This basin has undergone a high subsidence rate during the Mesozoic (Boccalleti et al., 1989; Ben Ferjani et al., 1990; Burollet, 1991; Patriat et al., 2003). Currently, this area is characterized by ~N150°E-trending faults (Marchal et al., 2003) connecting the SE Tunisian compressional domain with the Jeffara platform (Figure.IV. 1). The whole Gulf of Gabes was structured by continuous reactivation of deep-seated and listric major faults. This tectonic pattern is accompanied by the halokinetic activity associated with a synsedimentary normal faulting (Touati and Rodgers, 1998; Patriat et al., 2003). This transitional zone constitutes an interesting area to investigate the kinematics of the extensional processes and their role of the Cenozoic structures evolution.

4. 2. 1. Data Set

The study of the Cenozoic tectonic regimes in the Gulf of Gabes is mainly based on interpretation of 2D seismic reflection lines that have been collected and provided by the ETAP Company. The interpretation of the two profiles (L35 and L155) was achieved by using five exploration wells (P1 to P5, Figure.IV. 11) on the basis of previously supersequence interpretation (Touati and Rodgers, 1998; Takatak et al., 2012). Although the wells are located at some hundred meters from the seismic lines, well data have been projected onto the two seismic profiles at structurally similar locations, with respect to the orientation of the structures. This subsurface study aims to determine the tectonic events and to specify the structural evolution of the SE Tunisian domain. It allows to identify major faults and their role in the Cenozoic and Quaternary structural evolution of the Gulf of Gabes and the interaction with the Cenozoic tectonic stress regime identified by the present study in the SAFT.

4. 2. 2. Interpretation of seismic reflection data

The aim of this section is to decipher the tectonic activity during the Cenozoic period in the Gulf of Gabes. Seismic reflection data show that the Gulf of Gabes is affected by deep seated high-angle normal faults (Marchal et al., 2003). These faults cut through Cretaceous-Quaternary series and delimit horst and graben structures (Figure.IV. 11; Ben Ferjani et al., 1990; Burollet, 1991; Bédir et al., 1992; Bédir et al., 2001; Tlig et al., 2010). The Cretaceous-Cenozoic transition is underlined by a major unconformity with the gap of Paleocene-early Eocene sequences. This sedimentation gap may be explained by uplift and subsequent erosion of the basin related to active Maastrichtian–Paleocene tectonic events (Taktak et al., 2010).

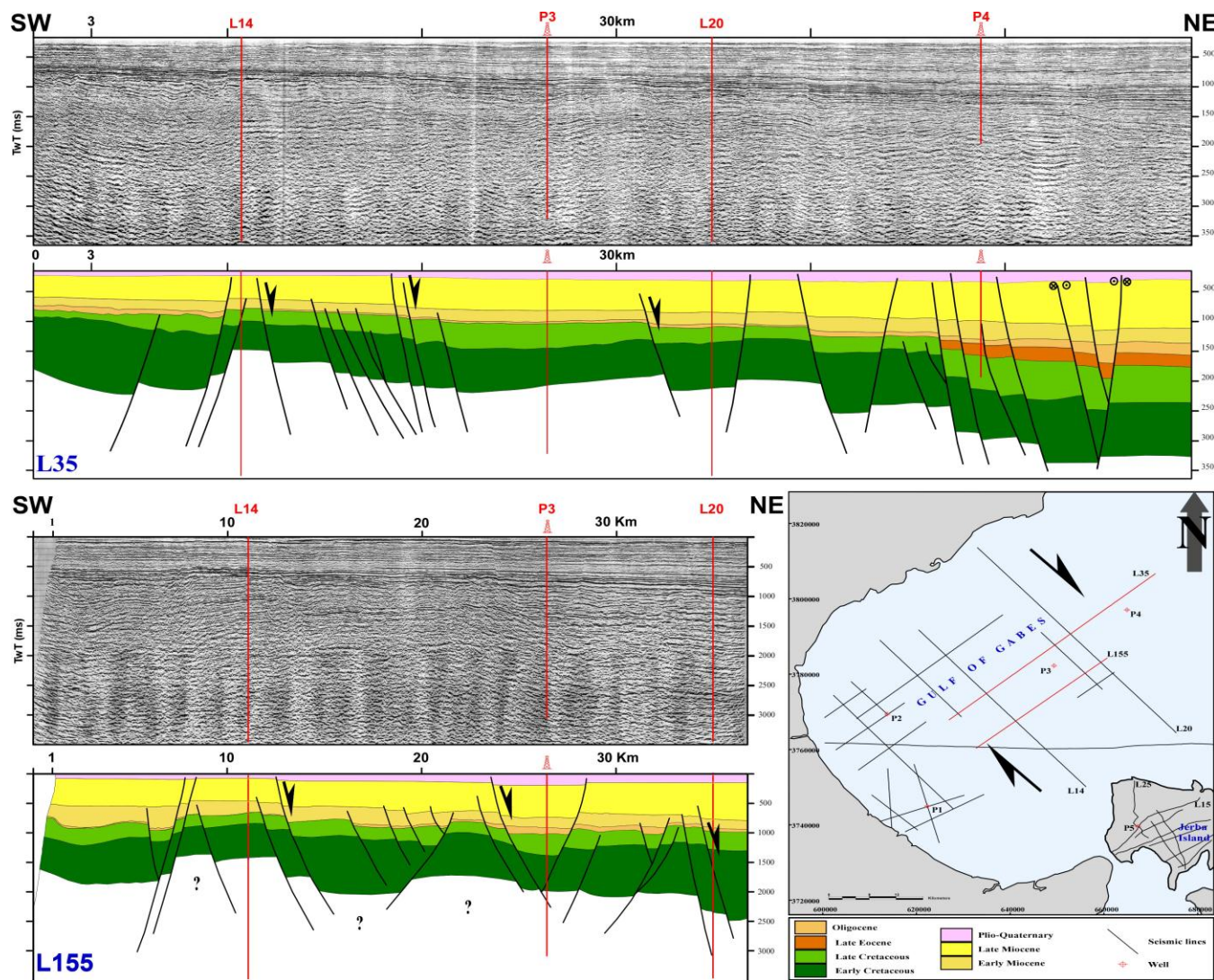


Figure.IV. 11. Seismic reflexion sections L35 and L155 a cross the Gulf of Gabes, showing NW - trending horst and graben systems related to the NE extension of the recent Pelagian Sea. On the left of these seismic lines, the map shows the position of seismic sections and the locations of petroleum wells used in our interpretation. It defines the major fault and their role in the Cenozoic and Quaternary structural evolution of the Gulf of Gabes.

Seismic line L35 shows that the late Eocene series, which develop only in the easternmost part of the basin, are affected by normal faulting (Figure.IV. 11; Taktak et al., 2012). The seismic profiles also show normal component faulting and a thickness increase of the Oligocene and Miocene sequences towards the east resulting from a transtensional regime. This eastward thickness increase is accompanied by a lateral facies changes and enrichment with a pelagic fauna (Ben Ferjani et al., 1990; Touati and Rodgers, 1998; Mejri et al. 2006; Taktak et al., 2012). During the Miocene, transtensional movements permit the emplacement, on the one hand, synclinal depocenters and, on the other hand, the opening of en echelon half grabens and grabens (Bédir et al., 1992; Touati and Rodgers, 1998). Finally, the seismic profiles show that the Plio-Quaternary series are also affected by normal component faults. The geometry and thickness variations of these series are interpreted to be related to the regional transtensional strain during the Plio-Quaternary period. This normal faulting suggests a NE-trending extension within a transtensional tectonic regime in the Gulf of Gabes for the Plio-Quaternary period.

To sum up, during the Cenozoic, the Gulf of Gabes has undergone extensional deformation, subsidence and eastward tilting (Ben Ferjani et al., 1990; Touati and Rodgers, 1998; Taktak et al., 2010, 2012). This structural evolution was mainly controlled by the NW-trending faults maybe inherited from the Mesozoic (Figure.IV. 11; Buroillet and Ellouz, 1986; Ben Ferjani et al., 1990; Taktak et al., 2010). In addition seismic data and structural analysis from the Pelagian Sea, presented by recent studies, indicate a NW-SE extensional faulting that delimits major grabens such as the graben of Zohra (Buroillet, 1991; Touati and Rodgers, 1998). The faulting is also consistent with the NE-trending tectonic extension stated before (e.g. Catalano et al., 2008; 2009). These aforementioned grabens are the prolongation of the Sirte basin to the south and the Pantelleria rift zone to the north.

5. Discussion

5.1. Temporal and spatial changes from the Mio-Pliocene to Quaternary stress states in the SAFT and the Pelagian Sea

Twenty-one sites of the fault kinematics have been measured in Miocene-Pliocene and Quaternary deposits. Most of the striae measured on fault planes which cut the Miocene-Pliocene conglomerates. Fault kinematics data, detailed above, confirm the temporal change of the stress in the SAFT. The Miocene-Pliocene to Quaternary deposits record two distinct and successive stress states (Figure.IV. 6). (1) The paleostress state characterized by a regional compressional tectonic regime with a mean NW horizontal maximum stress axis (σ_1) attributed to Late Miocene-Pliocene age, defined by Atlassic event in Tunisia that has been already reported by several studies (Zargouni, 1984; Tlig et al., 1991; Chihi, 1992; Dlala, 1992) and called Alpine event by others studies (Bouillin, 1986; Herkat and Guiraud, 2006; Masrouhi et al., 2007, 2008). (2) The youngest state of stress, that

also corresponds to a compressional tectonic regime. Some data types show a transpressional tectonic regime which can be induced by the motion of the strike–slip transfer fault zone of the SAFT. Our data suggest that this recent stress regime is characterized by N- to NNE-trending σ_1 . This resulting recent stress fields, deduced from the youngest fault kinematics data and measured on the Quaternary terraces, reveal the present-day tectonic regime affecting the SAFT and might explain a recent tectonic activity along the foreland of Atlassic structures, probably generating new thrusting structures.

The present-day stress pattern along the SAFT shows also a spatial change in the stress field. Along the SAFT, the youngest stress regime is N-trending compression which progressively changes eastward to NW-trending σ_1 transtensional regime in the Gulf of Gabes. At a Tunisian regional scale, few studies (Philip et al., 1986; Chihi et al., 1992) examined these temporal and spatial changes in the stress regime. The recent tectonic regime in Tunisia can be deduced from inversions of fault kinematics represents an extensional and transtensional stress regime along the major Plio–Quaternary trough (Philip et al., 1986; Chihi et al., 1992, Belguith et al., 2011). This tectonic event is a transient event that started after the major compressional event of Late Miocene age. The NE-trending Plio–Quaternary transtensional stress regime (σ_2) is well defined in the Sahel of Tunisia and along the eastern Tunisian coast (Bouaziz et al., 2003; Ghribi and Bouaziz, 2010; Belguith et al., 2011). The coastal area, displays a significant seismicity with a moderate seismic activity. This area is bordered to the west by the NW-trending Atlassic fold and to the South by the stable Saharan platform marked by NW-trending faults system (Bouaziz et al., 2002). The coastal area is characterized by recent deformation related to the regional activity of the both Eurasian and African margins in the western Mediterranean domain. The extensional brittle deformation, occurred during Neogene-Quaternary time, is associated with the strike-slip component detected along the inherited normal fault. The most active tectonic deformation is associated with the reactivation of pre-existing NW- and W-trending strike-slip faulting affected the Gulf of Gabes according to an E- to NE-trending transtensional stress regime (Table. IV. 2; Figure.IV. 11).

In the previous studies, several authors have described the timing of the change in the state of stress along the SAFT and the Sahel. Some previous studies have implicitly presumed the spatial and temporal changes of the recent stress regime along the Central Tunisia and the Sahel. Their study confirmed by the different subsequent data (e.g. Zargouni, 1984; Tlig et al., 1991; Philip et al., 1986; Chihi et al., 1992; Bouaziz et al., 2003; Ghribi and Bouaziz, 2010; Belguith et al., 2011) demonstrate that the stress regime change from the NW-trending compressional paleostress to the N-trending compressional modern stress states occurred during the Plio–Quaternary times in the SAFT. However, our results are consistent with recent works (Ghribi and Bouaziz, 2010; Belguith et al., 2011), carried out in the coastal regions of Tunisia showing a NNE-SSW transpressional regime

responsible for reverse and strike-slip fault population affected the Late Pleistocene “Tyrrhenian” marine deposits.

Synthesis of our results and the comparison with previous studies reveals that the SAFT and the Pelagian Sea are characterized by temporal change in stress regime which started during the Late Miocene. Along the SAFT, the youngest stress regime is N-trending compression which progressively changes eastward to NW-trending σ_1 transtensional regime in the Gulf of Gabes. Indeed, the present-day stress regime along the study area shows also a spatial change in the stress regime. We can explained these change of stress regimes by the geodynamic evolution of the Tunisian Atlas in relation to the rotation of Corsica-Sardinia blocks and the separation of the Sicilian continental lithosphere from the Ionian oceanic lithosphere.

5.2. The regional tectonic regimes in the western Mediterranean

Southern Atlas of Tunisia constitutes a complex tectonic zone, which includes two drastically different tectonic domains: the Tunisian Atlas and the Pelagian Sea. The Late Cenozoic to present-day tectonic regime in the Tunisia is under influence of a combination of the Nubia-Europe collision, in the North, and the rifting of the Sicily basin, to the East (Illies, 1981; Winnock, 1981; Beccaluva et al., 1983; Finetti, 1984; Noquet et al., 2004; Faccenna et al., 2002; Michard et al., 2002; Piqué et al., 2002; Faccenna et al., 2004; Goes et al., 2004; Sébrier et al., 2006; Serpelloni et al., 2007; Kherroubi et al., 2009; Rekhiss, 2008; Gallais et al., 2011; Billi et al., 2011, Roure et al., 2012).

At western Mediterranean scale, several geodynamic models have been proposed (e.g., Billi et al., 2011, Belguith et al. 2013), based on tectonic, seismological, geodetic, tomographic, and seismic reflection data. Regionally, the Southern Tunisian Atlas and the Gulf of Gabes were usually examined independently in the previous studies (e.g. Zargouni, 1985; Taktak et al., 2012) without any explanation about these coeval drastically different regimes within much closed regions.

In fact, in consequence to the counter clockwise rotation of Corsica-Sardinia blocks that occurred in the late Oligocene-early Miocene, the Calabrian Arc south-eastward propagated during the opening of the Tyrrhenian Sea, allowing the transfer of the compression toward the southern Atlas, this later being accommodated by the thrusting and folding in the southern Tunisia. Presently, the rotation is associated with N-trending compressional stress, associated with recent reactivation of inherited normal faults as major thrusts in the SAFT (Figures. IV. 2, 9, 12). During the same time, this structural pattern in the Pelagian Sea is controlled by a regional NW-trending strike-slip fault (Boccaletti et al., 1987; Gardiner et al., 1995; Torelli et al., 1995; Catalano et al., 1996).

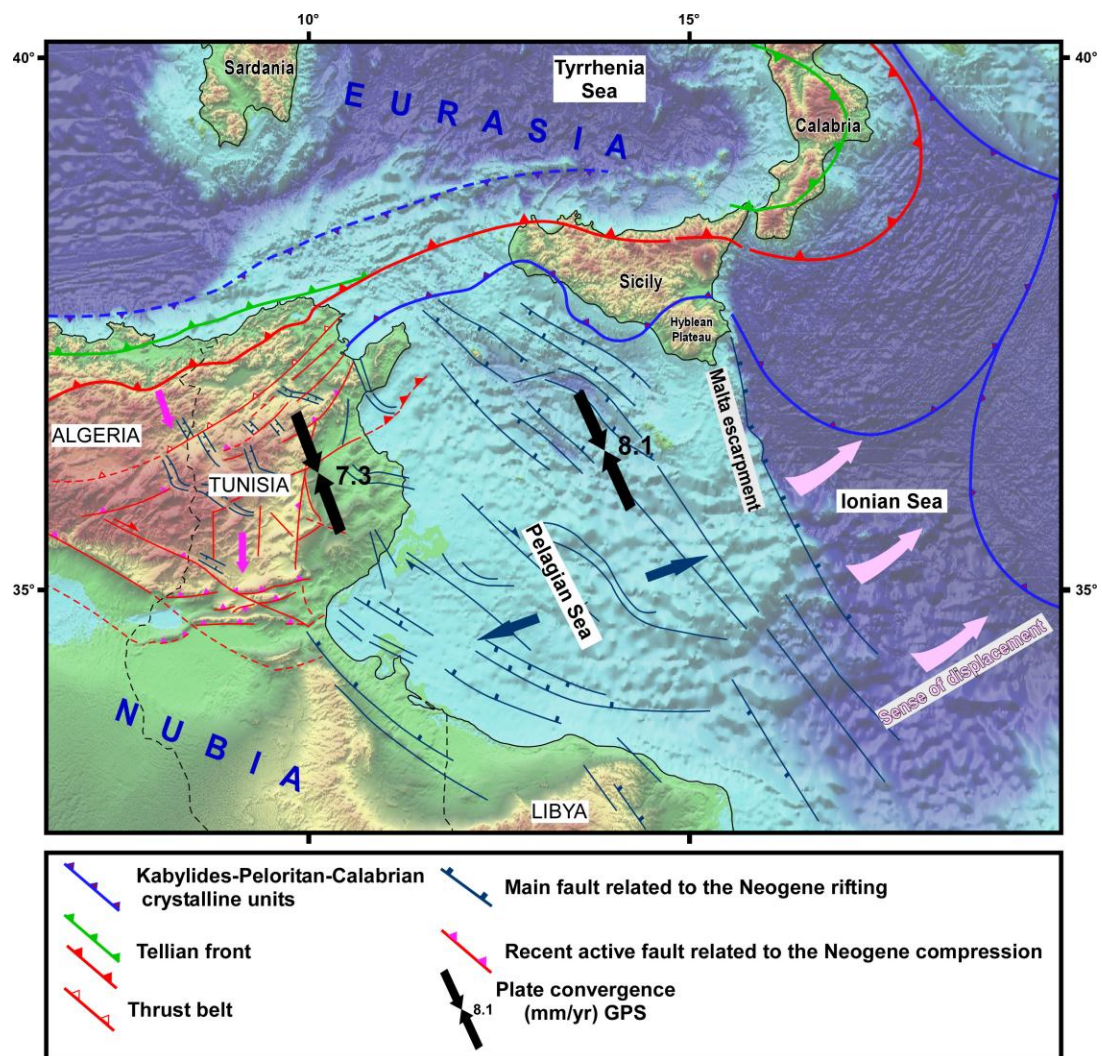


Figure.IV. 12: Structural sketch map of the Central Mediterranean showing the main present-day structural features (Chihi, 1995; Michard et al., 2002; Piqué et al., 2002; Morelli and Barrier, 2004; Faccenna et al., 2004; Goes et al., 2004; Serpelloni et al., 2007; Rekhiss, 2008; Billi et al., 2011; Frizon De La motte et al., 2011; Renda et al., 2000; Catalano et al 1996, 2013). Magenta arrows show the recent stress strike in the Tunisian atlas domain. The Black arrows indicate the relative trend of velocity predicted by Nubia-Eurasia (Faccenna et al., 2004; Billi et al., 2011).

On the contrary, other studies (Finetti and Del Ben, 2005; Torelli et al., 1991) suggest that this region corresponds to passive margin with a NE-trending extension. This architecture was related to the present-day lithospheric scale continental extension controlled by NW-trending normal faults (Finetti and Del Ben, 2005; Torelli et al., 1991) followed by subsequent volcanic activity. Southward, from the Pelagian Sea, this rifting continued from the Sirte basin to the Gulf of Gabes. The extensional NE-trending deformation can be related to the subduction of the NW-moving Ionian oceanic lithosphere accommodating the Nubia/Eurasia convergence.

Unfortunately, in northern Algeria and Tunisia, detailed present-day strain rate field is not available due to the non existence of dense GPS network. However, some GPS sites along the coast of northern Algeria show that this segment of the Nubia-Eurasia plate boundary accommodates an about NW trending $\sim 2\text{-}4$ mm/yr convergence rate (Serpelloni et al., 2007). Eastward, we note that a N-S shortening actively affected the Sardinia channel similarly than in the southern Tyrrhenian basin (Mantovani et al., 2009; Billi et al., 2011; Elter et al., 2011). This drastically heterogeneous structural pattern explains the geodynamic complexity of the study area.

In this way, the Tunisian south-eastern offshore is regarded as passive margin or as transcient zone. Data presented by the present study support a model that this region could be corresponds to a microplate guided by an inherited NW-trending fault systems acting now as transtensional dextral faults during the Pliocene–Present day period.

The results obtained from this study implying that the Tunisian Atlas and Pelagian Sea constitute a microplate during the Quaternary. In fact, GPS velocity data and geophysical analysis of the western Mediterranean reveals, during Quaternary to present-day, an extensional tectonic regime in the Pelagian Sea, associated with W- to SW- trending transtensional stress regime (e.g. Catalano et al., 2008, 2009; Civile et al., 2008; Gallais et al., 2011), but rather that, the compressional tectonic regime is distributed throughout the SAFT is currently (during the Plio-Quaternary) accommodated by a predominant N-trending compression during the convergence of the Nubia–Eurasia plates.

The velocity of displacement, of the Nubia with respect to Eurasia, confirms this result for which it is estimated by Michard et al., 2002; Faccenna et al., 2004; Goes et al., 2004; Serpelloni et al., 2007 to 8.1 mm/yr in the Pelagian Sea and it is probably 7.3mm/yr in the Atlas domain of Tunisia and Algeria (Faccenna et al., 2011; Billi et al., 2011).

Conclusions

This study, based on fault kinematic analysis in the SAFT combined with focal mechanisms of recent earthquakes affecting SE Tunisia and the interpretations of some seismic profiles in the Gulf of Gabes, provides evidences for spatial and temporal changes in the stress regimes.

The SAFT was affected by a Miocene-Pliocene paleostress field characterized by a regional mean of $N134\pm 09^{\circ}E$ trending horizontal compression (σ_1) and related with a regionally significant compressional tectonic regime.

The Pliocene to present-day modern state of stress corresponds to a compressional tectonic regime with a regional mean of $N05\pm 10^{\circ}E$ trending horizontal compression (σ_1). In fact the present-day regionally significant stress field is varying from a N-trending compression testified by active thrusting in the SAFT to a transtensional tectonic regime in the Gulf of Gabes represented by normal component faulting in the offshore domain.

The change, from Miocene-Pliocene to present-day stress state, occurred in the Pliocene or in the early Pleistocene because of both compressional kinematics in the SAFT is affecting the Plio-Pleistocene (undifferentiated) Segui formation. This temporal tectonic regime change is probably related to the recent tectonic reorganization, at about 2 Ma, reported by several authors in the south-central Mediterranean (e.g., Goes et al., 2004; Billi et al., 2011).

This stress regimes change, documented in this paper, may be attributed to the tectonic blocks position and/or evolution i.e. the Tunisian Atlassic fold-and-thrust belt and the Pelagian Sea relative to the Sardinia and the Mesozoic Ionian oceanic lithosphere. Significant variations in the displacement direction of the adjacent blocks might be introduced changes in the displacement gradient and/or in spatial and temporal stress regime. The present-day shortening direction in these domains results from combination of the collision between Nubia-Europe and the rifting of the Sicily basin. This context leading simultaneously to a reactivation of the inherited predominant structures created during the evolution of the Southern Tethyan margin. Therefore, The SAFT is mainly made of reactivation of inherited faults and corresponds now to a south-vergent NE- to ENE-trending “en echelon” thrust-related anticlines. South-eastward, major pre-existing normal faults, inherited from the Jurassic–Cretaceous rifting, were reactivated as strike-slip guiding a pull-apart structure of the Tunisian eastern offshore. Finally, it appears that more investigations of the quaternary tectonics elements in this domain can contribute to better constrain the position and/or evolution of the adjacent blocks and the reconstruction of the geodynamics models. Locally the modern stress state corresponds to a compressional tectonic regime with NE-trending σ_1 , due to stress deviations related to fault kinematics or lithological/rheological heterogeneities.

Acknowledgements

This work gained financial support from the Ministry of Higher Education and Research (Tunisia, especially the University of Gabes) and a Foreign Affair Ministry (Ministère des Affaires Etrangères) grant through French Embassy in Tunisia. Special thanks to Imen Annabi (Responsible of the academic mobility SCAC/ IFC in Tunis) and the staff of the SCAC of the French Embassy in Tunisia, for their support. Mohamed Gharbi thanks the Aix-Marseille University, through the OT-Med Program for founding this work. Field has benefited from financial support under UPCAM RFQ's International actions. SPOT images were provided thanks to the ISIS program (CNES, distribution SPOT images S.A.). Amara Masrouhi thanks the Aix-Marseille University, through the both programs of visiting Professor (2011-2013) and OT-Med Program (2012-2013). The ETAP (Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières), particularly Abdelhak Amri and Youssef Bouazizi are thanked for providing access to the seismic lines. We are indebted to Olivier Lacombe and François Roure for their thoughtful reviews of the manuscript. We are grateful to Rita Katharina Kraus for comments and English language corrections.

References

- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A., Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.* 126, 11–53.
- Beccaluva, L., Rossi, P.L., Serri, G., 1983. Neogene to Recent volcanism of the southern Tyrrhenian–Sicilian area: implication for a geodynamic evolution of the Calabrian Arc. *Earth Evol. Sci.* 3, 222–238.
- Bédir, M., Boukadi, N., Tlig, S., Ben Timzal, F., Zitouni, L., Alouani, R., Slimane, F., Bobier, C., Zargouni, F., 2001. Subsurface Mesozoic Basins in the Central Atlas of Tunisia, tectonics, sequence deposit distribution and hydrocarbon potential. *AAPG. Bull.* 85, 885–907.
- Bédir, M., Tlig, S., Bobier, C., Aissaoui, N., 1996. Sequence stratigraphy, basin dynamics and petroleum geology of the Miocene from Eastern Tunisia. *AAPG. Bull.* 80 (1), 63–81
- Bédir, M., Zargouni, F., Tlig, S., Bobier, C., 1992. Subsurface geodynamics and petroleum geology of a transform margin basin in The Sahel of Mahdia and El Jem (Eastern Tunisia). *AAPG Bull.* 76, 1417–1442.
- Belguith, Y., Geoffroy, L., Mourgues, R., Rigane, A., (in press) Analogue modelling of LateMiocene-Early Quaternary continental crustal extension in the Tunisia-Sicily Channel area. doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.023.
- Belguith, Y., Geoffroy, L., Rigane, A., Gourmelen, C., Ben Dhia, H., 2011. Neogene extensional deformation and related stress regimes in central Tunisia. *Tectonophysics.* 509, 198–207, doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.009.
- Bellier, O., Over, S., Poisson, A., Andrieux, J., 1997. Recent temporal change in the stress state and modern stress field along North Anatolian Fault Zone (Turkey). *Geophys. J. Int.* 131, 61–86.
- Bellier, O., Zoback, M.L., 1995. Recent state of stress change in the Walker Lane zone, western Basin and Range province, United States. *Tectonics* 14, 564–593.
- Ben Ayed, N., 1993. Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel, *Ann. Mines Geol.*, Editions du Service géologique de Tunisie, no 32, 286 p.
- Ben Ferjani, A., Burolet, P.F., Mejri, F., 1990. Petroleum geology of Tunisia. *Mém. ETAP Memoir 1*, Tunis, Tunisia, 194 pp.
- Ben Haj Ali, M., Jedoui, Y., Dali, T., Ben Salem, H., Memmi, L., 1985. Carte géologique de la Tunisie au 1/500 000. Edt. Service Géologique. Office National des Mines.
- Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., Serpelloni, E., 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia–Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 182, 279–303.

Boccaletti, M., Cello G. & Tortorici, L., 1987. Transtensional tectonics in the Sicily Channel. *J. Struct. Geol.* 9, 869–876.

Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357, 227–253.

Bouaziz, S., Jedoui, Y., Barrier, E., Angelier, J., 2003. Neotectonics in the Tyrrhenian marine deposits of the southeastern Tunisian coast: implications for sea level changes. *C. R. Geoscience* 335, 247–254

Bouillin, J. P., 1986. Le bassin maghrébin, une ancienne frontière entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2, 547–558.

Boussiga, H., 2008. Géophysique appliquée aux séries paléogènes du Sahel de Tunisie. Tectonique de socle, halocinèse et implications pétrolières. Thèse en Sciences Géologiques. Université Tunis El Manar, 159p.

Bracène, R., 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, 207–226.

Burrollet, P. F., Ellouz, N., 1986. L'évolution des bassins sédimentaires de la Tunisie centrale et orientale. *Bull. Cent. Rech. Pau*, 10, 49–68.

Burrollet, P.F., 1991. Structures and tectonics of Tunisia. *Tectonophysics* 195, 359–369.

Caire, A., 1970. Tectonique de la Méditerranée centrale. *Annales de la Société géologique du Nord*. 307–346.

Carey, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys* 21, 57–66.

Carey, E., Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Ser. D* 279, 891–894.

Carey-Gailhardis, E., Mercier, J, L., 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanism of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.* 82, 165–179.

Catalano, R., Di Stefano, P., Sulli, A., Vitale, F.P., 1996. Paleogeography and structure of the central Mediterranean: sicily and its offshore area. *Tectonophysics* 260, 291–323.

Catalano, R., Valenti, V., Albanese, C., Accaino, F., Sulli, A., Tinivella, U., Morticelli, M.G., Zanolli C., Giustaniani, M., 2013. Sicily's fold-thrust belt and slab roll-back: the SI.RI.PRO. Seismic crustal transect. *Journal of the Geological Society, London*, 1–14. doi:10.1144/jgs2012-099.

Catalano, S., De Guidi, G., Lanzafame, G., Monaco, C., Tortorici, L., 2009. Late Quaternary deformation on the island on Pantelleria: new constraints for the recent tectonic evolution of the Sicily Channel Rift (southern Italy). *J. Geodyn.* 48, 75–82. doi:10.1016/j.jog.2009.06.005.

Catalano, S., De Guidi, G., Romagnoli, G., Torrisi, S., Tortorici, G., Tortorici, L., 2008. The migration of plate boundaries in SE Sicily: influence on the large-scale kinematic model of the African promontory in southern Italy. *Tectonophysics* 449, 41–62. doi.org/10.1016/j.tecto.2007.12.003.

Célérier, B., Etchecopar, A., Bergerat, F., Vergely, P., Arthaud, F., Laurent, X., 2012. Inferring stress from faulting: From early concepts to inverse methods. *Tectonophysics* 581, 206–219. doi.org/10.1016/j.tecto.2012.02.009.

Chihi, L., 1992. Seismotectonic study in Central and Southern Tunisia. *Tectonophysics* 209, 175–178.

Chihi, L., 1995. Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne: étude structurale et leur signification dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. Thèse Doct. Es Science. Géol., Tunis, 325 pp.

Chihi, L., Ben Haj Ali, M., Ben Ayed, N., 1992. Mécanismes et signification structurale du plissement dans les chaînes des Chotts (Tunisie méridionale). Analogie avec les plis associés au décrochement E-W de Sbiba (Tunisie centrale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, Série II, 1245–1252.

Chihi, L., Gaaloul, N., Razgallah, S., 2000. Paleoseismic events in Eastern Tunisia (Cap Bon, Sahel): seismites associated with Miocene–Pliocene and Quaternary sediments. *Afr. Geosci. Rev.* 7(3), 307–314.

Civile, D., Lodolo, E., Tortorici, L., Lanzafame, G., Brancolini, G., 2008. Relationships between magmatism and tectonics in a continental rift: The Pantelleria Island region (Sicily Channel, Italy). *Mar. Geol.* 251, 32–46.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters.* 21 (20), 2191– 2194.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241–315.

Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H.W. & Knott, S.D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean, in *Alpine Tectonics*, Vol.45, pp. 265–283, eds Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G., Geological Society Special Publication.

Dlala, M., 1992. Seismotectonic study in Northern Tunisia. *Tectonophysics* 209, 171–174.

Dlala, M., Hfaiedh, M., 1993. Le séisme du 7 novembre 1989 à Metlaoui (Tunisie méridionale): une tectonique active en compression. *C. R. Acad. Sci. Paris Série II.* 317 (10), 1297–1302.

Dlala, M., Rebaï, S., 1994. Relation compression/extension Miocène supérieur à Quaternaire en Tunisie. *C. R. Acad. Sci. Paris Ser. II.* 319, 945–950.

Ellouz, N., 1984. Etude de la subsidence de la Tunisie Atlasique orientale et de la mer Pélagienne, Thèse 3ème Cycle, Université Paris VI, 129 pp.

Elter, F.M., Elter, P., Eva, C., Eva, E., Kraus, R.K., Padovano, M., Solarino, S., 2011. Strike–slip geometry inferred from the seismicity of the Northern–Central Apennines (Italy). *J. Geodyn.*, doi:10.1016/j.jog.2011.03.003.

Faccenna, C., Molin, P., Orecchio, B., Olivetti, V., Bellier, O., Funicello, F., Minelli, L., Piromallo, C., Billi, A., 2011. Topography of the Calabria subduction zone (southern Italy): Clues for the origin of Mt. Etna. *Tectonics*, vol. 30, doi:10.1029/2010TC002694.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the arcs of the western Mediterranean. *Tectonics* 23, TC1012 <http://dx.doi.org/10.1029/2002TC001488>.

Faccenna, C., Speranza, F., D’ajello Caracciolo, F., Mattei, M., Oggiano, G., 2002. Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc-back-arc transitional regime. *Tectonophysics*, 356, 213–232.

Finetti, I.R., Del Ben, A., 2005. Crustal tectono-stratigraphic setting of the Pelagian foreland from new CROP seismic data. In: Finetti, I.R. (Ed.), *CROP PROJECT: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*. Elsevier B.V, pp. 581–595.

Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics* 475, 9–28.

Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C., Ringenbach, J.-C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30, TC3002, doi: [org/10.1029/2010TC002691](http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002691).

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracene, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19, 740–761.

Gallais, F., Gutscher, M. A., Graindorge, D., Chamot-Rooke, N., Klaeschen, D., 2011. A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (central Mediterranean): Evidence from multichannel seismic data, *J. Geophys. Res.*, 116, doi:10.1029/2011JB008505.

Gardiner, W., Grasso, M., Sedgely, D., 1995. Plio-Pleistocene fault movement as evidence for megablock kinematics within the Hyblean–Malta Plateau, Central Mediterranean. *J. Geodyn.* 19, 35–51.

Gharbi, M., Masrouhi, A., Espurt, N., Bellier, O., Amari, E. A., Ben Youssef, M., Ghanmi, M., 2013. New tectono-sedimentary evidences for Aptian to Santonian extension of the Cretaceous rifting in the Northern Chotts range (Southern Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 79, 58–73, doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.09.017.

Ghribi, R., Bouaziz, S., 2010. Neotectonic evolution of the Eastern Tunisian platform from paleostress reconstruction. *J. H. Mines and Environmental Research*. ISSN: 2107-6510, V. 1. 14-25

Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Khale, H. G. & Geiger, A., 2004. A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean, *Earth. Planet. Sci. Let.* 226, 335–345.

Gomez, F., Allmendinger, R., Barazangui, M., Er-Raji, A., Dahmani, M., 1998. Crustal shortening and vertical strain partitioning in the Middle Atlas mountains of Morocco. *Tectonics.* 17, 520–533.

Gueddiche, M., 1992. Analyse de la sismicité en Tunisie et l'étude sismique, sismotectonique et néotectonique de la Tunisie Septentrionale. Thèse de Doctorat de Spécialité, Université Paris VI, France, 216 pp

Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 83–143.

Haller, P., 1983. Structure profonde du Sahel Tunisien. Interprétation géodynamique. Thèse 3ème cycle, Univ. Franche Comté, Besançon, France, 162 pp

Herkat, M., Guiraud, R., 2006. The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the Eastern Atlasic Domain (Algeria). *J. Afr. Earth Sci.* 46, 346–370.

Hfaiedh, M., 1983. Etude sismotectonique de la Tunisie nord-orientale. Thèse, Univ. Paris VI.

Hfaiedh, M., Ben Ayed, N., Donee, L., 1985: Etude néotectonique et seismotectonique de la Tunisie nord-orientale. *Notes Serv. geol. Tunisie* 51, 41–55, ONM-Tunis.

Hippolyte, J. C., Bergerat, F., B. Gordon, M., Bellier, O., and Espur, N., 2012. Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's methods, *Tectonophysics*. doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.012.

Homberg C., Hu J.-C., Angelier J., Bergerat F. & Lacombe O., 1997. Characterization of stress perturbations near major fault zones : insights from field studies (Jura Mountains) and numerical modelling. *J. Struct. Geol.*, 19, 5, 703–718

Illies, J.H., 1981. Graben formation – the Maltese Islands – a case history. *Tectonophysics* 73, 151–168.

Kacem, J., 2004. Etude sismotectonique et évaluation de l'aléa sismique régional du Nord-Est de la Tunisie: apport de la sismique réflexion dans l'identification des sources sismogéniques. Thèse de Doctorat, Université Tunis El Manar, Tunisie, 168 pp.

Kherroubi, A., Déverchère, J., Yelles, K., Mercier de Lépinay, B., Domzig, A., Cattaneo, A., Bracène, R., Gaullier, V., Graindorge, D., 2009. Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea: New evidence for contractional tectonic reactivation. *Marine Geology, Special Issue on EUROMARGINS*. 261, 17–32.

Lacombe O., Mouthereau F., Angelier J. and Deffontaines B., 2001. Structural, geodetic and sismological evidence for tectonic escape in SW Taiwan. *Tectonophysics*, 333, 323–345, doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00281-X.

Lacombe O., Mouthereau F., Kargar S. and Meyer B., 2006. Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): implications for the tectonic and kinematic evolution of Central Zagros. *Tectonics*, 25, TC1003. Doi: 10.1029/2005TC001831.

Lacombe, O., 2012. Do fault slip data inversions actually yield “paleostresses” that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *C. R. Geoscience*. 344. 159–173, doi.org/10.1016/j.crte.2012.01.006.

Laville, E., Delcaillau, B., Charroud, M., Dugué, O., Ait Brahim, L., Cattaneo, G., Deluca, P., Bouazza, A., 2007. The Plio-Pleistocene evolution of the Southern Middle Atlas Faults Zone (SMAFZ) front of Morocco. *Int. J. Earth Sci* 96. 497–515

Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M.-J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to Alpine belt formation: a new analysis. *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. *Geol. Soc. Am. Spec.* 218, 111–131.

Mantovani, E., Babbucci, D., Tamburelli, C., Viti, M., 2009. A review on the driving mechanism of the Tyrrhenian–Apennines system: implications for the present seismotectonic setting in the Central–Northern Apennines. *Tectonophysics* 476, 22–29.

Marchal, D., Guiraud, M., Rives, T., 2003. Geometric and morphologic evolution of normal fault planes and traces from 2D to 4D data. *J. S. Geol* 25, 135–158.

Masrouhi, A. Bellier, O., Koyi, H. Vila, J.M., Ghanmi, M. 2013. The evolution of the Lansarine–Baouala salt canopy in the North African Cretaceous passive margin in Tunisia, *Geological Magazine*, 150, 5, 835–861., doi:10.1017/S0016756812000763.

Masrouhi, A., Ghanmi, M., Ben Slama, M.-M., Ben Youssef, M., Vila, J. M, Zargouni, F. 2008. New tectono-sedimentary evidence constraining the timing of the positive tectonic inversion and the Eocene Atlasic phase in northern Tunisia: Implication for the North African paleo-margin evolution. *C. R. Geosciences* 340, 771–778., doi.org/10.1016/j.crte.2008.07.007.

Masrouhi, A., Ghanmi, M., Youssef, M.B., Vila, J.M., Zargouni, F., 2007, Mise en évidence d'une nappe de charriage à deux unités paléogènes au plateau de Lansarine (Tunisie du Nord): Définition d'un nouvel élément structural de l'Atlas Tunisien et réévaluation du calendrier des serrages tertiaires: C.R. Geosciences 339, 441–448., doi.org/10.1016/j.crte.2007.03.007.

Masrouhi, A., Koyi, H. A., 2012. Submarine 'salt glacier' of Northern Tunisia, a case of Triassic salt mobility in North African Cretaceous passive margin. In Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity (eds. Alsop, G. I., Archer, S. G., Hartley, A. J., Grant, N. T. & Hodgkinson, R), pp. 579–593. Geological Society of London, Special Publication no. 363, doi:10.1144/SP363.29.

Mejri, F., Buroillet, P.F., Ben Ferjani, A., 2006. Petroleum geology of Tunisia, A renewed Synthesis. Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières. 230 pp.

Mercier, J.L., Carey-Gailhardis, E., Sébrier, M., 1991. Paleostress determinations from fault kinematics: application to the neotectonics of the Himalayan–Tibet and the central Andes. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A 337, 41–52.

Mercier, J.L., Vergely, P., Zhang, Y. Q., Hou, M. J., Bellier, O., Wang, Y. M., 2013. Structural records of the Late Cretaceous–Cenozoic extension in Eastern China and the kinematics of the Southern Tan-Lu and Qinling Fault Zone (Anhui and Shaanxi provinces, PR China). Tectonophysics 582, 50–75.

Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco. Bull. Soc. Geol. Fr. 173, 3–15.

Morelli, A., Barrier, E., 2004. Geodynamic map of the Mediterranean, sheet 2, Comm. for the Geol. Map of the World, Paris.

Nocquet, J. M. & Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe, Pure Appl. Geophys. 161, 661–681.

Patriat, M., Ellouz, N., Dey, Z., Gaulier, J.-M., Ben Kilani, H., 2003. The Hammamet, Gabes and Chotts basins (Tunisia): a review of the subsidence history. Sediment. Geol. 156, 241–262.

Philip, H., Andrieux, J., Dlala, M., Chihi, L., Ben Ayed, N., 1986. Evolution tectonique mio-plio-quadernaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale). Bull. Soc. Geol. Fr. 8 (4), 559–568.

Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., Ait Ouali, A., 2002. The Mesozoic–Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. Geodinamica Acta. 15 (3), 185–208.

Rebaï, S., Philip, H., Taboada, A., 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region; evidence for variation in stress directions at different scales. Geophys. J. Int. 110, 106–140.

Rekhiss, F., 2008. Evolution du système de convergence Europe-Afrique et progression de la déformation en Tunisie. Proceedings of the 11th Tunisian Petroleum Exploration & Production Conference Tunis, October. 162–172.

Renda, P., E. Tavarnelli, M. Tramutoli, and E. Gueguen (2000), Neogene deformations of Northern Sicily, and their implications for the geodynamics of the Southern Tyrrhenian Sea margin, *Mem. Soc. Geol. Ital.* 55, 53–59.

Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, Vol. 31, TC3006, doi:10.1029/2011TC002989.

Said, A., Baby, P., Dominique, C., Ouali, J., 2011b. Structure, paleogeographic inheritance, and deformation history of the southern Atlas foreland fold and thrust belt of Tunisia. *Tectonics*, Vol. 30, TC6004, doi:10.1029/2011TC002862.

Said, A., Dominique, C., Baby, P., Ouali, J., 2011a. Active oblique ramp faulting in the Southern Tunisian Atlas. *Tectonophysics* 499, 178–189.

Sebei, K., Inoubli, M.H., Boussiga, H., Tlig, S., Alouani, R., Boujamaoui, M., 2007. Seismic stratigraphy, tectonics and depositional history in the Halk El Menzel region, NE Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.* 47, 9–29.

Sébrier, M., Siame, L., El Mostafa, Z., Winter, T., Missenard, Y., Leturmy, P., 2006. Active tectonics in the Moroccan High Atlas. *C.R. Géosci.* 338, 65–79.

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa–Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International* 169, 1180–1200.

Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siame, L., Farbod, Y., 2010. Plio–Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh–Binalud mountain ranges. *Tectonophysics* 480, 280–304.

Siame, L.L., Shabanian, E., Bellier, O., 2009. Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma: Comment. *Geology* 37 (12), 197–198.

Taktak, F., Bouaziz, S., Tlig, S., 2012. Depositional and tectonic constraints for hydrocarbon targets of the Lutetian–Langhian sequences from the Gulf of Gabes-Tunisia. *J. Pet. Sci. Eng.* V, 82–83, 50–65

Taktak, F., Kharbachi, S., Bouaziz, S., Tlig, S., 2010. Basin Dynamics and Petroleum Potential of the Eocene Series in the Gulf of Gabes, Tunisia. *J. Pet. Sci. Eng.* V, 75, 114–128.

Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7, 437–460.

Tlig, S., Erraioui, L., Aissa, L. B., Alouani, R., Tagorti, M. A., 1991. Tectogenèses alpine et atlasique, deux événements distincts dans l’histoire géologique de la Tunisie. Corrélation aux événements clés en Méditerranée, *C. R. Acad. Sci. II*, 312, 295–301.

Tlig, S., Sahli, H., Er-Raioui, L., Alouani, R., Mzoughi, M., 2010. Depositional environment controls on petroleum potential of the Eocene in the North of Tunisia. *J. Pet. Sci. Eng.* 71, 91–105, doi.org/10.1016/j.petrol.2010.01.009.

Torelli, L., Zitellini, N., Argnani, A., Brancolini, G., De Cillia, C., Peis, D., Tricart, P., 1991. Sezione geologica crostale dall'avampaese Pelagiano al Bacino di retroarco Tirrenico (Mediterraneo centrale). *Mem. Soc. Geol. Ital.* 47, 385–399.

Touati, M.A., Rodgers, M.R., 1998. Tectono-stratigraphic history of the Southern gulf of Gabes and the hydrocarbon habitats. *Proceedings of the Sixth Tunisian Exploration and Production Conference (Tunis, May: 5–9)*, 343–370.

Vially, R., Letouzey, J., Bernard, F., Haddadi, N., Desforges, G., Askri, H. Boudjema, A., 1994. Basin inversion along the North African Margin. The Saharan Atlas (Algeria), in *Peri-Tethyan Platforms*, pp. 9–118, 79–118, ed. Roure, F., Technip, Paris.

Villemin, T., Bergerat, F., Angelier, J., Christian, L., 1994. Brittle deformation and fracture patterns on oceanic rift shoulders; the Esja Peninsula, SW Iceland. *Journal of Structural Geology* 16, 1641–1654.

Winnock, E., 1981. Structure du Bloc Pelagien. In: Wezel, I.F.C. (Ed.), *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*. Tecnoprint, Bologna, pp. 445–464.

Zargouni, F., Termolières J.C., 1981. Déformations tectoniques postérieures au dépôt de la série du Segui (Plio-Villafranchien) dans l'Atlas méridional tunisien. *Actes 1er Cong. Nation. Sci. Terre, Tunis*

Zargouni, F., 1984. Style et chronologie des déformations des structures de l'Atlas tunisien méridional. Évolution récente de l'accident Sud-atlasique. *C.R. Acad. Sci. Paris (Série II, no. 2)*, 179–196.

Zargouni, F., Ruhland., 1981. Style des déformations du quaternaire récent lié au coulissement de la faille de Gafsa et chronologie des phases tectoniques de l'Atlas méridional de Tunisie. *C. R. Acad. Sc. Paris. T. 292.* 913–915.

Zouari, H., Turki, M. M., Delteil, J., 1990. Nouvelles données sur l'évolution tectonique de la chaîne de Gafsa, *Bull. Soc. Geol. Fr. V, 6*, 621–628.

CHAPITRE V: Conclusion générale

L'analyse structurale du front sud-atlasique de la Tunisie nous a permis de déduire que le style structural de l'Atlas sud tunisien est dominé par le rôle important des failles normales profondes affectant le socle Paléozoïque. Cet héritage induisant une tectonique de type « thick-skinned », mais associée à des décollements dans la couverture sédimentaire (« thin-skinned ») et à du diapirisme. Sur le plan structural, les résultats de la restauration d'une coupe équilibrée de l'avant-pays sud-atlasique tunisien nous ont conduits à proposer une nouvelle architecture de la marge sud-téthysienne qui a subi des réactivations lors de plusieurs périodes d'inversion tectonique successives. Cette restauration nous a permis de déduire un taux de raccourcissement de l'ordre de 6 km (~5%) dans le bassin de Metlaoui-Gafsa. Elle a engendré une inversion des failles normales de direction E-W délimitant, au Sud, le massif d'Orbata, en chevauchements à vergence vers le Sud, alors que l'inversion tectonique du massif de Maizila-Chemsi est accommodée par l'inversion d'un graben délimité par des failles normales de socle d'âge Permo-Trias. Conjointement, un niveau de décollement superficiel (dans le Trias-Jurassique) produit un pli de type pop-up dans le Chemsi et un synclinal au Sud (le synclinal de Maizila). Ce graben a contrôlé la mise en place d'une épaisse série du Jurassique au Crétacé. Au Sud du Chemsi, un chevauchement profond à vergence vers le Nord s'enracine dans le socle.

Au Sud du bassin Metlaoui-Gafsa, nous avons calculé un faible taux de raccourcissement d'environ 2 km (~2%). Ce taux de raccourcissement a été exclusivement accommodé par l'anticlinal de Beidha et par un petit shortcut sous la plate-forme saharienne. Notre interprétation géométrique montre que le bassin des Chotts était un ancien rollover d'âge Jurassique-Crétacé, limité par la faille normale préservée de Tebaga Kebili. Cette faille se raccorde à un niveau de détachement sous le bassin des Chotts. L'augmentation de l'épaisseur de la série Jurassique et Crétacé facilite la migration des évaporites vers la structure de Beidha et permet la mise en place d'un diapir au-dessous de cette dernière.

Une synthèse de différentes données de terrain, des données de sismique-réflexion et de forage et la construction de la coupe équilibrée, nous a également permis de proposer un modèle d'évolution géodynamique du bassin d'avant-pays sud atlasique, en deux périodes importantes, une période de rifting, d'âge essentiellement Mésozoïque (initiée au permien), et une période d'inversion tectonique constituée de trois phases majeures de compression durant le Cénozoïque qui débute au Crétacé supérieur.

➤ Le rifting connu à l'échelle de l'Atlas sud de la Tunisie, débute par un épisode pré-rift qui est d'âge Permien supérieur-Trias. Ce pré-rifting a généré l'initiation de la subsidence de bassins sédimentaires où se déposent d'épaisses séries d'halite et de gypses. L'Atlas sud de Tunisie est caractérisé au cours du Trias par une extension de direction NNE-SSW accompagnée par un amincissement de la croûte et une forte subsidence. A partir du Jurassique et du Crétacé inférieur, la

géométrie de bassin sud-atlasique de la Tunisie est caractérisée par une structuration en blocs basculés délimités par des failles normales synsédimentaires de direction E-W à WNW-ESE. Ces dernières contribuent à la formation des bassins d'Orbata, du Chemsî et des Chotts.

L'architecture structurale déduite de la restauration de la coupe équilibrée montre une ancienne marge passive structurée en blocs basculés (cas d'Orbata), en graben (cas de Chemsî) et en diapir qui fonctionne depuis le Jurassique supérieur alors qu'un rollover se met en place dans le bassin des Chotts. Ces failles normales à pendage vers le NNE à NE conduisent à une importante variation d'épaisseur et de faciès du Nord au Sud de cette marge passive. Ce rifting continue son activité jusqu'à l'Albo-Aptien accompagné par la mise en place des blocs basculés qui ont produit une différenciation paléogéographique progressive dans la région. Cette structuration en blocs basculés délimités par des failles normales permet le dépôt de conglomérats syn-sédimentaires à l'aplomb des failles normales de direction N90°E à 110°E (i.e., les conglomérats aptiens de Khanguet Aïcha et Khanguet Amor, dans la région de Zemelt el Beidha, à l'Est de la chaîne Nord des Chotts), et la mise en place de discordances angulaires (cas de la discordance de l'Aptien supérieur-Albien Inférieur connus à l'échelle de l'Atlas sud tunisien).

Une extension de direction N-S entraîne la réactivation de failles normales durant le Cénomaniens-Turonien. Au cours de cette période, une transgression majeure envahit la zone d'étude et produit des onlaps sur les séries sous-jacentes, une individualisation des zones hautes (i.e., Zemlet el Beidha et Jebel Beidha) et une variation des épaisseurs et des faciès des séries sédimentaires. A partir du Coniacien-Santonien, dernier stade du rifting, il ne sédimente dans le bassin sud atlasique que des dépôts de types post-rift, i.e., des alternances marno-calcaires qui scellent la majorité des failles.

➤ L'inversion tectonique de l'avant-pays sud-atlasique de Tunisie commence au le Crétacé supérieur produisant une réactivation en faille inverse des failles normales héritées (de direction E-W et NW-SE) de la période de rifting. Ces failles ont été inversées dans un premier temps pendant le Campanien supérieur. Cette première inversion est accompagnée par une importante phase d'érosion au cours du Campanien-Paléocène au niveau du massif d'Orbata. L'inversion tectonique continue durant trois phases tectoniques successives cénozoïques. Le front sud-atlasique a connu une première surrection au cours de la phase atlasique d'âge Eocène supérieur. Nos résultats montrent une corrélation entre cette phase tectonique et les discordances angulaires entre le Crétacé supérieur et l'Oligocène dans le bassin de Metlaoui-Gafsa. La deuxième phase d'inversion correspond à un événement compressif responsable d'un raccourcissement plus important que la phase atlasique. Dans l'Atlas sud tunisien, cette deuxième phase, nommée phase alpine, a démarré au Miocène supérieur comme en témoigne la discordance majeure à la base des séries miocènes supérieures (base du Serravalien-tortonien) dans le bassin de Metlaoui-Gafsa. La dernière phase

tectonique est d'âge Plio-Quaternaire. Elle correspond à un événement tectonique majeur, associé à la mise en place d'importants dépôts de cônes alluviaux dont les strates s'organisent en discordances progressives intra-formationnelles bien visibles sur le terrain notamment au front des chaînons d'Orbata, du Chemsî...).

L'étude de la Formation Segui en termes d'analyse de cinématique de faille combinée avec l'interprétation de quelques profils sismiques dans le golfe de Gabès et des données de mécanismes aux foyers de séismes enregistrées dans le bassin de l'avant-pays atlasique tunisien et le Golfe de Gabès révèle une variation spatiale et temporelle de l'état de contrainte. Notre étude met en évidence, dans le domaine atlasique, une phase tectonique compressive d'âge Mio-Pliocène dont les paléo-contraintes compressives (σ_1) sont orientées $N134\pm 09^\circ E$. Lui succède une phase de compression de direction $N05\pm 10^\circ E$ qui affecte les terrasses d'âge Quaternaire au front des chevauchements suggérant la réactivation récente voire actuelles de ces chevauchements, notamment au front des structures plissées du bassin de Métaloui-Gafsa (i.e., chevauchement de Chemsî). Les cinématiques de faille associées à ces deux phases de compression fini-cénozoïques affectent la formation Segui d'âge (indifférencié) Plio-Quaternaire. Le changement de régime tectonique s'est donc réalisé, soit à la fin du Pliocène, soit au début du Quaternaire.

Dans l'extrême SE du domaine d'étude, dans la zone des Chotts et le Golfe de Gabès, nous avons mis en évidence des décrochements récents, ainsi que des failles à composante normale, que nous avons interprété comme résultant d'un régime tectonique transtensif, contemporain de la compression N-S dans l'Atlas.

Le changement (temporel) du régime de contrainte, ainsi que la variation (spatial) du champ de contrainte récent sont à attribuer à la position particulière de la zone d'étude entre le front sud atlasique tunisien et la mer pélagienne. Cette zone est influencée par le régime tectonique compressif affectant le domaine Sardaigne-Sicile et par l'ouverture du bassin océanique ionien initiée au Mésozoïque. Les variations importantes dans la direction de déplacement des blocs adjacents peuvent conduire à des changements spatiaux et temporels des régimes tectoniques, i.e., des gradients de déplacement et/ou des états de contrainte. La direction de raccourcissement d'aujourd'hui dans ces domaines résulte de la combinaison de la collision entre la Nubie-Europe, au Nord, et le rifting du bassin sicilien, à l'Est.

Ce changement conduit simultanément à une réactivation des failles héritées, créées au cours de l'évolution de la marge sud téthysienne. Par conséquent, la déformation de l'avant-pays sud atlasique tunisien est contrôlée par la réactivation des failles héritées tout en produisant des plis en échelon de direction NE-SW et ENE-WSW, alors que vers le Sud-Est, dans la mer pélagienne, les failles normales préexistantes, héritées depuis le rifting Jurassique-Crétacé, ont été réactivées en décrochements dextres liés à un mouvement transtensif de direction d'extension globalement NE-

SW. En conclusion, le résultat marquant de notre étude (couplant analyse de la déformation récente de l'avant-pays atlasique de la Tunisie, ré-interprétation des données de séismologie et de la sismique réflexion) est le rôle prépondérant des failles profondes héritées de la mise en place de la marge passive sud téthysienne qui contrôlent l'essentiel de la déformation cénozoïque.

Références bibliographiques

- Abbes, Ch., 2004. Structurations et évolutions tectono-sédimentaires mésozoïques et cénozoïques, associées aux accidents reghmatiques, à la jonction des marges téthysiennes et nord-africaine (chaîne Nord-Sud-Tunisie centrale). Thèse d'Etat, Univ, Tunis II, Fac. Sc. Tunis, 435 p.
- Ahmadi, R., Mercier, E., Ouali, J., 2013. Growth-strata geometry in fault-propagation folds: a case study from the Gafsa basin, southern Tunisian Atlas. *Swiss J Geosci*, 106, 91-107. DOI 10.1007/s00015-013-0122-z.
- Aïté, M. O., and Gélard, J. P. 1997. Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande Kabylie (Algérie), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168, 423–436.
- Albertz, M., and Beaumont, C., 2010. 1. An investigation of salt tectonic structural styles in the Scotian Basin, offshore Atlantic Canada: 2. Comparison of observations with geometrically complex numerical models; *Tectonics*, 29, 1-16. doi:10.1029/2009TC002540.
- Anderson, J. E., 1996. The neogene structural evolution of the western margin of the pelagian platform, central Tunisia. *Journal of Structural Geology*, 27, 819-833.
- Angelier, J., 1989a. Tectonique cassante et néotectonique. *Ann, Soc, Géol, Belgique*, 112, fasc. 2, 283-307.
- Aridhi, S., Aridhi, K., Ghanmi, M., Zargouni, F., 2013. Structural context of meso-scale and cartographical duplex structure genesis in thrusting tectonics: role of tear faults. Zaghuan thrust belt. Case of Bir M'Cherga-Ain Asker area. *Arabian J Geosci*, DOI 10.1007/s12517-013-0955-9.
- Bahrouni, N., Bouaziz, S., Soumaya, A., Ben Ayed, N., Attafi, K., Houla, Y., El Ghali, A., Rebai, N., 2013. Neotectonic and seismotectonic investigation of seismically active regions in Tunisia: a multidisciplinary approach. *Journal of Seismology*. DOI 10.1007/s10950-013-9395-y.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R.W., Baranzagi, M., Demnati, A., El Alji, M., Dahmani, M., 1999. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological geophysical transect, *Tectonics*, 1, 8-(2), 163-185.
- Bédir, M., Boukadi, N., Tlig, S., Ben Timzal, F., Zitouni, L., Alouani, R., Slimane, F., Bobier, C., Zargouni, F., 2001. Subsurface Mesozoic Basins in the Central Atlas of Tunisia, tectonics, sequence deposit distribution and hydrocarbon potential. *A. A. P. G. Bulletin* 85, 885–907.
- Bédir, M., Tlig, S., Bobier, C., Aissaoui, N., 1996. Sequence stratigraphy, basin dynamics and petroleum geology of the Miocene from Eastern Tunisia. *A.A.P.G. Bull.* 80 (1), 63–81.
- Bédir, M., Zargouni, F., Tlig, S., Bobier, C., 1992. Subsurface geodynamics and petroleum geology of a transform margin basin in The Sahel of Mahdia and El Jem (Eastern Tunisia). *AAPG Bull.* 7 (9), 1417–1442.
- Bellier, O., Zoback, M., 1995. Recent state of stress change in the Walker Lane zone western basin and Range province-USA, *Tectonics*, 14, 564-593.
- Ben Ayed, N., 1980. Le rôle des décrochements E-W dans l'évolution structurale de l'Atlas tunisien. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, Fasc. 1, p. 29-32.
- Ben Ayed, N., 1993. Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel, *Ann. Mines Geol.*, Editions du Service géologique de Tunisie, no 32, 286 p.
- Ben Ferjani, A., Buroillet, P.F., Mejri, F., 1990. Petroleum geology of Tunisia, ETAP Memoir eds., 194 p.
- Ben Salem, MS., Ghanmi, M., Zargouni, F., 2010. Genesis of folds in external zones: application of fault propagation fold model. Gafsa Basin example (southern central Tunisia). *Arab J Geosci* 4: 229-237.
- Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracene, R., Faure, J.L., Sassi, W., Roure, F., 2006. Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: early foreland folding and subduction-related deformation. *C.R. Geosci.* 338, 115-125.
- Biely, A.; Buroillet, P.F. & Lajmi, T. (1974). Etude géodynamique de la Tunisie et des secteurs voisins de la méditerranée. *Notes Serv. Géol. Tunisie*, Vol.41, pp.23-38.

- Biju-Duval, B., Dercourt, J., Le Pichon, X., 1977. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system, In: Biju-Duval, B. and Montadert, L. (eds.), International symposium on the structural history of the Mediterranean basins, 143–164.
- Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., Serpelloni, E., 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia–Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 182, 279–303.
- Bismuth H., Boltenhagen C., Donze P., Le Fevre J., Saint Marc P., 1982. Etude sédimentologique et biostratigraphique du Crétacé moyen et supérieur du Jebel Semmama (Tunisie du Centre-Nord). - *Cretaceous Research*, (1982), Vol. 3.
- Boltenhagen, C., 1985. Paléogéographie du Crétacé moyen de la Tunisie centrale, Actes du 1er Congrès national des sciences de la Terre Tunis, pp 97-114.
- Bosworth, W., El-Hawat, A. S., Helgeson, D. E., Burke, K., 2008. Cyrenaican “shock absorber” and associated inversion strain shadow in the collision zone of northeast Africa, *Geology*, 36, 695–698, doi:10.1130/G24909A.1.
- Bott, M. H. P., 1959. The mechanism of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- Bouaziz, S., 1995. Etude de la tectonique cassante dans la plateforme et l’Atlas sahariens (Tunisie méridionale): évolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques. - Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis II, Tunisie, 485 pp.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357, 227–253.
- Boughdiri, M., Cordey, F., Sallouhi, H., Maalaoui, K., Masrouhi, A. Soussi, M., 2007. Jurassic radiolarian-bearing series of Tunisia: biostratigraphy and significance to western Tethys correlations. *Swiss Journal of Geoscience* 100, 431–41.
- Bouillin, J. P., 1986. Le bassin Maghrébin: une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, *Bull Soc. Géol. France*, 8(2), 547-548.
- Boukadi, N., 1985. Evolution géodynamique et cinématique de la zone d’interférence de l’Axe Nord-Sud et de la chaîne de Gafsa (Maknassy-Mezzouna et Jebel Bouhedma), Thèse de 3ème cycle, 143 pp, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.
- Boukadi, N., 1994. Structuration de l'Atlas de Tunisie : signification géométrique et cinématique des noeuds et des zones d'interférences structurales au contact des grands couloirs tectoniques, Thèse d'état, 249 pp, Université de Tunis, Tunis.
- Boussiga, H., 2008. Géophysique appliquée aux séries paléogènes du Sahel de Tunisie. Tectonique de socle, halocinèse et implications pétrolières. Thèse en Sciences Géologiques. Université Tunis El Manar. 159p.
- Boyer, S.E, and Elliott D., 1982. The geometry of thrust systems, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1196-1230.
- Bufo, E., Sanz de Galdeanob, C., Udiasa, A., 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248, 3-4, 247-261.
- Burollet, P.F., 1956. Contribution à l’étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Thèse Sci., Ann. Mines et Géol. Tunis, n° 18.
- Burollet, P.F., 1973. Importance des facteurs salifères dans la tectonique tunisienne, *Livre Jubi. M. Solignac. Ann. Mines Geol. (Tunis)* 26, 111– 120.
- Burollet, P.F., 1982. Réflexions sur les notions de coupure et de discontinuités. 9ème Réunion. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 103.
- Burollet, P.F., Desforges, G., 1982. Dynamique des bassins néo-crétacés en Tunisie Livre Jub. Gabriel Lucas. *Mem. Geol. Univ. Dijon*, 381– 389.
- Burrus, J., 1984. Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (North-Western Mediterranean), *Marine Geology*, 55(3-4), 247-269.
- Busson, G., 1972. Le Mésozoïque saharien. 2ème partie: Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens: 2 tomes, éd. C.N.R.S. Géol. no. 11. Paris.

- Caire, A., 1977. Interprétation tectonique unitaire de l'Atlas tunisien à fossés. - C. R. Acad. Sc. Paris, Série D, T. 284, n°5, pp. 349-352.
- Carey, E., et Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. C. R. Acad. Sci., 279, 891-894.
- Carminati, E., Wortel, M. J. R., Meijer, P. T., Sabadini, R., 1998a. The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model, *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3-4), 667-679.
- Carminati, E., Wortel, M. J. R., Spakman, W., R. Sabadini, R., 1998b. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence, *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3-4), 651-665.
- Castany, G., 1951. L'orogénèse de l'Atlas tunisien.- *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6ème série (1951) T. 1, pp. 701-720.
- Casula, G., Cherchi, A., Montadert, L., Murru, M., Sarria, E., 2001. The Cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data, *Marine and Petroleum Geology*, 18(7), 863-888.
- Catalano, R., Franchino, A., Merlini, S., Sulli, A. 2000. Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles, *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 5-16.
- Catalano, S., De Guidi, G., Romagnoli, G., Torrisi, S., Tortorici, G., Tortorici, L., 2008. The migration of plate boundaries in SE Sicily: influence on the large-scale kinematic model of the African promontory in southern Italy. *Tectonophysics* 449, 41-62, doi.org/10.1016/j.tecto.2007.12.003.
- Chaari, G., Tremolières, P., 2009. Structural Study and Impact on the Hydrocarbons Exploration, Chott El Jerid Area-Central Tunisia, paper presented at 4th North African/Mediterranean Petroleum and Geosciences Conference and Exhibition, Tunis.
- Charlesworth, H.A.K., Langenberg C.W., and Ramsden J., 1975. Determining axes, axial planes, and sections of macroscopic folds using computer - based methods, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13, 54-65.
- Charriere, A., 1981. L'évolution néogène de bassins continentaux et marins dans le Moyen Atlas central (Maroc), *Bull. de la Soc. Gdol. Fr.*, 26, 1127-1136.
- Cherchi, A., Montadert, L., 1982. Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean basin, *Nature*, 298, 736-739.
- Chihi, L., 1984. Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine et des structures voisines : Jebel Selloum et Jebel Maargaba. - Thèse 3ème cycle, Univ. Paris XI, Centre d'Orsay, 116 p.
- Chihi, L., 1995. Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne: étude structurale et leur signification dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. Thèse Doct. Es Science. Géol., Tunis, 325 pp.
- Chihi, L., Ben Haj Ali, M., Ben Ayed, N., 1992. Mécanismes et signification structurale du plissement dans les chaînes des Chotts (Tunisie méridionale). Analogie avec les plis associés au décrochement E-W de Sbiba (Tunisie centrale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, Série II, 1245-1252.
- Civile, D., Lodolo, E., Tortorici, L., Lanzafame, G., Brancolini, G., 2008. Relationships between magmatism and tectonics in a continental rift: The Pantelleria Island region (Sicily Channel, Italy). *Mar. Geol.* 251 (2008), 32-46.
- Coward, M. P., 1996. Balancing sections through inverted basins, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 99, 51-77.
- Creuzot, G., Mercier E., Ouall J., Tricard P., 1993. La tectogénèse atlasique en Tunisie centrale : Apport de la modélisation géométrique. *Eclogae geol. Helv.* 86/2 : p. 609-627.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 743-757.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, MF., Cadet, JP., Crasquin, S., Sandulescu, M., 2000. Atlas Peri-Tethys, palaeogeographical maps. Commission de la Carte Géologique du Monde/Commission for the Geologic Map of the World, Paris, Explanatory Notes, 269 p.

- Dercourt, J., Ricou, L. E., Vrielyinck, B., 1993. Atlas Tethys palaeoenvironmental maps, Gauthier-Villars, Cambridge.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241–315.
- Devoti, R., Ferraro, C., Lanotte, R., Luceri, V., Nardi, A., Pacione, R., Rutigliano, P., Sciarretta, C., Gueguen, E., Bianco, G., Vespe, F., 2001. Geophysical interpretation of geodetic deformations in the central Mediterranean area, In: AGU Book Series, Plate Boundary Zones.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H.W. & Knott, S.D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean, in *Alpine Tectonics*, Vol.45, pp. 265-283, eds Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G., Geological Society Special Publication.
- Dlala, M., 1984. Tectonique récente et microtectonique de la région de Kasserine (Tunisie centrale). Thèse 3ème cycle, Univ. Sc. et Tech. De Languedoc, Montpellier, 143 p.
- Dlala, M., Hfaiedh, M., 1993. Le séisme du 7 novembre 1989 à Metlaoui (Tunisie méridionale): une tectonique active en compression. *C. R. Acad. Sci. Paris Série II* 317 (10), 1297–1302.
- Doglioni, C., Fernandez, M., Gueguen, E., Sabat, F., 1999. On the interference between the early Apennines–Maghrebides back arc extension and the Alps-betics orogen in the Neogene geodynamics of the Western Mediterranean. *Bol. Soc. Geol. Ital.* 118, 75-89.
- Du Dresnay, R., 1988. Recent data on the geology of the Middle Atlas (Morocco), in *The Atlas System of Morocco Studies on Its Geodynamic Evolution. Lecture Notes in Earth Sciences*, vol. 15, edited by V. H. Jacobshagen, pp. 293- 320, Springer-Verlag New York.
- Durand-Delga, M., Fontboté, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Géologie des Chaînes Alpines issues de la Téthys*, 26 Congr Gèol Int, Paris, Mèm BRGM 15:67–85.
- El Euch, H., Fourati, L., Hamouda, F., Saidi, M., 1998. Structural style and hydrocarbon habitat in Northern Tunisia. *Field Trip Guide Book. ETAP Mem.*, vol. 13. Tunis, Tunisia, 72 pp.
- Ellouz, N., 1984. Etude de la subsidence de la Tunisie atlasique, orientale et de la Mer Pélagienne. Thèse 3ème Cycle. Univ. Paris VI, Géodynamique, no. 84-29, 139 pp.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., et Daignières M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Str. Geol.*, 3, 1, 51-65.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the arcs of the western Mediterranean. *Tectonics* 23. TC1012 <http://dx.doi.org/10.1029/2002TC001488>.
- Feki, M., Rigane, A., Gourmelen, C., 2005. Tectonique distensive fini-Aptienne au Jebel el Hamra de Kasserine (Tunisie centro-occidentale). *Notes du Service Géologique de Tunisie*, t. 73, 77-89.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics* 475, 9-28.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C., Ringenbach, J.-C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30, TC3002, doi: [org/10.1029/2010TC002691](http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002691).
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracene, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19, 740-761.
- Gharbi, M., Masrouhi, A., Espurt, N., Bellier, O., Amari, E. A., Ben Youssef, M., Ghanmi, M., 2013. New tectono-sedimentary evidences for Aptian to Santonian extension of the Cretaceous rifting in the Northern Chotts range (Southern Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 79, P58–73, doi:[org/10.1016/j.jafrearsci.2012.09.017](http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.09.017).
- Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Khale, H. G., Geiger, A., 2004. A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 226, 335–345.

- Gourmelen, C., 1984. Serrage polyphasé de paléostrutures distensives dans l'Axe Nord-Sud tunisien : le segment Bouzer-Rhéouis.- Thèse de 3ème cycle, Univ. Grenoble, 216 p.
- Guiraud, M., 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. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 17, 427-446.
- Guiraud, R., Bosworth, W., 1997. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics* 282, 39-82.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 83-143.
- Guiraud, R., Maurin, J.C., 1991. Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur: synthèse structurale, mise en évidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques périafricaines. *Bull. Soc. Géol. France* 162, 811-823.
- Guiraud, R., Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics* 213, 153-168.
- Haller, P., 1983. Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. Thèse 3ème Cycle Univ. Franche Comté, no. 421, France, 162 pp.
- Herkat, M., Delfaud, J., 2000. Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence: une mise au point. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, série II a* 330 (11), 785-792.
- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N. and Bolaños, R., 2005. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes: *J. South Am. Earth Sci.*, v. 19, p. 21-34.
- Hlaïem, A., 1999. Halokinisis and structural evolution of the major features in eastern and southern Tunisian Atlas. *Tectonophysics* 306, 79-95.
- Jamison W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes, *Journal of Structural Geology*, 9, 207-219.
- Jauzein, A., 1967. Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne. *Ann. Mines et Géol.*, n22, 475 p.
- Johansson, M., Braakenburg, N.E., Stow, D.A.V., Faugeres, J.C., 1998. Deep-water massive sands: facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily. *Sedimentary Geology* 115, 233-265.
- Kamoun, F., Peybernès, B., Cizak, R., Calzada, S., 2001. Triassic paleogeography of Tunisia, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 172, 223-242, doi:10.1016/S0031-0182(01)00283-8.
- Khéssibi, M., 1978. Etudes géologiques du secteur de Maknassy-Mezzouna et du Djebel Kebar (Tunisie centrale). Unpublished thesis, Doctorat 3ème cycle, Université Claude Bernard-Lyon I (France), 175 p.
- Khomsî, S., Bédîr, M., Soussi, M., Ben Jemia, M. G., Ben Ismail-Lattrache, K., 2006. Mise en évidence en subsurface d'événements compressifs Eocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel): Généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord, *C. R. Geosci.*, 338, 41-49.
- Khomsî, S., Ben Jemia, M.G., Frizon de Lamotte, D., Maherssi, C., Echihi, O., Mezni, R., 2009. An overview of the Late Cretaceous-Eocene positive inversions and Oligo-Miocene subsidence events in the foreland of the Tunisian Atlas: structural style and implications for the tectonic agenda of the Maghrebien Atlas system. *Tectonophysics* 475, 38-58.
- Laridhi-Ouazaa, N., Bédîr, M., 2004. Les migrations tectono-magmatiques du Trias au Miocène sur la marge orientale de la Tunisie. *Afr. Geosci. Rev.* II(3), 179-196.
- Laville, E., Pique, A., Amrhar, M., Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic rifting (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 38, 145-153.
- Lazzez, M., Zouaghi, T., Ben Youssef, M., 2008b. Austrian phase on the northern African margin inferred from sequence stratigraphy and sedimentary records in southern Tunisia (Chotts and Djefara areas). *C.R. Geosci.* 340(8), 543-555.
- Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M. J., 1988. Plate kinematics and tectonic leading to Alpine belt formation: A new analysis, in *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 218, 111-131.

- Letouzey, J., Trémolières, P., 1980. Paleostress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics: comparisons with plate tectonic data. *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*. 26ème C.G.I., Paris, Mém. B.R.G.M., vol. 115, pp. 261-273.
- Masclé, G., Tricart P., 2001. Les escarpements sous-marins du canal de Sardaigne: réamincissement crustal et extension tardi-orogénique, premier stade d'une ouverture arrièrearc. Résultats des campagnes de plongées Cyana: SARCYA et SARTUCYA, Mém. Géol. Alpine, 32, 202 pp.
- Masclé, G., Tricart, P., Torelli, L., Bouillin, J. P., Rolfo, F., Lapierre, H., Monié, P., Depardon, S., Masclé, J., Peis, D., 2001. Evolution of the Sardinia Channel (Western Mediterranean): new constraints from a diving survey on Cornacya seamount off SE Sardinia, *Marine Geology*, 179(3-4), 179-201.
- Masrouhi, A. Bellier, O., Koyi, H. Vila, J.M., Ghanmi, M. 2013. The evolution of the Lansarine–Baouala salt canopy in the North African Cretaceous passive margin in Tunisia, *Geological Magazine*, in press, doi:10.1017/S0016756812000763.
- Masrouhi, A., Ghanmi, M., Ben Slama, M.-M., Ben Youssef, M., Vila, J.-M., Zargouni, F., 2008. New tectono-sedimentary evidence constraining the timing of the positive tectonic inversion and the Eocene Atlasic phase in northern Tunisia: Implication for the North African paleo-margin evolution. *C.R. Geosci.* 340, 771-778.
- Mattauer, M., et Mercier, J.L., 1980. Microtectonique et grande tectonique. Mém. H. S. Soc. Géol. Fr. N°10.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., Maillard, A., 2004. E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *Terra Nova*, 16(5), 257-264.
- Meghraoui, M., Cisternas, A., Philip, H., 1986. Seismotectonics of the lower Chélif basin: structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake. *Tectonics* 5(6): 809-836.
- Meghraoui, M., Doumaz, F., 1996. Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold. *J Geophys Res* 101:17617-17644
- Meghraoui, M., Pondrelli, S., 2012. Active faulting and transpression tectonics along the plate boundary in North Africa. *Ann Geophys* 55:5. doi:10.4401/ag-4970
- Meigs, A. J., Vergés, J., Burbank, D. W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108(12), 1608-1625.
- Mercier, J. -L., Carey-Gailhardis, E., Sébrier, M., 1991. Paleostress determinations from fault kinematics: Application to the Neotectonics of the Himalayas-Tibet and the central Andes, *Philos. Trans. R. Soc. London*, 337, 41-52.
- Mercier, J., et L., Vergély, P., 1999. *Tectonique*. 2nd edi. Dunod. Paris.
- Mercier, J., Vergély, P., Missenard, Y., 2011. *Tectonique*. 3rd edi. Dunod. Paris.
- Meulenkamp, J. E., Sissingh, W., 2003. Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African-Eurasian convergent plate boundary zone, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(1-2), 209-228.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 173, 3–15. Morgan et al, 1998
- Mitra, S., 1990. Fault - propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps, *American Association of Petroleum Geologists*, 74, 921-945.
- Olivet, J. L., 1996. La cinématique de la plaque ibérique, *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf Aquitaine*, 20, 131–195.
- Ouali, J., 2007. Importance du réseau rhéomatique dans la tectogenèse de la Tunisie atlasique à travers l'étude de l'axe Nord-Sud, Thèse d'état, 399 pp, Université de Tunis El Manar, Tunis.
- Outtani, F., Addoum, B., Mercier, E., de Frizon Lamotte, D., Andrieux, J., 1995. Geometry and kinematics of the south Atlas front, Algeria and Tunisia. *Tectonophysics*, 249, 233–248.
- Patriat, M., Ellouz, N., Dey, Z., Gaulier, J.M., Ben, Kilani H., 2003. The Hammamet, Gabes and Chotts basins (Tunisia) a review of the subsidence history. *Sediment. Geol.* 156, 241–262.
- Perthuisot V. (1978). - Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. Thèse Doct. Ès Science, Trav. Lab. Géol. Ecole Nor. Sup., Paris, 312 p.

- Philip H., Andrieux J., Dlala M., Chihi L. et Ben Ayed N., 1986.- Evolution tectonique mio-plio-quadrenaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale) : Implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie.- Bull. Soc. Géol. France, Paris, T.II, n°4, pp. 559-568.
- Piqué, A., A Brahim, L., Ait Ouali, R., Amrhar, M., Charroud, M., Gourmelen, C., Laville, E., Rekhiss, F., Tricart, P., 1998. Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. Bull. Soc. Géol. France, 6 t. 169, 797–810. pp. 217–231.
- Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., Ait Ouali, R., 2002. The Mesozoic–Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. *Geodin. Acta* 15, 185–208.
- Rigane, A., Feki, M., Gourmelen, C., Montacer, M., 2010. The “Aptian Crisis” of the South-Tethyan margin: new tectonic data in Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.* 57, 360-366.
- Ritz, J.F., et Taboada A., 1993. Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. Bull. Soc. Géol. France, t. 164, n°4, 519-531.
- Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Munoz, J.A., Zeyen, H., 2004. The Mediterranean Region from Crust to Mantle. In: W. Cavazza, F.M. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P.A. Ziegler, Editors, *The Transmed Atlas*, Springer Verlag, Berlin Heidelberg.
- Roest, W. R., Srivastava, S. P. 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, *Geology*, 19(6), 613-616.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002b. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine Orogeny. *Tectonophysics* 359, 117–129.
- Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, Vol. 31, TC3006, doi:10.1029/2011TC002989.
- Rouvier, H., 1977. Géologie de l'extrême Nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne Nord Maghrébine. - Thèse Sciences, Univ. Paris VI, 703 p.
- Said, A., Baby, P., Dominique, C., Ouali, J., 2011a. Structure, paleogeographic inheritance, and deformation history of the southern Atlas foreland fold and thrust belt of Tunisia. *Tectonics*, Vol. 30, TC6004, doi:10.1029/2011TC002862.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa–Eurasia plate boundary from; focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International* 169 (3), 1180-1200.
- Shaw, J., Connors, C., and Suppe, J., 2005. Seismic interpretation of contractional fault-related folds, AAPG seismic atlas, *Stud. Geol. Tulsa Okla.*, 53, 1-156.
- Souquet, P., Peybernès, B., Saadi, J., BenYoussef, M., Ghanmi, M., Zarbout, M., Chikhaoui, M., Kamoun, F., 1997. Séquences et cycles d'ordre 2 en régime extensif et transtensif: exemple du Crétacé inférieur de l'Atlas tunisien. Bull. Soc. Geol. France 168, 373–386.
- Soussi, M., 2002. Le Jurassique de la Tunisie atlasique. Stratigraphie, dynamique sédimentaire, paléogéographie et intérêt pétrolier. *Documents des Laboratoires de Geologie de Lyon* 157, 363.
- Soussi, M., Ben Ismaïl, H., 2000. Platform collapse and pelagic seamount facies: Jurassic development of Central Tunisia. *Sediment. Geol.* 133, 93– 113.
- Soyer, C., 1987. Inversions structurales le long de la direction atlasique en Tunisie centrale : Le Jebel Boudinar.- Thèse d'Etat, Univ. Sc.Tech. Médit., Grenoble, 280 p.
- Soyer, C., Tricart, P., 1987. La crise aptienne en Tunisie centrale : approche paléostructurale aux confins de l'Atlas et de l'Axe Nord-Sud. *C. R. Acad. Sci. Paris.* t. 305, série II, 301-305.
- Spakman, W., Wortel, R., 2004. A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics. In: *The TRANSMED Atlas: the Mediterranean region from Crust to Mantle* (Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W.W., Stampfli, G.M. and Ziegler, P.A., Eds.), Springer-Verlag, 31-52.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., 2004. The TRANSMED transects in space and time: Constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain, in *The TRANSMED Atlas: The*

- Mediterranean Region From Crust to Mantle, vol. 1, edited by W. Cavazza et al., pp. 53–80. Springer, Berlin.
- Stampfli, G. M., Marcoux, J. Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time, *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 87(V), 373-410.
- Suppe J., 1983. Geometry and kinematics of fault bend folding, *American Journal of Science* 283, 684-721.
- Suppe, J., and Medwedeff D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault - propagation folding, *Eclogae geologicae Helveticae*, 83/3, 409-454.
- Teixell, A., Arboleya, M. L., Julivert, M., Charroud, M., 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco), *Tectonics*, 22(5), 1051, doi:10.1029/2002TC001460.
- Tricart, P., Torelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F., Zitellini, N., 1994. Extensional collapse related to compressional uplift in the alpine chain off northern Tunisia (Central Mediterranean), *Tectonophysics*, 238(1-4), 317-329.
- Turki, M. M., 1985. Polycinématique et contrôle sédimentaire associés sur la cicatrice de Zaghouan-Nebhana.- Thèse d'Etat. Univ. Tunis II. 252p.
- Turki, M. M., Delteil, J., Truillet, R., et Yaich, C., 1988. Les inversions tectoniques de la Tunisie centro-septentrionale. *Bull. Soc. géol. Fr. (g)*, Paris, T. IV, N° 3, p.399-406.
- Vergès and Sabat, 1999
- Vendeville, B., 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I-Mechanics and kinematics, *AAPG B89*, 1071-1079.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T. D., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections, *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), 903-915.
- Vergés, J., Sabat, F., 1999. Constraints on the western Mediterranean kinematics evolution along a 1,000 km transect from Iberia to Africa, in *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen*, edited by B. Durand et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 156, 63-80.
- Vially, R., Letouzey, J., Bernard, F., Haddadi, N., Desforges, G., Askri, H., Boudjema, A., 1994. Basin inversion along the North African Margin. The Saharan Atlas (Algeria). In: Roure, F. (Ed.), *Peri-Tethyan Platforms*. Technip Editions, France, pp. 79-118.
- Vila, J.M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Unpublished thesis, University of Paris VI, France, 665p.
- Wallace, R. E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, 59, 118-130.
- Warren, J.K., 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, Berlin. 1036 p.
- Westaway, R., 1990. Present day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from Azores to the Aegean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 393-406.
- Zaier, A., Beji-Sassi, A., Sassi, S., Moody, R.T.J., 1998. Basin evolution and deposition during the Early Paleocene in Tunisia. *Petroleum Geol. of North Africa*. Geological Society, London, Special Publication, vol. 132, pp. 375-393.
- Zargouni, F., 1985. Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse d'Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg-Paris.
- Zargouni, F., Rabiaa, M.C., Abbés, C., 1985. Rôle des couloirs de cisaillement de Gafsa et de Négrine-Tozeur dans la structuration du faisceau des plis des Chotts, éléments de l'accident sud-atlasique. *C.R. Acad. Sci. Paris* 301(11), 831-883.
- Zargouni, F., Ruhland., 1981. Style des déformations du quaternaire récent lié au coulissement de la faille de Gafsa et chronologie des phases tectoniques de l'Atlas méridional de Tunisie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 292. 913-915.
- Ziegler, P. A., 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys: *AAPG Memoir* 43, 198p.
- Zizi, M., 1996. Triassic-Jurassic extension and Alpine inversion in northern Morocco, in *Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands, Peri-Tethys Mem.*, vol. 2, edited by P. A. Ziegler and F. Horvath, *Mem. Mus. Natl. Hist. Nat.*, 170, 87–101.

- Zizi, M., 2002. Triassic-Jurassic extensional systems and their neogene reactivation in northern Morocco; the Rides Prérimaires and Guercif Basin. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc 146, 1–138.
- Zouaghi, T., Bédir, M., Abdallah, H., Inoubli, M.H., 2009. Seismic sequence stratigraphy, basin structuring, and hydrocarbon implications of Cretaceous deposits (Albian-Maastrichtian) in central Tunisia. *Cretaceous Research* 30, 1-21
- Zouaghi, T., Bédir, M., Ayed-Khaled, A., Lazzez, M., Soua, M., Amri, A., Inoubli, M. H., 2013. Autochthonous versus allochthonous Upper Triassic evaporites in the Sbiba graben, central Tunisia. *Journal of Structural Geology*, 52, 163-182.
- Zouaghi, T., Bédir, M., Inoubli, M.H., 2005. 2 D Seismic interpretation of strike-slip faulting, salt tectonics, and Cretaceous unconformities, Atlas Mountains, central Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 464–486.
- Zouaghi, T., Ferhi, I., Bédir, M., Ben Youssef, M., Gasmi, M., Inoubli, M.H., 2011. Analysis of Cretaceous (Aptian) strata in central Tunisia, using 2D seismic data and well logs. *Afr. Earth Sci.* 61, 38–61.
- Zouari, H., 1995. Évolution géodynamique de l'Atlas centro-méridional de la Tunisie : stratigraphie, analyses géométrique, cinématique et tectono-sédimentaire, Thèse d'état, 278 pp, Univ. Tunis II, Tunis.
- Zouari, H., Turki, M.M., Delteil, J., Stephan, J.-F., 1999. Tectonique transtensive de la paléomarge tunisienne au cours de l'Aptien-Campanien. *Bull. Soc. Géol. France* 170 (3), 295–301.

Annexe: Données et méthodologie adoptées

Dans cette partie, on exposera l'ensemble des données consultées et acquises sur le terrain et les différentes méthodologies adoptées durant la présente étude. On commencera par la mise en place d'une base de données SIG (système d'information géographique) qui intègre des données topographiques, géologiques, sédimentologiques stratigraphiques, géophysiques et sismologiques afin de les utiliser dans la modélisation des coupes équilibrées (présentée dans le Chapitre VI).

Cette approche méthodologique est traitée en deux volets. On débutera par l'équilibrage des coupes géologiques utilisées dans le chapitre VI, qui permet de déterminer la géométrie crustale ainsi que l'évolution cinématique de la région d'étude, de calculer le taux de raccourcissement dans la zone d'étude et de quantifier et d'estimer la relation entre la déformation de couverture et de socle. La détermination et l'estimation de la profondeur du substratum joue un rôle important dans la mise en place de la déformation au niveau de la couverture. La coupe équilibrée présentée dans le chapitre VI a été également utilisée pour construire la géométrie en profondeur des failles de couverture ou de socle. Ces dernières font l'objet d'une analyse structurale pour distinguer les différentes phases de déformation enregistrées dans notre zone d'étude. Ensuite, on présentera la méthodologie utilisée pour déterminer la cinématique de faille par une analyse microtectonique permettant de préciser la géométrie des macrostructures et d'avoir des informations sur l'orientation des contraintes principales au cours de différentes phases tectoniques (Mattaer et Mercier, 1980; Mercier and Vergely, 1999). On présentera dans cette partie le principe de la méthode d'inversion tectonique, en se basant sur la méthode d'inversion développée par E. Carey-Gailhardis et J. Mercier (e.g., Carey, 1979; et Mercier et al., 1991) et l'interprétation des résultats pour définir le régime de contraintes principales pour chaque phase tectonique.

1. Mise en place d'une base de données géologiques et géophysiques

Ce travail de thèse est basé sur une base de données cartographiques géo-référencées. Cette base de données synthétise l'ensemble des données topographiques, géologiques, géophysiques et sismologiques. Ces données acquises dans la zone d'étude sont organisées dans un SIG, permettant une gestion optimisée et spatialisée des données. Pour la conception et la réalisation de ce SIG, la base de données créée présente des données cartographiques géo-référencées issues des différents documents de base ou de documents bibliographiques ainsi que les interprétations proposées. Ces données sont obtenues à partir de la numérisation et vectorisation des contours géologiques, des formations sédimentaires, des failles, de pendages mesurés, des données hydrographiques et des données de surfaces et de sub-surfaces.

Nous disposons ainsi, sous forme de tableaux, de toutes les données suivantes:

- * Documentation cartographique;
- * Données linéaires;

* Données ponctuelles;

1.1. Documentation cartographique consultée

Notre SIG regroupe des données diverses telles que des cartes topographiques, des cartes géologiques et des images satellites (tableau 1).

Tableau. 1: Documents cartographiques consultés pour mise en place de la base de données

Données cartographiques	Type	Echelles/résolutions	Nombre
Imageries satellitaires	Landsat	30 m	8 *2 (Gafsa & Chotts)
	SPOT	15 m	6 (Gafsa & Chotts)
	Photographies aériennes	1/25 000	120
Données topographiques	MNT type SRTM90	90 m	1
	MNT type SRTM30	30 m	4
	Cartes topographiques UTM	1/100 000	6
	Cartes topographiques Lambert Nord Tunisie	1/50 000	4
Cartes géologiques	Cartes géologiques	1/50 000	1
		1/100 000	10
		1/500 000	1 (Feuille centre)

1.2. Données linéaires

Ces données linéaires intégrées dans notre base de données SIG et qui sont présentés dans le tableau 2 comportent toutes les informations structurales (les failles), les contours géologiques, les tracés des coupes géologiques et les lignes sismiques.

Tableau. 2: Données linéaires intégrées dans la base de données SIG

Données linéaires	Type	Echelles /résolutions	Nombre
Failles	2D		
Contours géologiques	2D		
Coupes structurales	2D	1/350000	1 régionale de longueur 118km
	2D	1/25000	10 (uniquement 2 présentées dans la thèse)
Lignes sismiques	2D		70(Onshore /Offshore)

1.3. Données ponctuelles

Cette base de données SIG englobe des données de pendages, des stations de mesures microtectoniques, la position des coupes sédimentologiques calées par un échantillonnage sérié pour dater la série stratigraphique, des forages pétroliers et la localisation des mécanismes aux foyers (acquises dans diverses sources: articles scientifiques, institut nationale de météorologie, données Harvard...). Cette base de données ponctuelles est présentée dans le tableau 3.

Tableau. 3: Données ponctuelles intégrées dans la base de données SIG

Données ponctuelles	Nombres
Pendages	>450
Stations de mesure microtectonique	23
Mécanismes aux foyers	15
forages pétroliers	8
Coupes sédimentologiques	14
des échantillons sur les coupes	>250

2. Méthodologie adoptées

Lors de la réalisation de ce travail, deux approches méthodologiques ont été adoptées:

- Equilibrage des coupes géologiques
- Méthode d'inversion tectonique par le biais de la cinématique de faille

2. 1. Modélisation et équilibrage des coupes géologiques

L'étude structurale d'une région a pour objectif de décrire son évolution géologique locale en tenant compte au mieux des données de surface et de sub-surface. En domaine plissé, une coupe géologique est un outil de base qui permet aux géologues structuralistes de présenter une interprétation géologique du sous-sol. La pertinence de cette interprétation peut être examinée en modélisant des coupes équilibrées. La modélisation de ces coupes équilibrées a développé de nouveaux concepts, qui ont progressé au cours de ses trente dernières années. Les premiers essais d'équilibrage des coupes géologiques datent de 1948 (Goguel), mais les essais de la conception des premiers modèles numériques ont commencé dans les années 80 (Boyer et Elliot, 1982; Suppe, 1983; Jamison, 1987; Suppe et Medwedef, 1990,...). Ces modèles cherchent à définir une équation mathématique pour expliquer la déformation créée par les structures cassantes et ductiles. L'équilibrage de ces coupes géologiques permet de résoudre plusieurs problèmes concernant la cinématique de plissement. La construction de ces coupes équilibrées nécessite au préalable de s'appuyer sur un certain nombre de paramètres (épaisseur des séries sédimentaires, niveaux de décollement potentiels, direction du raccourcissement tectonique, géométrie des structures plissées

et cassantes) de façon à utiliser les modes de plissement les plus conformes aux structures observées sur le terrain. Par conséquent, l'acquisition d'une carte géologique détaillée constitue une étape indispensable pour la construction de ces coupes équilibrées.

2. 1. 1. Principe d'équilibrage

Une coupe équilibrée permet de valider l'état final et initial de la déformation et d'estimer le taux de raccourcissement des structures géologiques. En effet, équilibrer une coupe, c'est trouver un chemin cinématique logique pour une structure donnée entre l'état initial (avant la déformation) et l'état final (après la déformation). Ces coupes équilibrées sont construites suivant des règles géométriques, mécaniques et cinématiques contrairement à la plupart des coupes géologiques classiques. Le principe de la méthode d'équilibrage est simple: il consiste à dresser des coupes orthogonalement à l'axe de plissement et à conserver la même longueur et la même épaisseur des couches géologiques entre l'état initial non déformé et l'état final déformé.

2. 1. 2 Construction des coupes équilibrées

Pour contraindre la géométrie du front sud atlasique de Tunisie, nous avons établi une coupe équilibrée dont la construction est basée sur les concepts de la tectonique de chevauchement (e.g., Dahlstrom, 1969; Boyer and Elliott, 1982; Suppe, 1983; Suppe and Medwedeff, 1990; Coward, 1996; Mitra, 2002; Shaw et al., 2005) et la tectonique salifère (Vendeville, 2005; Warren, 2006; Albertz and Beaumont, 2010).

Un important travail de terrain a permis, d'une part, de lever une carte géologique détaillée à l'échelle de 1/50000 dans la partie centrale de Jebel Orbata, Jebel Chemsî, (Bassin de Gafsa-Metlaoui), Beidha, Zemlet el Beidha (Chaîne Nord des Chotts) et de Tébaga de Kébili (Chaîne sud des Chotts) avec la cartographie des principales formations sédimentaires et des principaux chevauchements et, d'autre part, de récolter un maximum de données de pendages (Figure. 1). Un SIG a été réalisé au moyen du logiciel MapInfo. Ce dernier intègre les cartes topographiques géoréférencées en coordonnées UTM (WGS 84) de la zone 32 (hémisphère sud), un MNT de la zone à 30 m de résolution par pixel, les contours géologiques des formations sédimentaires, les failles, plus que 350 valeurs de pendages mesurées et utilisées, et plus que 70 lignes sismiques dans le bassin de Gafsa et du Chotts dont on présentera dans notre manuscrit que 6 (Figure. 1).

Toutes les données (contours géologiques, failles, pendages) sont géoréférencées en x, y et l'altitude z est extraite du MNT à partir du logiciel Vertical Mapper pour contraindre la cohérence tridimensionnelle de la coupe. Pour les données linéaires, un échantillonnage proportionnel à la longueur des polygones a été appliqué.

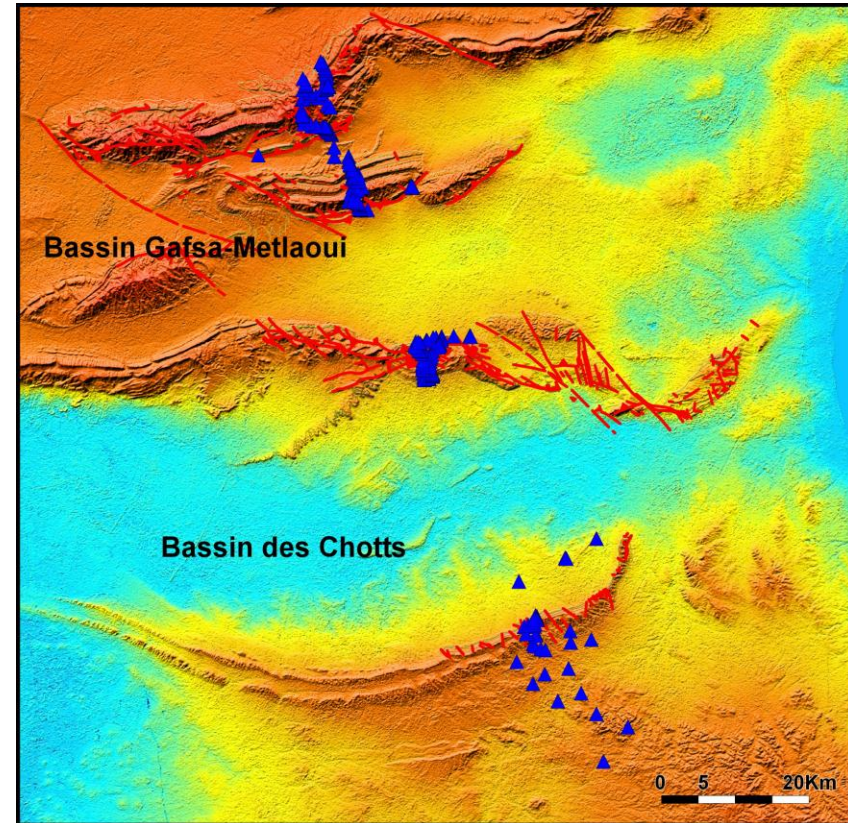
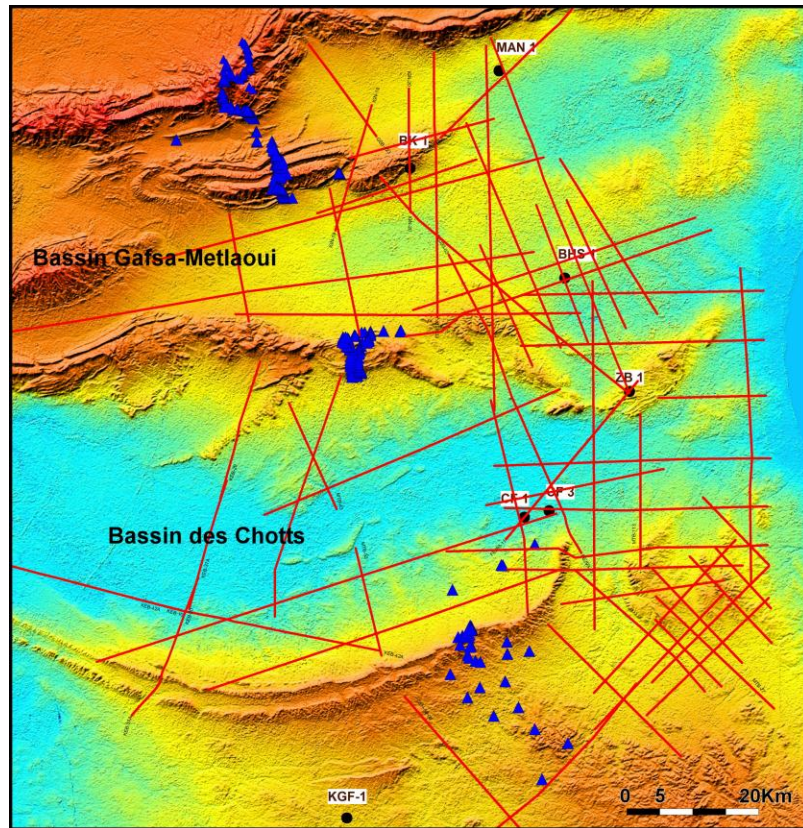


Figure. 1: Modèle numérique de terrain (MNT) des bassins de Gafsa-Metlaoui et des Chotts. A gauche on distingue, d'une part, les données de terrain acquises durant les campagnes d'exploration géologique (triangles bleus) et d'autre part la localisation des données de sub-surface (puits en cercles noirs et lignes sismiques en rouge). A droite, la figure montre la numérisation des formations sédimentaires et des failles dans la zone d'étude.

En effet, la représentation spatiale de la géométrie des contours géologiques ou des failles est souvent de meilleure qualité que les valeurs individuelles de pendage. Ces données géoréférencées dans les trois directions de l'espace ont été ensuite enregistrées en format dxf et exportées vers le logiciel d'analyse et de modélisation structurale MOVE 2013 (Midland Valley, Inc. ; Figure. 2). La direction de la coupe a été choisie orthogonalement aux directions des structures plissées de Orbata, Chemsî, Beidha et du monoclinal de Tébaga Kébili (Figures. 3 et 4). A l'aide des mesures structurales nous avons déterminé les axes des plis. C'est selon ces axes que les données de pendages ont été projetées (Charlesworth, et al., 1975). Cette méthode de projection a l'avantage de convertir les pendages réels en pendages apparents sur la coupe.

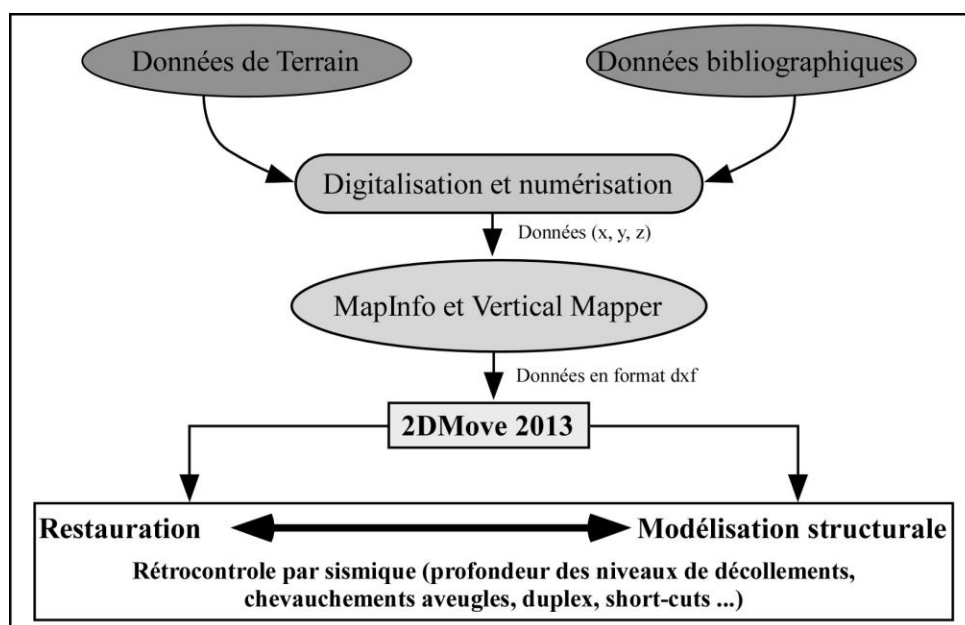


Figure. 2: Organigramme pour l'élaboration des coupes équilibrées sur 2D Move, de l'étape de la saisie des données jusqu'à la modélisation (Modifiée d'après Hermoza, 2005).

Les coupes ont été construites en utilisant des techniques géométriques standards (Suppe, 1983 ; Jamison, 1987), restaurées en utilisant les méthodes de l'algorithme du « flexural slip » (Figure. 5). La restauration par « flexural slip » permet le dépliage d'une structure par rapport à un niveau de référence (niveau régional) et une « pin line » le long de laquelle les points ne sont pas translatisés. En général, la « pin line » correspond au plan axial du pli. Une rotation des flancs du pli et un cisaillement parallèle aux couches permettent de supprimer l'effet du glissement bancs-sur-bancs. L'algorithme du « flexural slip » préserve les longueurs, les aires et les épaisseurs des bancs. Les restaurations et les modélisations inverses sont possibles, tout comme la manipulation des sections sismiques (format segy). La combinaison rapide des techniques de restauration et de modélisation cinématique permet de valider les différents stades de l'interprétation.

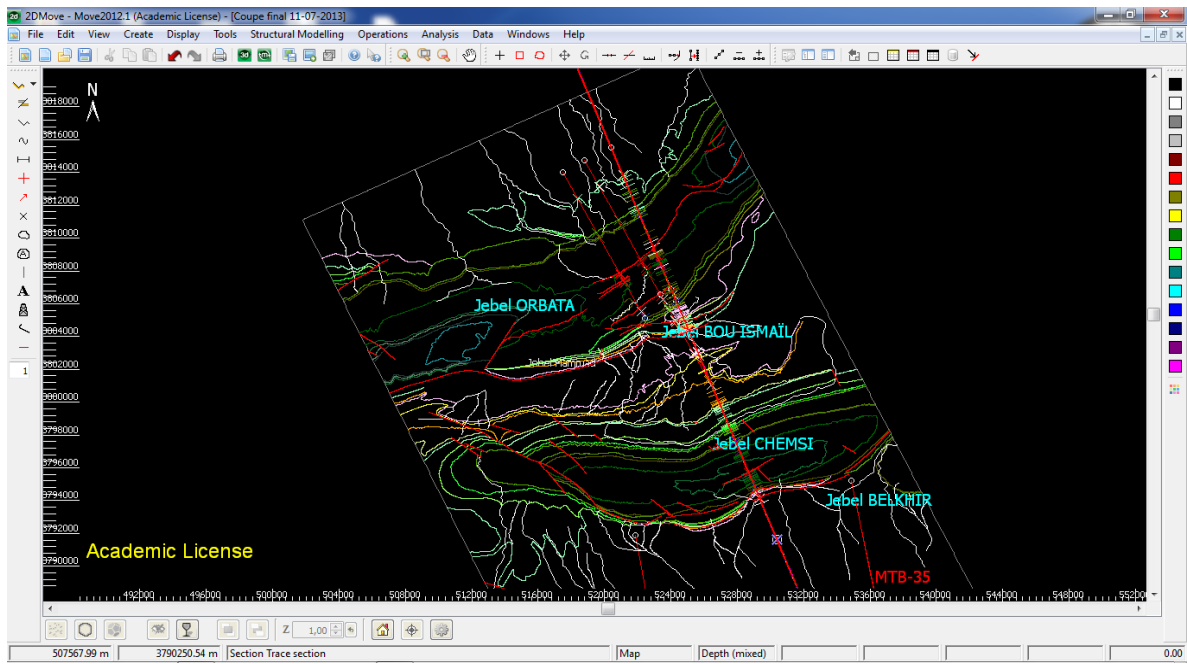


Figure. 3: Fenêtre 2DMove représentant les données géologiques numérisées (contours géologiques, failles, ponctuelles) au niveau de Jebel Orbata et Chemsî.

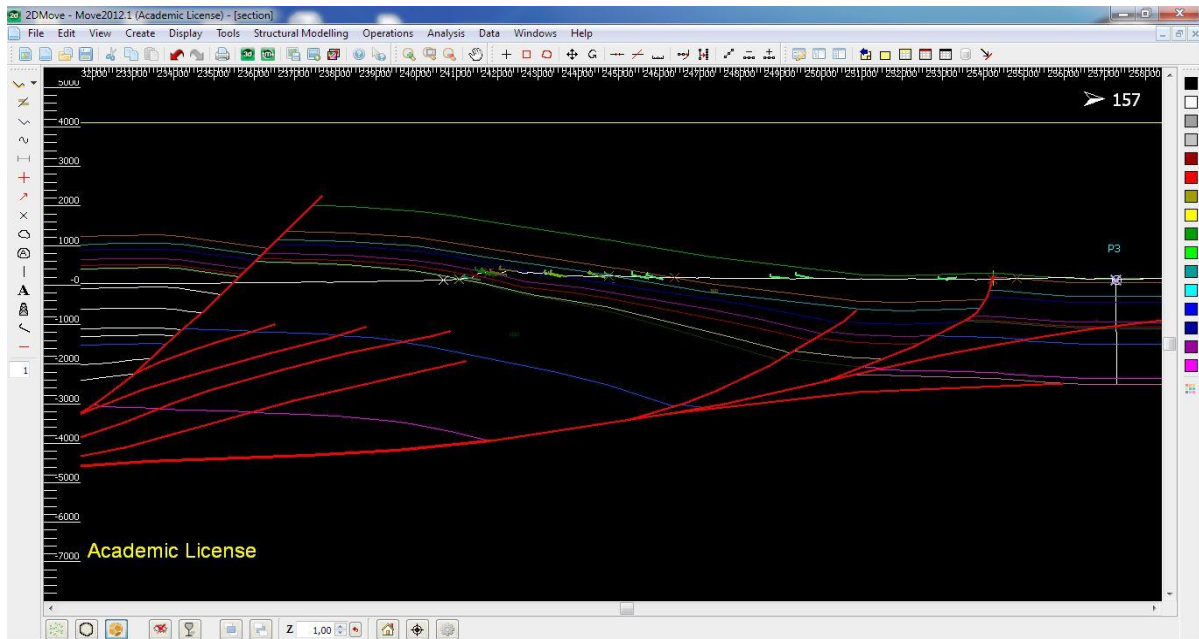


Figure. 4: Fenêtre 2Dmove représentant l'interprétation structurale d'une portion d'une coupe équilibrée de la partie de notre coupe présentée dans le chapitre III.

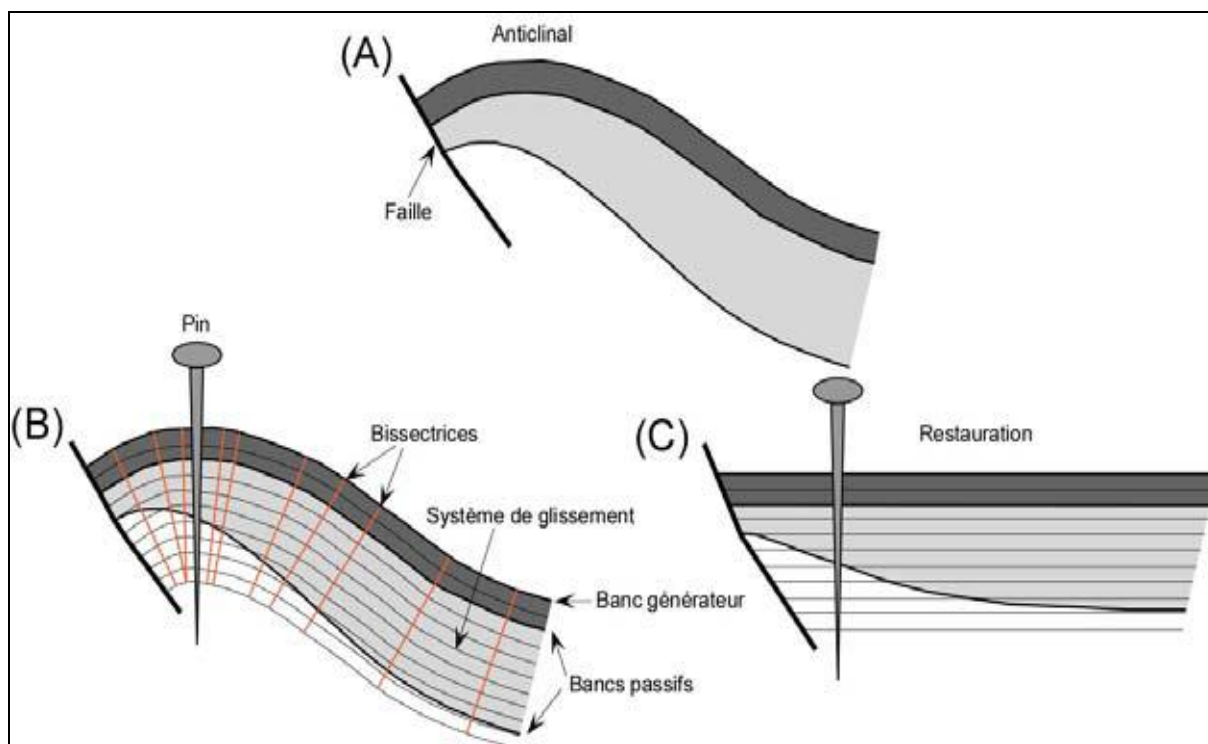


Figure. 5: Le principe du « flexural slip ». A: coupe d'une structure plissée; B: paramètres nécessaires pour la restauration; C: coupe restaurée. Modifiée d'après Midland Valley Exploration Ltd (in Espurt, 2009).

2. 2. Analyse microtectoniques

Pour comprendre l'histoire géodynamique de l'Atlas sud tunisien et sa cinématique actuelle, il est nécessaire de bien connaître l'évolution des régimes tectoniques. Il convient donc d'étudier l'évolution de l'état de contraintes au cours du temps en utilisant la méthode de cinématique de failles à partir de stries microtectoniques. Par définition, une analyse microtectonique est l'analyse de mouvements des failles dans les trois directions principales de déformation. Elle permet de préciser la géométrie des macrostructures et d'avoir des informations sur l'orientation des contraintes principales (Mattaier et Mercier, 1980). Notre analyse se base donc sur la récolte des données enregistrées sur des failles telles que les marqueurs de glissements observables et mesurables sur les miroirs de faille, i.e. des tectoglyphes (stries), qui représentent le vecteur glissement sur le plan de faille. Ces mouvements peuvent être enregistrés sur une longue période de temps géologique. Ainsi, des variations du champ de contrainte peuvent être enregistrées, ce qui implique plusieurs phases tectoniques qui se traduisent par plusieurs générations de glissement sur les plans de faille, gouvernées par les différents états de contraintes relatifs à chaque phase.

En effet, les vecteurs glissements enregistrés sur les plans de faille sont, en majeure partie, résultants de plusieurs épisodes tectoniques superposés. La séparation de ces stries suivant une chronologie de glissement permet de définir l'évolution des états de contraintes au cours du temps. Dans cette partie nous nous basons sur la méthode de l'inversion des données en tectonique (Carey,

1979; Mercier et Vergely, 1999) pour déterminer le tenseur de contraintes ayant entraîné la déformation.

2. 2. 2. Contraintes

Les propriétés physiques des matériaux montrent que toutes contraintes exercées en un point sont compensées par une contrainte opposée de même intensité et de même direction.

Dans cette partie, on se réfère aux études présentées par Jacques Mercier et al. (e. g., 2011). Le lieu géométrique des extrémités des vecteurs-contraintes pour toutes les surfaces S passant par un point P est un ellipsoïde qui a pour axes les trois axes principaux de la contrainte (Figure. 6).

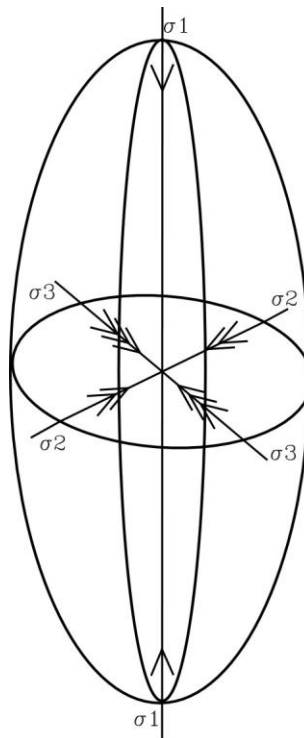


Figure. 6: Ellipsoïde de contrainte triaxial avec σ_1 (grand axe de l'ellipsoïde), de σ_2 (axe intermédiaire de l'ellipsoïde) et de σ_3 (petit axe de l'ellipsoïde).

Dans tout état de contrainte, on peut définir une contrainte moyenne σ correspondant à la partie hydrostatique du tenseur qui ne produit qu'un changement de volume de matériau : $\phi = 1/3 (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$. La partie restante ($\sigma - \phi$) qui dévie de cette partie hydrostatique est appelée contrainte déviatorique ou déviateur des contraintes. Cette dernière produit le changement de forme du matériau. Les trois valeurs principales de la contrainte déviatorique sont:

$$\sigma'_1 = \sigma_1 - \phi = 1/3 (\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_3)$$

$$\sigma'_2 = \sigma_2 - \phi = 1/3 (\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3)$$

$$\sigma'_3 = \sigma_3 - \phi = 1/3 (\sigma_3 - \sigma_1 - \sigma_2)$$

Le tenseur des contraintes a donc une diagonale (ou trace) nulle puisque $\sigma'_1 + \sigma'_2 + \sigma'_3 = 0$. En géologie structurale, la valeur principale la plus grande σ'_1 est compressive et notée positivement, la

valeur principale la plus petite σ_3 est extensive et notée négativement, alors que σ_2 correspond à l'axe intermédiaire, qui est soit compressif, soit extensif.

Un tenseur de contrainte est extensif, en décrochement, ou compressif lorsque les axes σ_1 , σ_2 , et σ_3 , sont verticaux, respectivement.

2. 2. 3. La direction du glissement sur un plan de faiblesse préexistant

Dans un milieu rocheux préfracturé, on conçoit intuitivement que le glissement dépend de l'orientation du plan de faille préexistant par rapport aux directions de traction ou de compression. Plus précisément l'orientation de la normale v de ce plan de faille par rapport au référentiel des directions principales de la contrainte est définie par 3 paramètres l , m et n qui sont les cosinus directeurs de la normale v . Par ailleurs, nous avons vu que la contrainte déviatorique σ' est responsable du changement de forme global du volume rocheux, et donc du glissement sur chaque plan de faille. Plus précisément, Wallace (1951) et Bott (1959) ont montré que ce glissement dépend d'un rapport, appelé rapport de forme R^* , qui exprime la forme de l'ellipsoïde des contraintes et qui se calcule d'après les différences des valeurs principales du tenseur des contraintes déviatoriques tel que : $R = (\sigma'_2 - \sigma'_1) / (\sigma'_3 - \sigma'_1)$. Avec $0 < R < 1$

La signification du rapport R dans l'interprétation des résultats de l'inversion est discutée dans Ritz et Taboada (1993) et Bellier et Zoback (1995) (Figure. 7).

D'après l'hypothèse de Bott-Wallace (Wallace, 1951; Bott, 1959), une strie sur un plan de faille reflète le mouvement effectué parallèlement à la direction de la contrainte cisailante τ . Le pitch du vecteur-glissement S , c'est-à-dire l'angle entre l'horizontal du plan (azimuth) et la strie, dépend donc des 4 paramètres l , m , n et R et s'exprime par la relation :

$$\text{tg } \delta = n/lm [m^2 - (1 - n^2) (\sigma'_2 - \sigma'_1) / (\sigma'_3 - \sigma'_1)] = \text{tg } \delta = n/lm [m^2 - (1 - n^2) R] \quad (1)$$

De façon générale, l'application d'un déviateur des contraintes T_0 à un plan de faille de normale $v(l, m, n)$, permet de calculer l'orientation de la contrainte σ appliquée au plan de faille et donc la valeur du pitch δ de la contrainte cisailante τ résolue sur le plan de faille et suivant laquelle se produit le glissement (Mercier et Vergely, 1999).

$$\sigma = T_0 \{v\} = \begin{pmatrix} \sigma'_1 & \tau'_{12} & \tau'_{13} \\ \sigma'_2 & \tau'_{21} & \tau'_{23} \\ \sigma'_3 & \tau'_{31} & \tau'_{32} \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} l \\ m \\ n \end{pmatrix} \quad (2)$$

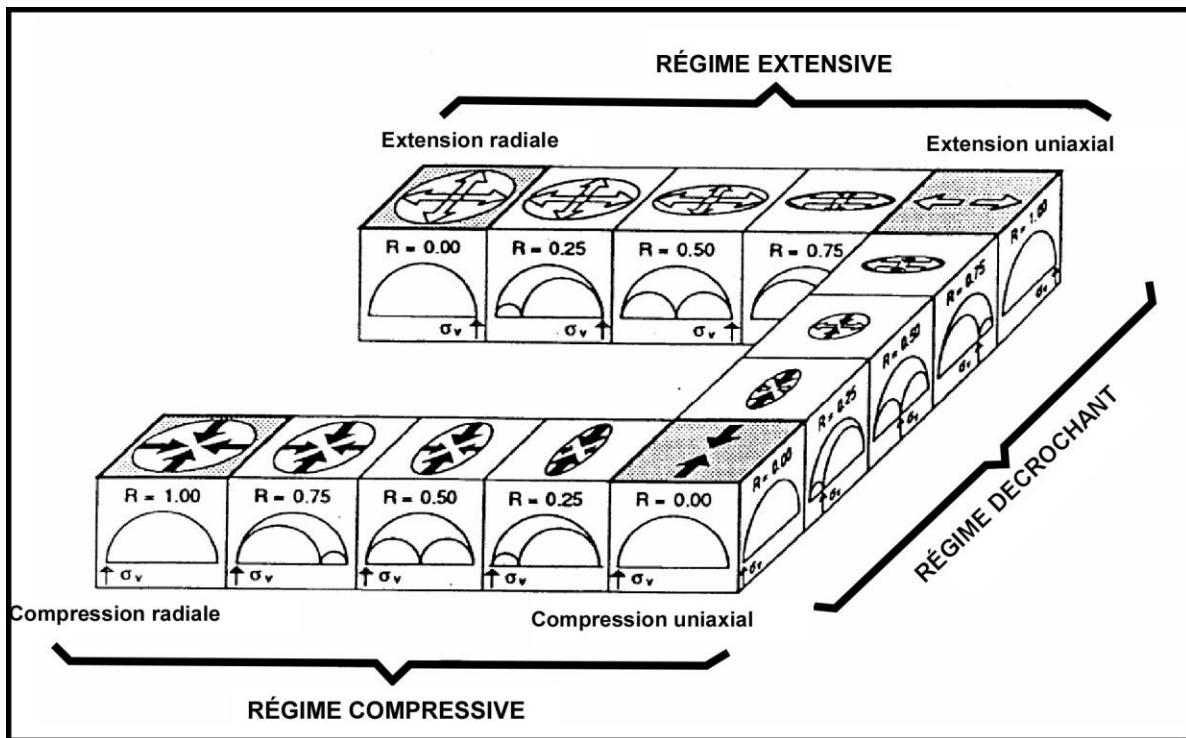


Figure. 7: L'évolution du régime de contrainte en fonction du rapport (R) (D'après Ritz et Tabaoda, 1993).

2. 2. 3. Méthode d'inversion des données en tectonique cassante

Dans cette présente étude, nous nous sommes intéressés à la méthode d'inversion développée par Carey-Brunier (1974). Par définition, le principe des méthodes d'inversion est que le cisaillement S , représenté par des indicateurs cinématiques sur les plans des failles, a la direction et le sens de la contrainte cisailante τ du tenseur des contraintes responsable du cisaillement le long des fractures considérées (ex: Carey et Brunier, 1974 ; Etchecopar et al., 1981 ; Angelier, 1989a).

Le principe de la méthode d'inversion numérique de Carey-Brunier (1974) se base sur les propriétés du glissement sur un plan de faille préexistant (comme nous l'avons déjà exposée dans la partie 2. 2. 3). Cette méthode exige qu'il faut trouver un tenseur des contraintes déviatoriques T_0 tel que la contrainte cisailante théorique τ_k (qui permet de calculer sur une faille de normale v_k en utilisant les relations ((1) et (2) de 2. 2. 3), soit la plus proche possible de la strie S_k mesurée sur la faille. Ceci doit être vrai sur l'ensemble des failles analysées et dont la somme des écarts (τ_k, S_k) entre les stries théoriques τ_k prévues par le calcul et les stries réelles S_k mesurées doit être la plus petite possible. Le calcul conduit donc à rechercher le déviateur T_0 qui minimise la fonction F , définie par:

$$F = \sum_{k=1}^N \cos^2(\tau_k, S_k)$$

Avec :

k = Numéro de chacune des failles

N = Nombre de failles.

Pour chaque faille, l'écart (τ_k, S_k) devant tendre vers 0, $\cos^2(\tau_k, S_k)$ doit tendre vers 1 et donc la fonction F doit tendre vers $-N$. Comme il y a 4 paramètres à déterminer (3 axes et un rapport de forme R de l'ellipsoïde de contraintes représentant le tenseur) pour résoudre ce problème, il faut avoir au minimum 4 failles striées indépendantes [Carey, 1979 ; Bellier et Zoback, 1995]. L'inversion donne deux résultats: l'orientation (Azimuth et plongement) des axes principaux des contraintes déviatoriques et le rapport R .

Cette méthode d'inversion se base sur un modèle mécanique simple pour lequel il nous faut admettre les hypothèses suivantes:

(1) le tenseur moyen de la contrainte est homogène pour une phase tectonique;

(2) le corps rocheux à analyser a des propriétés physiques homogènes et isotropes et le glissement S sur le plan de faille se produit dans la direction et le sens de la contrainte tangentielle τ_k résolue sur le plan de faille ;

(3) il n'y a pas de déformation continue des blocs séparés par les failles, pas de rotation des plans de failles pendant la déformation et les glissements sur les plans de failles sont indépendants et petits par rapport aux dimensions de la faille. Le calcul n'est bien sûr applicable que pour une population de stries d'une même génération.

