Apport de l'analyse microstructurale à la compréhension des mécanismes de plissement : Exemples de structures plissées aux USA (Wyoming) et en Iran (Zagros)

Khalid Amrouch

▶ **To cite this version:**

Khalid Amrouch. Apport de l'analyse microstructurale à la compréhension des mécanismes de plissement : Exemples de structures plissées aux USA (Wyoming) et en Iran (Zagros). Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT : . tel-00590413

HAL Id: tel-00590413

https://theses.hal.science/tel-00590413

Submitted on 10 May 2011

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

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

ED 398

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité
Géosciences et ressources naturelles

Présentée par
M. Khalid Amrouch

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Apport de l'analyse microstructurale à la compréhension des mécanismes de plissement : Exemples de structures plissées aux USA (Wyoming) et en Iran (Zagros)

Soutenue le 16 avril 2010

Devant le jury composé de :

Olivier LACOMBE	Directeur de thèse	Université Pierre et Marie Curie
Jean-Marc DANIEL	Co-directeur de thèse	Institut Français du Pétrole
Arnaud ETCHECOPAR	Rapporteur	Schlumberger
Philippe LAURENT	Rapporteur	Université Montpellier 2
François ROURE	Examinateur	Institut Français du Pétrole
Philippe HUCHON	Examinateur	Université Pierre et Marie Curie
Charles AUBOURG	Examinateur	Université de Cergy-Pontoise
Mark EVANS	Examinateur	Central Connecticut State University
Nicolas BELLAHSEN	Invité	Université Pierre et Marie Curie

Un grand merci à ...

Olivier Lacombe

Je tiens à remercier en tout premier lieu mon directeur et grand frère, Olivier Lacombe qui m'a donné goût à la géologie structurale, qui m'a appris (autant que faire se peut) à raisonner en tant que scientifique et qui a toujours su m'épauler pendant toute ces années. Ce n'est pas pour rien s'il a été témoin de mon mariage...

Tout au long de ces années, ils ont toujours été disponibles pour d'intenses et rationnelles discussions.

Merci du temps qu'ils ont consacré à redonner un peu de rigueur à ma plume qui a tendance quelques fois à déraper...

Jean-Marc Daniel

Je dois aussi beaucoup à mon co-directeur Jean-Marc Daniel, pour sa confiance et son écoute. Il m'a ouvert les portes d'un cadre aussi privilégié que l'"IFP pour effectuer une thèse.

Benoit, Jean-Paul et Nicolas

Mon travail a nécessité plusieurs campagnes de terrain que j'ai eu le plaisir de partager, entre quelques parties de billard, avec Benoît Vincent, Jean-Paul Callot et Nicolas Bellahsen.

Philippe Robion

Mes plus vifs remerciements à Philippe Robion de l'Université de Cergy qui m'a initié aux analyses pétrophysiques et leurs complexités. Merci pour ses nombreux conseils et pour son implication dans mon projet.

Jean-Marie Mengus

Jean-Marie Mengus, pour sa sympathie et les moments partagés sur le Far West.

UNE PENSÉE ÉMUE POUR tous les étudiants avec qui j'ai partagé une salle, un coca ou un repas pendant ces années : Abdeltif, Alesio, Amine, Ana-Sofia, Anne-Lise, Fakher, Hong, Max, Monsef, Samir, Shokofeh, Thibau, Twan... et tous les thésards de Paris VI.

Les thèsards de Paris VI

Parmi ceux qui ont contribué à mes réflexions, je remercie tout spécialement Laurent Louis, Christian David, Elizabeth Bemer, Jean-Luc Rudkiewicz et Jean-Luc Faure.

Laurent Louis

Sans oublier...

Les rapporteurs de cette thèse Arnaud Etchecopar et Philippe Laurent qui ont accepté d'évaluer ce mémoire et de rédiger un rapport dans un timing serré.

Les examinateurs Philippe Huchon, Charles Aubourg, François Roure et Mark Evans pour m'avoir accordé une partie de leur temps et de leur science afin de juger ce travail.

Les ingénieurs et techniciens et tous les membres des laboratoires de l'IFP, de l'UPMC et de Cergy.

Lhoussaine Bouchaou, un ami fidèle que je considère comme mon mentor marocain.

Le plus important à mes yeux, sans qui je ne serai pas ce que je suis aujourd'hui : **mes très chers parents, mes adorables frère et soeurs et ma charmante femme.** Merci de m'avoir supporté et de m'avoir aidé à surmonter les pressions inhérentes à la recherche, surtout ces derniers mois...

« Moins on est intelligent, plus on a de chance d'être romancier. Sinon, on écrit des thèses... »
Georges Simenon

Résumé

Le lien entre les mécanismes de déformation macroscopique et les mécanismes de déformation microscopique lors du plissement n'est pas complètement établi, et cela malgré les différents travaux effectués sur cette thématique. Dans le but de mieux comprendre le mécanisme de plissement, ce travail a consisté à étudier comment, où et quand la déformation interne des strates s'exprime pendant la "vie" d'un pli. Cet objectif a pu être atteint par une combinaison inédite des résultats d'analyses micro- et mésostructurales. Cette combinaison a englobé des résultats d'analyses des macles de la calcite (méthodes d'Etchecopar et de Groshong), des résultats d'analyses des propriétés magnétiques et élastiques (anisotropie de susceptibilité magnétique ; ASM, anisotropie de vitesse des ondes P ; AVP) et des résultats d'analyses de la fracturation et des failles.

L'analyse des macles de la calcite par la méthode d'Etchecopar et l'analyse des failles sont de bons outils pour la quantification des paléocontraintes encaissées au cours du plissement, tandis que l'analyse de l'ASM, de l'AVP et des macles de la calcite par la méthode de Groshong nous aide à caractériser la microdéformation enregistrée par les couches plissées. Durant cette étude, on a été confronté à quelques problèmes qui concernent les limites d'utilisation de ces méthodes d'analyses, comme la signification du signal magnétiques dans les roches diamagnétiques ou les roches faiblement magnétiques pour l'ASM, ou comme la valeur du seuil de maclage pour des cristaux de calcite de très petite ou de très grande taille. La combinaison de ces différentes méthodes d'analyses et de leurs données a été un moyen de passer outre ces difficultés et d'en tirer le maximum de résultats.

Ces méthodes ont été appliquées à deux structures plissées : Sheep Mountain (Wyoming, USA) qui est un analogue de réservoirs mixtes grès/carbonates et Kuh-e Khaviz (Iran) qui est un analogue de réservoirs carbonatés fracturés, et sur la province du Fars appartenant à la chaîne plissée du Zagros (Iran). On a pu établir l'histoire tectonique complète de la genèse du pli de Sheep Mountain, incluant l'empreinte laissée par l'orogénèse Sevier et les effets de l'orogénèse Laramienne, et cela avec les détails de l'évolution des orientations et des grandeurs des contraintes au cours du plissement. Plus régionalement, dans la province du Fars la comparaison des données structurales obtenues par ces différentes méthodes a montré une stabilité et une constance directionnelle des états de contraintes orogéniques dus à la

convergence entre les plaques Arabie-Eurasie à long et à court-terme depuis ~20 Ma. Le fait que cette dernière ne soit pas très oblique dans le Fars explique l‘absence d‘un partitionnement dans cette région. Un partitionnement qu‘on note dans la région du Dezful, dans laquelle on a étudié l‘anticlinal de Khaviz par une analyse des macles de la calcite. Cette analyse a permis de retracer l‘évolution des orientations des contraintes avant, pendant et après le plissement, ce qui a conduit à une meilleure compréhension et interprétation de l‘histoire de la fracturation. Régionalement, dans le Dezful la combinaison des données de macles avec celles de la fracturation et des failles a permis de confirmer le partitionnement suggéré par de précédents travaux et de mieux contraindre la période à laquelle ce dernier s‘est initié.

Outre les conclusions locales et régionales propres à chacun des chantiers et des conclusions sur les méthodes et leurs limites, la combinaison des résultats de ces différentes méthodes d‘analyse a permis de confirmer la complémentarité existant entre les mécanismes de déformation à différentes échelles, avec une prédominance de la microdéformation avant le plissement s.s. et après ce dernier, et une primauté de la macro- et de la méso-déformation pendant le plissement s.s., et d‘établir une histoire tectonique complète du plissement.

Abstract

The link between the mechanisms of macroscopic deformation and the mechanisms of microscopic deformation during folding is not completely established, in spite ofvarious studies carried out on this topic. With the aim at better understanding the mechanism of folding, this work consists in studying how, where and when internal deformation occurs during a fold‘s ―life”. This objective could be reached by a new combination of the results of micro- and mesostructural analyses. This combination includes results of calcite twin analyses (using Etchecopar‘s method and Groshong‘s method), results of magnetic and elastic properties analysis (Anisotropy of Magnetic susceptibility; AMS, anisotropy of P-waves Velocity; APV) and results of fracture and fault analyses.

Calcite twin analysis (Etchecopar method) and fault analysis are good tools for the quantification of paleostresses associated with folding, while the analysis of the AMS and the APV fabrics and calcite twin data obtained by Groshong‘s method helps characterize the microdeformation recorded by the folded layers. During this study we faced some problems related to the operational limits of these methods, like the significance of the magnetic signal in the diamagnetic rocks or the rocks with low magnetic susceptibility, or like the critical value of calcite twinning for very small or very big crystals. The combination of these various methods of analysis and their data helps overcome these difficulties.

These methods were applied to two fold structures: Sheep Mountain Anticline (Wyoming, USA) which is an analogue of mixed reservoir sandstone/carbonates, and Kuh-e Khaviz (Iran) which is an analogue of fractured carbonate reservoirs, and on the Zagros folded belt in the Fars area (Iran). The complete Laramide tectonic history of the Sheep Mountain Anticline has been reconstructed, including a mechanical scenario with the evolution of paleostress magnitudes and pore fluid pressure through time. At a regional scale in the Fars the comparison of the structural data obtained by these various methods demonstrates the consistency at different space and time scales of the record of orogenic stresses related to the convergence between the Arabia-Eurasia plates since ~20 My. The fact that the Arabia-Eurasia convergence is not very oblique in the Fars explains the absence of a partitioning in this area. This partitioning of the oblique convergence does occur in the area of Dezful, where the Khaviz anticline was investigated using calcite twin analysis. This analysis

has made it possible to reconstruct the evolution of stress orientations before, during and after folding, which led to a better understanding and interpretation of local /regional fracture development. At the regional scale, the combination of the calcite twin data with those of the fracturing and the faults in the Dezful confirms the partitioning suggested by previous works and better constrains its time of initiation.

In addition to the local and regional conclusions, the combination of the results of these various methods has made it possible to confirm the existing complementarity between the mechanisms of deformation on various scales, with a prevalence of the microdeformation before and after folding s.s. while macro- and meso-deformation prevail during folding s.s., and to establish a complete tectonic history of folding.

Plan de la thèse

Le mémoire débute par une introduction générale dans laquelle sont exposés les problématiques du travail, les chantiers étudiés et les intérêts qu'apporte cette étude.

Le chapitre I présente les différents types de plis et leurs mécanismes de plissement.

Le chapitre II présente les bases théoriques des méthodes d'analyses des macles de la calcite et des propriétés magnétiques et physiques des roches. Les principes des deux méthodes d'analyse de macles de la calcite les plus utilisées en tectonique, à savoir la méthode d'Etchecopar pour la caractérisation des paléocontraintes, et la méthode de Groshong pour la détermination de la déformation finie, sont exposés, tout comme la technique d'étude de l'ASM surtout pour les roches carbonatées et les roches à faibles anisotropies, la méthode de Fry qui caractérise la forme des grains et la méthode d'analyse de l'anisotropie de vitesse des ondes P et les applications dans les études géologiques de ces différentes méthodes.

Dans le chapitre III, nous discutons l'apport de la caractérisation de la microdéformation à la compréhension du développement de la structure plissée de Sheep Mountain. Les résultats ont été en majorité présentés sous forme de deux articles dont l'un est sous presse dans la revue Tectonics intitulé : *Stress/strain patterns, kinematics and deformation mechanisms in a basement-cored anticline : Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA)* ; et le deuxième en révision pour publication dans la revue Geophysical Journal International nommé : *Constraints on deformation mechanisms during folding based on rock physical properties : example of Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA)*. La troisième partie de ce chapitre présente une comparaison des résultats de contraintes enregistrés par les macles de la calcite avec les données de fracturation et de la mécanique des roches, qui permet de proposer pour la première fois une évolution des grandeurs des contraintes et des pressions de fluides durant le plissement, cette partie fera l'objet d'un article en cours de rédaction.

Le chapitre IV comprend après une brève synthèse des connaissances actuelles sur le contexte géodynamique et tectonique de l'Iran. La première partie est consacrée à une étude

microstructurale de l'anticlinal de Khaviz (Dezful, Zagros, Iran) par une comparaison des données préexistantes de fracturation avec des résultats d'analyse des macles de la calcite. La deuxième partie est présentée sous forme de trois articles. Le premier expose l'étude des états des contraintes au Néogène supérieur dans la province du Fars ; il est publié dans la revue Geology sous le titre : *Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt*. Le deuxième expose une comparaison entre les résultats de ce premier article avec des données de fabriques magnétiques et de fracturations, il est sous presse dans la revue : Geological. Society of London, et intitulé: *New magnetic fabric data and their comparison with paleostress markers in the Western Fars Arc (Zagros, Iran): tectonic implications*. Le dernier article établit une histoire mécanique du développement de la chaîne plissée du Zagros dans la zone du Fars, il est publié dans le Frontiers in Earth Sciences "Thrust belts and foreland basins : from fold kinematics to hydrocarbon systems". Springer-Verlag édité par O. Lacombe, J. Vergés et F. Roure, et intitulé : *Mechanical Constraints on the Development of the Zagros Folded Belt (Fars)*. On clôture cette partie par une conclusion sur l'histoire tectonique durant le Cénozoïque dans la région du Fars.

On complète ce mémoire par des conclusions méthodologiques et d'autres régionales faisant appel à de nouvelles perspectives. En annexes deux articles, résultats d'autres études auxquelles j'ai pu contribuer au cours de ma thèse par un coencadrement d'étudiant en Master.

Résumé 5

Abstract 7

Plan de la thèse 9

Introduction générale et problèmes posés 19

1 Intérêts de cette étude 21

2 Les chantiers étudiés 24

2.1 Sheep Mountain Anticline (Wyoming, USA) 25

2.2 Kuh-e Khaviz (Dezful, Iran) 25

2.3 La chaîne plissée-fracturée du Zagros : la province du Fars (Iran) 25

Chapitre I : LE PLISSEMENT ET LES METHODES DE CARACTERISATION DE LA MICRODEFORMATION : ETATS DES CONNAISSANCES 27

1 Types de plis et mécanismes de plissement 29

1.1 Introduction 29

1.2 Les modes de sollicitation du plissement 29

1.3 Classification géométrique des plis 30

1.4 Relation pli-faille 31

1.4.1 Plis forcés ou passifs 32

1.4.2 Pli de décollement 33

1.4.3 Conclusion 34

2 Les mécanismes impliqués dans la déformation à différentes échelles 35

3 La relation entre le plissement sa courbure et la distribution de la microdéformation et des microstructures 37

Chapitre II : LES METHODES D'ANALYSES DE LA MICRODEFORMATION : MACLES DE LA CALCITE ET PROPRIETES MAGNETIQUES ET PHYSIQUES DES ROCHES 43

1 L'analyse des macles de la calcite 45

1.1 Introduction 45

1.2 Analyse de la contrainte et de la déformation par le maclage 45

1.2.1 Définition des macles 47

1.2.2 Les facteurs qui influent sur le maclage et son seuil 50

1.3 Méthodes de quantification des paléocontraintes et de la déformation par les macles de la calcite 61

1.3.1 La détermination du tenseur déviatorique 63

1.3.2 Détermination complète des tenseurs de paléocontraintes par combinaison avec les données de la mécanique des roches 85

1.4 Calcul du tenseur de déformation selon la méthode d'analyse de Groshong 87

1.4.1 Principe 87

1.4.2 Acquisition des données 88

1.4.3 Traitement des données : détermination du tenseur de déformation finie 88

2 L'analyse de la Susceptibilité Magnétique 90

2.1 Minéralogie magnétique 91

2.2 Aimantation des différents minéraux 94

2.2.1 Les principaux minéraux diamagnétiques 94

2.2.2 Les principaux minéraux paramagnétiques 94

2.2.3 Les principaux minéraux ferromagnétiques (au sens large) 96

2.2.4 Méthodes d'identification des minéraux ferromagnétiques 98

2.3 Les susceptibilités magnétiques 106

2.3.1 L'ASM 106

2.3.2 La susceptibilité rémanente 108

2.3.3 Fabrique magnétique 112

2.3.4 Les analyses magnétiques dans les roches carbonatées 122

3 L'anisotropie de vitesse des ondes P 126

3.1.1 Généralités et principe 126

3.1.2 Origine de l'AVP 127

3.1.3 Dispositifs de mesure 131

3.1.4 Acquisition et préparation des échantillons et stratégie de mesure 132

3.1.5 Les applications géologiques de l'anisotropie des ondes P 133

3.2 L'analyse de la structure poreuse 133

3.3 La méthode de Fry 134

3.3.1 Principe 134

3.3.2 Méthodologie et échantillonnage 135

3.3.3 La quantification de la déformation par la méthode de Fry 137

Chapitre III : CARACTÉRISATION DE LA MICRODÉFORMATION EN RELATION AVEC LE DEVELOPPEMENT D'UNE STRUCTURE PLISSÉE : L'EXEMPLE DU PLI DE SHEEP MOUNTAIN 139

1 Le pli de Sheep Mountain : état actuel des connaissances 141

1.1 Contexte géodynamique : les phases Sevier et Laramienne 141

1.2 Contexte sédimentaire 143

1.3 Structure géométrique de l'anticlinal de Sheep Mountain 146

1.4 La fracturation à SMA 153

2 Quantification des paléo-contraintes et de la déformation liées à la structure plissée de l'anticlinal de Sheep Mountain (publication n°1) 156

3 Vers une quantification des contraintes principales associées au développement de l'anticlinal de Sheep Mountain : combinaison des données de fracturation, de maclage de la calcite et des résultats des essais mécaniques 184

3.1 Les essais mécaniques et la détermination des courbes de fracturation 184

3.1.1 Rappel sur le comportement mécanique des roches en compression 184

3.1.2 Détermination des courbes intrinsèques à la rupture et à la fissuration de la Phosphoria et la Madison 189

3.1.3 Comparaison des résultats de l'analyse des macles de la calcite avec les données de la mécanique des roches: vers une quantification des contraintes principales durant le plissement ? 191

3.2 Application 191

3.2.1 Etape "Sevier" (compression N110 à 135) 195

3.2.2 Etape 1 du LPS Laramienne 196

3.2.3 Etape 2 du LPS Laramienne 197

3.2.4 Etape 3 du LPS Laramienne 198

3.2.5 Etape "late stage fold tightening" Laramide 200

4 Apport des l'analyse des propriétés physiques (ASM, APV) des roches pour la compréhension du mécanisme du plissement de l'anticlinal de Sheep Mountain (publication n°2) 204

CONSTRAINTS ON DEFORMATION MECHANISMS DURING FOLDING PROVIDED BY ROCK PHYSICAL PROPERTIES: A CASE STUDY AT SHEEP MOUNTAIN ANTICLINE (WYOMING, USA). 205

5 Conclusion 248

Chapitre IV : RECONSTITUTION DES PALÉOCONTRAINTES DANS LA CHAÎNE PLISSÉE DU ZAGROS (IRAN) 251

1 L'analyse des macles de la calcite à l'échelle de la chaîne plissée : l'exemple du Fars 253

1.1 Contexte géodynamique 253

1.2 Contexte structural 255

1.3 Contexte sédimentaire 256

1.4 Données (sismo)-tectoniques 258

1.5 But de l'étude 258

1.6 Étude des états de contraintes et des mécanismes de déformation au Néogène supérieur dans la chaîne du Zagros par l'analyse des macles de la calcite (Publication n°3) 259

1.7 Comparaison des données de fabriques magnétiques avec les marqueurs de contraintes/déformation dans la région occidentale du Fars (Zagros); Implications tectoniques. (Publication n°4) 265

1.8 Conclusion sur le Fars 291

2 L'analyse des macles de la calcite à l'échelle d'un anticlinal: Exemple de Kuh-e Khaviz (Dezful) 297

2.1 Contexte sédimentaire de la zone du Dezful 299

2.2 L'anticlinal de Khaviz – description structurale 299

2.2.1 La géométrie du pli 299

2.2.2 Données structurales 302

2.3 Problématique et Objectifs 309

2.4 Résultats d'analyses des macles de la calcite 310

CONCLUSIONS 321

1 Conclusions méthodologiques 323

1.1 L'analyse des macles de la calcite 323

1.2 Une première comparaison des méthodes d'analyses des macles de la calcite (Etchecopar vs Groshong) 324

1.3 La combinaison macle-fracture-essais mécaniques 325

1.4 L'analyse de l'anisotropie pétrophysique 325

1.5 Signification des fabriques magnétiques dans les carbonates 326

1.6 Le transfert d'échelle 328

2 Conclusions régionales 328

2.1 A l'échelle des plis 328

2.1.1 Le pli de Sheep Mountain 328

2.1.2 Le pli de Khaviz 330

2.2 A l'échelle de la chaîne 331

2.2.1 Dezful 331

2.2.2 Fars 331

3 Perspectives 332

Annexe 391

Introduction générale & problèmes posés

La déformation associée au plissement dans les bassins sédimentaires est actuellement décrite en utilisant plusieurs concepts et outils permettant de retracer à partir de la géométrie actuelle, la cinématique des plis (Dahlstrom 1969, Suppe 1985 et Mitra 2003 à titre d'exemple). Cependant, cette description reste macroscopique et encore peu d'efforts ont été engagés pour faire le lien entre ces travaux réalisés à une échelle kilométrique et la déformation observée à l'échelle centi à décamétrique (fractures, failles…) ou micrométrique (maclage, pression-dissolution…) (Frizon de Lamotte et al., 1997 ; Louis 2003 ; Evans et al., 2003 ; Roure et al., 2003). En effet, on a peu de certitude sur comment relier de manière satisfaisante cette cinématique avec la succession temporelle des mécanismes de déformation observés à l'échelle de la lame mince, ou sur comment cette succession peut varier en fonction de la localisation dans le pli. Ainsi, il est très difficile de proposer des modèles mécaniques cohérents pour simuler numériquement la formation des plis et la prédiction de l'effet des fractures sur la prospectivité et la productivité des réservoirs. Cette simulation repose aujourd'hui uniquement sur des modèles statistiques.

1 Intérêts de cette étude

Du point de vue académique, l'étude des plis et du plissement a été un thème majeur abordé tout au long des dernières décennies. Cet intérêt pour cet aspect de la tectonique est en grande partie lié à l'importance du plissement dans les mécanismes orogéniques. Toutefois, les aspects et surtout les mécanismes du plissement au niveau des formations les plus superficielles de la croûte terrestre ont été moins étudiés que les aspects profonds. Étant donné que le plissement a très longtemps été considéré comme un mode de déformation lié à des comportements dominés par la ductilité, l'étude des mécanismes de microdéformation liés au plissement n'a été abordée que dans un nombre limité de travaux. De nombreux problèmes restent donc à résoudre vis-à-vis de cette thématique et il reste entre autres à préciser la succession de ces différents mécanismes durant le plissement. Aussi, on montrera comment se déroule la cohabitation entre la déformation macroscopique et microscopique avant, pendant et après le plissement. Nous verrons par la suite, l'évolution de cette déformation et des états de contraintes à l'échelle locale (Sheep Mountain Anticline, Kuhe-Khaviz) et régionale (la chaîne du Zagros).

Introduction générale

D‘un point de vue économique et industriel de la compréhension de la micro- et macro- déformation liées au plissement dans les réservoirs plissés/fracturés réside dans le fait qu‘une grande partie des réserves mondiales encore disponibles se trouve au sein de réservoirs de type plissés/fracturés. On comprend facilement l‘intérêt économique de l‘investigation des relations entre les plis et les fractures développées dans les roches sédimentaires et les mécanismes de déformation qui leur sont associés. Dans le domaine pétrolier, en admettant une hausse annuelle de 2% (Tissot 2001) de la demande mondiale en huile et la quantité limitée des ressources en hydrocarbures disponibles à ce jour contraignent à affiner de plus en plus les modèles réservoirs pour optimiser la production. Comprendre les paramètres susceptibles de contrôler la nature et la forme des plis et la fracturation associée au niveau des réservoirs a donc son importance ; surtout pour alimenter les modèles de réservoirs et les bases de données (fracturation, taux de déformation, états des contraintes) réelles et réalistes, dans le but de mieux prédire les réserves mais aussi la circulation de celles-ci lors de la mise en production.

Cette thèse tend à améliorer notre compréhension de la succession temporelle des mécanismes de déformations mis en oeuvre lors de la formation des plis dans les bassins sédimentaires et à relier cette succession aux différents modes de croissance des plis (flambage, rotation de flancs, migration de charnière, propagation verticale de failles et propagation latérale). On se propose alors :

- d'utiliser conjointement plusieurs méthodes d‘analyse structurale à l'échelle de la chaîne plissée (Zagros) et à l‘échelle de deux plis ; tandis que la plupart de ces méthodes sont généralement utilisées soit à l'échelle du bassin soit au voisinage des failles et le plus souvent de manière dissociée.
- d'améliorer les méthodes de quantification des paléocontraintes afin de décrire l'évolution de celles-ci au cours de la formation des plis.

Les résultats de ce travail devraient fournir :

- des outils pour obtenir des points de contrôle pour les modèles de bassin,
- des exemples montrant l‘évolution de la déformation et des contraintes en allant de la plus petite échelle (lame mince) à la plus grande échelle (bassin et chaîne de montagne) en passant par l‘échelle du pli,
- de nouveaux concepts et de nouveaux outils pour prédire les caractéristiques des réseaux de fractures dans les réservoirs pétroliers, à partir de la restauration 3D de ces réservoirs.

Un des objectifs du travail proposé ici sera aussi de caractériser la déformation microscopique et macroscopique liée au plissement dans le but de pouvoir déterminer un scénario cinématique et mécanique réaliste visant à expliquer l'évolution de la structure des plis (les plis de socle en particulier), ainsi que l'évolution de la déformation en leur sein. Trois principales approches ont été utilisées pour mener à bien cette tâche :

- des études de terrain effectuées dans le cadre de différentes campagnes d'échantillonnage et de mesures,
- des études micro-structurales effectuées par l'analyse des macles de la calcite et des failles,
- des études pétrophysiques qui combinent la mesure de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique, l'Anisotropie de la vitesse des ondes P et la méthode de Fry.

Les études de terrain ne se basant que sur une vision statique ou simplement cinématique des objets géologiques, nous avons souhaité pouvoir tester les scénarios proposés sur cette base en comparant les données de terrain issues d'analyses structurales et pétrophysiques avec les résultats de l'étude des macles de la calcite. Ce travail permet d'envisager un modèle intégré de l'évolution des contraintes, de la microdéformation et de la fracturation dans un pli de socle similaire au pli étudié dans cette thèse, d'établir un scénario cinématique et mécanique de l'évolution de ce dernier.

A grande échelle, la restauration et la modélisation de coupes structurales permettent de quantifier la déformation d'un bassin sédimentaire. L'étude de terrain des failles et des fractures permet quant à elle d'estimer la contribution de ces mécanismes à la déformation totale, et de proposer un calendrier de déformation. A plus petite échelle, l'analyse microstructurale repose sur plusieurs méthodes :

- la description des lames minces en lumière naturelle, polarisée/analysée et en cathodoluminescence permet de dresser un inventaire des différents micromécanismes de déformation affectant les échantillons. Dans les mêmes conditions, l'étude des relations entre ces micromécanismes et la diagenèse permet de mieux contrôler l'histoire de la déformation proposée à partir de l'observation macroscopique. De façon plus quantitative, toujours à partir de lames minces, la méthode de Fry et ses améliorations récentes (Fry, 1979; Erslev, 1988; Mulchrone et Meere, 2001) permettent d'avoir une bonne estimation de la déformation à l'échelle de l'échantillon.

- la mesure de l'anisotropie physique des échantillons est une méthode indirecte mais rapide pour décrire les variations spatiales de la déformation qui peut aider à quantifier la contribution de différents micromécanismes (Evans et al., 2003).

Pour caractériser le comportement mécanique d'un objet, il est nécessaire de décrire simultanément sa déformation et de caractériser les contraintes qui lui ont été appliquées. Malheureusement peu de méthodes existent pour quantifier le tenseur des contraintes auquel les roches ont été soumises.

A l'échelle macroscopique, l'inversion des données de stries sur les failles donne aujourd'hui accès de manière classique aux directions des axes de l'ellipsoïde des contraintes et à son rapport de forme (Carey, 1979 ; Angelier, 1984). A cette échelle, André et ses coauteurs (2001) ont proposé plus récemment d'utiliser conjointement la géométrie des fractures ouvertes par une phase tectonique, l'analyse des inclusions fluides que ces fractures contiennent et des essais de mécaniques des roches pour reconstruire un paléotenseur complet. L'inconvénient de ces méthodes est qu'elles sont appliquées à une échelle différente de celle à laquelle les micromécanismes de déformation sont observés et qu'elles sont très difficiles à mettre en pratique sur les données disponibles en forage. Pour remédier à ces difficultés, il est possible d'utiliser une méthode basée sur l'analyse des macles de la calcite (Lacombe, 2001). En effet, dans la plupart des calcaires d'une couverture sédimentaire déformée, les macles sont, à l'échelle du cristal, les microstructures dominantes.

2 Les chantiers étudiés

Le choix des cas d'étude est guidé par la nécessité de disposer de chantiers de terrain sur lesquels on peut acquérir beaucoup de données et développer et valider de nouvelles méthodes de caractérisation. Ces travaux nécessitent des compétences diverses et sont consommateurs de temps (missions de terrain, collecte et analyse d'échantillons). Le choix s‘est donc naturellement porté sur deux chantiers déjà bien documentés pour capitaliser des résultats acquis sur ces chantiers (surtout en ce qui concerne la fracturation) et de ne pas avoir à partir de zéro.

2.1 Sheep Mountain Anticline (Wyoming, USA)

Sheep Mountain Anticline (SMA) est un analogue de réservoirs mixtes grès/carbonates bien compactés produisant des hydrocarbures. L'épisode de déformation principal responsable de la formation de ce pli est l'orogenèse Laramienne. Sheep Mountain est un anticlinal à charnière très étroite formé lors de l'activation en chevauchement d'une faille de socle. Ce pli a fait l'objet de plusieurs travaux (Bellahsen et al., 2006a et b ; Fiore, 2006). C'est un excellent candidat pour ce travail de thèse car:

- son histoire géologique et sa cinématique sont relativement bien connues grâce à la qualité des affleurements,
- il est constitué de grès et de carbonates, permettant l'étude des modes de déformation actifs simultanément dans deux lithologies différentes ayant subi la même histoire de déformation,
- il affleure dans d'excellentes conditions qui permettent une reconstruction 3D de sa géométrie et des prélèvements et observations dans toutes les positions structurales,
- la fracturation macroscopique a été en grande partie décrite (Bellahsen et al., 2006a ; Fiore, 2006).

2.2 Kuh-e Khaviz (Dezful, Iran)

Kuh-e Khaviz est un analogue de réservoirs carbonatés fracturés à diagenèse complexe ayant été peu enfouis et produisant de l'huile. L'épisode de déformation principal est la compression Miocène responsable de la formation de la chaîne du Zagros. Kuh-e Khaviz est un anticlinal peu accusé sur chevauchement, affecté par des failles normales. Ce pli a fait l'objet de plusieurs travaux (Wenneberg et al., 2007 ; Ahmadhadi et al., 2008) dont ceux de la thèse de F Ahmadhadi. C'est également un excellent candidat car:

- son histoire géologique et sa cinématique sont bien connues grâce aux affleurements et des coupes sismiques,
- la fracturation macroscopique a déjà été décrite (Wenneberg et al., 2007 ; Ahmadhadi et al., 2008),
- toute la caractérisation microstructurale et diagénétique a été réalisée en 2006 dans le cadre du projet IOR-ASMARI.

2.3 La chaîne plissée-fracturée du Zagros : la province du Fars (Iran)

La chaîne du Zagros (Iran) s'est formée durant le Mio-Pliocene en réponse à la convergence Arabie-Eurasie. Elle se compose de trois zones structurales qui sont du Nord au

Sud, le Lorestan, le Dezful et le Fars. L'état de la chaîne plissée du Zagros au niveau du Fars permet d'aborder de nombreux problèmes géologiques et géodynamiques qui concernent entre autres :

- les directions des paléocontraintes responsables des déformations cénozoïques,
- l'ordre des grandeurs des contraintes différentielles dans la chaîne et dans le plateau iranien dans l'arrière-pays,
- la distribution des paléocontraintes et le lien avec le découplage couverture-socle (sel d'Hormuz) et le style structural.

Chapitre 1

LE PLISSEMENT

ET les méthodes de caractérisation de la microdéformation

Etats des connaissances

Chapitre I

1 Types de plis et mécanismes de plissement

1.1 Introduction

Les plis et la relation pli/faille ont, depuis la fin du XIX siècle (Heim, 1878; Willis, 1893) et jusqu'à ce jour, constitué un sujet récurrent dans les travaux géologiques (e.g., Ramsay, 1962; Laubscher, 1976; Suppe, 1983; Suppe et Medwedeff, 1984; 1990; Jamison, 1987; Chester et Chester, 1990; Dahlstrom, 1990; Erslev, 1991; Jordan et Noack, 1992; Mitra, 1992; 2003; Storti et Salvini, 1996; Hardy et Ford, 1997; Medwedeff et Suppe, 1997; Allmendinger, 1998; Salvini et al., 2001; Suppe et Connors, 2004; Tavani et al., 2005; 2006 et 2007). La forme des plis liés aux failles dépend de l'interaction entre différents facteurs qui incluent la stratigraphie des multicouches plissées (Corbett et al., 1987; Fischer et Jackson, 1999; Chester, 2003), le mécanisme de plissement (De Sitter, 1956; Faill, 1973; Ramsay, 1974; Dahlstrom, 1990), le taux de déformation et l'état de contrainte (Jamison, 1992; Amrouch et al., 2010a), l'histoire de la déformation (Woodward, 1999), la géométrie des failles (Rich, 1934; Suppe, 1983; Jamison, 1997; Chester et Chester, 1990), l'interaction entre les processus sédimentaire et tectonique, particulièrement le rapport entre le taux d'élévation du pli et le taux de sédimentation syntectonique (Storti et Salvini, 1996), et l'interaction fluide-roche (Morgan et Karig, 1995). Par conséquent, les formes naturelles de pli sont extrêmement variables, des plis en chevron (Ramsay, 1974; Fowler et Winsor, 1997) jusqu‘aux plis concentriques (Dahlstrom, 1969).

1.2 Les modes de sollicitation du plissement

Les zones externes des chaînes de montagnes et les prismes d'accrétion des zones de subduction sont caractérisés par les dépôts sédimentaires, des décollements basaux et un fort raccourcissement horizontal. En résultent un plissement et une fracturation synchrones des couches suivant des géométries typiques comme les a décrites Rich (1934). Ces structures sont souvent interprétées selon des modèles géométriques de plis liés aux failles (fault-related folds) basés sur l'hypothèse que la longueur et l'épaisseur des couches restent constantes (Suppe, 1983).

Suppe en 1985 a montré qu‘il existait trois modes majeurs pouvant initier le plissement des roches (figure 1). (1) Le fléchissement (ou bending) qui apparaît en réponse à une sollicitation sub-orthogonale aux couches. (2) Le flambage (ou buckling), lié à

l‘application d'une force d'une manière parallèle aux couches. (3) L‘amplification passive qui donne une distorsion des plis préexistants causée par un fluage général de la roche. Le domaine d'application de ce type de mécanisme concerne surtout la déformation des roches dans le domaine ductile.

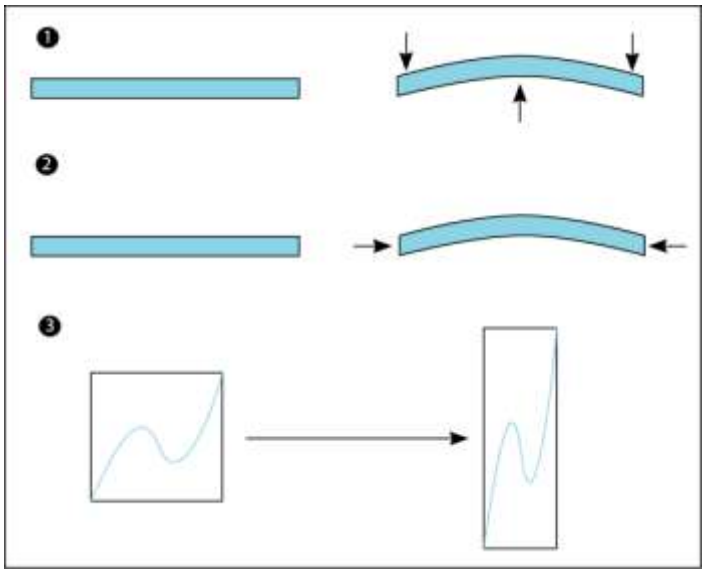


Figure 1: Les trois principaux mécanismes de plissement dans les roches (d‘après Suppe, 1985); (1) le fléchissement (ou bending), (2) le flambage (ou buckling), (3) l‘amplification passive où l‘on assiste à la distorsion de plis préexistants due au fluage de la roche.

1.3 Classification géométrique des plis

La description précise de la géométrie des plis est un important critère de leur classification et est considérée comme indispensable à la compréhension du mécanisme de plissement. Il existe plusieurs classifications géométriques pour les plis. Van Hise en 1894 a tout d‘abord utilisé le terme de plis semblables et parallèles comme base de classification et aussi d'implication mécanique des plis. En utilisant le concept de pendage des isogones (Elliottt, 1965) et les paramètres d'épaisseur (Ramsay, 1962; Zagorcev, 1993), plusieurs classes ont été introduites pour distinguer les différents types de plis avec une seule couche. Puis, d'autres auteurs (Hudleston, 1973; Treagus, 1982; Bastida, 1993) ont proposé une multitude de paramètres pour aider à mieux classifier les plis. Il faut noter que la méthode de Ramsay (1967) a été un excellent outil pour étudier l'évolution de la géométrie d'une couche plissée, de sa charnière jusqu'à sa ligne de courbure dans un pli mono-couche, car en général, toutes les classifications qui ont suivi sont, d'une façon ou d'une autre, des modifications de cette classification de Ramsay 1967, jusqu'au schéma proposé par Srivastava et Gairola en 1999, qui est devenu le nouveau schéma de classification des plis multi-couches. Cependant,

pour cette étude, nous allons surtout nous concentrer sur la classification des plis en s‘appuyant sur leur relation avec les failles.

1.4 Relation pli-faille

La relation pli-faille a fait l'objet de plusieurs études depuis Willis en 1893, qui avait proposé une première classification pour distinguer les différents types de chevauchements. Rich, en 1934, a reconnu les plis **de cintrage sur rampe (fault-bend-folds)**, et plus tardivement la définition du **pli de propagation de rampe (fault-propagation fold)** a été proposée (Dahlstrom,1969; Elliott, 1976). Ce dernier type de pli ne se forme pas seulement par transport (passif) sur rampe préexistante, mais par une propagation simultanée de la faille. Ces deux derniers modèles ont reçu une formulation géométrique par une série d'articles (Suppe, 1983; 1985; Suppe et Medwedeff, 1984; 1990; Jamison, 1987 et Mercier et al., 1996). En 1991, Erslev a créé un modèle cinématique de plissement par propagation de rampe de type Trishear, repris et développé plus tard par Hardy et Ford (1997) et Allmendinger (1998). Ce modèle permet de décrire la déformation engendrée au cours de la propagation de la faille à son extrémité (Grelaud et al. 2000). L'intérêt de ce modèle est aussi de reproduire de nombreuses caractéristiques observées dans la nature et au laboratoire, dont la variation progressive du pendage des couches, l'amincissement ou l'épaississement des couches ou même de la forme de la charnière (Buil, 2002). D'un point de vue mécanique, Maillot, Leroy Koyi et d'autres ont par une série de travaux (Maillot et Leroy, 2003; 2006; Maillot et Koyi, 2006; Maillot et al., 2007) étudié la relation pli/rampe en construisant une méthode de prédiction de l‘évolution des chevauchements et des plis, dans les chaînes de montagnes. En s‘appuyant sur les théorèmes de l‘analyse limite avec des développements théoriques basés sur l‘analyse limite, et des développements expérimentaux de maquettes en sable, ils ont choisi une approche analytique qui consiste à affiner les modèles cinématiques développés par les géologues de terrain sur la base de l‘équilibre mécanique et de la résistance des roches. Le résultat le plus important est la friction opérée le long de la rampe qui affecte en premier lieu la taille, l'épaisseur et la vitesse du toit (hanging-wall). Plus la friction et la pente de la rampe sont importantes, plus l'épaississement des couches est important et moins grande est la vitesse de déplacement du bloc sus-jacent.

1.4.1 Plis forcés ou passifs

Selon Stearns 1978, les plis forcés sont des plis pour lesquels la forme finale est dominée par la forme d'un élément sous-jacent (faille, rampe ou diapir). Pour former ces plis dans le cas où l'élément sous-jacent est un bloc faillé, il leur est nécessaire de subir le mouvement de glissement de la faille sous-jacente, ou remontée de diapir le cas échéant. Généralement, ce type de pli est géométriquement asymétrique (figure 2).

1.4.1.1 Pli de propagation de rampe

Ce groupe de plis est associé aux failles inverses. Le caractère principal des plis de propagation de rampe (fault-propagation fold) est que le plissement et la faille évoluent simultanément. À chaque étape de la propagation de la faille, le glissement est totalement accommodé par le plissement et le pli se développe en « moulant » la rampe (Thompson, 1981).

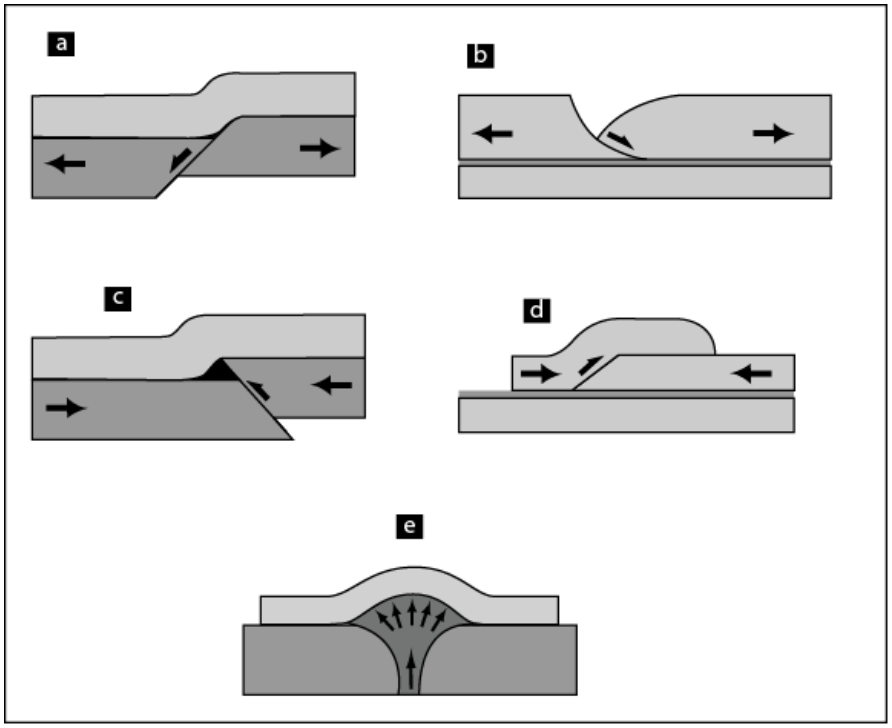


Figure 2: Exemples de plis forcés. (a) Pli où le fléchissement des couches supérieures est associé au rejet d'une faille normale située dans le socle sous-jacent. (b) Roll-over : pli où la courbure des couches résulte de leur fléchissement (d'origine essentiellement gravitaire) au niveau d'une rampe de faille normale listrique. (c) Pli où le fléchissement des couches supérieures est associé au rejet d'une faille inverse située dans le socle sous-jacent. (d) Anticlinal de rampe associé au rejet d'un chevauchement. (e) Bombement hémisphérique se rapportant à la poussée verticale due à une remontée diapirique.

1.4.1.2 Pli de cintrage sur rampe

Dans ce type de plissement forcé, le plissement ne résulte pas d'un mouvement de blocs rigides de socle autour d'une faille mais plutôt du mouvement de la faille au sein même des couches de couvertures. Ils sont généralement formés quand les couches passent du plat à la rampe, et inversement. La géométrie de ce mode de plissement est clairement différente de celle des plis de propagation de rampe (fault-propagation fold) (Suppe, 1983; Jamison, 1987 et Mercier et al., 1996). À chaque étape de la propagation de la faille, le glissement est totalement accommodé par le plissement et le pli se développe en ceinturant la rampe (Thompson, 1981).

1.4.2 Pli de décollement

Ce mode de plissement, aussi appelé pli de détachement (detachment fold), ne demande pas l'existence d'une rampe pour se créer, à l'inverse des deux types de plis dits "forcés". Il se forme au-dessus d'un niveau de décollement comme des évaporites ou de l'argile, etc… d'où son nom, pli de décollement ou de détachement (figure 3).

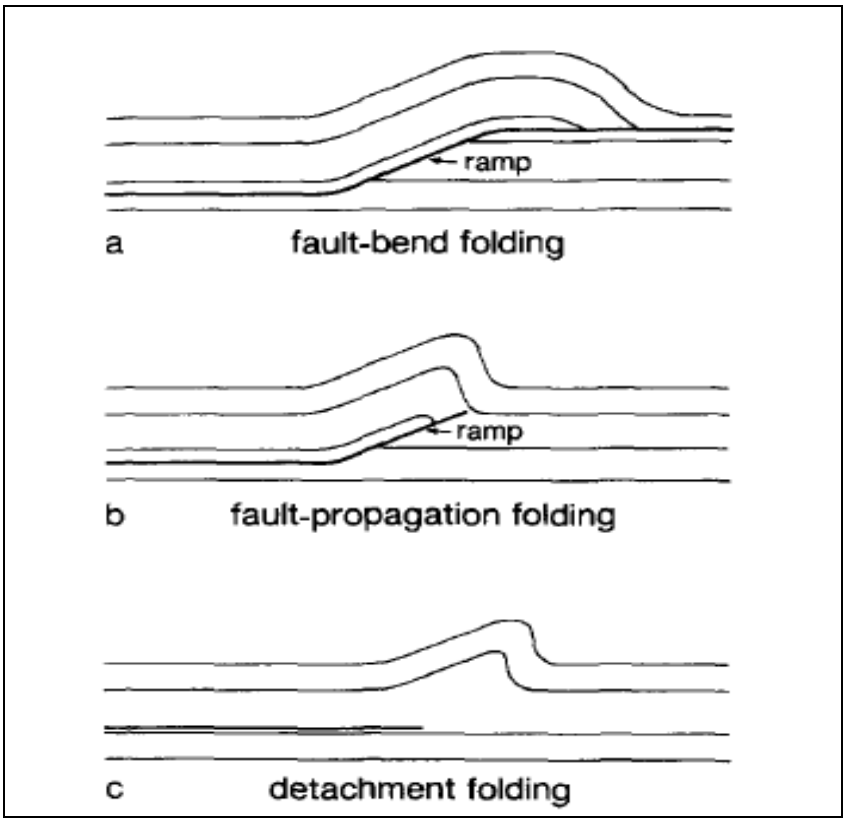


Figure 3: Les trois principaux types d'interactions pli/faille (d'après Suppe, 1983 ; 1985 ; Jamison, 1987 et Mercier et al., 1996).

1.4.3 Conclusion

La différenciation de ces trois types de plis a seulement été basée sur leur géométrie sans prendre en compte ni considérations cinématiques ni mécaniques. Or, c'est la réponse mécanique des couches traversées par la faille qui détermine le mode de plissement. Un pli de détachement serait plus probablement créé quand la faille traverse une couche à comportement ductile (sel, évaporites, argilites...) (figure 3 c), tandis que, dans le cas de couches plus compétentes, c'est un pli de propagation de rampe qui serait le plus probable. Cependant, l'identification du mécanisme responsable de la localisation de la déformation reste difficile, surtout en ce qui concerne la fracturation liée au plissement (Guiton 2001; Maillot et Leroy, 2003).

Dans les deux cas de plis de propagation de rampe ou de cintrage sur rampe, les couches inférieures engagées dans le plissement sont tronquées par la faille. Le pli de propagation de rampe est associé directement à une rampe ou à une faille sous-jacente, alors que le pli de cintrage sur rampe se développe ultérieurement par rapport à la formation de la rampe. La différence se situe surtout au niveau du compartiment supérieur vis-à-vis de la rampe dans chacun des deux modes. Le pli de propagation de rampe se développe simultanément avec la propagation de la rampe. Le déplacement tout au long de cette dernière diminue jusqu'à s'annuler complètement à son extrémité.

Les trois types de plis connaissent trois phases au cours du plissement. La première, le pré-plissement, correspond au raccourcissement parallèle aux couches (LPS) qui peut accommoder entre 10 et 30% du raccourcissement total au niveau de certaines chaînes plissées selon Mitra (1994) et 15% selon Koyi et al. (2003). La deuxième phase du plissement proprement dite se divise en deux périodes : une correspond à la formation du pli macroscopique, pendant laquelle la déformation est surtout localisée au niveau de la charnière et tout le long de la faille si le pli y est relié, et une seconde se rapportant à une période de serrage tardi-plissement (late stage fold tightening). Ce sont les mécanismes de microdéformation en relation avec cette phase qui sont les moins connus et que nous avons tenté d'étudier au cours de cette thèse. La dernière phase, le post-plissement, correspond au relâchement des contraintes et l'exhumation du pli.

2 Les mécanismes impliqués dans la déformation à différentes échelles

A l'échelle des grains, les principaux mécanismes de déformation irréversibles des roches à l'échelle microscopique efficaces à basse température (<300°C) sont bien connus aujourd'hui. Dans les grès et les roches cristallines, les mécanismes les plus performants sont :

- le granular flow (écoulement plastique particulaire),
- la fracturation intra- et trans-granulaire conduisant à la cataclase,
- la pression-dissolution.

Dans les roches carbonatées, à cause de la présence de calcite et de sa forte réactivité chimique, les mécanismes les plus significatifs sont :

- la fracturation intra- et trans-granulaire,
- la pression-dissolution,
- le maclage de la calcite,
- le glissement aux contacts entre grains (comme dans les grès).

Pour une lithologie donnée, les principaux facteurs contrôlant l'efficacité de ces micromécanismes sont également connus et synthétisés sous la forme de cartes de déformation (Frost et Ashby, 1982). Dans le cas des roches sédimentaires et à basse température, c'est principalement la taille du grain, la contrainte déviatorique (ou la vitesse de déformation) et la nature des fluides en contact avec les grains qui vont sélectionner le micromécanisme efficace.

A l'échelle décamétrique, d'autres mécanismes sont à considérer. En effet, la déformation est principalement accommodée par du glissement banc-sur-banc, par la localisation de la déformation le long de plans de faille et la création de réseaux de fractures macroscopiques. Au cours des vingt dernières années, l'étude de ces mécanismes a été très active car les résultats obtenus ont une implication directe dans la prédiction des propriétés hydrodynamiques des réservoirs naturels et que failles et fractures sont directement observables sur le terrain ou à partir de données sismiques. En ce qui concerne les failles, on commence à bien comprendre les liens existants entre l'activation des différents micromécanismes, le développement d'une rupture macroscopique et l'accumulation de déplacement sur celle-là (Katz et al., 2003, Shipton et Cowie, 2003 pour des exemples récents). Par contre, lorsqu'il s'agit des plis, peu de résultats sont encore disponibles.

A l'échelle du bassin (figure 4), des études récentes permettent de décrire l'évolution d'une roche depuis l'avant-pays jusqu‘à son incorporation dans un pli (Roure et al., 2005).

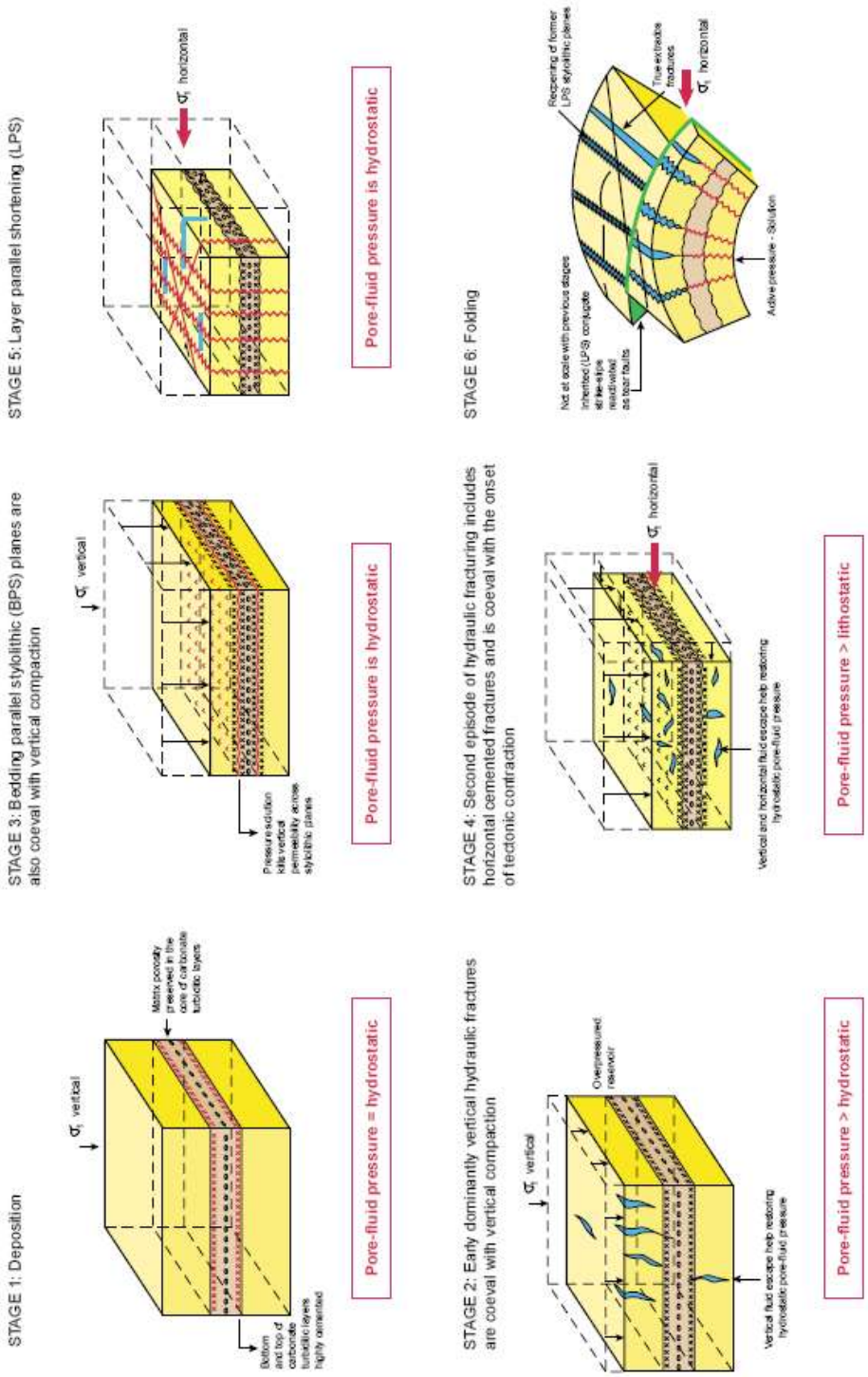


Figure 4: Des blocs diagrammes présentant le développement des structures de deformation comme les BPS (Bedding parallel shortening), les LPS (layer parallel shortening), les fractures conjuguées et les fractures hydroliques dans un reservoir carbonate, en relation avec l‘évolution des chaînes d‘avant-pays (d‘après Roure et al., 2005).

Ces études permettent de montrer où et pourquoi la compaction due à la charge sédimentaire, la compaction tectonique, la fracturation hydraulique et la fracturation liée à l'exhumation contemporaine du plissement se succèdent au cours de l'évolution du bassin. A l'échelle du pli, si plus de travaux relatifs à la répartition spatiale des mécanismes macroscopiques (failles et fractures principalement) sont disponibles (Guiton et al., 2003 ; Florez-Nino et al., 2005 ; Bellahsen et al., 2006a ; Ahmadhadi et al., 2007, Wennberg et al., 2007 par exemple), seules quelques travaux sont bien documentées en ce qui concerne les microstructures (Frizon de Lamotte et al., 1997 ; Saint-Bezar et al., 2002 ; Louis, 2003 ; Evans et al., 2003). Il reste alors quelques zones d'ombres sur l'évolution mécanique des plis et les mécanismes qui la contrôlent. De nouvelles observations sur des structures naturelles dont la géométrie peut être bien définie sont nécessaires.

3 La relation entre le plissement sa courbure et la distribution de la microdéformation et des microstructures

Les différents modèles cinématiques des plis sont en général associés à la distribution de la déformation dans les différentes parties du pli, qui dépend des modes de plissement. Ces dernières années, et ce grâce au développement de ces modèles cinématiques, plusieurs tentatives ont été réalisées pour relier la microdéformation ainsi que la fracturation à la cinématique des plis, au lieu de simplement regarder la forme finale du pli ; cette approche se justifie par le fait que les microstructures enregistrent une déformation progressive durant le plissement quand elle lui est contemporaine (Allmendinger, 1982; Bahat 1988 ; Couzens et Dunne, 1994; Fischer et Anastasio, 1994; Anastasio et al., 1997; Hennings et., al., 2000 ; Storti et Salvini, 2001; Craddock et Relle, 2003 ; Tavani et al., 2006; Bellahsen et al., 2006) et influence cette déformation quand elle lui est antérieure (Arlegui-Crespo et Simon-Gomez, 1993; Rawnsley et al., 1998; Ahmadhadi et al., 2008). Cette influence s'exerce quand la disposition du ou des familles de veines préexistantes est favorable à leur réactivation et de ce fait à une perturbation des contraintes lors du plissement.

De nombreuses études ont tenté d'établir un lien entre la macro-déformation (plissement) et la déformation matricielle ou la déformation interne des couches plissées (Elliottt, 1976; Engelder et Geiser, 1979; Geiser, 1988; Mitra, 1994; Aubourg et al., 1997; Louis et al., 2004; Smith et al., 2005), mais aussi d'étudier la cinématique des plis forcés (en

relation avec des failles). Parmi les outils employés (qui sont détaillés plus loin dans ce mémoire), on peut citer à titre d'exemple l'ASM. C'est un outil efficace pour contraindre les modifications matricielles des roches comme le raccourcissement parallèle aux couches (LPS) (Averbuch et al., 1992; Hirt et al., 1995; Frizon de Lamotte et al., 1997; Grelaud et al., 2000) ou le cisaillement simple (Aubourg et al., 1991). L'ASM reflète fidèlement les orientations préférentielles des grains et/ou des minéraux qui contribuent à la susceptibilité magnétique mesurée (Borradaile, 1988; Rochette et al., 1992).

La figure 5 représente un exemple d'étude qui résume la déformation interne associée à un pli de propagation de rampe selon Saint-Bezar et al. (2002). Selon cette étude, la déformation peut être accommodée par du glissement flexural comme du cisaillement banc-sur-banc, et/ou de la déformation interne. Dans les deux cas, le sens de cisaillement est imposé par le modèle de plissement choisi. Cet exemple comme tant d'autres (dont les plus récents sont Latta et Anastasio, 2007; Robion et al., 2007; Hnat et al., 2008; Burmeister et al., 2009; Oliva-Urcia et al., 2009; Amrouch et al., 2010 a et b) montrent à quel point les analyses de la déformation interne des couches et des microstructures peuvent être discriminantes vis-à-vis de tel ou tel type de mécanisme de plissement.

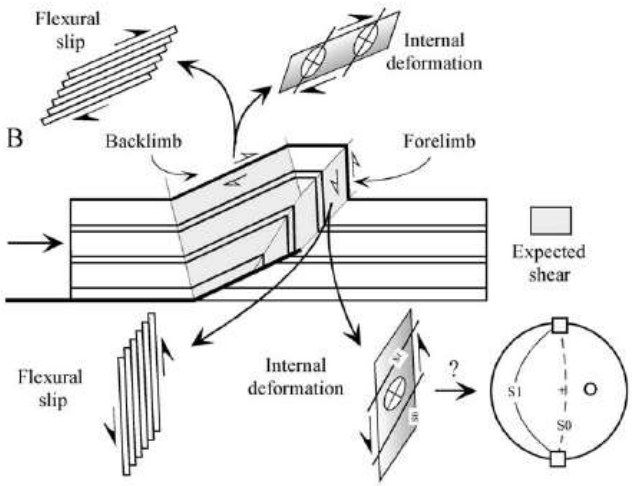


Figure 5: Illustration d'un pli de propagation avec la localisation de la zone de cisaillement. La déformation associée au plissement peut être accommodée par un glissement flexural ou une déformation interne. La fabrique magnétique due à cette déformation interne est montrée au niveau du flanc avant du pli (d'après Saint-Bezar et al., 2002).

D'autres études comme celles de Tavani et al. (2006) ont abordé le problème de la distribution des micro- et mésostructures, ainsi que la relation de cette distribution avec le plissement et les compartiments du pli. D'un point de vue quantitatif, les résultats de ces

travaux ont montré que le plissement est accompagné par le développement de plans stylolitiques longitudinaux auxquels des joints et des veines sont perpendiculaires. Il a été montré aussi que l'espacement des principaux plans stylolitiques est lié à l'épaisseur des couches correspondantes.

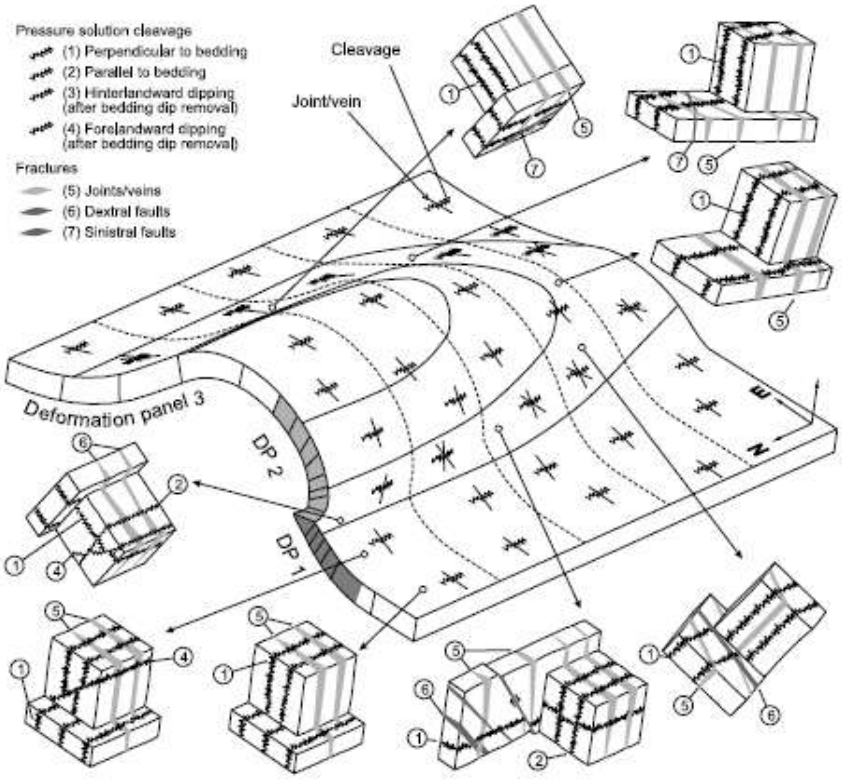


Figure 6: Illustration spatiale de la distribution des micro et méso-structures dans un pli asymétrique (Tavani et al., 2006).

Cette sensibilité à l'épaisseur des couches est analogue à celle décrite dans les structures ductiles, malgré la différence d'origine. Les plans stylolitiques montrent une distribution spatiale qui est liée à leur position dans le pli. Les veines et les joints ne montrent pas un tel comportement. D'après Tavani et al. (2006), les stylolites sont les structures les plus appropriées pour déduire la cinématique d'un pli, en utilisant leur fréquence normalisée (rapport H/S; H étant l'épaisseur de la couche et S l'espacement moyen entre les plans stylolitiques) et l'angle du plan par rapport à la stratification (ATB). Les différents compartiments du pli (figure 6), l'avant du pli, le flanc avant (forelimb) et le flanc arrière (backlimb) et la charnière présentent une distribution spatiale différente de ces deux paramètres.

En ce qui concerne la fracturation plusieurs études ont tenté de relier le développement des structures cassantes aux éléments géométriques du pli, comme son axe, ses deux flancs

avant et arrière et les terminaisons (McQuillan, 1974; Srivastava et Engelder, 1990; Cooper, 1992; Fischer et al., 1992; Erslev et Mayborn, 1997; Jamison, 1997; Thorbjornsen et Dunne, 1997; Hennings, 2000). L'étude publiée par Stearns en 1972 peut être considérée comme une synthèse du travail pionnier réalisé sur ce thème. Cette synthèse est présentée dans une forme de classification des fractures (incluant joints et failles) basée sur leur position par rapport aux caractèristiques géométriques du pli. Ce fameux schéma de population de fractures dans un anticlinal incluant les fractures axiales, obliques et transversales, était essentiellement statique et essayait de mettre l'accent sur la relation entre les populations des fractures typiques et leur localisation dans un pli selon sa forme actuelle. Cette synthèse a ensuite été complétée par une caractérisation quantitative de la géométrie du pli en utilisant la courbure (Lisle, 2000). La courbure est encore fréquemment utilisée comme un outil pour définir la direction et la densité des fractures (Hennings, 2000; Bergbauer et Pollard, 2004).

Keunen et De Sitteren (1938), et Ramberg (1964) après eux ont mis en place un modèle qui consiste à distinguer deux zones : l‘intrados soumise à une compression locale, et une zone appelée l‘extrados soumise à une extension locale. La première se distingue par le développement de stylolites et/ou des failles inverses, et la deuxième présente des fractures de mode I et probablement des failles normales.

Les travaux de Stearns (1964) puis Stearns et Friedman (1972) ont donné naissance à un autre modèle plus « complexe » (figure 7) qui résume la distribution des fractures au sein d‘un anticlinal idéalisé. Dans ce modèle, ils ont essayé d‘expliquer la localisation de chacune des familles de fractures selon le régime local des contraintes et la situation spatiale dans le pli. Pour ce modèle, les auteurs ont exprimé trois postulats (pouvant être largement contestés) qui sont : (a) la totalité des fractures qui peuplent les plis est syn-plissement (ou liée au plissement), (b) toute fracture oblique à la direction principale de serrage s‘est initiée et propagée en cisaillement et (c) le régime local des contraintes correspond à celui décrit par le modèle de Keunen et De Sitteren (1938), et Ramberg (1964).

Les régimes locaux sont sous l‘influence de la contrainte régionale et de la localisation au sein de la structure plissée (intrados ; extrados ; flanc…).

Dans ce modèle, par leur nombre et leur développement, les ensembles (1) et (2) semblent prendre les premiers rôles dans l‘évolution du plissement. D‘après ce modèle les

fracturres (1) résultent d'un champ de contraintes qui présente un σ1 perpendiculaire à l'axe du pli, un σ2 perpendiculaire aux couches et un σ3 parallèle à l'axe du pli, et elles sont présentent à toutes les échelles. Moins développées que les (1), les fractures (2) plutôt d'échelle centi à décamétrique, elles seraient le résultat d'un régime à σ1 parallèle à l'axe du pli, un σ3 qui lui est perpendiculaire et un σ2 perpendiculaire aux couches. Constitué de fractures axiales et de failles normales conjuguées de même direction, l'ensemble (3) serait la cause de l'extension située au niveau de l'extrados, quand à l'opposé l'ensemble (4) traduit par ces failles inverses le régime compressif à l'intrados. Le dernier ensemble exprimé dans ce modèle (5) est rencontré au niveau des interfaces des bancs. Il est représenté par des failles normales conjuguées au plan de glissement entre bancs.

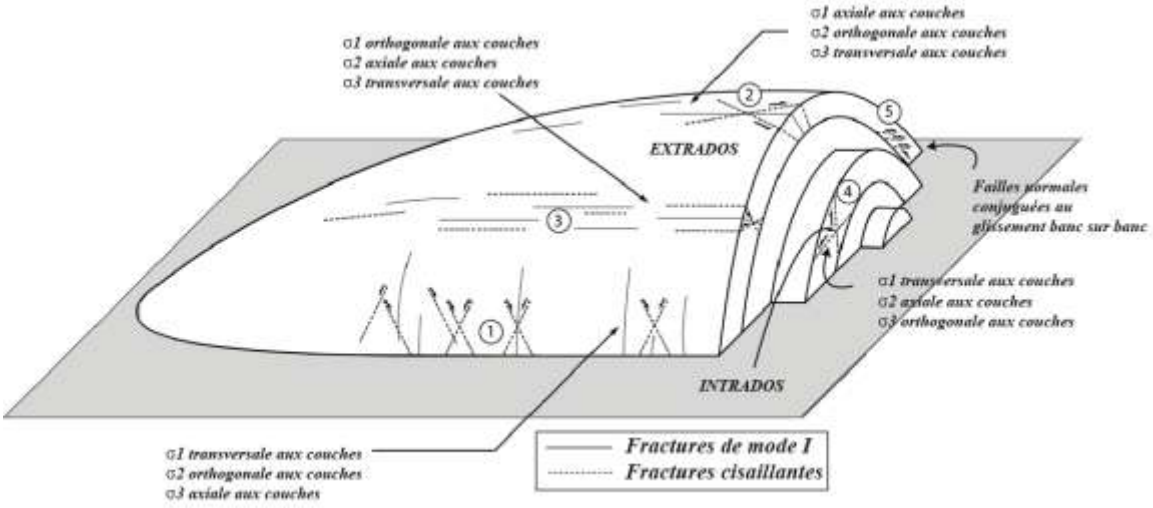


Figure 7: Modèle classique de distribution des fractures au sein d'un anticlinal idéalisé inspiré du Teton Anticline, Montana, U. S. A. (d'après Stearns, 1964, et Stearns et Friedman, 1972)

Comme on l'a exprimé précédemment, les postulats sur lesquels se base ce modèle restent contestables. En effet, plusieurs études ont montré l'influence que pourraient avoir des fractures préexistantes sur le plissement et la fracturation qui lui est associée (Arlegui-Crespo et Simon-Gomez., 1993; Rawnsley et al., 1998 ; Bergbauer et Pollard, 2004 ; Bellahsen et al., 2006 ; Ahmadhadi et al., 2008). La réactivation de ces fractures préexistantes agit essentiellement sur les contraintes à la fois par un relâchement de ces dernières et par une réorientation de leurs directions, cette variation de l'état de contrainte peut avoir comme effet d'inhiber ou favoriser la formation de certaines familles de fractures. L'utilisation de méthodes d'analyses comme celle des macles de la calcite ou celle des propriétés petrophysiques des roches permettrait de scruter l'évolution des contraintes et de la microdéformation pendant le plissement.

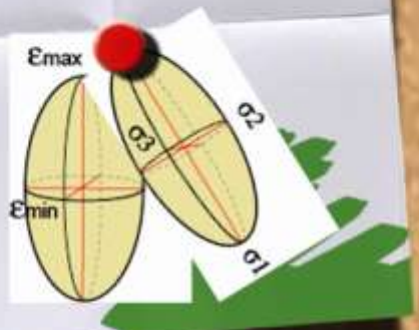
Chapitre 2

Les méthodes d'analyses de la MICRODEFORMATION

macles de la calcite

& propriétés

magnétiques et physiques DES ROCHES



Chapitre II

1 L'analyse des macles de la calcite

1.1 Introduction

La déformation par maclage des cristaux de calcite est caractéristique du régime de transition cassant-ductile dans la partie supérieure de la croûte. Elle fait partie des différents mécanismes de déformation qui accompagnent la déformation cassante des roches, comme la pression-dissolution (Durney, 1972 ; 1976; Rutter, 1976 et Gratier, 1984) et la réduction de la porosité (Carrio-Schaffhauser et Gaviglio, 1990). Le maclage e [10 12] est plus facilement activé que les autres systèmes de glissement dans le domaine de basse température (0-300°) dans la calcite, ce qui explique sa dominance dans ces conditions. Depuis 1953, grâce à Turner, nous savons que les macles de la calcite peuvent être utilisées pour déterminer l'orientation des contraintes principales responsables de la déformation cristalline observée. Chaque cristal de calcite présente trois familles de plans de macle potentiels. Ce sont les mesures d'inclinaison et de direction de ces plans maclés, de leur épaisseur et de leur densité qui permettent de remonter selon la méthode utilisée, soit au tenseur de déformation (Groshong, 1972) soit au tenseur de contrainte (Etchecopar, 1984).

1.2 Analyse de la contrainte et de la déformation par le maclage

Le maclage e de la calcite est utilisé par plusieurs méthodes d'analyse pour déterminer l'état des contraintes et l'état de déformation finie subis par la roche (Groshong, 1972 ; 1974; Laurent et al., 1981 ; Laurent, 1984; Etchecopar, 1984; Pfiffner et Burkhard, 1987 ; Laurent et al., 1990 et Lacombe, 2001). Ces méthodes reposent toutes sur l'hypothèse selon laquelle les macles se sont formées dans un champ de contrainte homogène et que l'échantillon n'a pas subi de rotation relative au champ de contrainte au cours de sa déformation. Le développement des macles de la calcite dépendant peu de la température (sauf en ce qui concerne leur allure –fines ou épaisse)s, ni (ou très peu) de la vitesse de déformation, ni même de la pression de confinement, il apparaît comme un bon paléopiézomètre (Spiers, 1979). Comme résumé par Lacombe (1992), les travaux expérimentaux sur des roches calcitiques ont permis de préciser la contribution du maclage à la déformation basse-température des roches carbonatées (Spiers, 1979 ; Wenk et al., 1986 et Schmid et al., 1987):

- Les macles s'initient à des stades précoces de la déformation, et leur développement dépend essentiellement de l'orientation des cristaux par rapport au champ de contraintes appliqué;
- C'est l'intensité de la contrainte différentielle et la taille des grains qui contrôlent l'apparition des macles;
- La déformation par maclage se distribue de façon très hétérogène à l'échelle du grain, et ne reflète pas la déformation totale imposée à la roche. Au contraire, l'orientation de la contrainte est beaucoup plus homogène à l'échelle du grain (15° de déviation en moyenne par rapport à la contrainte appliquée) (Spiers, 1979);
- Dans les cristaux bien orientés pour macler, la densité de maclage et la largeur des macles sont directement liées à la déformation subie par ces cristaux. A basse température, l'augmentation de la déformation produit préférentiellement de nouvelles macles fines (Groshong, 1974);
- Le maclage intervient seulement dans une fraction de la déformation totale, et les phénomènes de pression-dissolution à basse température, ou les glissements intracristallins à haute température (glissement r ou f), aident à maintenir la compatibilité géométrique de la déformation des grains adjacents.

Les méthodes d'inversion disponibles sont capables, à partir de l'observation des plans maclés et non-maclés des cristaux de calcite présents dans un échantillon, de calculer l'orientation des axes du tenseur de contrainte responsable du maclage, son rapport de forme et les contraintes différentielles associées. Pour déterminer le tenseur complet, il reste à déterminer la composante isotrope du tenseur. Il est donc nécessaire d'utiliser une approche complémentaire telle que l‘étude de la fracturation, combinée aux propriétés mécaniques des roches étudiées, l'analyse des inclusions fluides, l‘estimation de l'enfouissement des roches que l'on étudie (Lacombe et Laurent, 1992; Lacombe, 2001).

L'étude des macles de la calcite apparaît donc comme un outil puissant pour contrôler l'évolution des contraintes au cours de la formation d'un pli. On notera que les macles de la calcite permettent également de déterminer dans les sites polyphasés plusieurs tenseurs dont les directions principales sont corrélables à celles déterminées indépendamment et au même endroit par l'analyse des jeux de failles (Lacombe et al., 1990). Les résultats de l'analyse des macles dans les échantillons polyphasés sont significatifs, à la fois d'un point de vue numérique (solutions stables) et géologique. L‘analyse des macles de la calcite apparaît donc complémentaire de l‘étude de la fracturation macroscopique ; quoique reposant sur des principes semblables (analogie géométrique faille/macle, principe de l'inversion), ces deux méthodes analysent des déformations très différentes, en particulier du point de vue de leur genèse (mécanique de la rupture versus dislocation intracristalline) et de leur échelle. Ainsi, par exemple, les roches carbonatées peuvent enregistrer par maclage des événements

tectoniques "mineurs", au cours desquels la montée en contrainte n'a pas été suffisante pour provoquer la rupture macroscopique, et qu'inversement (mais plus rarement), des failles peuvent être observées dans un site dans lequel le tenseur correspondant n'est pas identifiable par l'analyse des macles. Ces enregistrements différentiels des paléo-champs de contraintes dénotent une sensibilité différente de ces mécanismes de déformation à la contrainte. Les deux méthodes offrent également des possibilités différentes lors de l'acquisition des données ou de l'exploitation des résultats. Ainsi, seule l'analyse des macles de la calcite permet de reconstituer les directions de paléocontraintes à partir de quelques cm3 d'échantillon prélevé par exemple en forages; en contrepartie, en contexte polyphasé, les données de fracturation permettent généralement plus facilement l'établissement en routine d'une chronologie relative. L'un des objectifs de cette thèse est de combiner les données de ces différentes approches afin d'établir une histoire tectonique plus complète des structures géologiques, et d'aller plus loin dans la détermination des magnitudes des contraintes en 4D (à l'échelle d'une structure géologique et au cours du temps).

1.2.1 Définition des macles

1.2.1.1 Caractéristiques du maclage

Une macle est définie comme une association polycristalline, formée par la juxtaposition de deux parties homogènes ou plus. Ces dernières sont orientées l'une par rapport à l'autre, suivant des lois bien définies. Le maclage est manifestation de la migration d'une dislocation coin le long du plan de glissement (plan de macle) (figure 8). Si le cristal n'est traversé que par un plan de composition, la macle est dite simple. Le plan de macle est un plan de densité atomique importante qui sépare le domaine maclé relatif au cristal-hôte du domaine non maclé (dans le cristal de calcite le plan de macle est parallèle à un plan de composition [01 1 2]). Si la loi de macle est répétée dans le même cristal, la macle est dite multiple ou polysynthétique. Si l'on considère qu'une macle est un petit domaine de cisaillement simple, le plan de macle, qui est le plan atomique commun aux deux parties de la macle, serait l'équivalent géométrique du plan de cisaillement.

La direction de maclage est définie comme la droite qui lie la position d'un atome donné avant le maclage et d'un atome après le glissement et correspond donc à la direction de glissement. Cette direction appartient au plan de macle et correspond à la projection de l'axe

optique sur ce plan. Elle coïncide également avec l'intersection du plan de macle e1 et des plans de clivage r2 ou r3.

1.2.1.2 Géométrie du maclage e de la calcite

Chaque cristal possède trois familles de plans de macle e potentiels [01 1 2] qui sont disposées symétriquement par rapport à l'axe optique (axe de symétrie ternaire : figure 9).

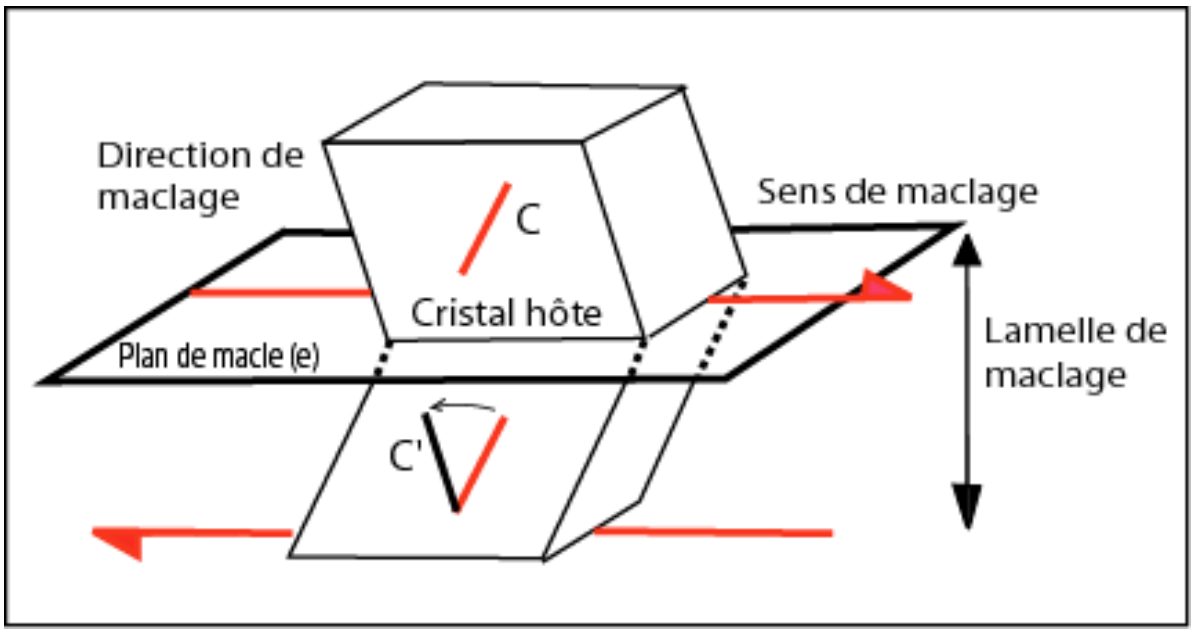


Figure 8: Présentation schématique du processus de maclage.

Le maclage est géométriquement comparable à un microcisaillement, dont la direction et le sens sont imposés par le cristal hôte. Si on le compare à un jeu de failles, tout se passe comme si le plan de faille préexistait et la strie réelle était imposée. Le sens de maclage e [défini comme positif par Turner et al. (1954)] est tel que l'axe optique étant vertical, le déplacement relatif des atomes situés au-dessus du plan de macle s'effectue, vers l'axe optique en mouvement en "faille inverse" (du bas vers le haut).

Une lamelle de macle est géométriquement analogue à un micro-couloir de cisaillement ; elle correspond à la portion de cristal maclée située entre deux plans de macle e dans laquelle les atomes n'ont pas la même orientation que dans la portion non maclée du cristal-hôte.

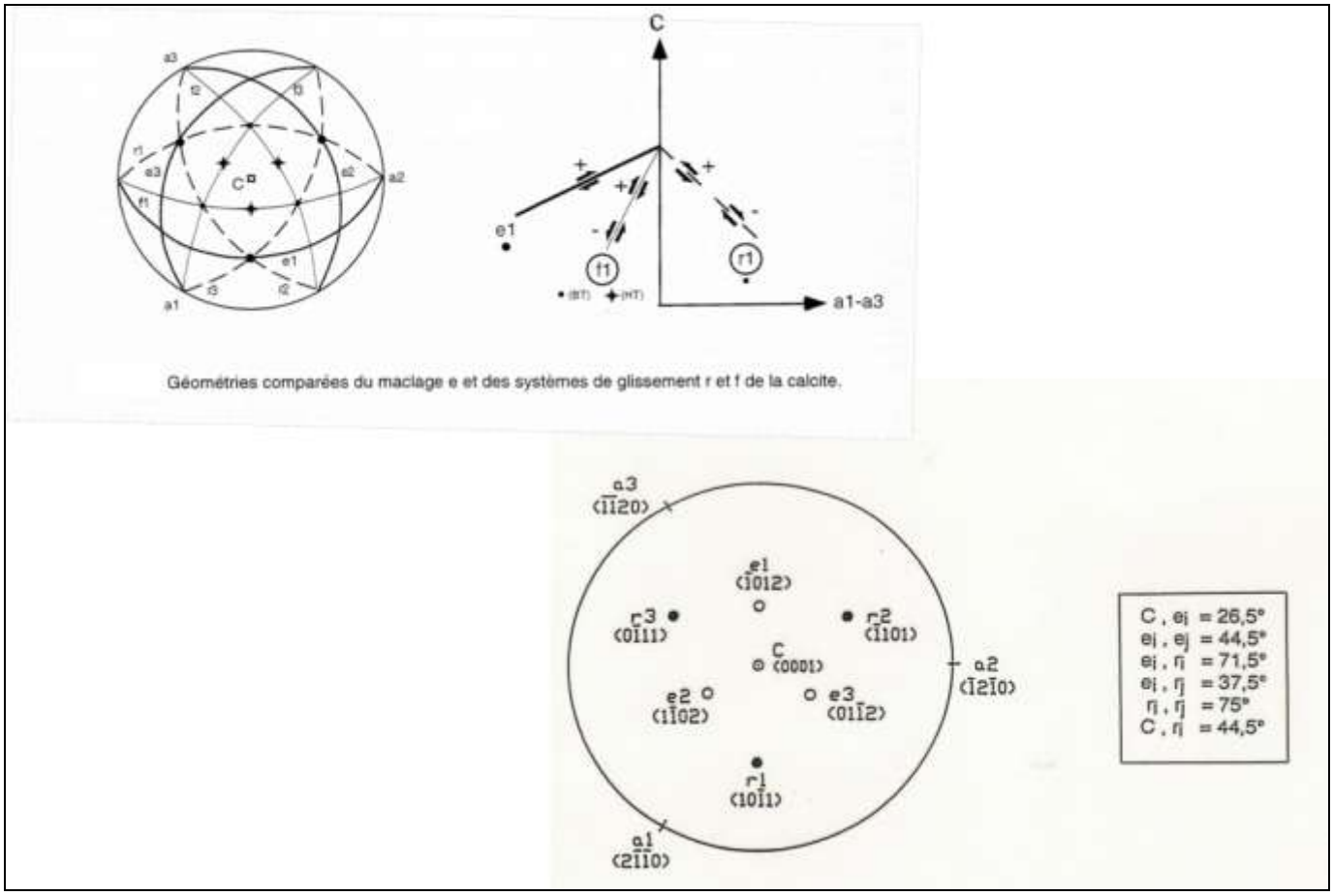


Figure 9: Projection stéréographique des pôles des plans de macle e, de clivage r et de l'axe optique C (Turner et Weiss, 1976).

1.2.1.3 Initiation et développement des macles

Le maclage se produit si la contrainte cisaillante appliquée dans la direction et le sens de maclage est suffisamment forte pour macler. On aura donc là une indication qualitative et quantitative précieuse à tirer de l'étude des plans maclés et non maclés.

La contrainte cisaillante résolue critique (CCRC) ou seuil de maclage τ_a est la valeur de la contrainte qui doit s'appliquer dans la direction et le sens de maclage pour que celui-ci ait lieu.

La valeur CCRC est obtenue par la relation :

$\tau_a = \sigma * S$

Avec σ la valeur de la contrainte appliquée au point critique (sur la courbe σ/ε) et S le facteur de Schmid, tel que S:

$S = \cos \alpha * \cos \beta$

α : Angle entre la direction de compression et la normale au plan de macle dans un monocristal; β: angle entre la direction de compression et le vecteur déplacement par maclage.

La valeur du seuil de maclage est largement indépendante de la température, de la pression de fluide et de la pression isostatique. Elle dépend surtout de la taille des grains et de la distribution de celle-ci (Newman, 1994), mais aussi de la déformation interne qui cause le durcissement du grain (Laurent et al., 2000). La valeur de 10 MPa est habituellement utilisée pour les grains dont la taille moyenne se situe entre 300–400 μm (Turner et al., 1954; Laurent, 1984; Lacombe et Laurent, 1996).

Cette valeur du seuil, après différents travaux expérimentaux, a été estimée initialement à 10 MPa, mais elle doit être adaptée à la taille des grains et au pourcentage de déformation (Lacombe, 2001). Laurent et al. (2000) ont démontré que le seuil de maclage dépend fortement de la déformation interne (causée par le strain hardening), et fluctue entre 5 et 7 MPa pour les zones faiblement déformées (~ 1% de déformation) jusqu'à 13–15 MPa dans les zones moyennement déformées (vers 4% de déformation).

Pour qu‘un plan d‘orientation donnée par rapport aux axes de contraintes macle la contrainte cisaillante résolue doit dépasser le seuil supposé constant de maclage ; même si celle-ci augmente, le plan ne maclera pas "davantage" pour autant (loi du tout ou rien).

1.2.2 Les facteurs qui influent sur le maclage et son seuil

1.2.2.1 Rôle de la contrainte différentielle

Les données expérimentales montrent que pour une taille de grain, une température et une pression de confinement données, la contrainte différentielle ($\sigma 1$-$\sigma 3$) est l‘un des facteurs qui influence le plus le nombre de macles par millimètre dans un cristal (twin density), le pourcentage de la fraction maclée du cristal (twin volume fraction) et le pourcentage de cristaux maclés dans un agrégat (twinning incidence). Il faut noter que la formation d'une macle mécanique est un processus discontinu à toutes les échelles. L'initiation d'un micro-élément maclé demande des contraintes plus élevées que le développement et la propagation ultérieurs de la macle, à partir de ce micro-élément. Il est aussi important de souligner que la

contrainte différentielle seuil correspond à la contrainte nécessaire à la propagation de la macle, quand celle-ci est déjà initiée. En effet, les macles mécaniques s'initient probablement en des zones de concentration de contraintes, telles que les discontinuités mécaniques (joints de grain, points triples, etc) nombreuses dans les cristaux et agrégats naturels.

1.2.2.2 Rôle de la température

La température a un rôle important sur l'allure des macles et non sur leur développement, car ce n'est pas un méc

Par contre, la densité de macla facile de créer de nouvelles macles inférieure à 170-200°C. La déformati nombreuses macles très fines, donc la (figure 10). Inversement, à températu macles que d'en créer de nouvelles : c très épaisses. La déformation se fait d supérieure à 200°C, et se fait suivant largeur des macles et la densité de mac température associée à la déformatio 2004), bien qu'une étude récente vienn

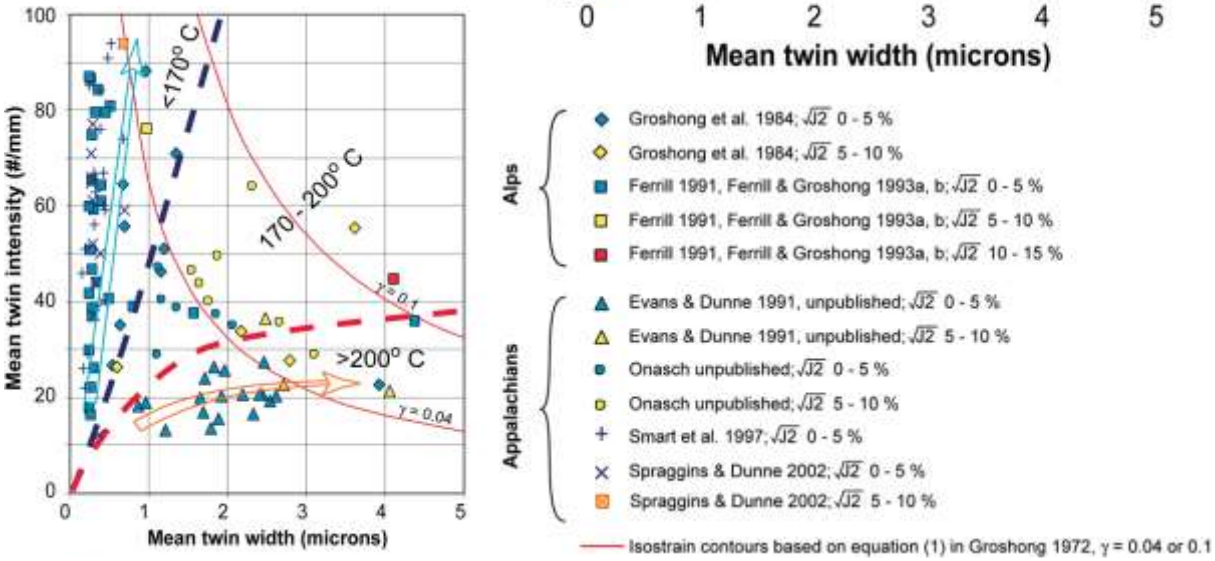


Figure 10: Graphique de l'intensité moyenne de macles versus l'épaisseur moyenne des plans de macle. Les couleurs sont en relation avec le degré de déformation. Les flèches orange et bleue illustrent respectivement le sens d'augmentation de la déformation pour 200° et 170°. D'après Ferrill et al. (2004).

L'épaisseur moyenne des macles de la calcite est directement corrélée à la température de déformation, de sorte que les macles fines sont dominantes à une température inférieure à 170°C et à ce que les macles épaisses dominent pour les températures supérieures à 200°C. Au-delà de 250°C, la recristallisation dynamique devient un important mécanisme. La densité de maclage (nombre de plans de macles/mm) se corrèle inversement à la température, et la combinaison de données d'intensité de maclage avec l'épaisseur des macles peut donner des informations tant sur l'intensité que sur la température de la déformation. Cette relation fournit un géothermomètre (BT) de déformations pour les roches qui présentent peu ou pas de données de paléotempérature.

1.2.2.3 Rôle de la vitesse de déformation

La "twinning incidence", la "twin volume fraction" et le nombre de macles par mm ("twin density") sont à peu près indépendants à la vitesse de déformation (Friedman et Heard, 1974; Tullis, 1980 ; Rowe et Rutter, 1990).

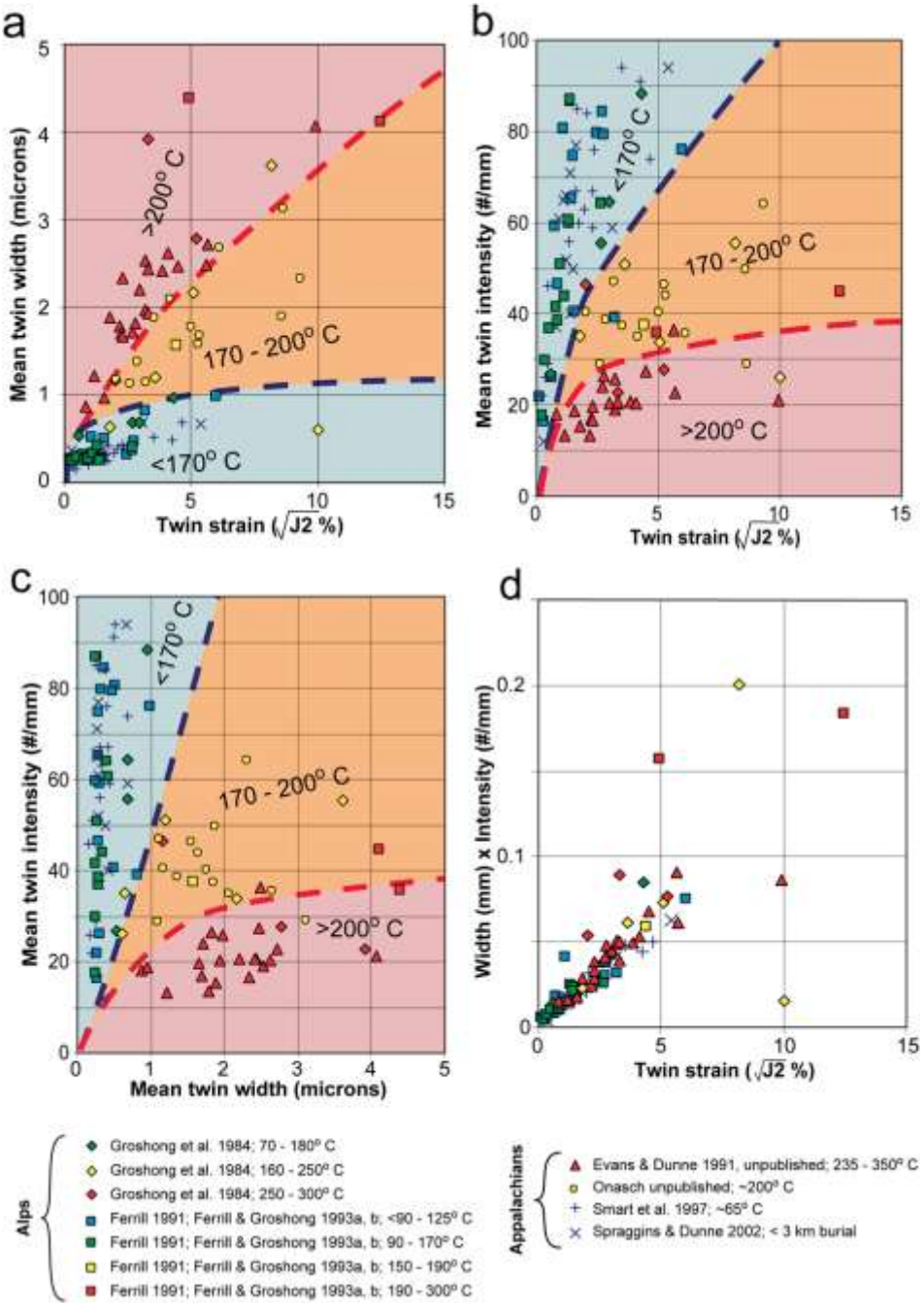


Figure 11: Graphiques des caractéristiques du maclage, à partir d'échantillons des Alpes et Appalaches. Les codes de couleur sont en fonction de la température de déformation déduite du maximum d'enfouissement ou des indicateurs métamorphiques. (a) Épaisseur moyenne des macles versus déformation par maclage, (b) densité de maclage versus déformation par maclage, (c) densité de maclage versus épaisseur moyenne des macles, (d) produit de l'épaisseur moyenne des macles et de densité de maclage (rapport cristaux maclés par cristaux non maclés) versus la déformation par maclage. Points incluant des données du tableau 1 de Ferrill (1991), Spraggins et Dunne (2002; données brutes), et Smart et al. (1997; données brutes). Des données microthermométriques non publiées d'inclusions fluides de M.A. Evans ont été utilisées pour contraindre les 65°C, la température des échantillons de Smart et al. (1997) et la température de 235°C définie à partir des données d'Evans et Dunne (1991). Les lignes rouges et bleues séparent les domaines de données caractérisées par la déformation à la température de 170, 170–200, et 200 °C. D'après Ferrill et al. (2004).

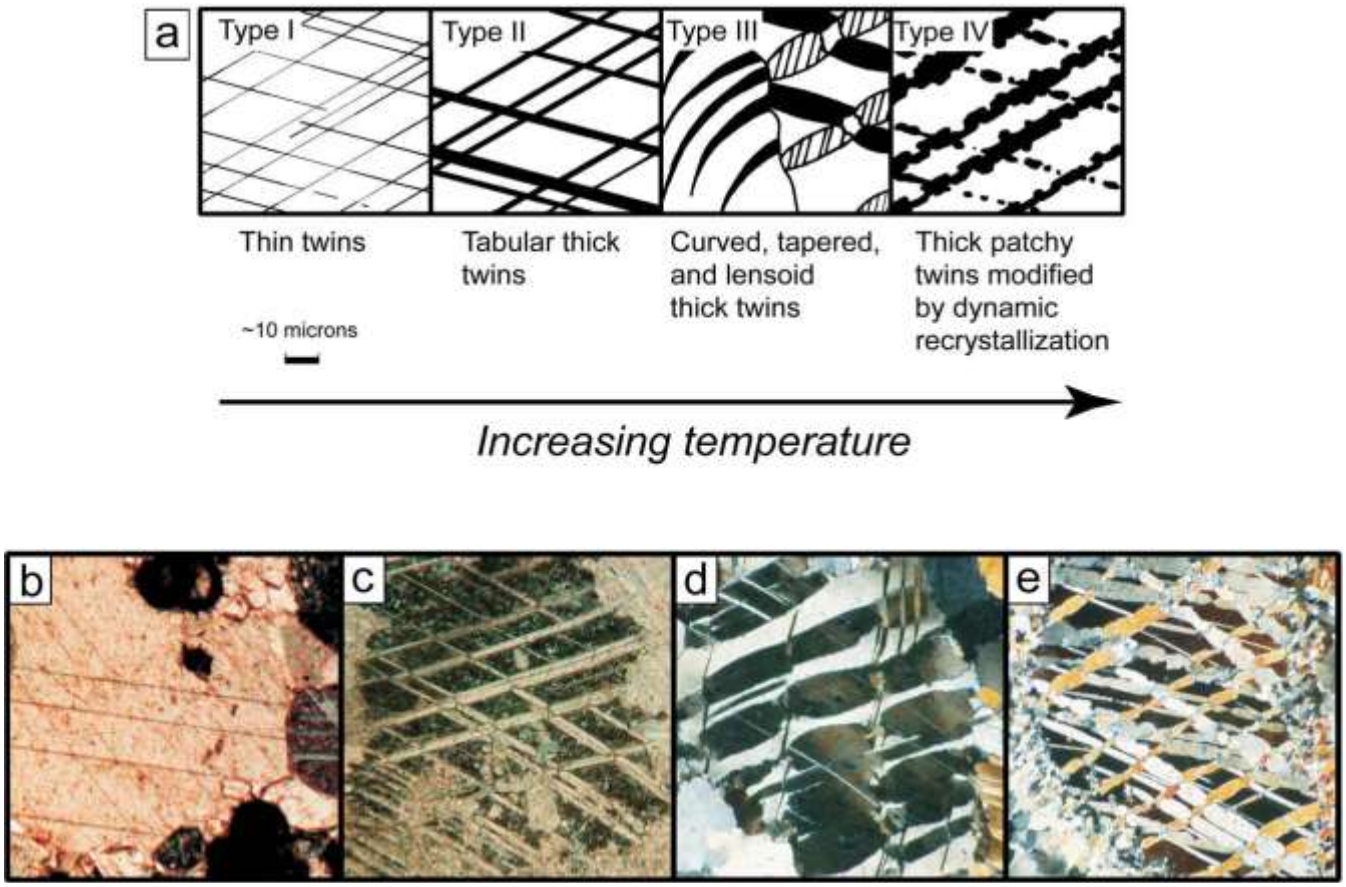


Figure 12: (a) Illustration schématique de l'influence de la température sur la déformation par maclage de la calcite (d'après Burkhard, 1993). Exemples de photos des différents types de macles (lumière polarisée). (b) Macles de type I de la Chaîne Subalpine du nord, France (Ferrill, 1991). La largeur de la photo est de 0.68 mm. (c) Macles de type II du Nord de Mountain thrust sheet dans la Great Valley, Central Appalachian Valley et Ridge Province (Evans et Dunne, 1991). À noter que les macles fines sont localement développées avec les macles épaisses. La largeur de la photo est de 0.22 mm. (d) Macles de type III des Ardon thrust slice des Diablerets nappe dans les Alpes Helvétiques (Burkhard, 1990). La largeur de la photo est de 0.14 mm. (e) Macles de type IV des Doldenhorn nappe (échantillons 199.3) dans les Alpes Helvétiques (Burkhard, 1990). La largeur de la photo est de 0.14 mm. Les photos (d) et (e) sont prises à partir de lames ultra-fines (épaisseur approximative de 5 microns ou moins).

1.2.2.4 Rôle la pression isotrope et de la pression de fluide

Turner et al. (1954) ont montré que la contrainte normale sur un plan de macle donné augmente la contrainte cisaillante critique nécessaire au maclage de moins de 1% de la valeur de cette contrainte normale. Friedman et Heard (1974) confirment que les macles n'apparaissent pas si l'échantillon est soumis uniquement à une pression isotrope.

1.2.2.5 Rôle de la taille des grains

La limite des cristaux est un frein au développement des macles qui se propagent dans le cristal comme une fracture en mode de cisaillement. Au cours de plusieurs études expérimentales, Schmid et Paterson (1977), Casey et al. (1978), Spiers (1982) et Spiers et Rutter (1984) ont montré qu'il est plus facile de macler les cristaux de grande taille que ceux de petite taille. Ainsi, plus les cristaux de calcite sont gros, plus il est facile de développer des macles. Pour une même contrainte différentielle, plus la taille des grains est importante, plus le pourcentage de macles est grand (figure 13). Ce constat est dû au rapport entre le bord des grains et le volume des grains, paramètre qui influe sur le maclage. Lorsque la taille des grains augmente, le seuil du maclage diminue. Il faut donc prendre en compte l'influence de la taille du grain lors de l'application des méthodes inverses, qui présupposent une valeur constante du seuil de maclage.

1.2.2.6 Rôle de la déformation interne

Plusieurs études expérimentales ont montré qu'il est plus facile de macler des cristaux non déformés que de reprendre des cristaux déjà maclés (phénomène de "strain hardening"). Ainsi, plus les cristaux sont déformés, plus il est difficile d'y développer de nouvelles macles. On notera qu'à plus haute température ou lorsqu'une roche subit trop de déformation que le maclage seul ne peut absorber, d'autres mécanismes prennent le relai (glissement sur les plans de clivage), entraînant parfois une allure courbe de certaines macles.

En admettant que des grains de calcite de différentes tailles ont enregistré la même contrainte différentielle pour une phase tectonique donnée et au vu de l'influence de la taille des grains sur le seuil de maclage, la valeur que l'on devrait choisir pour ce dernier doit dépendre de la taille des grains ; Rocher et al. (2004) ont d'ailleurs pris en compte la variation de la taille des grains de la calcite dans la désignation du seuil de maclage. En effet sur les échantillons traités au cours de cette thèse, on a noté que plus la taille des grains est petite, plus le taux de déformation est faible et ce pour le même échantillon et pour la même phase tectonique. En se basant sur nos remarques et nos mesures, on a essayé dans la figure 13 de représenter l'évolution de la valeur du seuil de maclage par rapport à la taille du grain et aussi par rapport au taux de déformation. Ces courbes ont été obtenues en se basant sur les données de macles (Lacombe et al., 2007; Lacombe et al., 2009; Amrouch et al., 2010a). On propose

de détailler l'exemple de l'échantillon SMA7 qui présente des cristaux de tailles très différentes (Figure 13). Après l'analyse des macles de la calcite pour cet échantillon, on a décidé de retraiter les cristaux mesurés mais cette fois en les séparant en deux catégories. La première catégorie présente des grains de calcite dont la taille est supérieure à 300 µm et la deuxième catégorie regroupe les cristaux dont la taille est inférieure à 300 µm. On a choisi la taille de 300 µm car c'est elle qui permettait d'avoir un nombre à peu près équivalent de cristaux dans chacun des groupes.

NB : ce raisonnement devient plus compliquer à appliquer dans le cas des cristaux en fibres vu la grande variation du diamètre du cristal dans l'espace.

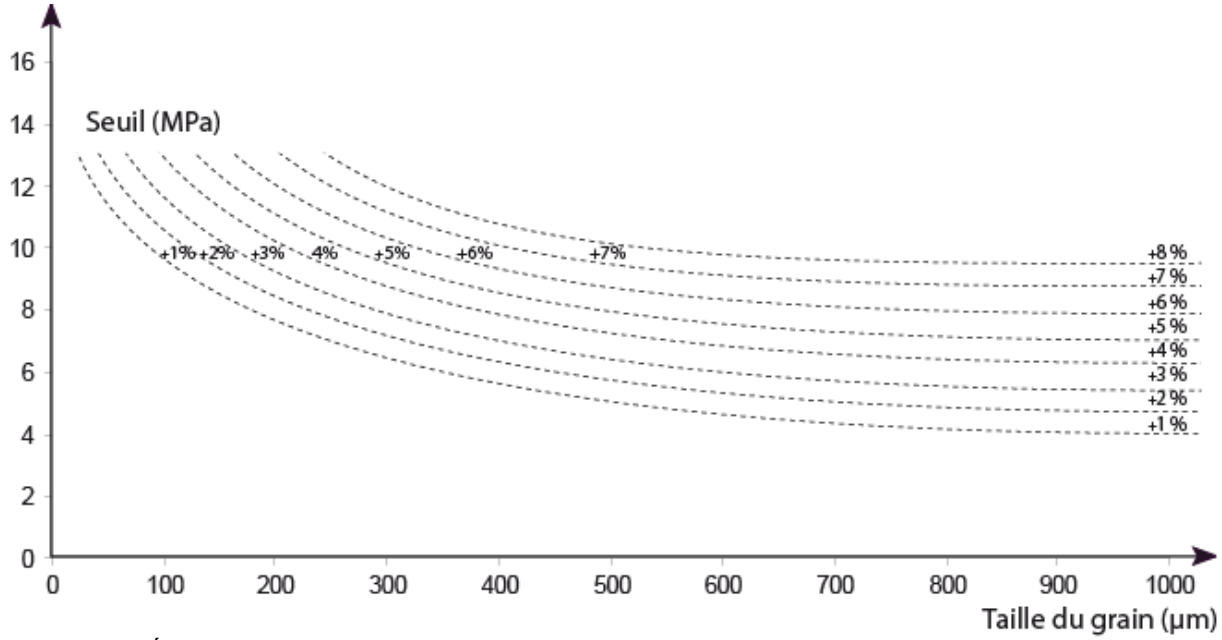


Figure 13: Évolution de la valeur du seuil de maclage en fonction de la taille des grains de calcite. Ces résultats sont basés sur les différentes données de macles obtenues sur plusieurs échantillons venant du Fars (Lacombe et al., 2007), d'Albanie (Lacombe et al., 2009), du Pli de Sheep Mountain (Amrouch et al., 2010a) et prend en compte aussi les résultats sur la relation seuil de maclage/taille des grains de Rocher et al. (2004).

Le tableau 1 résume les résultats obtenus par ce traitement. Pour ces deux groupes, on note une similitude dans les directions des axes principaux des contraintes et souvent pour le rapport ϕ, mais la valeur du seuil interne τ'_a (voir p 65-66) est plus faible pour les cristaux de petite taille, ce qui signifie que pour que ces derniers maclent, ils devraient subir une contrainte plus élevée. Vu que les deux groupes ont enregistré le même état de contrainte, cela signifie que le seuil de maclage est plus important pour les petits cristaux. On a aussi noté que le deuxième tenseur n'a été enregistré que par les cristaux de grande taille ; les contraintes qui en sont responsables n'étaient certainement pas assez fortes pour atteindre le seuil de maclage

des petits cristaux. Si cet état de contrainte est tardif il faut prendre aussi en compte l'effet du durcissement des cristaux par le premier événement de maclage, ce qui augmente encore la valeur de son seuil.

Sur la figure 13, il faut envisager que pour des tailles de cristaux importante (> 700-800 microns) ou faible (<50-100 microns), les courbes ne sont quasiment pas « contraintes » ; il est possible par ailleurs que pour ces tailles « extrêmes », seule la quantité de déformation interne pourrait jouer. Ce problème qui concerne les cristaux de petite taille (inférieure à 50 µm) et de grande taille (supérieure à 700 µm) concerne surtout la quantification des grandeurs des contraintes mais n'affecte en rien l'étude de leur orientation.

Dans tous les cas au cours des travaux que j'ai menés ou auxquels j'ai collaboré (Iran, Wyoming, Albanie), le choix de la valeur du seuil retenu a été guidé à la fois par la quantité de déformation interne par maclage et par la taille des grains, et dans les traitements des sous-lots de données ont été séparés en fonction de la taille des grains et ont donné lieu à des traitements séparés.

Sites	σ1		σ2		σ3		(σ1-σ3)	τa	Φ	Plans	Plans	Plans non	Plans	τ'a
	D	P	D	P	D	P	(Mpa)	(MPa)		Maclés	Maclés Compat	maclés Incomp,	Non Maclés	
	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)								
SMA7PTT	240	1	56	89	150	0	71,68	10	0,7	173	83	15	55	0,1395
SMA7GR	57	0	322	89	147	1	62,54	10	0,6	114	54	0	24	0,1599
	64	6	264	82	136	5				61	45	8	23	

Tableau comparatif des résultats de traitement des macles de la calcite de cristaux de différentes tailles. GR : cristaux dont la taille est supérieure à 300 µm ; PTT : cristaux dont la taille est inférieure à 300 µm. τ_a : seuil de maclage, $\phi = (\sigma_1-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_2)$; $\tau_{a_}$: seuil interne de maclage (cf. partie 1.3.1.2 de ce chapitre).

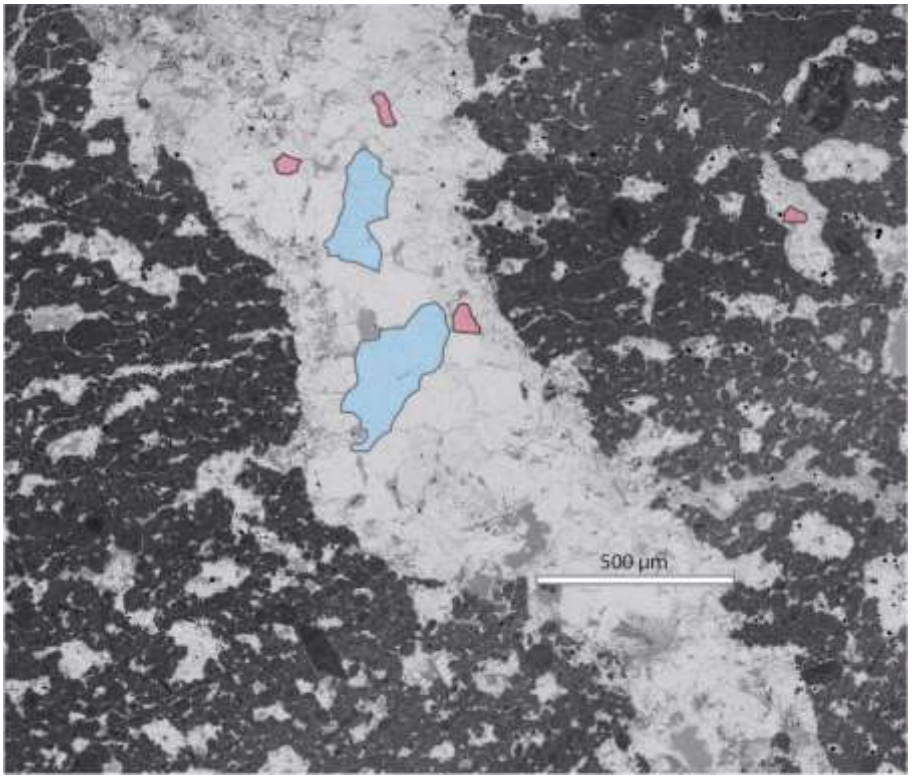


Figure 14: Photo d'une veine de calcite de l'échantillon SMA7 illustrant la différence de taille des cristaux mesurés dans un même échantillon : en bleu des gros cristaux de calcite maclée et en rouge des petits cristaux de calcite maclée.

Photo de cristaux de calcites maclés				
Pourcentage de déformation	Déformation inférieure ou égale à 1 %	Déformation entre 1 % et 2 %	Déformation entre 2 % et 3 %	Déformation supérieure à 3 %
Description	Macles fines avec une épaisseur ~ 0.5 µm. Nombre de macles par mm inférieur ou égal à 20.	Macles fines avec une épaisseur ~ 0.5 µm. Nombre de macles par mm de 20 à 40.	Macles fines avec une épaisseur ~ 0.5 µm. Nombre de macles par mm de 40 à 60.	Macles fines avec une épaisseur ~ 0.5 µm. Nombre de macles par mm supérieur à 60.

Illustration des différents degrés de déformation obtenus dans les échantillons de Sheep Mountain.

Le tableau 2 et la figure 15 montrent des exemples de grains de calcite maclée avec différent pourcentage de déformation (lié directement à la densité de maclage). Les valeurs de ces pourcentages de déformation ont été calculées en prenant en compte l'épaisseur moyenne des macles, le nombre de ces derniers, l'épaisseur des macles par rapport au diamètre du grain. Il faut noter que ce taux représente une moyenne pour chaque échantillon, car il faut

faire ce calcul pour chacune des familles de macles quand le grain de calcite en présente plus d‘une, et le refaire ensuite pour l‘ensemble des grains mesurés.

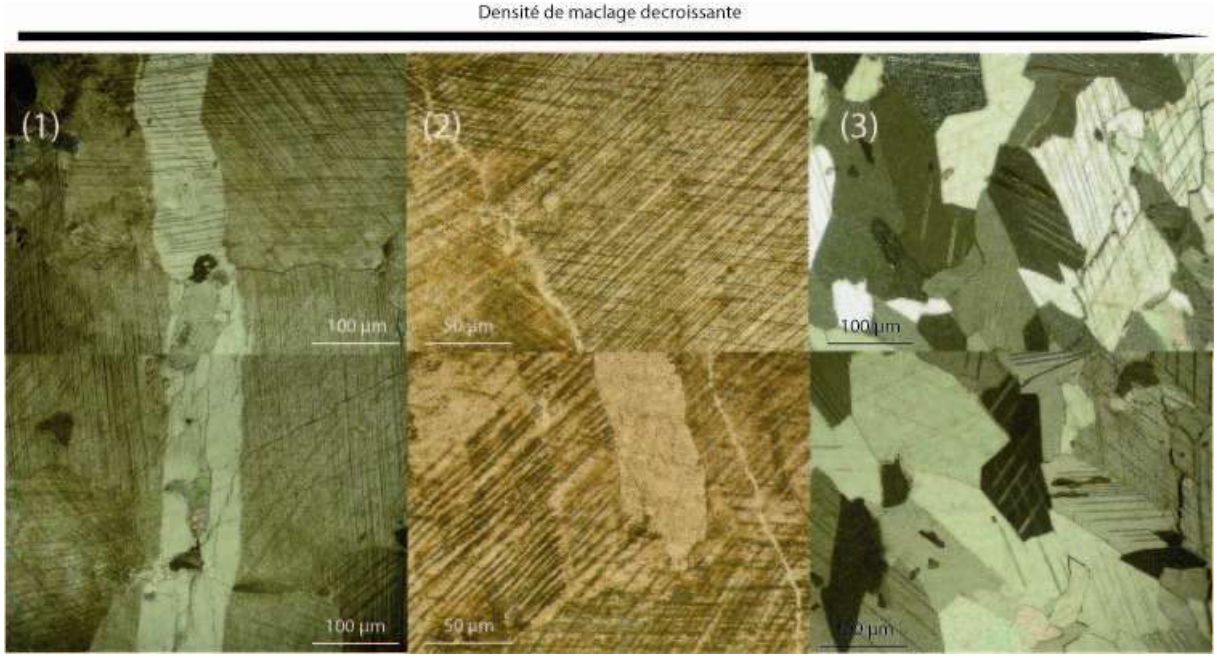


Figure 15: Exemples de cristaux de calcites maclées avec une densité de maclage qui diminu de gauche à droite ; on note une différence de densité pour l‘échantillon (1) entre la veine (faible densité) et la matrice (forte densité de maclage), on peut déduire de cet exemple que le maclage enregistré dans la veine est postérieur à celui enregistré dans la matrice.

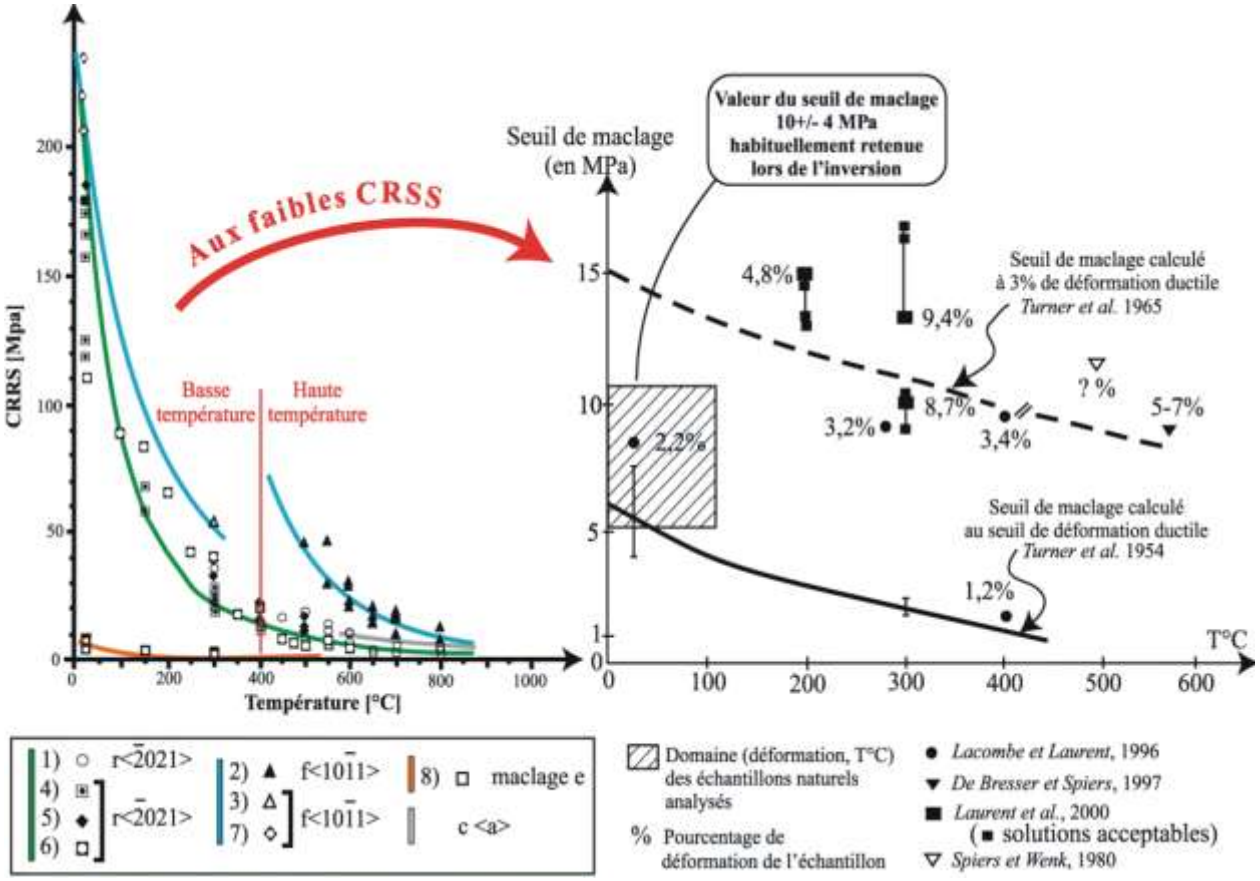


Figure 16: A : valeurs et évolution comparées des seuils de maclage et d'activation des systèmes de glissement avec la température (d'après De Bresser et Spiers, 1997 et Lacombe, 2001).

Avant de commencer l'aquisition des mesures, on scanne la lame ce qui permet de localiser et numéroter chacun des cristaux mesurés (figure 17). Ceci rend possible le traitement des grains par catégorie de taille (quand le nombre de cristaux par catégorie le permet) et aussi de faire les allées-retours entre les fichiers de traitement et la lame afin de relocaliser les cristaux en cas de besoin d'une quelconque vérification.

Figure 17: Photo des veines N-S et S-W de l'échantillon P37, les cristaux de calcite mesurés sont numérotés.

1.3 Méthodes de quantification des paléocontraintes et de la déformation par les macles de la calcite

Depuis l'étude pionnière de Turner (1953), plusieurs méthodes d'analyses de contraintes ont été développées en se basant sur les données de macles de la calcite (Jamison and Spang, 1976 ; Laurent et al., 1981 ; Laurent, 1984 ; Etchecopar, 1984 ; Pfiffner and Burkhard, 1987 ; Laurent et al., 1990 et Nemcok et al., 1999).

Que ce soit pour déterminer les directions ou les grandeurs des contraintes, l'application du maclage de la calcite dans les problèmes structuraux et tectoniques était restreinte au début seulement, aux carbonates (Groshong, 1975 ; Engelder, 1979 ; Spang and Groshong, 1981 ; Wiltschko et al., 1985 et Craddock et al., 1993), aux veines de la calcite (Kilsdonk et Wiltschko, 1988), ou plus rarement, aux marbres (Craddock et al., 1991). Les veines et vacuoles de calcite dans les basaltes ont été récemment analysées par ces méthodes (Craddock and Pearson, 1994; Craddock et al., 1997; Craddock et al., 2004).

Chapitre II

L'étude des grandeurs des contraintes dans la croûte est un important thème de recherche pour les Sciences de la Terre. Mais à ce jour, la connaissance des valeurs des contraintes que subit la croûte terrestre reste rudimentaire. Les données de magnitude de contraintes actuelles sont rares et sont essentiellement obtenues dans les régions intraplaques, où l'état de contrainte est généralement de type décrochant ou compressif : USA, Sud Afrique (McGarr et Gay, 1978); Scandinavie, Europe centrale (Rummel et al., 1986); Monticello, Caroline du Sud (Zoback et Hickman, 1982); Angleterre, Cornwall (Pine et al., 1983); Yucca Mountain, Nevada (Stock et al., 1985); Fenton Hill, Nouveau Mexico (Barton et al., 1988); Cajon Pass, Californie (Zoback et Healy, 1992; Vernik et Zoback, 1992); Allemagne (Brudy et al., 1997; Zoback et Harjes, 1997). Le fait de déduire la magnitude des paléocontraintes via l'étude du développement des structures géologiques naturelles est difficile (Lacombe, 2001 ; 2007). Un premier type d'approche consiste à combiner l'inversion de données de failles striées avec les données de la mécanique des roches et/ou la détermination de la pression de fluide existante pendant la déformation cassante. À ce jour, Bergerat et al. (1985), Angelier (1989) et Reches et al. (1992) utilisent l'enveloppe de friction et/ou de rupture pour mieux contraindre le tenseur de contrainte obtenu par l'analyse inverse des données de failles striées. Lespinasse et Cathelineau (1995) puis André et al. (2002) ont combiné l'inversion des données de glissement de failles avec les données des inclusions de fluide pour déterminer la magnitude des contraintes principales. L'approche alternative est basée sur l'étude des paléopiézomètres, telle que la densité de dislocation dans la calcite (Pfiffner, 1982), la recristallisation dynamique de la calcite et du quartz (Twiss, 1977; Weathers et al., 1979; Kohlstedt et Weathers, 1980), et le maclage mécanique dans la calcite et la dolomite (Jamison et Spang, 1976 ; Rowe et Rutter, 1990 ; Lacombe et Laurent, 1992 et 1996).

Dans la partie qui suit, je vais résumer comment la magnitude de la contrainte différentielle peut être déterminée en utilisant les macles de la calcite, et aussi comment la combinaison des données de macles avec les données de fracturation et de la mécanique des roches peut aider à contraindre le tenseur de contraintes complet (Lacombe et Laurent, 1992 ; Lacombe, 2001 et 2007).

1.3.1 La détermination du tenseur déviatorique

1.3.1.1 Acquisition des données de macles

Les échantillons sur lesquels les mesures sont effectuées sont orientés dans l'espace. Dans ces échantillons, on a taillé au moins trois lames orientées pour chaque échantillon, selon trois plans orthogonaux.

Dans ces lames, on mesure si possible au moins 30 cristaux par lame, à l'aide de la platine universelle (figure 18), en notant la direction par rapport au Nord de la platine, et le pendage de chaque famille de macles. Un logiciel (Tourneret, 1990) détermine la position des deux axes optiques possibles à partir de deux plans de macle mesurés sur la base des relations angulaires et de symétrie entre les plans de clivage, les plans de macle et l'axe optique.

Figure 18: Platine universelle

L'axe qui correspond à une extinction totale lors de la rotation suivant l'axe E-W de la platine est l'axe optique du cristal de calcite. Une fois l'axe optique défini, le programme informatique nous donne l'orientation des plans de macles manquants. Le caractère maclé ou non maclé des plans est alors vérifié optiquement et entré dans le programme ainsi qu'un pourcentage de confiance sur cette détermination. L'importante différence avec les mesures de failles est que cette méthode nous permet à la fois d'utiliser les plans maclés comme les plans non maclés. Ces derniers ne peuvent pas être mesurés directement, car on ne voit rien

(pas de lamelle de macle). Cependant, on peut indirectement mesurer leurs directions et leurs pendages. Ces plans non maclés sont importants pour calculer les orientations et les grandeurs des contraintes, car si ces plans-là n'ont pas maclé cela signifie que soit la direction et le sens de la contrainte exercée n'étaient pas compatibles avec le sens de maclage soit que le seuil de la maclage n'était pas atteint (figure 19).

Une fois tous les axes optiques déterminés pour les cristaux de chaque lame, on calcule les rotations qu'il est nécessaire d'appliquer à chaque lame, afin de remettre les données correspondantes par rapport au Nord géographique.

Chaque fichier contenant les données des trois lames d'un échantillon est traité en utilisant le programme d'inversion d'Etchecopar (1984), pour définir un tenseur qui rend compte d'un certain pourcentage (le plus grand possible) de plans maclés et la totalité des plans non maclés. Ce pourcentage est optimisé par l'utilisateur sur la base de la stabilité de la solution (voir exemple de traitement d'échantillon).

Pour vérifier si un échantillon a connu un polyphasage, on peut grâce au même programme, déterminer le deuxième ou même le troisième tenseur responsable de ces différentes phases. Cela se fait en traitant les plans maclés non expliqués par le premier tenseur, et la totalité des plans non maclés, données contraignantes, mais malheureusement en nombre décroissant en cas de polyphasage.

Cette technique d'inversion est jusqu'à aujourd'hui la seule technique qui permet de calculer simultanément les orientations des contraintes principales ainsi que la contrainte différentielle à partir de données de calcite d'un même échantillon. Par conséquent, cela permet de relier dans un régime de contrainte, la magnitude de la contrainte différentielle à l'orientation d'une contrainte donnée, malgré certaines limitations (Gagala, 2009). De nombreuses études ont pu démontrer le potentiel de cette méthode pour décrire l'histoire tectonique régionale ou locale qu'elle soit mono- ou polyphasée (Lacombe et al., 1990 ; 1993 ; 1996 ; 2007 ; Rocher et al., 1996 ; 2000 et Amrouch et al., 2010a).

NB : il faut noter que la platine universelle présente quelque limite concernant les mesures, vu que les plans qui présentent un pendage supérieur à 55° sont difficiles à mesurer. Il arrive que l'on ne puisse pas voir si le plan est maclé ou pas. C'est pour cette raison que

dans le programme utilisé, on donne à chaque fois un pourcentage de confiance au caractère maclé ou non maclé d'un plan ; l'utilisation de 3 lames minces perpendiculaires permet de résoudre en grande partie le problème de la couverture spatiale des orientations des axes optiques et des plans de macles.

1.3.1.2 Traitement des données : détermination des orientations de paléocontraintes

L'hypothèse de base de l'analyse tectonique du maclage *e* est qu'il se produit sur un plan *e* donné si et seulement si la contrainte cisaillante résolue τ_S sur le plan *e* est supérieure ou égale à la valeur critique, supposée constante, du seuil de maclage τ_a. Ainsi, pour les plans maclés : $\tau_S \geq \tau_a$ et pour les plans non maclés : $\tau_S < \tau_a$. Le principe de l'analyse inverse (Etchecopar, 1984) est de déterminer le tenseur (ou les tenseurs si l'échantillon est polyphasé) qui vérifie(nt) les inéquations ci-dessus pour un pourcentage maximal de plans maclés et pour la totalité des plans non maclés. Les plans non maclés exercent une forte "contrainte" sur la détermination des tenseurs, car la contrainte cisaillante résolue (CCR) induite sur ces plans non maclés doit toujours rester inférieure au seuil (figure 19).

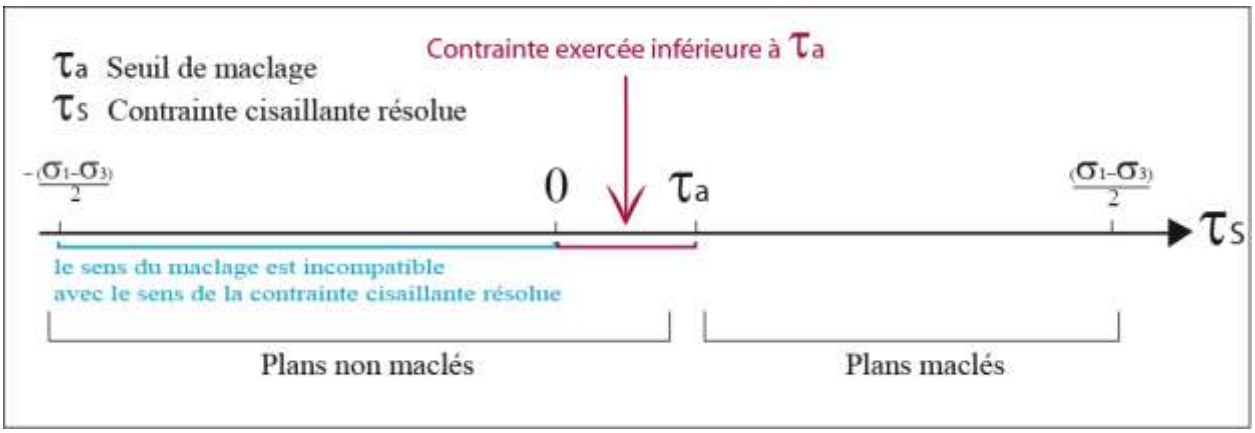


Figure 19: Illustration des domaines des plans maclés et plans non maclés.

La solution est recherchée sous la forme d'un tenseur réduit, avec une contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$) normalisée à 1. La CCR τ_S qui s'exerce sur chaque plan de macle varie alors dans l'intervalle (-0,5; +0,5). La première étape consiste à choisir arbitrairement un pourcentage P de plans maclés à expliquer. Un grand nombre de tenseurs sont alors tirés au hasard puis appliqués au lot de données. Les CCR τ_S sont calculées pour tous les plans de macle qui sont classés par ordre de CCR décroissante. Cette classification permet d'évaluer rapidement si le tenseur recherché induit sur certains plans non maclés une CCR plus grande

que celle qui s'exerce sur certains plans maclés expliqués par ce tenseur, c'est-à-dire le nombre de plans non maclés incompatibles avec la solution. Le cas idéal, rare en pratique, consiste à obtenir une CCR sur les plans maclés toujours supérieure à la CCR s'exerçant sur les plans non maclés. Cette classification permet d'optimiser le pourcentage P arbitrairement choisi au début : un pourcentage P qui provoque l'incorporation dans la solution d'un grand nombre de plans non maclés (>20%) sera rejeté.

Pour les plans non maclés incompatibles avec la solution (plans sur lesquels le tenseur induit une CCR supérieure sur certains plans maclés), une fonction de pénalisation f est définie :

$f = \sum_{j=1}^{i=n} (\tau sj - \tau a')$, où τ_{sj} est la CCR exercée sur le plan non maclé j et $\tau_{a'}$ la plus petite valeur de la CCR obtenue sur les plans de macle pris en compte dans la solution. Cette valeur $\tau_{a'}$ sera considérée comme la valeur fixe du seuil de maclage pour la forme du tenseur réduit utilisée dans le calcul (Etchecopar, 1984; Tourneret et Laurent, 1990 et Lacombe, 2001).

Le tenseur optimal est obtenu quand 1) le maximum de plans maclés (pourcentage P maximal) sont pris en compte; 2) le minimum de plans non maclés sont pris en compte; 3) la valeur de f est minimale (en pratique on peut autoriser un faible pourcentage - 10% - de plans non-maclés recevant une contrainte cisaillante supérieure à la contrainte cisaillante résolue critique pour tenir compte des erreurs de mesures, des hétérogénéités locales à l'échelle du grain ou des zones d'ombre de déformation…).

Ce processus aboutit à la détermination des orientations des contraintes principales σ_1, σ_2 et σ_3, et du rapport $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, $0 \leq \phi \leq 1$, définissant le tenseur réduit T' qui est lié au tenseur total à 6 paramètres T par la relation :

$T = (\sigma_1 - \sigma_3)* T' + \sigma_3 * I$;

L'accès au 5^e paramètre du tenseur est permis par l'existence d'un seuil de maclage constant, et s'effectue comme suit :

$(\sigma1-\sigma3)_{réel} = \frac{\tau a}{\tau a'} \times (\sigma1-\sigma3)_{tenseur} = \frac{\tau a}{\tau a'}$ (pour la determination de la valeur du τa‘ voir p 75). Avec $(\sigma1-\sigma3)_{tenseur} = (\sigma1-\sigma3)_{normalisé\ à\ 1}$.

On notera que les méthodes utilisées par Laurent et al. (1981,1990) et Etchecopar (1984) font la même hypothèse que Jamison et Spang (1976) sur l'existence d'une contrainte cisaillante résolue critique τ_a (ou seuil) constant.

Le résultat final est alors la détermination des 5 paramètres qui définissent le tenseur déviatorique responsable du maclage : les orientations de σ1, σ2 et σ3 et les valeurs des contraintes différentielles (σ1-σ3) et (σ2-σ3). Ce tenseur déviatorique de contrainte est défini par la relation :

$$T_D = T - [(\sigma_1+\sigma_2+\sigma_3) / 3]*I$$

Quand le premier tenseur est déterminé, les plans maclés compatibles sont retirés du lot, et la procédure est répétée sur les données restantes, mais en vérifiant que les plans retirés ne sont pas compatibles avec les tenseurs déterminés par la suite. Dans le cas contraire, ils sont « réinjectés » dans un lot de données.

Habituellement, la méthode d'Etchecopar fournit les orientations des axes principaux de contrainte avec une erreur inférieure à 5°-10° (Lacombe et Laurent, 1996 ; Laurent et al., 2000). Elle permet également l'estimation du rapport Φ (ou R) (Lacombe et Laurent, 1996). Toutefois, pour un seuil de maclage τ_a fixe, la valeur de τ_a' est souvent sous-estimée et donc la valeur de (σ1-σ3) est fréquemment sur-estimée (Rocher, 1999). Par ailleurs, et la qualité des paramètres du tenseur de contrainte diminue avec le nombre de tenseurs reconstitués, à cause du processus de séparation de la méthode d'Etchecopar (Rocher et al., 2004). Ces derniers auteurs ont essayé de réduire l'incertitude sur le calcul de la contrainte différentielle en modifiant le processus de séparation des données et en prenant en compte la taille des grains de calcite. En se basant sur la méthode d'Etchecopar et ces dernières observations, un autre processus de traitement a été proposé par Rocher et al. (2004).

Le premier tenseur est calculé en tenant compte de tous les plans maclés et non maclés mesurés.

Les plans maclés cohérents avec ce premier tenseur sont ensuite retirés. Le second tenseur est ainsi calculé avec le reste des plans maclés et des plans non maclés. À ce stade, il n'y a pas de différence avec le processus de séparation original d'Etchecopar. Comme nouvelle étape, les plans maclés cohérents avec le premier tenseur sont également testés pour voir leur cohérence avec le second tenseur. Si certains présentent une cohérence avec ce second tenseur, ils seront incorporés à ses données, permettant l'optimisation de ce second tenseur avec de nouvelles données.

S'il est nécessaire de calculer plus de tenseurs, il faudra poursuivre la même procédure.

1.3.1.3 Exemple de traitement d'un échantillon

Pour illustrer cette méthode, j'ai choisi de développer l'échantillon Z 19 (formation du Qom, Publication n°1, avec 90 cristaux, 192 plans maclés et 78 plans non maclés), car il contient à la fois des cristaux de calcite maclés dans les veines et la matrice (figure 20). On a séparé l'étude en trois parties : on a tout d'abord traité tous les cristaux de calcite contenus dans la matrice et les fentes. On a ensuite traité séparément les données des fentes de celles de la matrice.

Pour chaque échantillon, lors de l'acquisition des données, un repérage et un numérotage des cristaux a été réalisé à partir de photos prises au microscope. Pour cela on scanne les lames et on agrandit les zones qui nous intéressent.

Les courbes de la figure 22 présentent la variation des paramètres calculés par le programme en fonction du pourcentage des cristaux maclés expliqués. On note une augmentation de la fonction de pénalisation et du pourcentage des plans non maclés incompatibles avec l'augmentation du pourcentage des plans que l'on demande au programme d'expliquer. A l'inverse, la valeur du seuil $\tau a'$ diminue, alors que la direction de la contrainte principale $\sigma 1$ reste à peu près constante (N014 – N 022). La valeur du rapport ϕ est aussi assez stable autour de 0.5. Le tenseur solution qu'il faut choisir est celui pour lequel la valeur de ces différents paramètres reste à peu près stable sur un certain intervalle.

Après avoir fait toutes les mesures possibles, vient ensuite l‘étape qui consiste à choisir le pourcentage de cristaux que le tenseur solution peut expliquer, et l‘optimisation de ce pourcentage.

La taille des cristaux étant importante pour la détermination du seuil lors du traitement, il s‘est révélé important de mesurer un grand nombre de grains, afin de parvenir à constituer des sous-lots de grains de taille homogène avec suffisament de données pour permettre un calcul de tenseur. Lors de l'acquisition des données, un repérage et une numérotation des cristaux a été réalisé à partir de photos de lames scannées et agrandies (Figure 21).

Toutes les mesures prises à l'aide d'une platine universelle ont été remises dans le repère géographique.

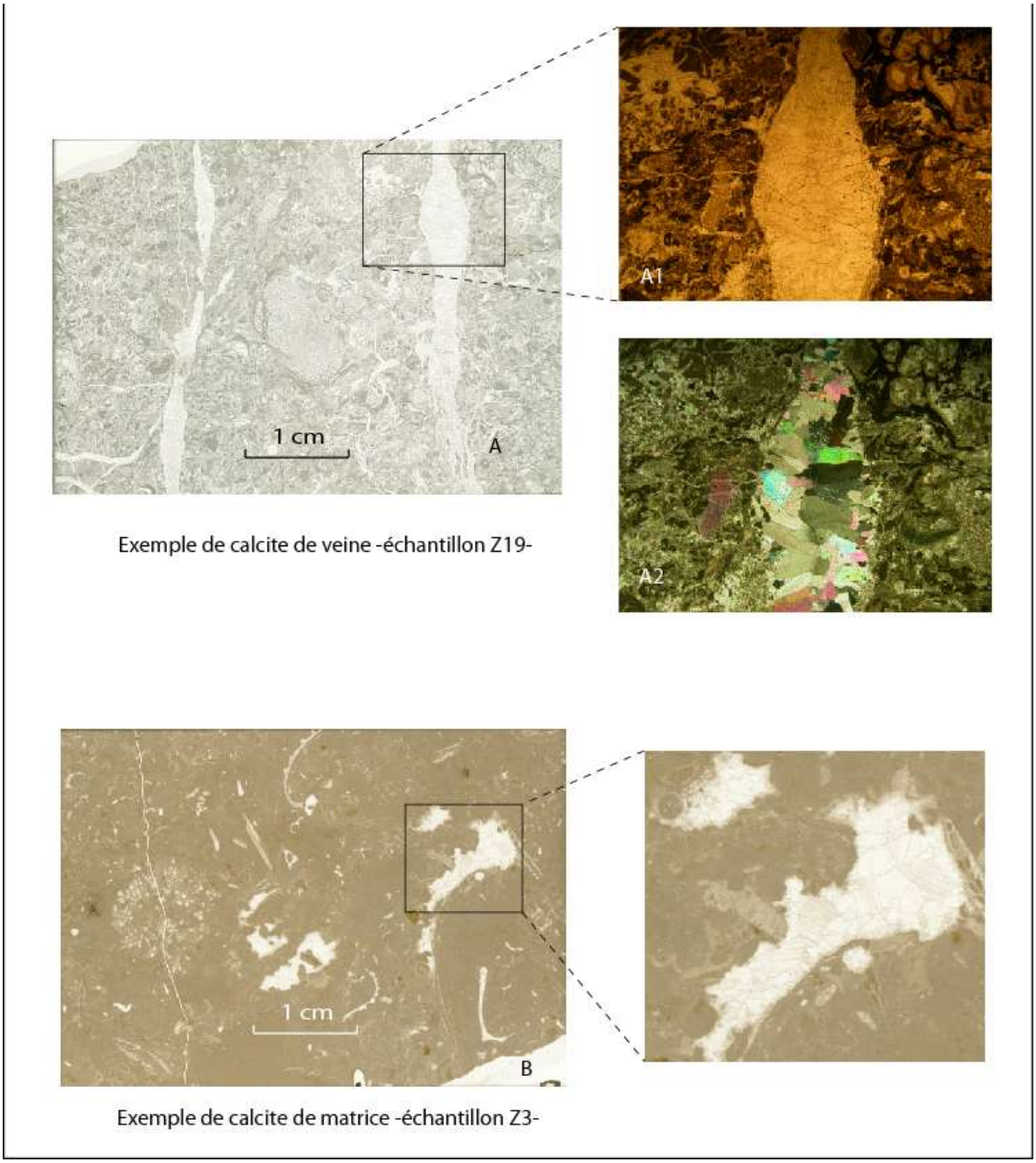


Figure 20: A : photographie au microscope optique montrant deux veines de calcite qui traversent la matrice. A1 : Lumière naturelle ; A2 : Lumière polarisée. B : photographie au microscope optique montrant quelques vacuoles de calcite dans la matrice (détails voir figure 21).

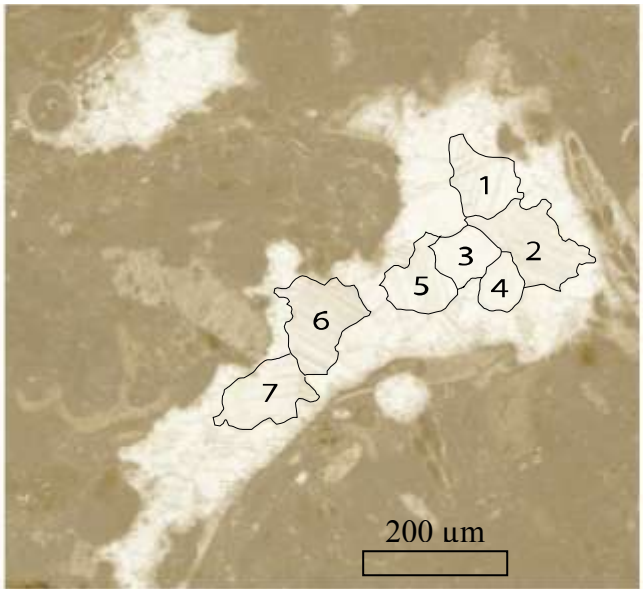
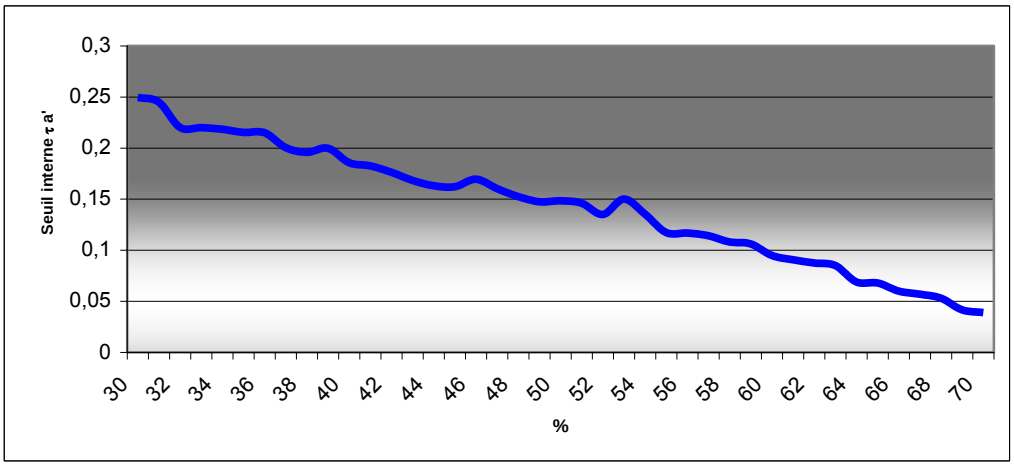
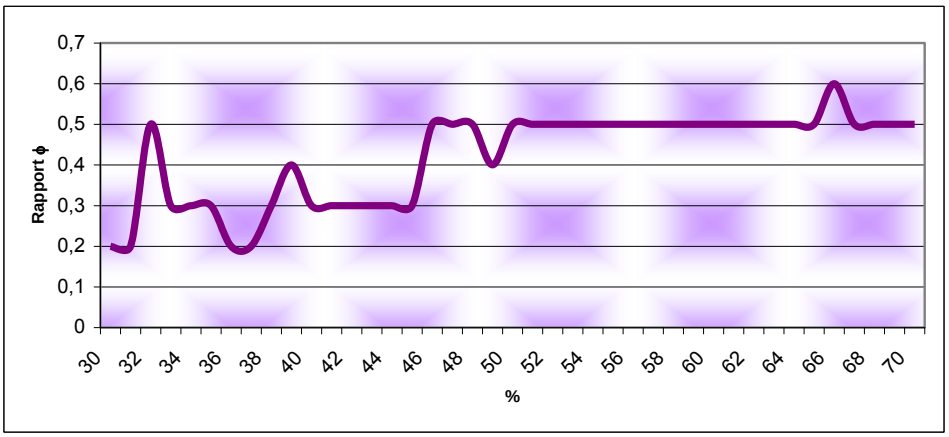


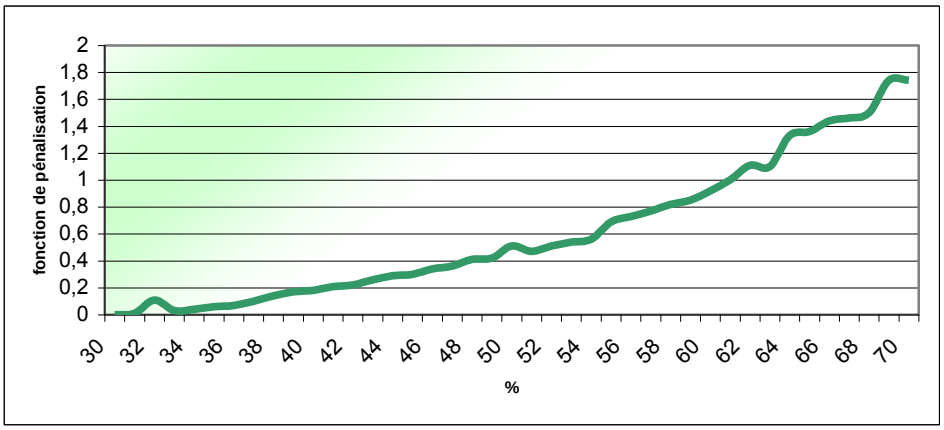
Figure 21: photo détaillée d'une vacuole de calcite (échantillon Z3).



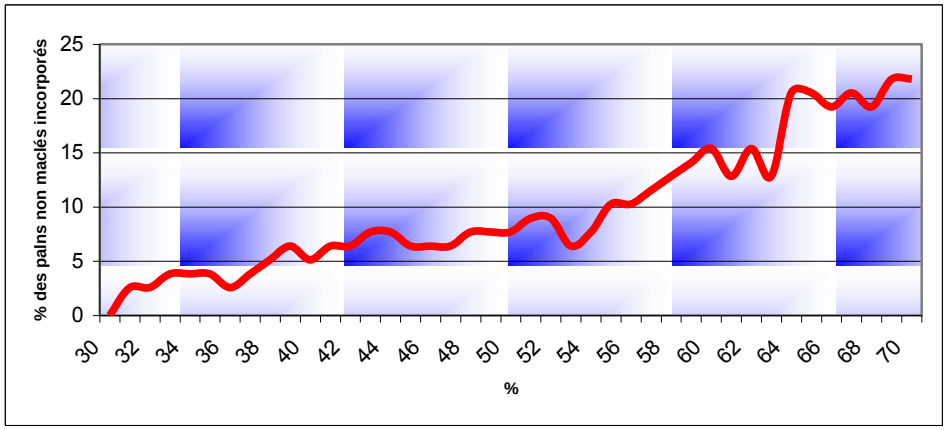
A : La valeur de τ'_a en fonction du pourcentage des plans maclés pris en compte.



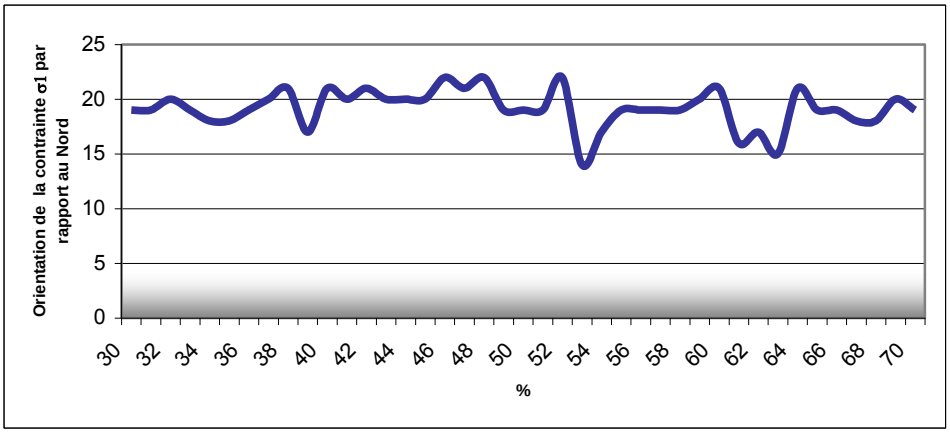
B : La valeur du rapport ϕ en fonction du pourcentage des plans maclés pris en compte.



C : La valeur de la fonction de pénalisation en fonction du pourcentage des plans maclés pris en compte.



D : Le pourcentage des plans non maclés incompatible en fonction du pourcentage des plans maclés pris en compte.



E : La direction de σ_1 par rapport au N en fonction du pourcentage des plans maclés pris en compte.

Figure 22: La variation des paramètres calculés par le programme en fonction du pourcentage des cristaux macles expliqués.

Avant de traiter les données, il faut vérifier que les plans de macles mesurés ont été pris dans toutes les directions, que l'on a une bonne répartition dans l'espace des axes optiques, et cela pour ne pas avoir un résultat biaisé; pour cela on trace des diagrammes représentant les projections des axes optiques, des plans maclés (en projection en plan et en pôle) et des plans non maclés (en projection en plan et en pôle) pour l'échantillon Z19. Dans un premier temps on a représenté les résultats obtenus après le traitement de tous les cristaux qu'ils proviennent de veines ou de la matrice, puis les résultats obtenus après traitement séparé des cristaux dans les veines et dans la matrice.

Après saisie des données et restitution dans le repère géographique, la projection stéréographique des axes C, des pôles des plans maclés et des plans non maclés montre que cet échantillon n'offre aucune orientation cristallographique préférentielle, ce qui aurait pu introduire quelques restrictions sur l'utilisation de la méthode.

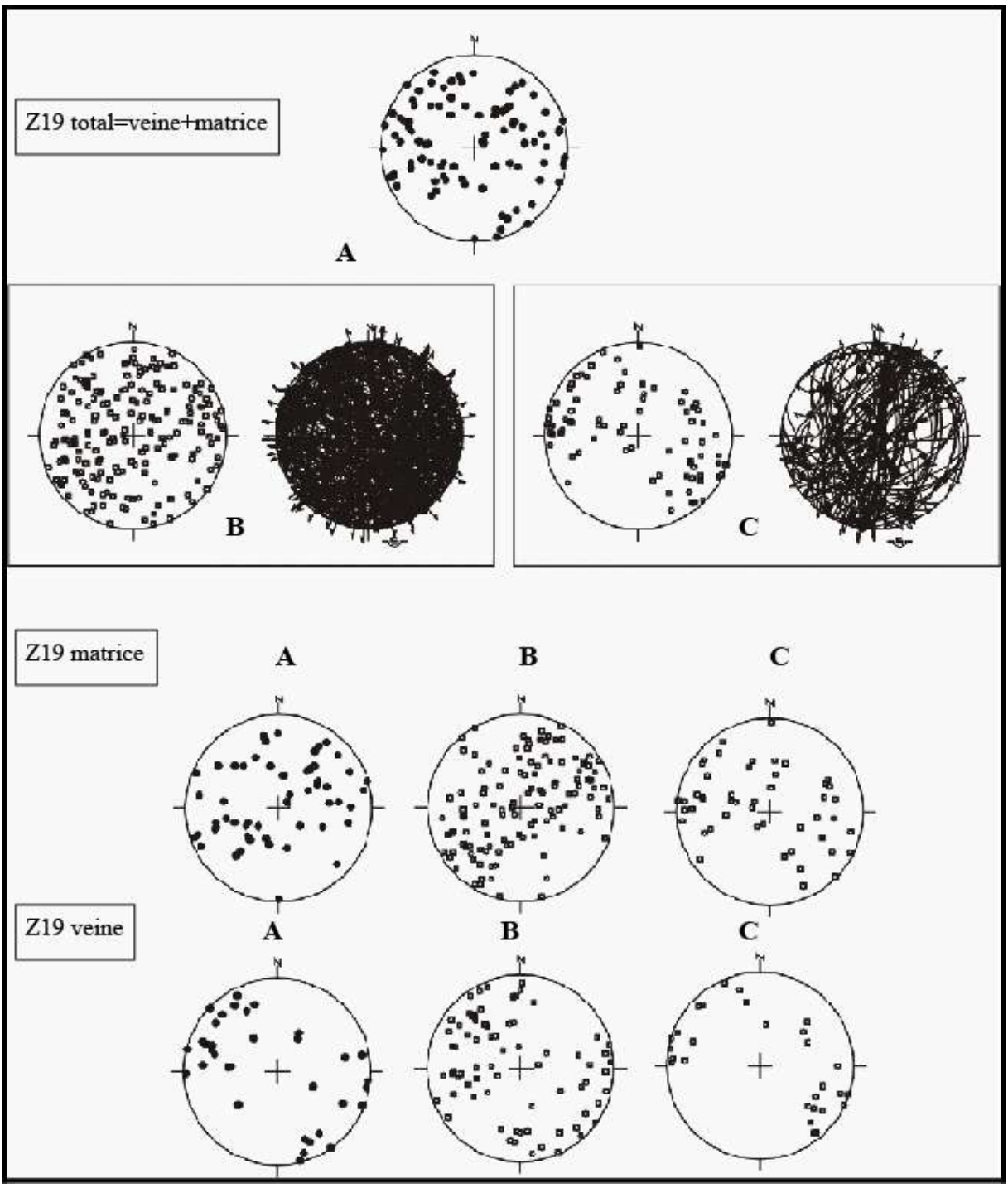


Figure 23: A : Projections des axes optiques, B : Projections des plans maclés, C : Projections des plans non maclés (projection de Schmidt, hémisphère inférieur).

On peut remarquer que l'on a une assez bonne répartition des axes optique et des plans maclés et non maclés pour le fichier concernant tous les cristaux de l'échantillon Z19. Par contre on voit que quand on sépare les données des veines de celles de la matrice on a une répartition préférentielle des axes optiques pour les veines comme pour la matrice.

C‘est pour cette raison que l‘on a préféré les traiter ensemble, et on a pour la suite essayé d‘en tirer les tenseurs enregistrés dans les cristaux de calcite des deux domaines.

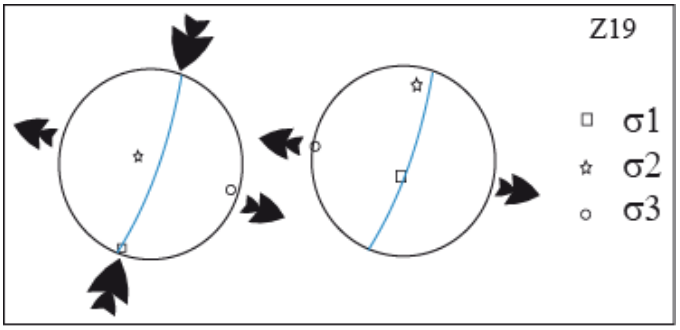


Figure 24: Les deux tenseurs obtenus par la méthode des macles de la calcite dans l‘échantillon Z19 ; en bleu la veine dans laquelle les mesures ont été eféctuées.

On a pu obtenir après le traitement des données de calcite pour cet échantillon, deux tenseurs :

Le premier tenseur (avec 96 plans maclés compatibles, 50% des données) présente une fonction f qui est égale à 0,51.

σ1 : 199-03 ; σ2 : 300-77 ; σ3 : 109-13

Φ=0,5; τ'_a = 0,148

Ce tenseur correspond à un régime décrochant (σ2 est vertical), compatible avec la veine de direction ~N010. L‘axe σ3 est perpendiculaire à la veine qui correspond au plan principal σ1-σ2.

Le deuxième tenseur (avec 43 plans maclés compatibles, 45% des données restantes) obtenu en retirant les plans maclés compatibles avec le premier tenseur correspond à une extension E-W compatible par permutation (σ1-σ2) avec le régime précédent :

σ1 : 182-77 ; σ2 : 011-13 ; σ3 : 281-02

Φ=0,5; τ'_a = 0,1047

On note, cependant une valeur élevée de la fonction f = 1.49, peu satisfaisante du point de vue numérique.

Le traitement séparé des veines et de la matrice a donné pour la matrice, avec une f = 0,24 et 118 plans maclés et 50 plans non maclés (dont 59 PM et 46 PNM compatibles), le tenseur suivant :

σ1 : 039-20 ; σ2 : 173-63 ; σ3 : 302-18

Φ=0,1; τ'_a = 0,038

Et pour les veines on a une f de 0,01 et 74 plans maclés et 28 plans non maclés (dont 51 PM et 27 PNM compatibles) et un tenseur :

σ1 : 193-36 ; σ2 : 347-51 ; σ3 : 093-13

Φ=0,2 $\tau a'$ = 0,116

Les diagrammes (τ_S, P%)et (τ_S, σn) présentés à la figure 25 correspondent au tenseur solution de tous les cristaux de l'échantillon Z19.

Il faudra noter que même en essayant d'extraire plusieurs tenseurs, on ne parvient pas à expliquer la totalité des plans maclés de cet échantillon.

Dans la figure 25 A on a une courbe représentant la classification des plans de macles (% de plans de macle en abscisse) en fonction de la valeur de la CCR (décroissante, en ordonnée) qui est exercée sur eux par le tenseur solution. La courbe bleue représente les plans maclés, et la courbe rouge représente les plans non maclés. Cette classification permet de visualiser les pourcentages relatifs de plans maclés et non maclés pris en compte par le tenseur solution, et donc d'optimiser le pourcentage. τ_a' correspond à la valeur du seuil de maclage pour le tenseur retenu, soit 0.148.

La figure 25 B, représente le cercle (σ_n, τ_s) associé au tenseur précédent. Les carrés noirs représentent les plans maclés pris en compte par le tenseur solution, les étoiles rouges les plans non maclés et les carrés bleus les plans maclés non compatibles avec le tenseur solution.

Il faut noter que la distribution de tous ces plans vis-à-vis de la contrainte normale σ_n est quelconque. Ce type de diagramme diffère d'un diagramme de Mohr dans la mesure où l'axe des ordonnées correspond à la CCR et non à la contrainte tangentielle. Il n'est directement assimilable au diagramme de Mohr « classique » que pour les plans de macle pour lesquels la CCR est parallèle à la contrainte tangentielle, c'est-à-dire pour lesquels le vecteur contrainte appliquée est contenu dans les plans définis par l'axe optique C et le pôle du plan de macle. On a effectué ce type de travail pour chacun des échantillons.

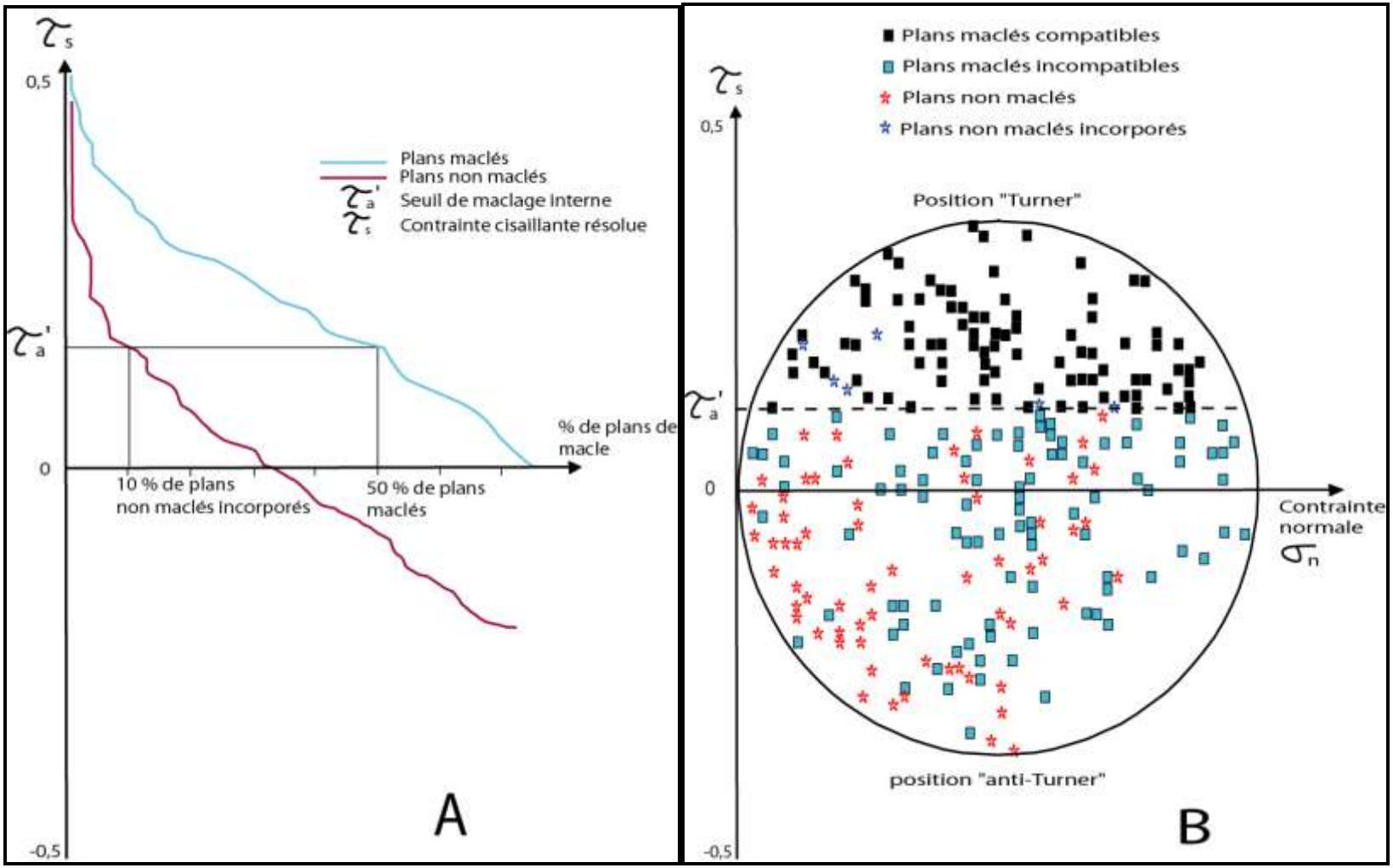


Figure 25: A : Courbe de la contrainte cisaillante normalisée en fonction du pourcentage de plan maclé ou non maclé. B : pseudo-cercle de Mohr présentant les plans maclés compatibles et non compatibles et les plans non maclés.

1.3.1.4 Etablissement d'une chronologie relative entre tenseurs obtenus par l'analyse des macles de la calcite

NB : dans ce qui suit les exemples présentés sont purement théoriques.

a) Comparaison du tenseur par rapport au plan de la stratification

La comparaison de l'orientation des axes principaux du tenseur obtenu par rapport au plan de stratification peut s'avérer très utile dans le cas d'une stratification dont le pendage est très éloigné de 0° et 90°. Cela peut aider à dater le tenseur par rapport à l'événement de basculement. Dans le cas du tenseur (a) où un des axes principaux (ici σ_3) est perpendiculaire au plan basculé de la stratification (figure 26), ce tenseur serait probablement antérieur à la phase de basculement, et le tenseur (b) dont l'axe principal σ_2 est vertical serait probablement postérieur à la phase de plissement. De ce fait l'événement tectonique correspond au tenseur (a) est antérieur à celui responsable du tenseur (b).

Cela dit, il faut être prudent concernant le critère d'antécédence au plissement basé sur la perpendicularité des structures (plans stylolitiques, joints) ou d'un axe principal de contraintes (failles, macles) par rapport aux couches. Comme mentionné dans la publication 1, certains auteurs envisagent la possibilité d'une réorientation des contraintes par l'anisotropie liée à la stratification (Erslev, communication personnelle), en particulier dans le cas d'une très faible friction entre les couches compétentes au sein desquelles les contraintes principales peuvent se paralléliser aux couches même si celles-ci ne sont plus horizontales. Ainsi, Tavani et al. (2006) mentionnent du LPS conduisant à la formation de plans stylolitiques perpendiculaires aux couches pendant le début du plissement. Dans ce cas on risque d'interpréter des structures et/ou des états de contraintes syn-plissement comme anté-plissement. Il ne semble pas que cela soit le cas à Sheep Mountain, car la fabrique magnétique « oblique » reconstituée par l'étude de l'ASM dans le flanc arrière du pli, incompatible avec du LPS, traduit une certaine composante de friction lors du glissement couches à couches (Amrouch et al., 2010 a et b), plutôt incompatible avec une parallélisation des contraintes aux couches. Cependant, même si par la suite (Iran, Sheep Mountain), le critère de perpendicularité aux couches des stuctures ou d'un axe principal de contrainte est retenu, une confrontation aux autres critères de chronologie relative reste le meilleur moyen de démontrer ou non sans ambiguité cette réalité (cf par exemple la discussion des structures Sevier dans la publication 1).

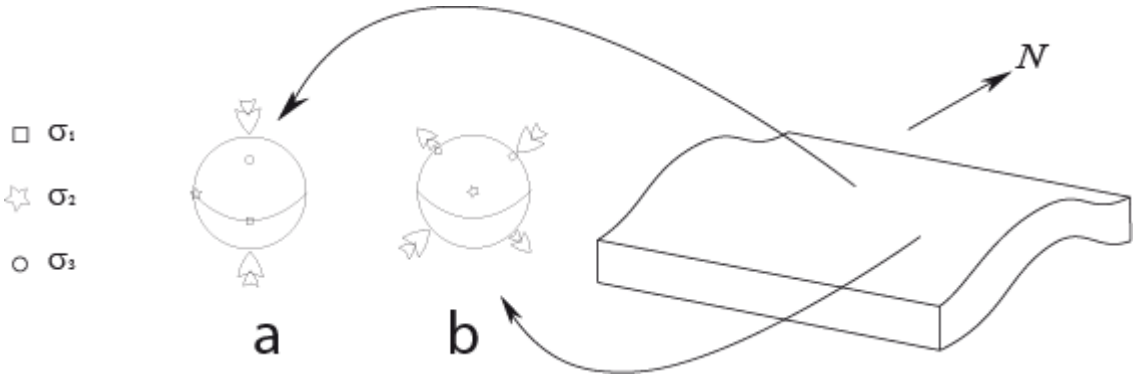


Figure 26: Tenseurs de paléocontraintes reconstitués dans de la calcite matricielle.

b) Comparaison du tenseur par rapport au plan de la veine

La comparaison de l'orientation des axes principaux des tenseurs obtenus dans une veine de calcite avec la direction de cette dernière peut permettre de dater le tenseur par rapport à l'ouverture de la veine ; les cristaux de la veine enregistreraient l'événement de son ouverture, puis les événements postérieurs correspondant à des tenseurs dont les axes peuvent avoir une orientation quelconque par rapport à l'orientation de la veine. Dans la figure 27, le tenseur (b) est postérieur à l'ouverture de la veine, ce qui permet d'établir une chronologie relative entre les tenseurs (a) et (b). On peut estimer (sauf cas particulier d'une réouverture tardive de la veine) que l'événement tectonique donnant l'état de contrainte du tenseur (a) est antérieur à celui correspondant au tenseur (b).

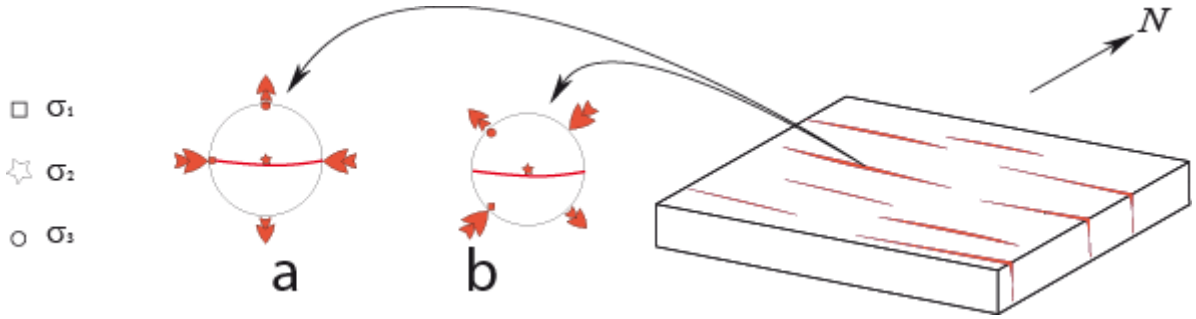


Figure 27: Tenseurs de paléocontraintes reconstitués dans une veine de calcite non basculée.

c) Comparaison des tenseurs obtenus dans la matrice et dans une veine

Dans le cas où un même échantillon présenterait à la fois (à condition d'avoir un nombre de cristaux suffisant) des cristaux de calcite maclés dans une veine et dans la matrice (figure 28), le traitement séparé de ces derniers peut permettre d'établir une éventuelle chronologie entre les différents tenseurs obtenus. L'exemple présenté à la figure 28 montre deux tenseurs (a et b) obtenus dans la matrice. Seul le tenseur (b) est obtenu dans la veine (figure 28), ce qui conduit à penser que la phase de déformation correspondante au tenseur (a)

est peut-être antérieure à l'ouverture ou au moins au remplissage de la veine, et de fait au tenseur (b). [on exclut le cas très improbable que le tenseur (a) soit tardif et n'ait été enregistré que dans la matrice car les cristaux de la veine étaient de trop petite taille pour macler]

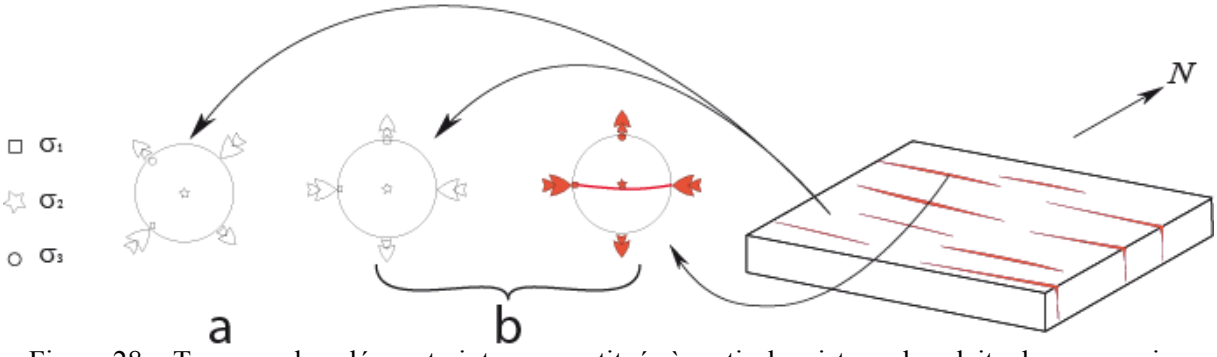


Figure 28: Tenseurs de paléocontraintes reconstitués à partir de cristaux de calcite dans une veine non basculée et de la matrice.

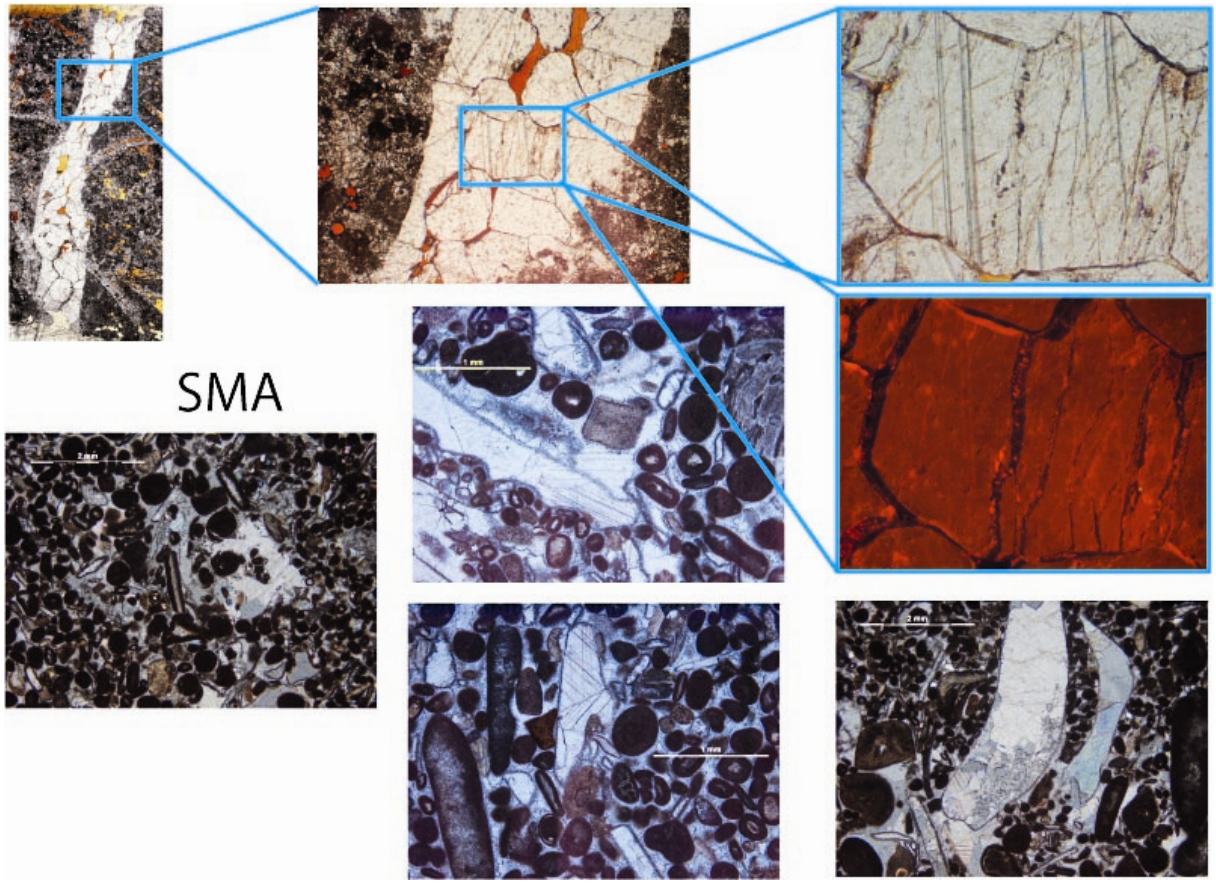


Figure 29: Quelques exemples de calcites maclées dans mesurées dans les formations carbonatées de Sheep Mountain Anticline ; (l'agrandissement montre un effet de poinçonnement qui donne en plus du maclage une micro-fracture intra-grain).

d) Comparaison des tenseurs dans plusieurs générations de cristaux de calcite

La cathodoluminescence d'un minéral s'observe en lame mince sous un microscope ou avec un microscope électronique à balayage. C‘est la lumière qu'émet un cristal soumis au bombardement d‘un faisceau d'électrons, et qui résulte de l'excitation de certains éléments traces présents dans le cristal. Cette lumière est excitée quand ces éléments sont des activateurs (le manganèse, le cuivre, les terres rares), ou inhibée sous l‘effet d‘inhibiteurs (Baker et Kopp, 1991). Dans le cas de la calcite, l‘intensité lumineuse dépend surtout du rapport Fer/Manganèse (Blanc et al., 1999) : le Fe a un effet inhibiteur important, et le Mn un effet activateur. Une faible variation du rapport de Fe/Mn induit une différence de cathodoluminescence.

La figure 26 montre deux exemples de veines de calcite, avec une différence de luminescence qui serait due à deux différentes phases de remplissage. (A, C) et (B, D) correspondent respectivement à une photo sous CL et sous une lumière transmise, avec une luminescence différente entre la calcite Cal-1 et Cal-4 (Vilasi, 2009). Lorsqu‘on a une veine de calcite présentant une zonation qui permet de distinguer différentes générations de phase de croissances des minéraux, l‘étude de ces générations indépendamment l‘une de l‘autre par les macles de la calcite (lorsque le nombre de cristaux par génération et par lame le permet) peut aider à donner une chronologie relative entre les différents tenseurs obtenus, ou du moins à les séparer dans le temps et dans le traitement.

La cathodoluminescence est surtout un outil très utilisé pour les analyses diagénétiques en sédimentologie, mais l‘idée de la combiner avec d‘autres méthodes d‘analyse microtectonique comme l'analyse des macles de la calcite pourrait s‘avérer très bénéfique. Elle nous permettrait en effet d‘acquérir de nouveaux résultats, d‘aller plus loin dans les interprétations et d'éclairer des problèmes structuraux plus complexes.

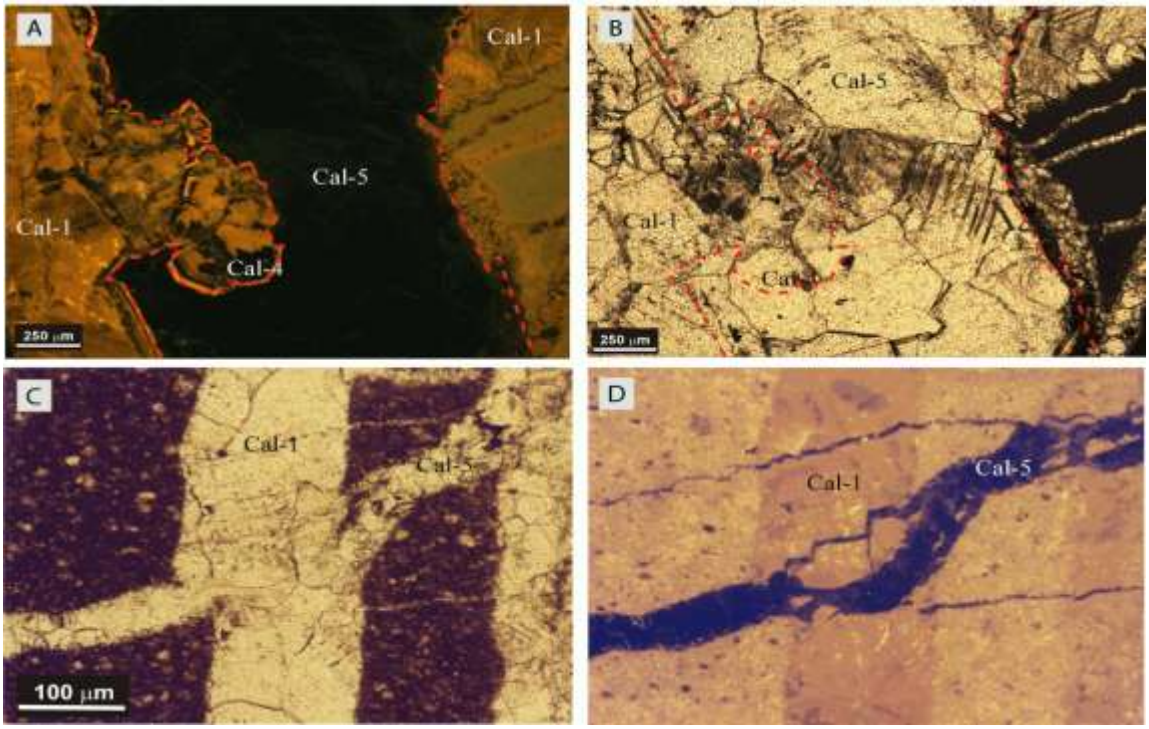


Figure 30: Photos de veines sous cathodoluminescence. (A, C) et (B, D) respectivement CL et lumière transmise, avec une luminescence différente entre la calcite Cal-1 et Cal-4 (d'après Vilasi 2009).

1.3.1.5 Apport de l'analyse des macles de la calcite à la résolution de problème de chronologie relative dans les études de fracturation

NB : dans ce qui suit les exemples présentés sont purement théoriques.

a) Comparaison des tenseurs par rapport au plan de veine et au plan de stratification

Le problème de pouvoir dater une famille de veines par rapport au plissement dont l'axe est perpendiculaire à la direction de celle-ci peut s'avérer très difficile à résoudre avec de simples observations de terrain. La comparaison du tenseur obtenu par l'analyse des macles avec le plan de stratification peut permettre de trancher dans ce problème. Dans le cas de l'obtention du tenseur (a) (figure 31), la veine serait post-plissement avec un σ_2 vertical et oblique au plan de stratification. Pour le tenseur (b), la veine serait antérieure au basculement avec un σ_2 perpendiculaire au plan de stratification et un σ_3 dans ce plan et perpendiculaire au plan de la veine.

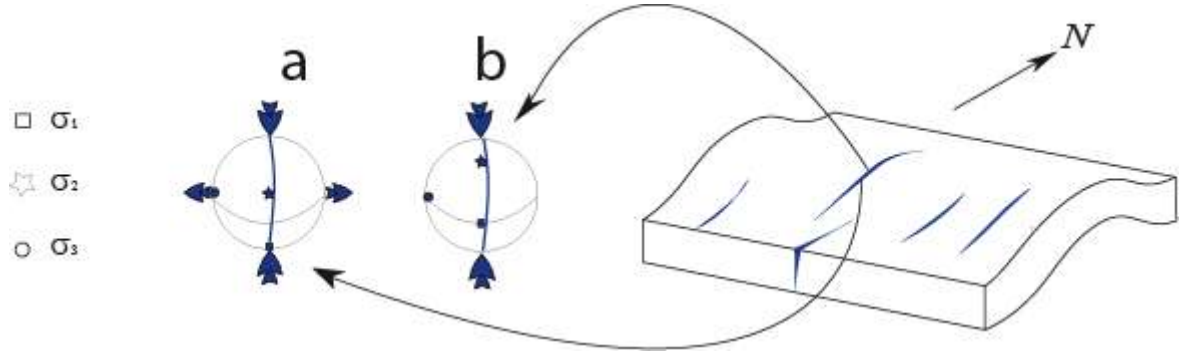


Figure 31: Tenseurs de paléocontraintes mesurés dans une veine de calcite basculée.

b) Comparaison des tenseurs obtenus dans deux familles de veines différentes

Selon le même raisonnement que le 3.3.d, on peut aussi établir une chronologie relative entre différentes familles de veines, si c'est difficilement faisable sur le terrain. Dans l'exemple de deux différentes veines (figure 32), on a la famille de veines rouges qui a enregistré, en plus du tenseur (a), un tenseur (b) correspondant à l'état de contrainte de l'ouverture de la famille de veines bleues. On peut ainsi suggérer que la famille de veines rouges est antérieure à la famille de veines bleues.

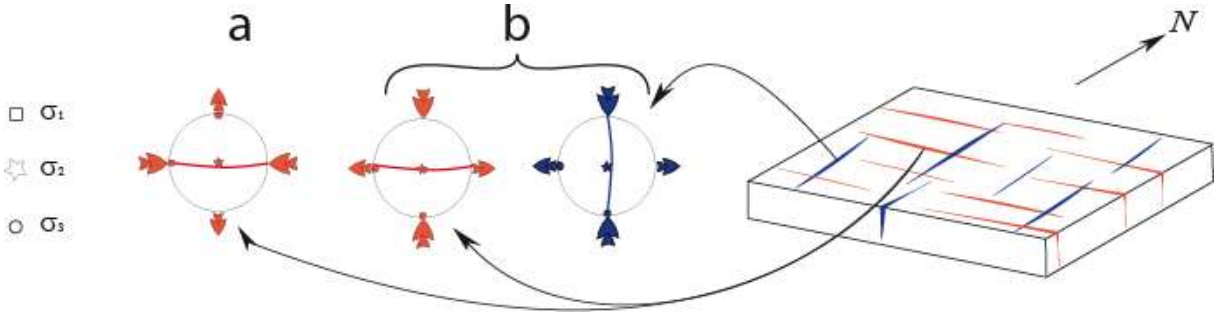


Figure 32: Tenseurs de paléocontraintes mesurés dans deux différentes veines de calcite non basculées dont la chronologie relative est peu évidente sur le terrain.

Dans le cas où la chronologie entre les deux familles de veines est évidente sur le terrain (figure 33), on peut imaginer une possible chronologie entre les tenseurs obtenus dans chacune des veines. Dans ce cas, le tenseur (a) serait antérieur au tenseur (b).

1.3.1.6 La fiabilité des calculs des tenseurs et leurs paramètres

Pour s'affranchir des problèmes qui se posent lors du traitement des macles de la calcite et pouvoir valider la méthode d'analyse d'Etchecopar, Lacombe et Laurent (1996) et Laurent et al. (2000) ont déformé expérimentalement des échantillons pour définir les incertitudes et les marges d'erreur sur les paramètres d'orientation et de grandeur des tesseurs

calculés. Pour les trois axes principaux, la déviation ne dépasse pas 5°-7° pour σ1 en régime uniaxial comme triaxial, et 11° pour σ3 en triaxial. Aussi, dans le cas d'échantillons polyphasés, la modification de l'ordre d'obtention des tenseurs ne fait pas varier l'orientation des tenseurs de plus de 10°.

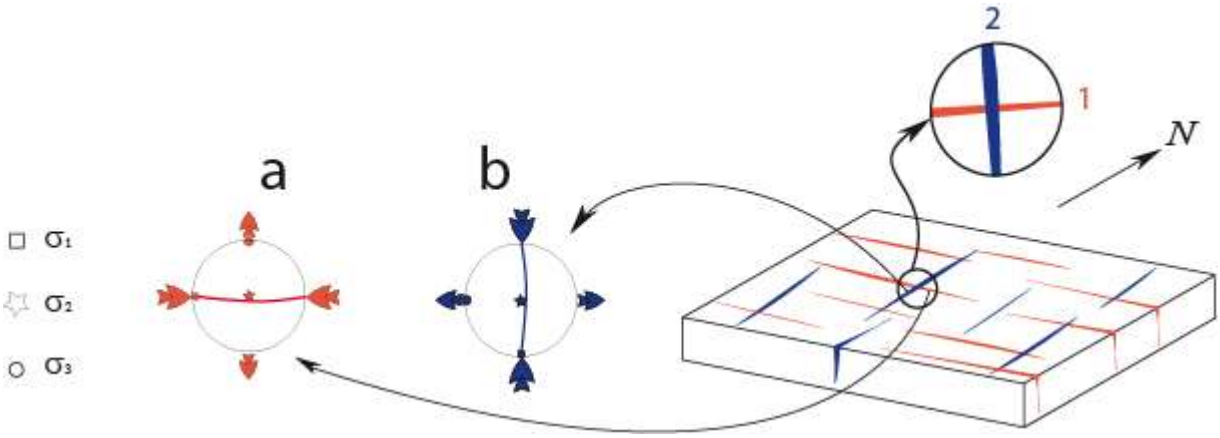


Figure 33: Tenseurs de paléocontraintes mesurés dans deux différentes veines de calcite non basculées dont la chronologie relative est bien définie.

1.3.2 Détermination complète des tenseurs de paléocontraintes par combinaison avec les données de la mécanique des roches

Le maclage étant indépendant de la contrainte normale, l'inversion des données de macles ne donne accès qu'à la composante déviatorique du tenseur, non pas à sa composante isotrope (Lacombe et Laurent, 1992). La quantification des 6 paramètres du tenseur de paléocontraintes réel est fondée sur l'analyse des macles de la calcite, des failles à stries et des lois de la mécanique des roches.

Comme on l'a vu, l'inversion des données de macles permet de déterminer les valeurs des contraintes différentielles (σ1−σ3) et (σ2-σ3). La valeur de la contrainte différentielle (σ1−σ3) fixe l'échelle (le diamètre) du cercle de Mohr principal associé au tenseur. L'état de contraintes est alors connu à un facteur isotrope près. Le paramètre manquant correspond soit à la valeur d'une des trois contraintes principales, soit à une relation supplémentaire entre leurs magnitudes, comme la pression moyenne (σ1+σ2+σ3)/3. Diverses sources d'information sont disponibles pour déterminer ce dernier paramètre (Lacombe et Laurent, 1992 ; Lacombe, 2001 et 2007) :

1. L'enfouissement : à cause de la surface libre terrestre, une des trois contraintes principales est généralement verticale. La détermination de la paléoprofondeur d'enfouissement à l'époque de l'événement tectonique considéré fixe la magnitude de la contrainte verticale σv contemporaine de la déformation, donc la composante isotrope du tenseur. La valeur de σv correspond à la contrainte lithostatique minorée de la pression de fluides (σ_{veff}). En fait, avec une porosité ouverte, les contraintes effectives varient entre les contraintes à sec (limite supérieure) et les contraintes effectives quand la roche est saturée en fluides (limite inférieure). La pression de fluides à l'époque de la déformation est difficilement quantifiable, mais si on la néglige, les estimations doivent être considérées comme des valeurs maximales. On notera à ce propos le développement de méthodes de quantification des paléocontraintes fondées sur l'analyse combinée de la fracturation et des inclusions fluides qui informent sur la pression de fluides (Lespinasse et Cathelineau, 1995; André et al., 2002).

Cependant, si les contraintes sont déterminées par les macles et que l'on connaît la courbe de néorupture du matériau dans lequel les macles ont été mesurées, tout en sachant qu'une des trois contraintes est verticale et égale à $(\rho gh - Pf)$, l'estimation de la valeur de h (profondeur d'enfouissement) permettra de calculer la Pf (pression de fluide) (figure 34).

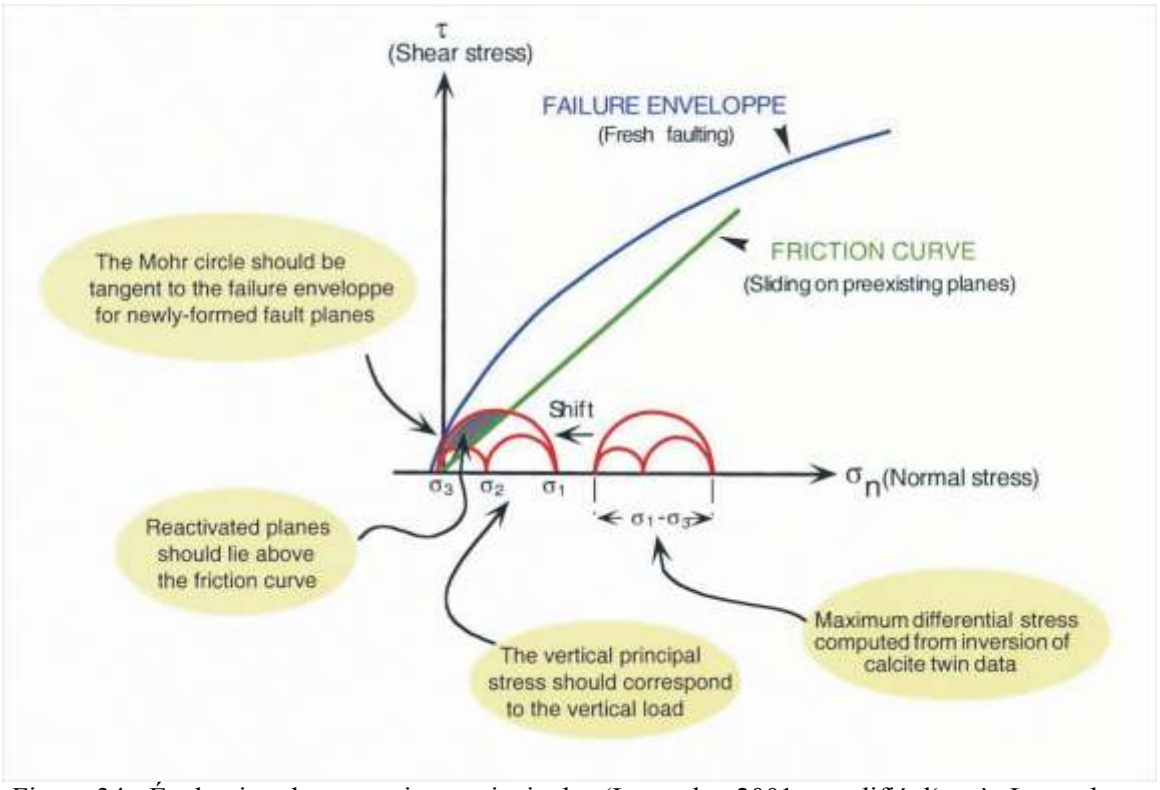


Figure 34: Évaluation des contraintes principales (Lacombe, 2001 ; modifié d'après Lacombe et Laurent, 1992).

2. La néorupture : la courbe de rupture intrinsèque de la roche permet de lier la taille du cercle de Mohr principal à une position donnée sur l'axe des contraintes normales. Dans le diagramme de Mohr, le grand cercle (σ3, σ1) correspondant à un état de contraintes donné tangente cette courbe pour les fractures néoformées si elles existent. La similitude des tenseurs reconstitués par l'analyse des failles et des macles (au moins en ce qui concerne les axes principaux car le rapport ϕ n'est pas contraint pour des failles néoformées) suggére qu'il s'agit de tenseurs "contemporains" à l'échelle des temps géologiques, c'est-à-dire liés au même épisode tectonique. De plus, la magnitude de la contrainte différentielle estimée à l'aide des macles correspond au pic de contrainte de l'événement parce que l'on incorpore le maximum de plans maclés dans le tenseur, donc très probablement à la contrainte différentielle qui a prévalu juste avant (et donc provoqué) la néorupture. Dans ces conditions, l'ajustement du cercle de Mohr (σ3, σ1) obtenu par les macles avec la courbe intrinsèque de rupture se justifie théoriquement et permet de fixer les valeurs de σ1, σ2 et σ3 au moment de la rupture.

3. La friction : la courbe de friction permet de préciser les grandeurs des contraintes principales en fixant, par exemple, la position des cercles de Mohr le long de l'axe des contraintes normales, de telle sorte que les failles réactivées se projettent au-dessus de la courbe de friction.

Cette approche combinée macles-mécanique des roches exigeant la connaissance des propriétés du matériau rocheux, les courbes intrinsèques à la fissuration et à la rupture du matériau sont déterminées à partir d'essais mécaniques.

1.4 Calcul du tenseur de déformation selon la méthode d'analyse de Groshong

1.4.1 Principe

La technique de calcul du tenseur de déformation utilisée par la méthode de Groshong est décrite en détail dans Groshong (1972 ; 1974) et Evans et Groshong (1994). Elle se base sur le calcul du taux de cisaillement cumulé pour chaque famille de macles. Handin et Griggs (1951), Turner (1953), Friedman (1964), et Barber et Wenk (1979) ont donné plus de détails concernant ce traitement.

1.4.2 Acquisition des données

Les échantillons sur lesquels les mesures sont effectuées sont orientés dans l'espace comme pour la méthode d'Etchecopar. Les lames sont également taillées de façon similaire, sauf que pour la méthode de Groshong, on est limité pour le nombre de plans de macles mesurés (un maximum de 25 familles de plans de macles par lame), et aussi pour le choix de ces plans là, car leur pendage vis-à-vis de la platine doit être supérieur à 60° pour chiffrer le nombre des plans et mesurer leurs épaisseurs et celle du cristal dans la direction perpendiculaire aux plans de macles. On considère les directions et le pendage des plans maclés pour chaque famille, avec les angles de rotation pour chacune des lames pour la remettre dans le repère géographique. Ce logiciel détermine le tenseur de déformation finie correspondant, et donne le pourcentage de déformation selon chacun des axes principaux du tenseur.

1.4.3 Traitement des données : détermination du tenseur de déformation finie

L'analyse des macles de la calcite par la méthode de Groshong (1972; 1974) permet la détermination de l'ellipsoïde de déformation. L'épaisseur des macles, et donc la "grandeur" de la déformation, dépendent de plusieurs facteurs comme la lithologie, la taille des grains et la porosité. Les travaux de Groshong et al. (1984) et d'Evans et Dunne (1991) ont démontré que cette méthode permet de mesurer d'une manière précise les orientations des principaux axes de déformation, et cela jusqu'à une déformation de l'ordre de 17%.

À la différence de la méthode d'Etchecopar, la méthode de Groshong prend en compte l'épaisseur et le nombre des plans de macles pour chacune des familles de macles, mais aussi l'épaisseur du grain de calcite dans la direction perpendiculaire à cette famille de macles et enfin l'orientation de l'axe optique C du grain. Généralement, on mesure séparément les macles épaisses et fines.

Les axes principaux de déformation finie ε_i (i= 1; 2 et 3) sont représentés en pourcentage (allongement ou raccourcissement).

L'analyse des macles de la calcite selon Groshong prend aussi en compte les PEV et NEV (respectivement les Positive and Negative Expected Values) pour les macles de chacun

des échantillons étudiés. Les NEV correspondent aux plans de macles qui sont incompatibles avec le tenseur de déformation calculé. Un grand pourcentage du NEV (>40%) signifie logiquement l'existence d'un deuxième événement non coaxial à celui déjà mesuré.

Cette méthode se base sur le calcul du taux de cisaillement cumulé pour chaque famille de macles selon la formule:

$$\Gamma eg = \frac{1}{2}\tan\Psi = \frac{0.347}{W}\sum_{i=1}^{n} ti$$

avec Γeg étant la déformation par cisaillement de la famille de macle dont l'axe cristallographique est le e[0112 normale au plan de macle et l'axe de glissement est g [0112:1011] correspondant à l'intersection des plans e et r (figure 35), ψ l'angle du cisaillement, w est l'épaisseur du grain selon la direction perpendiculaire au plan de macle, et $\sum_{i=1}^{n} ti$ est l'épaisseur totale des plans de macles de la même famille.

La valeur de Γeg représente la déformation en cisaillement dans une orientation spécifique, et elle est calculée pour chaque famille de macles (NB : dans le cas de macles ultrafines il faut noté que l'erreur sur le Σt_i est importante). Les données sont traitées ensemble et le logiciel prend en compte le maximum de données pour aboutir à un tenseur de déformation finie. Les directions principales des axes de déformation et leurs magnitudes sont calculées en utilisant une analyse standard des vecteurs propres et des valeurs propres. Cette technique a fourni de bons résultats lors de son application dans les chaînes plissées et les bassins d'avant-pays (Harris et Van Der Pluijm, 1998; Craddock et Van Der Pluijm, 1999; Gonzalez-Casado et Garcia-Cuevas, 1999 ; 2002 ; Hnat et al., 2008 et Amrouch et al. 2010a).

Bien que l'on ne puisse pas déterminer les contraintes directement à partir des mesures de déformation (Groshong, 1988), l'analyse dynamique originale de Spang (1972) a été formulée en termes de contraintes calculant l'axe de compression (C) et de raccourcissement (T) de Turner. Dans le but de comparer les résultats, le programme (Evans et Groshong, 1994) calcule donc aussi les axes de contraintes compressives et extensives de Turner pour chaque famille de macle, et donne les résultats de l'analyse numérique en terme de contraintes optimales (le rapport ϕ n'est pas pris en compte) pour toutes les données de l'échantillon. La

méthode d'Etchecopar pour l'analyse des macles de la calcite reste la plus précise pour la détermination de l'état des contraintes dans une roche.

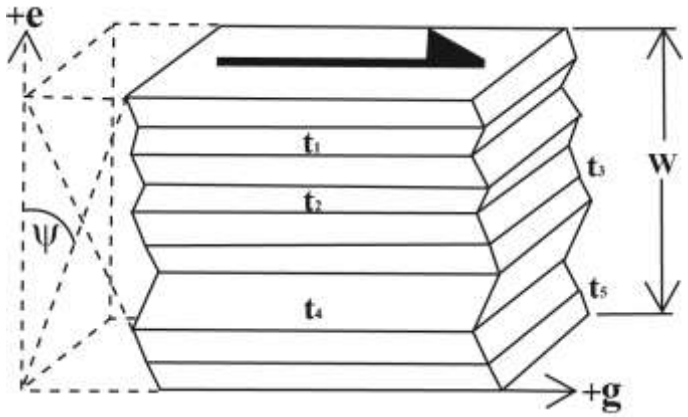


Figure 35: Déformation cisaillante dans un grain de calcite, les valeurs de t1, t2 et t4 correspondent à l'épaisseur des plans de macles grossières, et t3 et t5 à celle des plans de macles fines. w est l'épaisseur du grain selon la direction perpendiculaire au plan de macle, et ψ l'angle du cisaillement du au maclage.

Les parties qui suivent abordent les propriétés physiques et mécaniques des roches. Ces dernières sont fréquemment anisotropes à cause de la forme, des caractéristiques intrinsèques et de l'arrangement spatial de leurs constituants, y compris les pores. Quand la roche est déformée, cette anisotropie change en forme et en intensité. D'où l'intérêt de tenter de caractériser les différents facteurs liés à cette anisotropie, tels que la texture des grains, de la matrice, des pores, leur disposition et leur connectivité, les microfractures, les stylolites etc…

2 L'analyse de la Susceptibilité Magnétique

Nous commençons cette partie du mémoire en exposant les bases essentielles pour bien comprendre le magnétisme et son utilité dans une étude structurale. Plusieurs techniques sont utilisées afin de mesurer l'anisotropie magnétique des roches. Elles diffèrent les unes des autres par la nature induite ou rémanente de l'aimantation mesurée :

· L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) en champ faible est la méthode la plus utilisée pour mesurer la fabrique magnétique des roches (Hrouda, 1982 ; Borradaile, 1988 ; Rochette et al., 1992 ; Borradaile et Henry, 1997).

· L'Anisotropie de la Rémanence est obtenue à partir de la mesure de l'Aimantation Rémanente Isotherme ou de l'Aimantation Rémanente Anhystérétique (AARA), et même l'anisotropie liée à la fraction ferromagnétique de la roche.

Ces deux techniques présentent de grandes potentialités d'applications géologiques, notamment dans les zones externes des chaînes de montagnes (Jackson, 1991 ; Aubourg et Robion, 2002 ; Souque et al., 2002). Par ailleurs elles nécessitent d'être accompagnées de mesures de minéralogie magnétique qui ont pour but d'identifier les principaux porteurs du signal magnétique. Car cette méthode présente quelques limites pour l'interprétation des résultats, et des fabriques magnétiques. Hrouda (1982), Borradaile (1987 a et b), Borradaile (1988), Jackson et Tauxe (1991), Rochette et al. (1992), Tarling et Hrouda (1993) puis Borradaile et Henry (1997) ont tous essayé "en vain" de montrer une relation directe entre les fabriques d'ASM et la déformation des roches. "En vain" car il y a quatre obstacles qui vont à l'encontre de cette comparaison directe :

- l'hétérogénéité de la déformation à l'échelle du grain,
- la fabrique d'anisotropie avant la déformation (état initial) est généralement inconnue,
- la difficulté à établir la relation entre la fabrique finale et les différents événements de déformation que la roche a subis,
- le fait que l'anisotropie des roches est fonction des minéraux dia- et paramagnétiques se trouvant dans la matrice des roches en plus de la disposition des grains ferromagnétiques à forte susceptibilité.

2.1 Minéralogie magnétique

En général, on détermine le moment magnétique M ($A.m^{-1}$), l'aimantation J ($A.m^{-1}$), le champ magnétique H ($A.m^{-1}$) et la susceptibilité magnétique K. L'aimantation comporte deux aspects : l'aimantation rémanente qui persiste en l'absence de champ H appliqué, et l'aimantation induite par le champ appliqué (qui s'annule en l'absence de ce dernier). L'application d'un champ magnétique H sur un matériau lui fait acquérir une aimantation induite J proportionnelle au champ appliqué, que l'on exprime par l'équation suivante :

$$J = K.H$$

La susceptibilité magnétique K étant le rapport sans dimension entre ces deux grandeurs, elle est contrôlée par les directions cristallographiques des minéraux qui composent la roche.

Parmi ces minéraux, on distingue trois types de comportement (figure 36) :

Le **diamagnétisme** : très faible en intensité (~ -15.10^{-6}), il est caractérisé par une susceptibilité très faible, négative et indépendante de la température (Langevin, 1905). Les matériaux qui ne présentent que le comportement diamagnétique sont composés d'atomes ayant un moment magnétique résultant nul. C'est le cas des alcalino-terreux, des gaz rares, Pd, Zn, Cu, et de la plupart des molécules organiques, de l'eau, des acides. La négativité de cette susceptibilité est due au fait que sous l'effet d'un champ appliqué, les électrons entrent en précession pour créer une aimantation magnétique proportionnelle à la même direction de ce champ mais de sens inverse. Cependant, il suffit qu'il y ait dans l'échantillon de la roche un élément de susceptibilité positive et plus forte pour perdre le signal diamagnétique.

C'est ce que l'on appelle le **paramagnétisme** (Langevin, 1905). Quand la susceptibilité mesurée est inférieure à 500.10^{-6}, le paramagnétisme domine le signal (Tarling et Hrouda, 1993). Ce comportement tire son origine du spin des électrons, c'est-à-dire de leur rotation sur eux-mêmes (Stacey et Banerjee, 1974). En l'absence de champ appliqué, ce comportement est équivalent au diamagnétisme, car le M est agencé d'une manière aléatoire d'un atome à l'autre. Par contre, dès l'application d'un champ magnétique, ces moments s'alignent parallèlement au champ, d'où l'apparition d'une aimantation qui est inversement proportionnelle à la température. Cette aimantation paramagnétique s'annule dès la suppression du champ magnétique, comme c'est le cas pour le diamagnétisme. Ce type de comportement correspond aux corps ayant des éléments de transition de type : Mn, Fe, Ni, Cu, Co. (ex : chlorite, biotite, muscovite), qui ont par ailleurs la particularité de présenter une même orientation de réseau et de forme (Siegesmund et al., 1995 et Martin-Hernandez et Hirt, 2003).

Le **ferromagnétisme au sens large** : les minéraux ferromagnétiques sont caractérisés par de très fortes susceptibilités (au moins 1000 fois supérieure au diamagnétisme), entraînant ainsi une influence sur le signal moyen même s'ils sont seulement présents dans une faible proportion. Les ferromagnétiques (au sens large) ont la capacité d'avoir une aimantation non induite dite rémanente Mr, même sans application de champ magnétique. L'aimantation rémanente est la source du paléomagnétisme. Cette rémanence est due à l'interaction entre les spins des atomes de la matière. Selon la disposition de ces spins, le champ magnétique peut être plus ou moins fort. On caractérise trois états (figure 36) qui sont : le ferromagnétisme (au sens strict), comme pour le Fer, où les moments magnétiques sont parallèles et de même

sens ; le ferrimagnétisme, comme pour la magnétite et la pyrrhotite, où les moments sont opposés et d'intensité différente ; et enfin, l'antiferromagnétisme comme pour l'hématite, où les spins sont parallèles mais opposés. Dans ce dernier type, lorsque les spins sont subparallèles, on parle de faible ferromagnétisme ou d'antiferromagnétisme non-colinéaire (Dunlop et Özdemir, 1997). Le signal ferromagnétique peut transcrire une direction d'écoulement dans le cas des roches magmatiques (Bouchez, 2000 ; Callot et al., 2001), ou dessiner des plans de dissolution ou de fissuration pour les roches sédimentaires (Graham, 1978).

Contrairement aux autres comportements magnétiques, le ferromagnétisme (au sens large) dépend fortement de la température. La température de Curie est la température au-delà de laquelle l'aimantation s'annule. Par exemple, cette température se situe entre 560° et 580°C pour la magnétite (en fonction de sa teneur en Ti substitué au Fe) alors qu'elle est supérieure à 650°C pour l'hématite. Cela signifie qu'une fois cette température dépassée, ces minéraux développent un comportement paramagnétique. Nous pouvons l'expliquer par le fait qu'à cette température, l'énergie de l'aimantation naturelle et celle de l'effet thermique sont égales, entraînant ainsi une déstabilisation de l'aimantation.

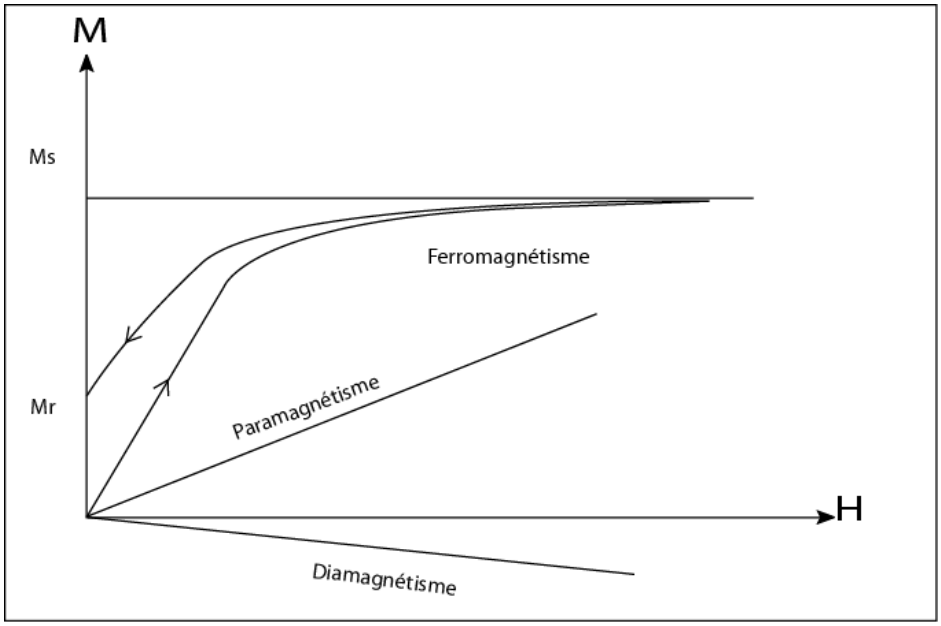


Figure 36: Comportement, à température constante, de l'aimantation induite J en fonction du champ appliqué H.

Parmi les principaux minéraux porteurs de fer, on distingue les oxydes de fer et certains sulfures de fer. Le signal magnétique de ces minéraux est singulièrement affecté par

l'aimantation à saturation (voir cycle d'hystérésis), la température de Curie ainsi que les tailles de grain.

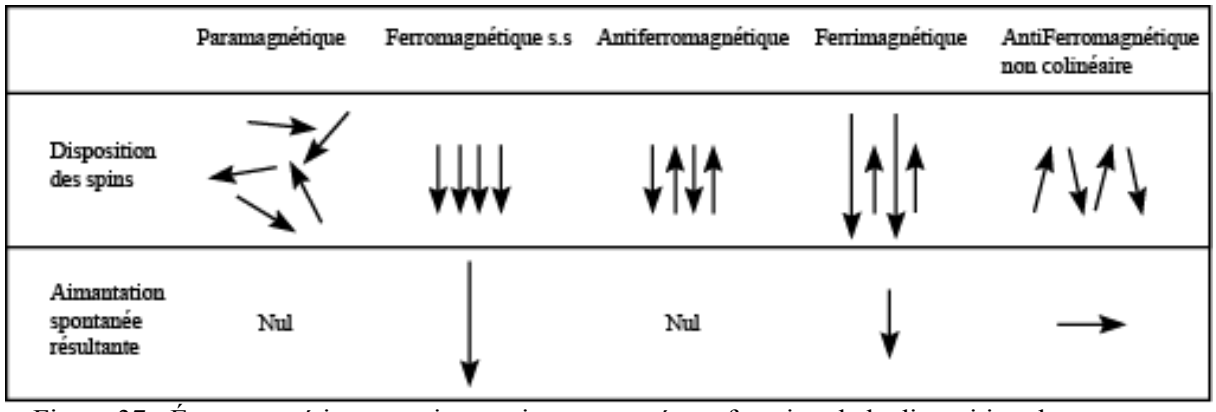


Figure 37: États magnétiques et aimantation spontanée en fonction de la disposition des moments magnétiques (d'après Dunlop et Özdemir, 1997). Les spins sont représentés par des flèches.

2.2 Aimantation des différents minéraux

Les minéraux porteurs de fer sont les principaux minéraux aimantables présents sur Terre. Par ailleurs, les minéraux sont divisés en trois types selon leur comportement : les dia-magnétique, les para-magnétiques et les ferromagnétique (s.l.).

2.2.1 Les principaux minéraux diamagnétiques

Les minéraux diamagnétiques ont une susceptibilité très faible et négative (~ -1.10-$^{-5}$ SI). Tout minéral possède une aimantation diamagnétique caractérisée par une susceptibilité négative.

Les minéraux diamagnétiques les plus représentés sont la calcite ($CaCO_3$, K_m = -13,8.10^{-6} SI), le quartz (SiO_2, K_m = -14,5.10^{-6} SI) et les feldspaths (K_m = -12,4.10^{-6} SI) (Rochette, 1983; Borradaile, 1988; Tarling et Hrouda, 1993).

2.2.2 Les principaux minéraux paramagnétiques

Les minéraux paramagnétiques contiennent des moments magnétiques élémentaires liés en général aux ions Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg^{2+} et Mn^{2+} dont les couches électroniques incomplètes s'orientant dans la direction et le sens du champ ambiant. Ces derniers présentent une faible susceptibilité magnétique, positive, dépendant uniquement de la quantité de ces ions par unité de masse (Rochette et Lamarche, 1986 ; Borradaile et Werner, 1994) et ainsi

très variable (10^{-4} à 10^{-3} SI). Cette susceptibilité est inversement proportionnelle à la température sur une large gamme de températures, comme décrit par l'équation de Curie-Weiss :

$$K = C/(T-TCp).$$

C étant la constante de Curie, TCp est la température de Curie paramagnétique qui varie en fonction du taux de substitution du fer (± manganèse ou Ti) dans le réseau du minéral. Les principaux minéraux paramagnétiques sont certains oxydes contenant Fe, Mn ou Cr, comme la sidérite ($FeCO_3$), les silicates riches en fer, dont les principaux sont les olivines, les pyroxènes, les amphiboles, les phyllosilicates (biotite, muscovite, argiles), les chlorites, les grenats, la cordiérite et la tourmaline (Dunlop et Özdemir, 1997). Il est impossible de conserver une aimantation rémanente. À partir du moment où les minéraux ferromagnétiques constituent quelques pourcents de la roche totale, les propriétés paramagnétiques de ces minéraux sont cachées et ce, malgré l'anisotropie de susceptibilité des paramagnétiques communs qui est plus forte que celle des minéraux ferrimagnétiques.

Les minéraux paramagnétiques sont essentiellement des phyllosilicates (micas, argiles, chlorite…) et des silicates ferromagnésiens (olivine, amphiboles, pyroxènes…) (Coey et al., 1982), mais aussi des sulfures comme la pyrite et la chalcopyrite, ou même la sidérite (carbonate de fer responsable de fabriques magnétiques inverses). Les principaux constituants magnétiques de la matrice des roches sont ordinairement formés par les minéraux magnétiques. Comme pour les minéraux diamagnétiques, l'anisotropie de susceptibilité est contrôlée par l'orientation de leurs axes cristallographiques et la forme des grains ne l'influence pas ; bien que dans le cas des phyllosilicates en plaquettes, l'anisotropie de forme et l'anisotropie magnétocristalline concordent.

Les conditions naturelles altèrent quelques minéraux paramagnétiques contenant du fer, en formant de nouveaux minéraux magnétiques authigènes dont la forme et l'orientation cristalline imitent souvent celles des minéraux remplacés. L'hématite, la maghémite, la magnétite ou la goethite sont des exemples de minéraux qui peuvent résulter de l'altération.

2.2.3 Les principaux minéraux ferromagnétiques (au sens large)

2.2.3.1 Les oxydes de fer et de titane

Les oxydes de fer et de titane (Fe-Ti) sont les principaux minéraux de cette catégorie. Ils présentent une composition dans le diagramme ternaire $FeO\text{-}TiO_2\text{-}Fe_2O_3$, d'où l'on distingue deux principales séries de solutions solides : les titanomagnétites et les titanohématites.

Les **titanomagnétites** ($Fe_3\text{-}xTixO_4$) sont des oxydes cubiques fortement magnétiques. Ils forment la magnétite (Fe_3O_4) et sa solution solide avec l'ulvospinelle (Fe_2TiO_4). La proportion x de Ti4+ est variable : plus x est grand, plus la dimension de la maille cristallographique augmente et plus la température de Curie diminue. Lorsque x=0, leur composition est celle de la magnétite pure. Tandis que, quand x=100, leur composition est celle de l'ulvospinelle qui est antiferromagnétique.

Aux plus basses températures, peuvent apparaître des exsolutions, qui peuvent donner naissance à une phase riche en ulvospinelle et une autre riche en magnétite. Cependant, à cause de la présence d'oxygène qui oxyde les titanomagnétites, les intercroissances magnétite-ulvospinelle sont assez rares dans la nature.

Cette seconde famille regroupe les **titanomaghémites** ou **titanohématites**, solutions solides entre les pôles maghémite ou hématite et ilménite. Elles ont une formule générale $x(FeO,\ TiO_2)$, $(1\text{-}x)(Fe_2O_3)$. Les premiers cristallisent dans le système cubique, et correspondent à l'oxydation des titanomagnétites. Il en résulte ainsi une diminution de l'aimantation à saturation et une augmentation de la température de Curie. Les seconds minéraux sont rhomboédriques et moins magnétiques. Leur composition est à base d'hématite (Fe_2O_3) et de leur solution solide avec l'ilménite ($FeTiO_3$).

La maghémite a la même composition chimique que l'hématite et la structure cristallographique de la magnétite. Ce minéral instable se transforme soit en magnétite par oxydation à basse température, d'où son abondance dans les roches océaniques en contact avec l'eau de mer, soit en hématite dès qu'il est chauffé à plus de 250°C.

2.2.3.2 Les hydroxydes

Ce sont des minéraux communs dans les roches sédimentaires et dans les roches magmatiques ou métamorphiques altérées. Ce sont des produits d'altération des oxydes de fer, collectivement appelés limonite. Le plus commun des ces minéraux est le minéral orthorhombique qui est la goethite (αFeOOH). Cet oxyde de fer est rencontré dans les sols des régions humides et les sédiments. Il peut être issu dans les calcaires de l'altération des pyrites (FeS_2), des magnétites ou des carbonates de fer, ou de l'hydratation de l'hématite.

Ce minéral antiferromagnétique possède un faible ferromagnétisme fortement anisotrope (Rochette et Fillion, 1989). Sa température de Curie est de 120°C et peut baisser considérablement si le minéral contient des impuretés, par une aimantation à saturation plus faible que celle de l'hématite, et par une forte coercivité comparable à celle de l'hématite. La goethite se déshydrate en hématite entre 250°C et 400°C (Dekkers, 1988).

2.2.3.3 Les sulfures

On décrit les sulfures par la formule générale FeS_{1+x}, et ils sont présents dans les milieux plutôt réducteurs. Le x est compris entre 0 et 1, les deux pôles étant la pyrite (FeS_2) pour un x=1 qui est faiblement paramagnétique et ne porte aucun ferromagnétisme (s.l.). Le deuxième pôle est la troilite (FeS) pour un x=0. Ce minéral est uniquement représenté dans les météorites. Mais le plus commun des sulfures de fer ferromagnétique dans les roches magmatiques, métamorphiques et aussi sédimentaires est la pyrrhotite. Fe_9S_{10} et $Fe_{11}S_{12}$ qui sont hexagonaux et antiferromagnetiques, et Fe7S8 qui est un minéral monoclinique ferrimagnétique comme la pyrrhotite présentant une température de Curie de 320°C (Tarling et Hrouda, 1993) et une coercivité intermédiaire <1T. Ce minéral est thermiquement instable.

Durant la désaimantation thermique des roches, la pyrrhotite au dessus de 500°C se transforme en magnétite (Bina et Daly, 1994) et en hématite à plus haute température, soit directement soit par oxydation de la magnétite (Dekkers, 1990).

La greigite (Fe3S4), initialement considérée comme rare, est un minéral courant dans les roches sédimentaires formées en milieu anaéribie (Roberts et Turner, 1993 ; Roberts, 1995; Sagnotti et Winkler, 1999; Neretin et al., 2004). Ce minéral présente la même structure cubique que la magnétite, et est également ferrimagnétique. Mais son aimantation à saturation

n‘atteint que le quart de celle de la magnétite (Hoffmann, 1992). Sa température de Curie tourne autour de 350°C.

Dans la zone de réduction des sédiments marins, la magnétite à grain fin et d'autres oxydes ont tendance à se transformer en sulfures, particulièrement en pyrite (FeS_2) qui est paramagnétique. Il en résulte que les sédiments formés en condition anaérobie sont souvent peu magnétiques.

Minéraux	Composition chimique	État magnétique	Ms ($10^3 Am^{-1}$)	Tc (°C)	Remarques
Magnétite	Fe_3O_4	Ferrimagnétique	480	580	
Titanomagnétite	Fe_2TiO_4	Ferrimagnétique	125	150	
Ulvospinelle	$Fe_{2,4}Ti_{0,6}O_4$	Antiferromagnétique	-	-153	
Hématite	αFe_2O_3	Faible ferrimagnétisme	$\approx 2,5$	675	
Ilémnite	$FeTiO_3$	Antiferrimagnétique	-	-233	
Maghémite	γFe_2O_3	Ferrimagnétique	380	590-675	se transforme en hématite à partir de 300°C
Pyrrhotite	$Fe_{1-x}S$ $(0 < x \leq 1/8)$	Ferrimagnétique	≈ 80	320	se transforme en magnétite au dessus de 500°C
Greigite	Fe_3S_4	Ferrimagnétique	125	≈ 330	se transforme en pyrite200°C, en pyrrhotite et magnétite au dessus de 400°C
Goethite	$\alpha FeOOH$	Antiferromagnétique avec ferromagnétisme de défaut	≈ 2	120	Se déshydrate entre 250 et 400°C pour donner de l'hématite

Propriétés magnétiques des principaux minéraux ferromagnétiques. Ms représente l'aimantation à saturation et Tc la température de Curie, d'après McElhinny et McFadden (2000).

2.2.4 Méthodes d‘identification des minéraux ferromagnétiques

Après cette exposition des différents minéraux magnétiques, on va expliquer dans ce qui suit les méthodes utilisées pour leur identification et leurs principes.

2.2.4.1 La désaimantation 3-axes

Afin d‘identifier des minéraux ferromagnétiques tant sur la base de leur température de déblocage que de leur coercivité Lowrie (1990) a mis au point la méthode de la désaimantation 3-axes qui présente un grand avantage. L'idée est d'exposer l‘échantillon à trois champs différents et dans trois directions orthogonales. Le premier champ doit être assez

fort pour pouvoir saturer tous les minéraux ferromagnétiques. Sa valeur correspond à 1,1T, soit le champ maximal produit par notre matériel. Tous les minéraux ferromagnétiques se voient ainsi attribuer une aimantation rémanente isotherme dans cette direction. Le second (0,5T), quant à lui, doit être appliqué de façon perpendiculaire et doit être suffisant pour saturer la magnétite. Les minéraux de forte coercivité comme la goethite, l'hématite ou la pyrrhotite, ne sont pas concernés. Enfin le troisième (0,1T), dans la dernière direction, va entraîner une nouvelle fois le moment magnétique des minéraux de faible coercivité.

Le tout étant enfin désaimanté d'une manière thermique, l'aimantation est mesurée sur chacun des axes et à chaque étape de chauffe pour ainsi rendre compte du spectre de température de déblocage sur chacun des éléments qui la composent.

Le champ coercitif se rapporte fortement à la taille des grains (Dunlop, 1986 a et b ; Worm et Markert, 1987 ; Argyle et Dunlop, 1990). Un même type de minéral détient un spectre plus ou moins large de coercivité. Aussi, plus la coercivité est forte, plus les grains seront de petite taille, jusqu'à arriver au moment où les grains seront trop petits pour maintenir une aimantation rémanente stable (superparamagnétiques) (Argyle et Dunlop, 1990). Si nous prenons l'exemple de la magnétite, elle sera déterminée sur l'axe des moyennes et celle des faibles coercivités en fonction de sa constitution respective en petits ou gros grains. La désaimantation 3-axes informe ainsi tant sur la nature que sur la taille des grains ferromagnétiques. Les fractions superparamagnétiques sont les plus fines et donc sans aimantation rémanente; elles ne sont donc pas prises en considération.

Notons que la désaimantation thermique d'une aimantation rémanente isotherme procure une température de déblocage aux petits grains ferromagnétiques, qui est très basse par rapport à la température de Curie du minéral, d'où le profil concave des courbes de désaimantations 3-axes concernant les petits grains. Les fractions fines des minéraux de forte coercivité (ici >1,1T) ne peuvent être déterminées. Leur aimantation naturelle va être désaimantée de façon progressive sans pour autant être révélée dans les spectres de désaimantation 3-axes. Elle sera en effet dérisoire comparée à l'aimantation des autres minéraux étant à saturation, sauf si ce sont les seuls minéraux ferromagnétiques présents : ils seront ainsi révélés sur les 3-axes. Par ailleurs, possédant une forte coercivité, ces minéraux seront bien révélés sur des cycles d'hystérésis.

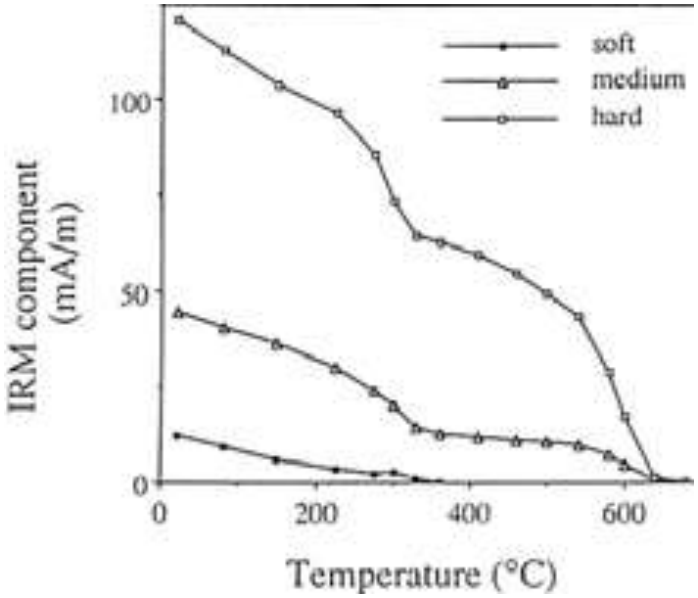


Figure 38: Exemple de désaimantation 3-axes (d'après Lowrie, 1990). Les composantes de haute et basse coercivités présentent deux températures de déblocages différentes : 330°C correspondant à la pyrrhotite et 640°C correspondant à l'hématite. Concernant la composante de faible coercivité, il n'y a que la température de déblocage de la pyrrhotite qui apparaît.

Les mesures ont été réalisées à l'Université de Cergy-Pontoise à l'aide d'un désaimanteur thermique fait main, et d'un magnétomètre JR6 A (Agico). Le four protégé par un cylindre en mu-métal permet de chauffer jusqu'à 800°C et de refroidir un ensemble d'échantillons (au total 24 par fournée) sous champ quasi-nul (figure 39).

Figure 39: Le four Schonstedt TSD-1, utilisé pour la désaimantation thermique des échantillons dans l'intervalle 20°C - 800°C, avec une chambre de chauffage et une autre, dans l'axe de la première, pour le refroidissement en champ nul.

2.2.4.2 Les courbes thermomagnétiques

On obtient les courbes thermomagnétiques par un enregistrement continu de la susceptibilité pendant des cycles de chauffage et de refroidissement (appareil CS-3 couplé à un Kappabridge KLY-2; Figure 40), ce qui permet de caractériser certains minéraux en fonction de leur température de Curie (Akimoto et al., 1957) et leur taille (Muxworthy, 1999 et Gonzalez et al., 1997). On introduit le dispositif tubulaire contenant l'échantillon (en poudre) dans le solénoïde du susceptomètre. On peut chauffer l'échantillon jusqu'à 700°C, soit de le refroidir jusqu'à la température de l'azote liquide (-196,6°C). Un thermocouple est associé à l'unité de contrôle. Quelques milligrammes de poudre sont placés dans un tube de silice, contre le thermocouple.

Les mesures sont effectuées en continu pendant la chauffe et le refroidissement dans un champ fort et non à température ambiante entre chaque palier de chauffe. L'avantage est ainsi de permettre l'identification des transformations minéralogiques lors de la chauffe. En conséquence, une courbe totalement réversible dévoilera une chauffe et un refroidissement sans réelle variation de la nature et de la quantité des minéraux présentant une aimantation. Une courbe de refroidissement plus haute ou plus basse que celle de la chauffe détermine respectivement une augmentation ou une diminution des porteurs de l'aimantation, ou la mutation des minéraux d'origine en des minéraux ayant une plus faible ou une plus forte aimantation rémanente à saturation. La figure 41 présente un exemple de ces courbes de chauffe et de refroidissement.

L'aimantation des corps ferromagnétiques augmente avec le champ appliqué jusqu'à arriver à saturation, après quoi l'aimantation Js (à saturation) n'évoluera plus (figure 42). L'hystérésis est du au fait que lorsque l'on renverse le champ après saturation et que l'on diminu le l'intensité, l'aimantation mesurée ne sera pas réversible. La taille ainsi que la nature des ferromagnétiques rencontrés commandent la forme des courbes irréversibles obtenues, appelées cycles d'hystérésis, d'où l'intérêt qu'apportent ces cycles pour étudier la minéralogie magnétique.

Figure 40: Dispositif CS-3 (four)-CSL (cryogénique) couplé au susceptomètre KLY-3 (IPG-St. Maure).

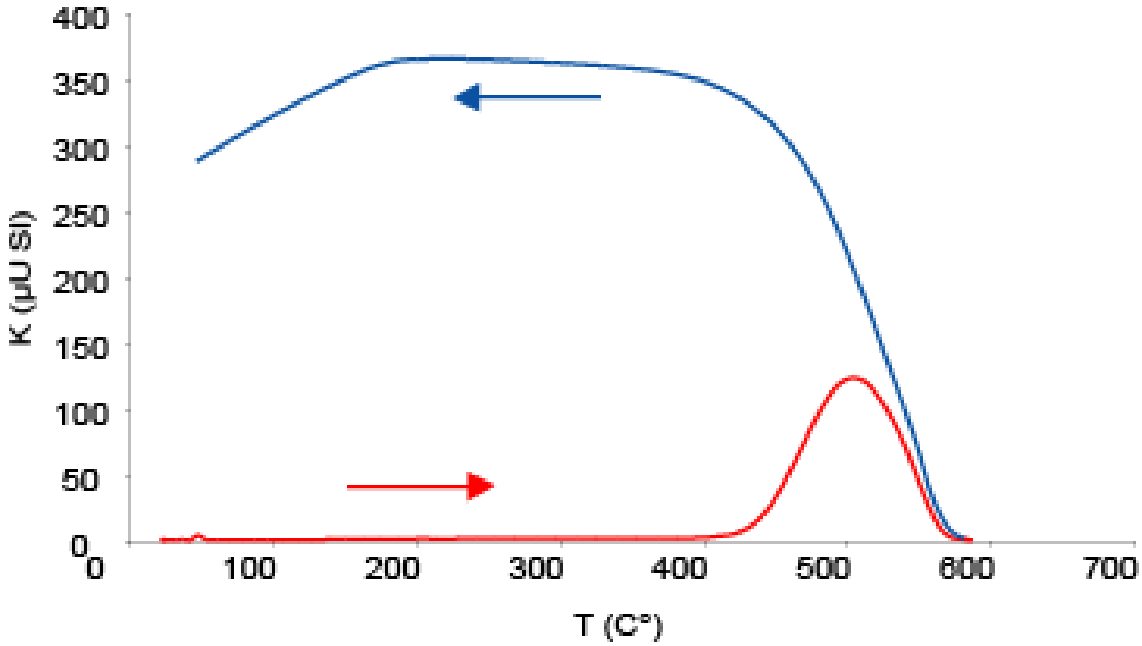


Figure 41: Profil K=f(T) dans le cas de minéraux ferromagnétiques polydomaines, ayant un pic d'Hopkinson (1889). En rouge la courbe de chauffe et en bleu la courbe de refroidissement.

2.2.4.3 Les cycles d'hystérésis

Le cycle d'hystérésis d'un grain ferromagnétique monodomaine ne dépend que du retournement des spins (Dunlop et Özdemir, 1997 et Butler, 1992), alors que le cycle d'hystérésis de minéraux polydomaines est fonction de la mobilité de la paroi. Théoriquement il est réversible pour un polydomaine cristallographiquement parfait présentant une faible rémanence à saturation (Jrs~0,25 $A.m^2.kg^{-1}$ pour la magnétite, Özdemir et al., 1995), et il est ouvert dans le cas d'un polydomaine naturel ayant une rémanence à saturation plus élevée (Dunlop et Özdemir, 1997). Les paramètres d'hystérésis des assemblages polydomaines sont très différents de ceux des grains monodomaines, leur aimantation rémanente et leur champ coercitif sont plus faibles et leur susceptibilité sera plus élevée.

Ainsi la comparaison entre les cycles d'hystérésis des polydomaines et ceux des monodomaines montre que les premiers sont plus étroits que les derniers (figure 42). Un diagramme définissant la taille des grains de magnétite dans une roche via des données expérimentales a été mis au point par Day et al. (1977).

La comparaison de divers paramètres est utilisée pour déterminer/quantifier la taille des grains magnétiques. Les cycles d'hystérésis peuvent évaluer la taille des grains ferrimagnétiques en utilisant les paramètres déduits des courbes d'hystérésis et la forme des boucles d'hystérésis (figure 42). Ainsi, les boucles d'hystérésis présentent des formes spécifiques pour chaque comportement magnétique. Un matériel diamagnétique présente une droite à pente négative (figure 42c) alors qu'un matériel paramagnétique montre une droite à pente positive (figure 42a). Le comportement typique du super-paramagnétisme (figure 42b) peut être produit par un échantillon présentant une très petite taille des grains magnétiques. La boucle de la figure 42d est caractéristique des magnétites SD alors que celle de la figure 42e est typique d'une hématite spéculaire avec Jrs/Js proche de l'unité. Enfin, les boucles des figures 42f et g sont dues, respectivement, à des grains de magnétite pseudo-monodomaines et polydomaines.

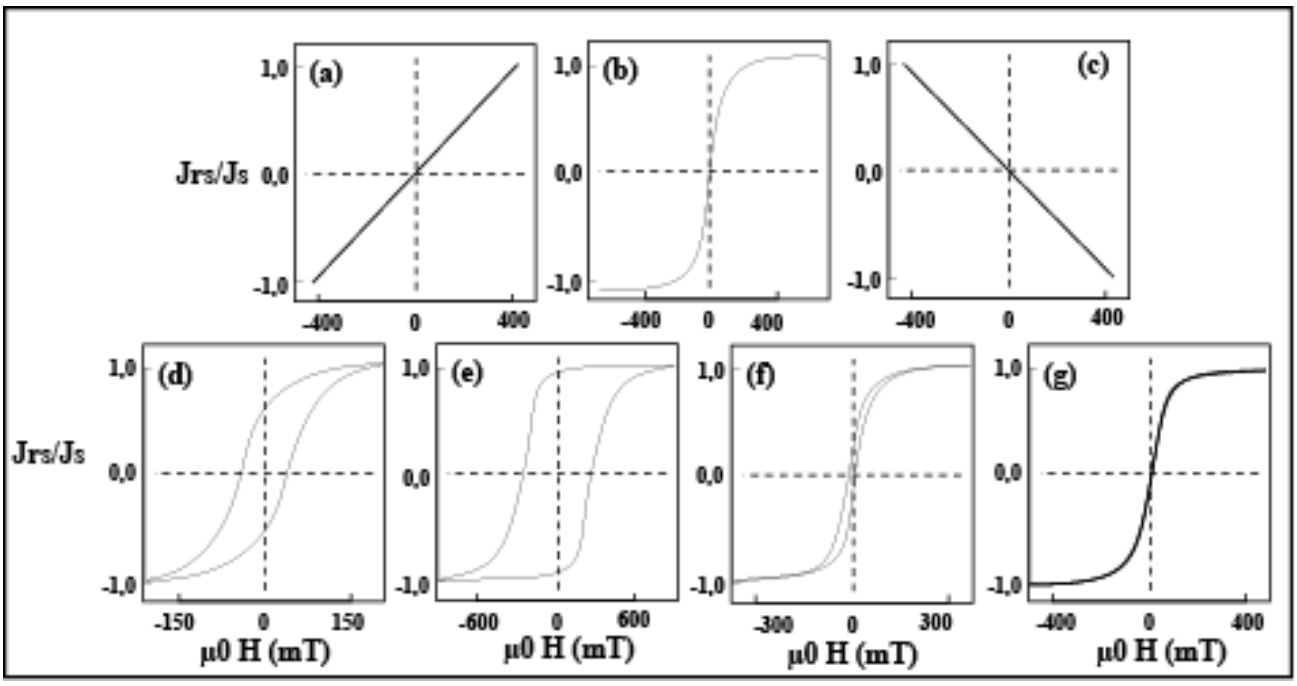


Figure 42: Cycles d'hystérésis de matériaux différents. Comportement magnétique: (a) paramagnétique; (b) superparamagnétique; (c) diamagnétique; (d) de magnétites SD; (e) d'hématites spéculaires; (f) de magnétites PSD; (g) de magnétites MD. D'après Tauxe (1998).

Ces diagrammes utilisent Jrs/Js (avec Jrs l'aimantation rémanente à saturation qui est fonction de la taille des grains normalisée et Js l'aimantation à saturation qui dépend de la quantité de magnétite) en fonction de $\mu_0 H$ (avec H le champ magnétique appliqué, et μ_0 est la permitivité magnétique du vide, de valeur $4\pi.10^{-7}$). Par ailleurs, il est important de souligner que le rapport Jrs/Js est caractéristique pour l'identification de la taille des grains puisque ses variations sont importantes et ses limites théoriques entre les tailles de grain sont bien contraintes. Jrs et H baisse avec la taille des grains. Jrs/Js et H ont donc une relation inverse (figure 42). La théorie permet d'y déterminer le champ dans ce diagramme se rapportant aux monodomaines et polydomaines.

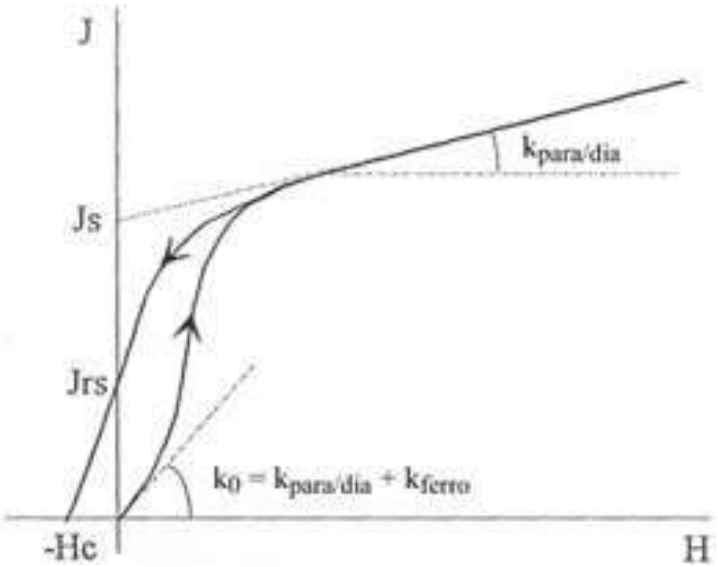


Figure 43: Début de cycle d'hystérésis et détermination des susceptibilités totale (k_0) et se rapportant aux dia- et paramagnétiques ($k_{para/dia}$).

Lors de l'étude d'un échantillon naturel formé de grains para/diamagnétiques et de grains ferromagnétiques (s.l.) non aimantés ayant subi un champ magnétique, l'aimantation mesurée sous champ correspond à la somme de l'aimantation rémanente et de l'aimantation induite comme l'exprime la formule :

$$J = J_r + J_i = J_r + kH,$$

où H correspond au champ appliqué, J à l'aimantation mesurée sous ce champ, J_r à l'aimantation rémanente et J_i à l'aimantation induite. Quand le champ est très faible, donc insuffisant pour engendrer une aimantation rémanente, l'aimantation mesurée n'est que celle induite, ce qui traduit une susceptibilité de l'ensemble des minéraux constituant l'échantillon (para- dia- et ferromagnétiques) k_0 (figure 43). Quand le champ augmente, il en résulte une aimantation de plus en plus importante jusqu'à aboutir à une saturation de l'aimantation, comme le démontre cette formule :

$$J_s = J_{rs} + J_i = J_r + kH_s$$

où H_s correspond au champ nécessaire pour arriver à saturation, J_s à l'aimantation à saturation, J_r à l'aimantation rémanente et J_{rs} à l'aimantation rémanente à saturation. On observe donc une aimantation rémanente qui n'augmente plus ; autrement dit, la croissance de

l'aimantation n'est fonction que de la susceptibilité constante des minéraux para- et diamagnétiques. La pente de la droite de saturation montre ainsi $k_{para/dia}$ (figure 43). Sachant que la susceptibilité totale est k_0, il en découle donc la susceptibilité uniquement liée aux ferromagnétiques. Si, à partir de ce point là, le champ disparaît, la courbe ne sera plus réversible. Ainsi, nous pourrons seulement déterminer l'aimantation rémanente à saturation J_{rs}.

Pour gommer l'aimantation ainsi établie, on va appliquer un champ de même direction mais de sens opposé. L'application d'un champ opposé de valeur $-H_c$ compense l'aimantation rémanente par l'aimantation induite et l'aimantation apparente devient nulle, le H_c est le champ coercitif. Si l'intensité de ce champ continue de croître, l'aimantation rémanente peut disparaître lors d'un champ $-H_{cr}$. H_{cr} est ainsi le champ coercitif rémanent. L'aimantation apparente sera égale à l'aimantation induite et ne sera pas nulle.

Toutes les variations de l'aimantation établies selon un champ appliqué et mesurées dans la direction d'application du champ sont présentées sous forme d'un cycle d'Hystérésis (cf. figure 43). En règle générale, $J_{rs} < J_s$ et $H_c < H_{cr}$, et les rapports J_{rs}/J_s et H_{cr}/H_c varient selon la taille et la nature des minéraux ferromagnétiques présents. Les cycles d'Hystérésis sont donc une bonne approche de la minéralogie magnétique.

2.3 Les susceptibilités magnétiques

2.3.1 L'ASM

L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) est un outil qui permet de détecter rapidement et simplement des anomalies magnétiques en surface, associées à de très faibles déformations sur des échantillons de 10 cm^3 en moins de 5 minutes (Graham, 1954). L'ASM permet aussi d'estimer la concentration en minéraux magnétiques dans des échantillons en fonction de la température et éventuellement de la taille des grains. Elle est normalisée soit à son volume soit à sa masse. Cette anisotropie est représentée sous forme de fabrique magnétique qui permet d'accéder d'une certaine manière, à la déformation interne des roches, invisible sur le terrain.

La rapidité d'acquisition des mesures, la sensibilité, la fiabilité et la simplicité de mise en œuvre sont les principaux avantages de l'ASM (Borradaile, 1988), malgré le fait que

l'ASM puisse présenter dans certains cas l'inconvénient de ne pouvoir dissocier deux ensembles de grains ayant une orientation préférentielle différente. Cette méthode d'acquisition de la pétrofabrique est actuellement l'une des plus performantes dans le domaine des Sciences de la Terre (Jelinek, 1981; Hrouda, 1982; Borradaile, 1988; Rochette et al., 1992; Tarling et Hrouda, 1993; Borradaile et Henry, 1997; Frizon de Lamotte et al. 1997, Parés et Pluijm, 2002; Evans et al., 2003 et Louis et al., 2006). Cependant, il est important de souligner que la relation entre l'ASM et la déformation n'est pas toujours facile à établir, de part la complexité de la nature du support minéralogique des signaux de susceptibilité magnétique dans une roche (Housen et al., 1993; Robion et al., 1999 et Aubourg et Robion, 2002). De plus, les microstructures comme les microfractures et les pores ne peuvent pas être directement analysés par les mesures d'ASM, sauf dans le cas où ils présentent une concentration d'oxydes de fer ou d'argiles paramagnétiques (Borradaile et Tarling, 1981; Pfleiderer et Kissel, 1994; Saint-Bezar et al., 2002).

Les mesures de l'ASM sont effectuées avec un susceptomètre Kappabridge KLY-3 (figure 44) opérant sous champ faible alternatif de 4.10^{-4} T (de fréquence 920 Hz) avec une sensibilité d'environ 5.10^{-8} SI. Le principe de la mesure repose sur une méthode de zéro (celle du pont, d'où "Bridge"), permettant de rétablir la perturbation d'inductance d'une bobine, provoquée par l'échantillon placé au centre de celle-ci. Cette perturbation est fonction de la quantité de porteurs magnétiques dans l'échantillon, et de son état dans le réseau des minéraux.

Figure 44: Susceptomètre Kappabridge AGICO KLY-3S et son unité de contrôle.

2.3.2 La susceptibilité rémanente

La mesure de l'anisotropie de rémanence ne touche pas l'ensemble de la roche, et permet d'accéder de façon sélective aux seules espèces ferromagnétiques présentes dans la roche. Ces minéraux, par la différence de leurs conditions géochimiques d'existence et/ou d'apparition, ne coexistent que rarement. Dans le cas d'une coexistence, on ne trouve pas plus de deux ou trois espèces dans une même roche. Dans ce cas, la rémanence n'est portée généralement que par une seule espèce minérale. Il en résulte que l'anisotropie de la roche correspondra à la somme des anisotropies produites par les différents minéraux la composant et le degré d'anisotropie sera, généralement, moins affecté par les variations minéralogiques. Par ailleurs, le rôle de la lithologie sur l'anisotropie reste important vue l'importance de la taille et de la forme des grains.

Figure 45: Magnétomètre JR5-A et son porte échantillon (a), dans le boîtier contenant les bobines de mesure (b).

La figure 45 présente le dispositif utilisé pour mesurer l'anisotropie de rémanence qui a été utilisé lors de ma thèse. On place l'échantillon à l'intérieur du porte-échantillon (vitesse constante de rotation= 90 tours/sec) et on mesure la composante perpendiculaire à l'axe de rotation du vecteur porté par ses minéraux rémanents. Le JR5-A détermine les trois composantes du vecteur aimantation rémanente en passant automatiquement l'échantillon d'un axe de rotation à un autre.

2.3.2.1 Origine de l'anisotropie magnétique

En dépit du fait qu'un grain pris individuellement puisse posséder une anisotropie magnétique liée à sa forme, à son réseau cristallin et/ou à l'état de contrainte qu'il subit, un échantillon qui comporte un grand nombre de grains (entre 10^2 et 10^9) anisotropes aléatoirement répartis sera isotrope. Dans le cas contraire, l'anisotropie magnétique serait liée à une orientation préférentielle de la forme des grains et/ou de leur réseau cristallin.

Par exemple, les grains constituant un échantillon vont répondre de trois façons distinctes, s'ils sont soumis à du cisaillement pur : par une réorientation des grains, par pression-dissolution, et/ou par déformation plastique. La réorientation des grains fera que leur axe d'allongement aura tendance à se disposer parallèlement à la direction de la contrainte minimale; combinée à la dissolution des grains dans la direction de la contrainte maximale, cette réorientation donnera un allongement des grains dans la direction de contrainte minimale. Quant à la déformation plastique, elle développe simultanément des orientations préférentielles de forme et de réseau : la réorientation des cristaux est due à une réorientation progressive des plans de glissement qui s'éloignent de la direction de contrainte maximale, tandis que leurs directions de glissement se rapprochent de la direction de contrainte minimale.

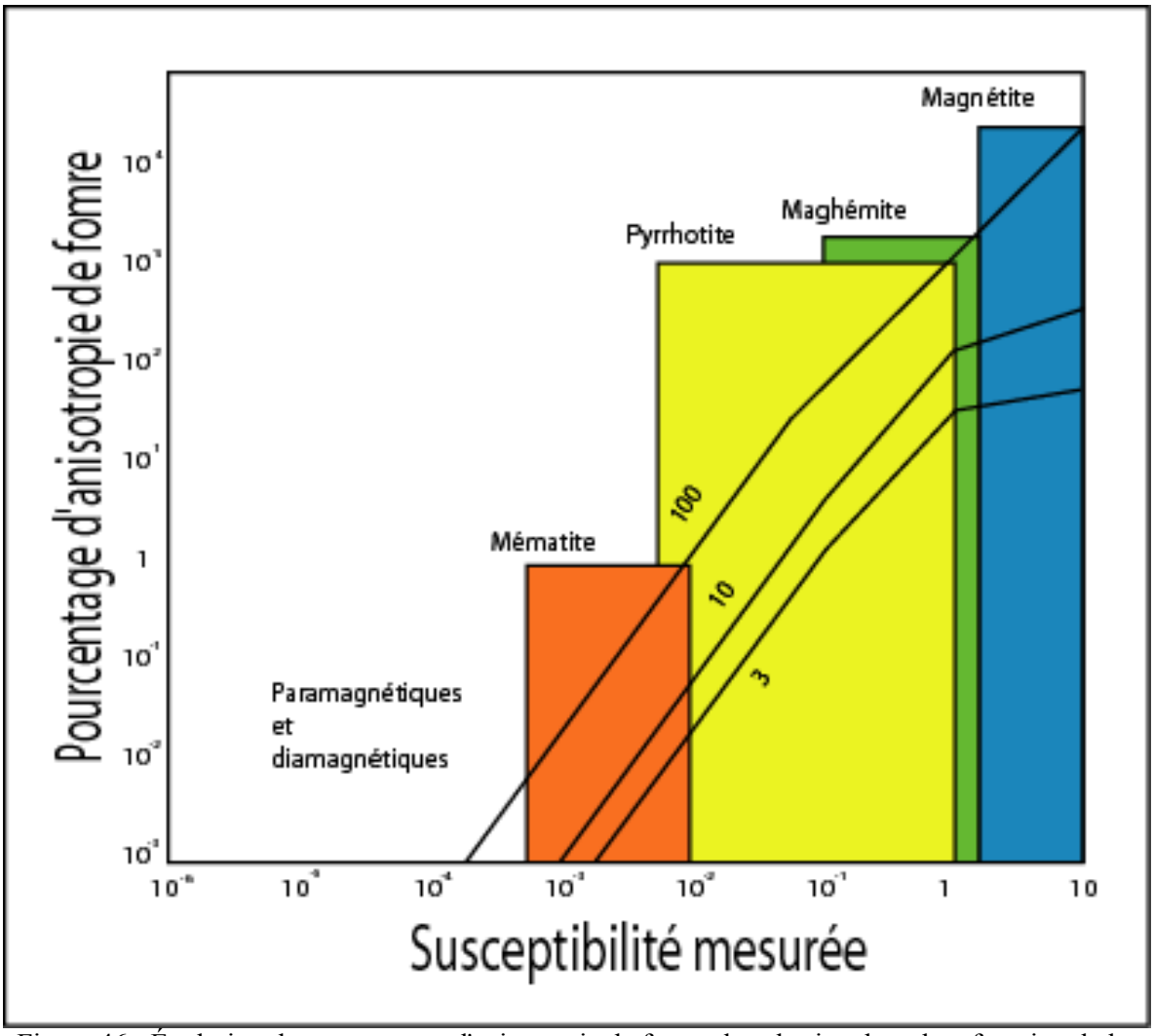


Figure 46: Évolution du pourcentage d'anisotropie de forme dans le signal total en fonction de la susceptibilité mesurée, pour différents rapports de forme des cristaux (3 à 100). Les calculs sont réalisés d'après Bathal (1971).

a) Anisotropie magnétocristalline

En 1960, Stacey et al. expliquent que l'aimantation est induite plus facilement selon les axes de facile aimantation privilégiés par le réseau cristallin, surtout dans les systèmes cristallins fortement anisotropes. Contrairement aux systèmes cubiques plutôt isotropes, les autres auront une anisotropie triaxiale (tricliniques, orthorhombiques) ou uniaxiale (rhomboédriques, monocliniques et hexagonaux) (Uyeda et al., 1963; Nye 1985).

b) Anisotropie de forme

L'anisotropie de forme est définie selon la formule : $K_{i\ app} = K_{int}/(1 + N_i\ K_{int})$, où $K_{i\ app}$ est la susceptibilité apparente, K_{int} la susceptibilité intrinsèque et N est égal à 0 pour une aiguille et vaut $4\pi/3$ pour une sphère (Landau et Lifchitz, 1989). $K_{i\ app}$ dépend de la susceptibilité intrinsèque du minéral et de ses facteurs démagnétisants. Quand K_{int} est faible, $K_{i\ app} \approx K_{int}$. Par contre, quand K_{int} est forte, $K_{i\ app}$ dépend surtout de la forme du grain.

La taille du grain influence aussi l'anisotropie magnétique, selon qu'il est poly- ou monodomaine (Daly, 1970; O'Reilly, 1984; Stephenson et al., 1986; Potter et Stephenson, 1988; Rochette et al., 1992; Rochette et al., 1999). Pour les polydomaines, l'axe de facile aimantation est celui de l'allongement du grain, tandis que c'est l'axe perpendiculaire à cet allongement qui concerne les monodomaines.

Il faut noter la compétition entre l'anisotropie magnétocristalline et celle liée à la forme. Du fait que la magnétite se cristallise dans le système cubique, son anisotropie magnétocristalline est négligeable, et l'anisotropie de susceptibilité est principalement une anisotropie de forme dont le rapport P (K_1/K_3) peut atteindre 5. Elle dépendra donc essentiellement des conditions de formation et de déformation du minéral ; ce qui signifie que l'anisotropie de forme influe directement sur la fabrique magnétique (Uyeda et al., 1963; Bhathal, 1971) (figure 46).

2.3.2.2 Principe des anisotropies magnétiques

Les principes de l'anisotropie d'aimantation rémanente anhystérétique (AARA, anhystérétique signifiant acquise sous l'application d'un champ alternatif décroissant plus un champ continu) et de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) sont similaires.

Dans le cas de l'ASM, l'aimantation induite peut être exprimée par l'équation :

$J = K.H$

Pour un corps présentant une anisotropie magnétique, l'aimantation induite J ne sera pas nécessairement parallèle au champ appliqué H. Ainsi, l'équation ci-dessus, où k est un simple scalaire, ne permettra pas de définir sa susceptibilité magnétique. Dans un repère orthonormé xyz, un champ magnétique appliqué dans la direction x va induire une aimantation non seulement selon x, mais aussi selon y et z, d'où la nécessité de définir k comme un tenseur, avec une matrice 3x3. On aura ainsi :

$J_i = K_{ij} H_i$ (i, j = 1, 2, 3), avec

K_{ij} la susceptibilité mesurée dans la direction i pour un champ appliqué dans la direction j. Lorsque l'on considère un champ magnétique faible, c'est-à-dire de l'ordre du champ magnétique terrestre, le processus d'aimantation dans ce domaine est linéaire et réversible. Dans ces conditions, le tenseur est symétrique (Fuller, 1963 ; Daly, 1970).

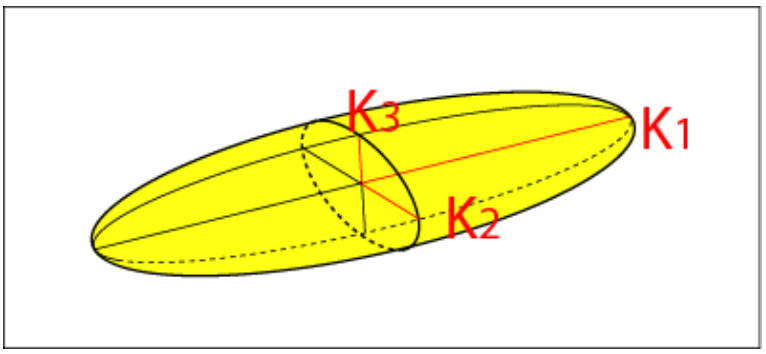


Figure 47: Ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique, avec K_1, K_2, K_3, les valeurs principales respectivement maximale, intermédiaire et minimale.

La diagonalisation de cette matrice nous permettra d'obtenir des vecteurs et des valeurs propres définissant un ellipsoïde (figure 48).

L'axe principal maximal est K_1, l'intermédiaire est K_2 et le minimal est K_3. La forme de l'ellipsoïde sera soit planaire (oblate) soit linéaire (prolate) suivant les rapports entre K_1, K_2 et K_3. Différents facteurs sont utilisés pour définir la forme des ellipsoïdes, les plus usités sont définis dans le tableau 4.

Paramètre	Formule	Référence
Linéation magnétique	$L = \frac{K_1}{K_2}$	Balsley et Buddington, 1960
Foliation magnétique	$F = \frac{K_2}{K_3}$	Stacey et al. 1960
Degré d'anisotropie	$P = \frac{K_1}{K_3}$	Nagata, 1961
Degrés d'anisotropie corrigé	$P' = \exp\sqrt{2\left[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2\right]}$ avec $\eta_1 = \ln K_1 \quad \eta_2 = \ln K_2 \quad \eta_3 = \ln K_3$	Jelinek, 1981
Facteur de forme	$T = \frac{2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3}{\eta_1 - \eta_3}$	Jelinek, 1981

Différents paramètres utilisés pour définir la forme des ellipsoïdes d'anisotropie. K_1, K_2 et K_3 sont respectivement les axes principaux maximal, intermédiaire et minimal.

Il existe, à partir de ces paramètres, deux types de représentations graphiques définissant la géométrie de l'ellipsoïde (figure 48) : soit on utilise les paramètres L et F, et l'on représente ces deux paramètres dans un diagramme de Flinn (Flinn, 1962 ; Ramsay et Huber, 1983) où L = f(F), L traduisant la linéation, F la foliation, soit on utilise les paramètres T et P', représentés dans un diagramme de Jelinek (1981), T traduisant l'allongement (-1<T<0) ou l'aplatissement (0<T<1) de l'ellipsoïde, P' son degré de sphéricité.

2.3.3 Fabrique magnétique

2.3.3.1 Définition

Lorsque les minéraux constituant un échantillon présentent une orientation préférentielle, c'est-à-dire que celui-ci présente une pétrofabrique, l'ASM va refléter l'orientation moyenne des axes d'anisotropie. L'orientation statistique des axes d'anisotropie de susceptibilité magnétique, d'un puis de plusieurs échantillons d'un même site, correspond à la fabrique magnétique.

L'étude et le développement de l'ASM commencèrent dès 1954 (Graham, 1954) en vue d'être utilisée comme un outil d'analyse de la pétrofabrique. Il présente l'avantage d'être rapide, non destructif, et de moyenner la contribution de 10^2 à 10^9 grains. Mais il peut présenter dans certains cas l'inconvénient de ne pouvoir dissocier deux ensembles de grains ayant une orientation préférentielle différente, comme le permettraient les méthodes optiques.

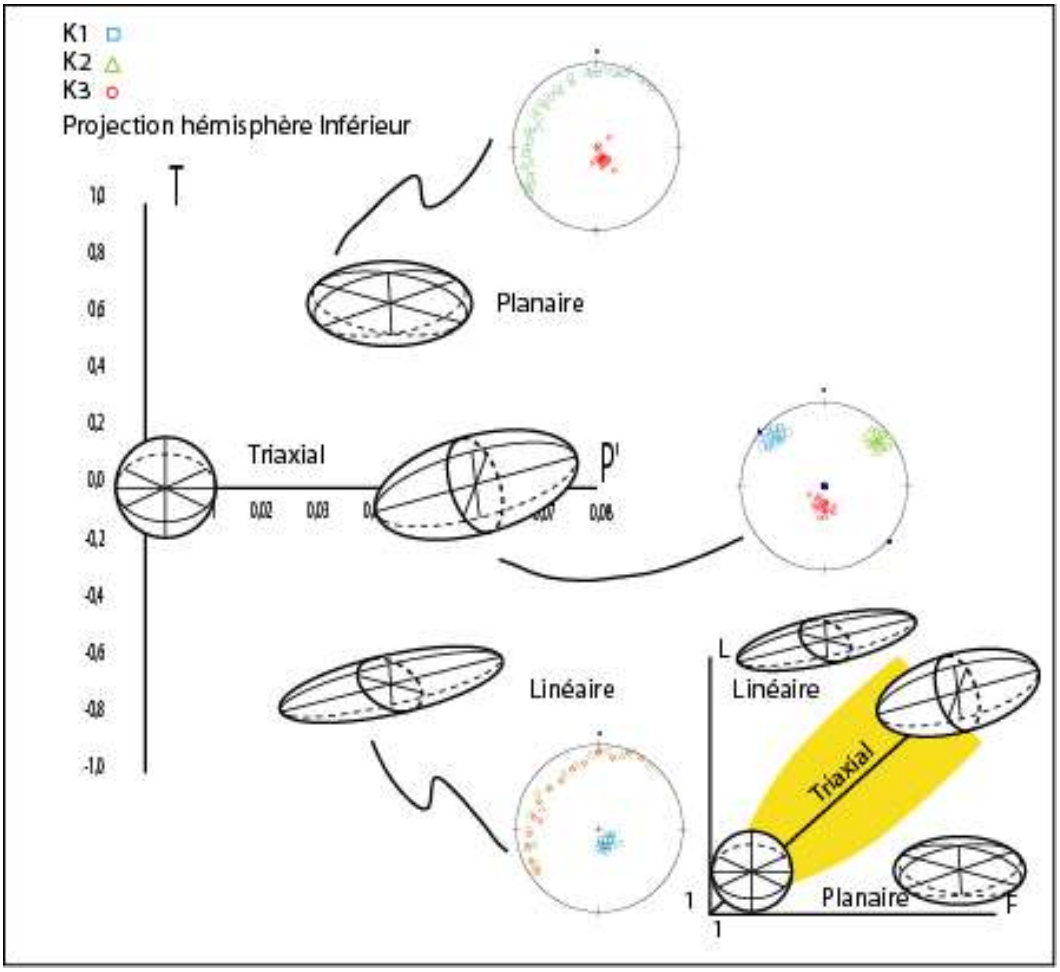


Figure 48: Diagrammes des paramètres de forme de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique et formes des ellipsoïdes associées. A droite le diagramme de Flinn (1962) corrèle le paramètre de linéation L à la foliation F. A gauche, le diagramme de Jelinek (1981) corrèle le facteur de forme T au degré d'anisotropie corrigée P'.

Puisque l'anisotropie de chacun des échantillons peut être décrite par un ellipsoïde, il existe trois principaux types de fabriques selon l'arrangement des axes principaux des différents échantillons (figure 48).

La fabrique est dite planaire (ou oblate en anglais) lorsque les axes principaux maximaux et intermédiaires de susceptibilité magnétique (K_1 et K_2) décrivent un plan, dit plan de foliation magnétique, tandis que les axes principaux minimaux (K_3) sont bien groupés autour du pôle de ce plan (figure 48). On a dans ce cas $K_1 \approx K_2 >> K_3$. Lorsque les axes principaux sont bien groupés et distincts les uns des autres, $K_1 > K_2 > K_3$, on parle de fabrique triaxiale (figure 48).

Lorsque les axes principaux maximaux K_1 sont bien groupés dans le pôle d'un plan, où se dispersent les axes principaux intermédiaires et minimaux, on parle de fabrique linéaire (ou prolate en anglais) et K_1 définit la direction de linéation magnétique (figure 48). On a dans ce cas $K_1 >> K_2 \approx K_3$.

Il est à noter qu'une fabrique planaire peut être liée à des minéraux ayant une anisotropie de type planaire mais également à des minéraux ayant une anisotropie linéaire aléatoirement orientés dans un plan (par exemple le plan de stratification ou le plan de schistosité). De la même manière, une fabrique linéaire peut être liée à une orientation préférentielle de minéraux linéaires, mais aussi à une intersection de deux fabriques planaires. L'axe principal maximal K_1 aura pour direction l'intersection des deux plans (Housen et al., 1993) tels que l'intersection du plan de stratification et du plan de schistosité.

2.3.3.2 Les différentes fabriques magnétiques

L'étude d'ASM des roches sédimentaires est assez complexe, car il est nécessaire de distinguer les fabriques issues de la déformation tectonique de celles résultant des processus sédimentaires de dépôt.

a) Les fabriques sédimentaires

La fabrique sédimentaire dépend d'une part, de la forme, de la taille, du poids des grains, et d'autre part de la gravité, des courants et du champ magnétique terrestre. En effet, tous ces facteurs jouent sur les conditions du dépôt des roches sédimentaires et sont plus ou moins importants suivant le lieu de dépôt.

Si l'on considère un grain allongé dont les axes cristallographiques sont parallèles à cet allongement, dans le cas d'une eau calme, la gravité devient le facteur qui a le plus d'effet, et les grains vont se déposer suivant une position d'allongement aléatoire selon le plan de dépôt. On obtient une fabrique sédimentaire planaire (Rees, 1965), avec un K_1 et K_2 dans la stratification et un K_3 perpendiculaire à la stratification. Ce type de fabrique peut être modifié dans le cas où l'on a un écoulement laminaire avec un faible courant. Les axes d'allongement auront tendance à se mettre parallèlement à la direction du courant, d'où l'orientation de l'axe K_1 (King, 1955; Rusnak, 1957 et Hecht 1962), et le K_3 reste perpendiculaire à la

stratification (S_0). Quand le courant est fort, les axes d'allongement sont perpendiculaires à ce dernier, et on note une inclinaison du K_3 due au redressement des plans d'aplatissement et/ou de la distribution des grains dans la direction et le sens du courant (Granar, 1958). Ces deux derniers cas correspondent à un regroupement des axes K_1 restant tout de même dans la stratification. Dans tous les cas, les fabriques sédimentaires sont toutes planaires ou oblates, avec un T (facteur de forme) 1 et F (foliation)>1 et proche de la S_0. Il faut noter que plus des sédiments sont consolidés par une compaction mécanique et/ou une pression-dissolution lors de l'enfouissement, plus leur fabrique sédimentaire persiste. Il sera d'autant plus difficile d'enregistrer une nouvelle anisotropie différente, liée à la tectonique (Robion et al., 2007), que cette compaction sédimentaire est marquée. La diagenèse crée parfois de nouveaux minéraux paramagnétiques, qui peuvent modifier l'anisotropie sédimentaire initiale mais d'une façon légère (Bjorlykke, 1983; Bjorlykke et Aagaard, 1992).

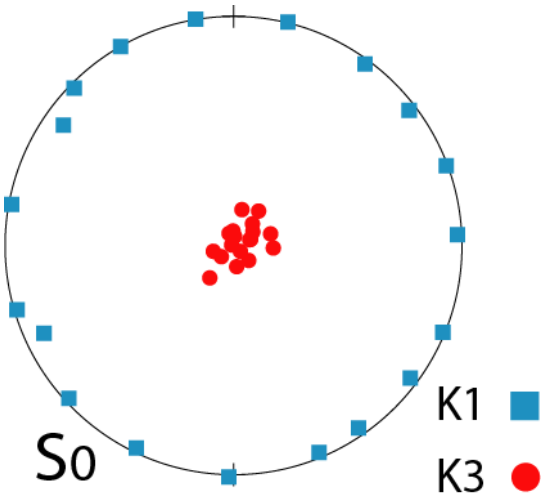


Figure 49: Fabrique sédimentaire représentée en projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur.

b) Les fabriques intermédiaires

Quand les roches subissent de la déformation en compression il a été montré que la linéation magnétique K_1 se parallélise à l'axe du pli, sous l'effet du raccourcissement parallèle aux couches (LPS ; layer parallel shortening) (Graham, 1966 ; Frizon de Lamotte et al., 2002). Mais le problème de ce type de signal est la difficulté de le distinguer de celui d'une fabrique sédimentaire. La distinction est basée sur l'interprétation des résultats à l'échelle régionale.

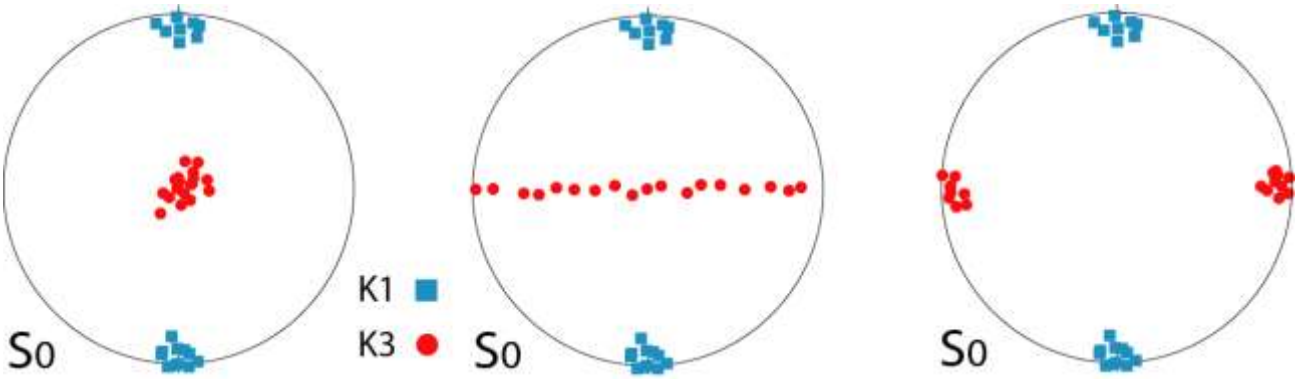


Figure 50: Les 3 types de fabrique intermédiaire représentés en projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur.

Kissel et al (1986) ont comparé les directions des axes K_1 avec la direction de l'axe du pli et la direction du raccourcissement mesuré par l'analyse inverse des failles. De cette comparaison, ils ont constaté qu'en Grèce et à Taiwan, les fabriques magnétiques des sédiments peu consolidés présentent une contribution tectonique. Ce type de fabrique est dit «fabrique intermédiaire», car même si les K_1 présentent un alignement parallèle à l'axe du pli, la fabrique sédimentaire reste marquée avec des K_3 perpendiculaires à la stratification. Le premier effet d'un raccourcissement est de mettre les K_1 perpendiculaires à la direction de celui-ci. L'origine de cet alignement est dû soit à une réorientation des minéraux de la roche, soit à l'intersection entre la stratification et le plan vertical de schistosité peu ou pas exprimé macroscopiquement. Lowrie et Hirt (1987) en Italie et Lee *et al.* (1990) à Taiwan en plus de Kissel et al (1986) ont observé, dans le cas d'une déformation plus importante, des fabriques intermédiaires combinant héritage sédimentaire et déformation tectonique, qui se traduisent par des axes principaux minimaux et intermédiaires dispersés suivant une guirlande dans un plan vertical comprenant la direction de raccourcissement.

c) Les fabriques tectoniques

Plus la quantité de déformation augmente, plus les fabriques magnétiques évoluent. Lorsque la foliation magnétique (plan contenant K_1 et K_2) est perpendiculaire ou oblique à la stratification, et que le K_3 s'éloigne du pôle de la stratification, on dit que les fabriques sont tectoniques. Ces fabriques évoluées sont, en règle générale, présentes dans les roches très déformées et métamorphisées.

De nombreux chercheurs se sont essayés à comparer les différentes fabriques magnétiques. En effet, Graham (1966; 1978), Kligfield et al. (1981), Averbuch et al. (1993), Lüeneburg et al. (1999), Grelaud *et al*. (2000) et Frizon de Lamotte et al. (2002) ont proposé une classification en partant de la fabrique sédimentaire la moins évoluée (K_1 horizontal et dispersé selon des directions aléatoire, et K_3 vertical), à la fabrique tectonique la plus évoluée (K_1 vertical, et K_3 horizontal et parallèle au raccourcissement). La plupart de ces études proposent que toutes ces fabriques correspondent aux différentes étapes de déformation d'une même tectonique.

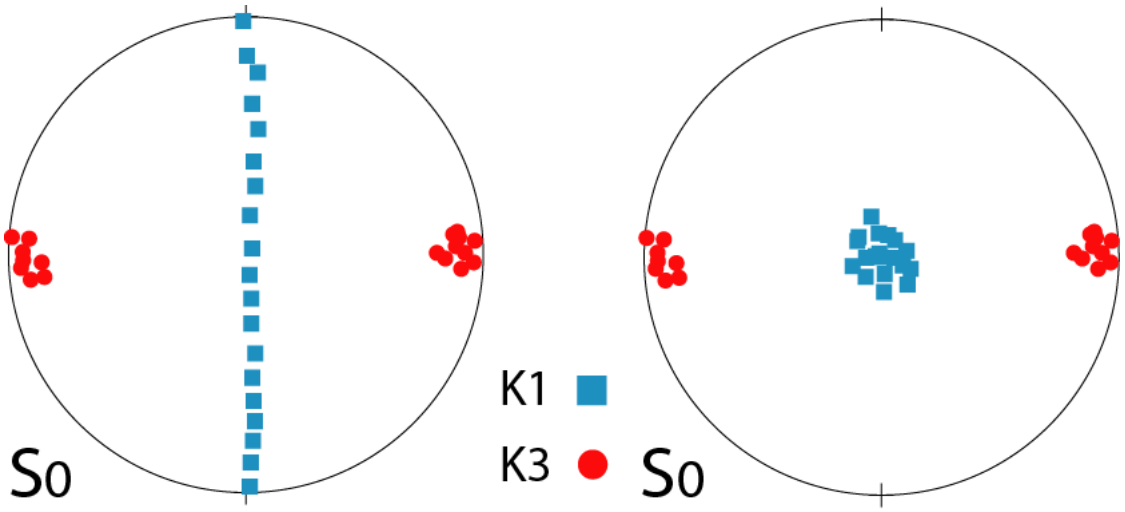


Figure 51: Les 2 différents types de fabrique tectonique représentés en projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur.

d) Les fabriques de cisaillement

D'après Rathore (1985), un cisaillement simple sur une roche ayant au départ une fabrique sédimentaire ou tectonique entraîne une augmentation progressive du degré d'anisotropie de la roche, mais aussi le placement de la linéation magnétique dans le plan de schistosité parallèlement au transport (Lamarche et Rochette, 1987 ; Aubourg et al., 1991 ; Averbuch et al., 1992). Une étude de Parés et Van Der Pluijm (2002) dans la zone axiale pyrénéenne a montré des fabriques d'intersection plus complexes entre deux foliations (la foliation mylonitique locale et la schistosité régionale).

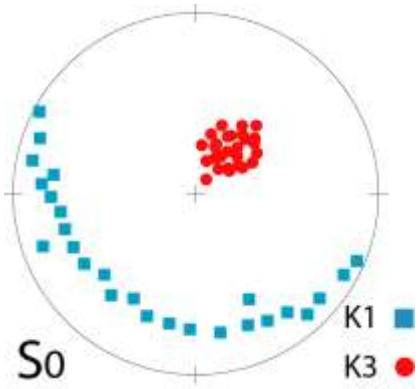


Figure 52: Fabrique de cisaillement représentée en projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur.

e) Les fabriques inverses

On parle de fabrique magnétique inverse quand le K_{max} (ou K_1) d'après Rathore (1985) est parallèle à la direction de compression. Puisque nos roches sont carbonatées ou à ciment carbonaté on présente ici l'exemple des fabriques magnétiques inverses dans le cas de la calcite. L'axe optique C de cette dernière s'aligne perpendiculairement à la foliation ou paralèllement à la compression, et quand la roche ne contient que de la calcite pure le K_{max} enregistré serait parallèle à l'axe C (Hamilton et al., 2004 ; Borradaile et Jackson, 2009). Mais il existe des cas où malgré la faible susceptibilité des carbonates et la domination d'une matrice calcitique diamagnétique, le signal d'ASM est contrôlé par de petites magnétites (PMD ou PSD pseudo mono-domaine) (Lagroix et Borradaile, 2000 ; Hamilton et al., 2004 ; Borradaile et Jackson, 2009 et Amrouch et al., 2010b).

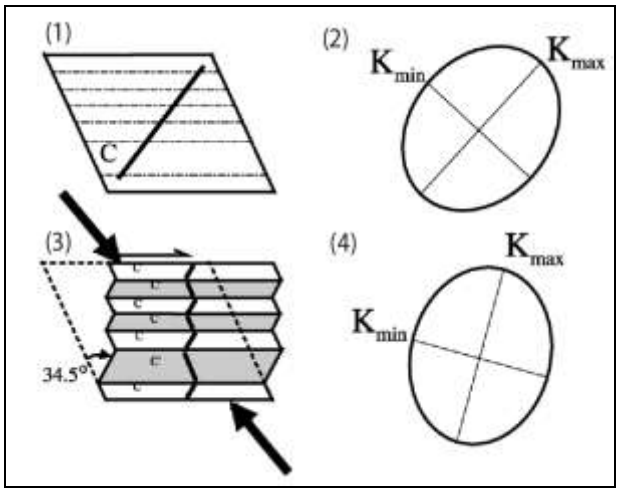


Figure 53: La relation entre l'axe optique C de la calcite et l'axe K_{max} de la susceptibilité magnétique maximale. (1) l'axe C d'un cristal non déformé et (2) la forme de son ellipse de susceptibilité magnétique. (3) cristal de calcite maclé avec la réorientation de l'axe C pour sa partie maclée ; les flèches noires représentent le sens de la compression. (4) représente l'ellipse de susceptibilité du cristal maclé. On remarque que l'axe K_{max} tourne vers la direction de la compression donnant une fabrique inverse (d'après Evans et al., 2003).

La calcite présente une anisotropie de susceptibilité diamagnétique linéaire autour de l'axe optique C (Owens and Bamford, 1976) (Figure 53). Cela dit, la calcite devient paramagnétique avec l'addition des ions Fe2+ (Rochette, 1988; Rochette et al., 1992) et peut donner des fabriques ASM inverses, avec un K_1 parallèle à la direction de raccourcissement et un K_3 qui lui est perpendiculaire (Rochette, 1988; Ihmlé et al., 1989; Evans et al., 2003).

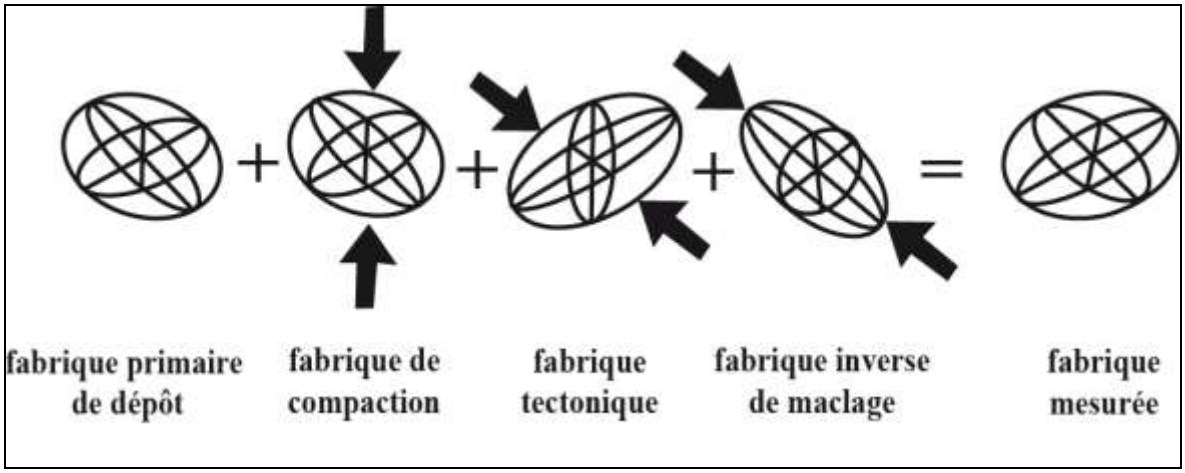


Figure 54: Diagramme illustrant une composite finale de fabriques magnétiques à partir d'un ensemble de mécanisme de déformation (selon Evans et al., 2003)

Evans et al. (2003) ont proposé que chacune des fabriques d'ASM observées dans les roches corresponde à la somme de fabrique primaire, de compaction et tectonique (Figure 54).

2.3.3.3 La signification géologique des fabriques magnétiques

L'interprétation géologique des fabriques magnétiques est conditionnée par la connaissance du porteur du signal. Comme mentionné précédemment, une fabrique planaire peut être liée à des minéraux ayant une anisotropie de type planaire, mais également à des minéraux ayant une anisotropie linéaire aléatoirement orientées dans un plan (par exemple le plan de stratification ou le plan de schistosité). De la même manière, une fabrique linéaire peut être liée à une orientation préférentielle de minéraux linéaires (perpendiculairement à la compression), mais aussi à une intersection de deux fabriques planaires (Figure 55). L'axe principal maximal K_1 aura pour direction l'intersection des 2 plans (Housen et al., 1993) (exemple : intersection du plan de stratification et du plan de schistosité ou de stylolitisation ou joints).

Pour étudier les porteurs du signal magnétique, l'analyse des lames minces sous lumière polarisée ou polarisée analysée et aussi l'utilisation de la cathodoluminescence froide pour les carbonates ou chaude pour les grès permettent de mettre en avant les microstructures, microfractures ou plans de pression-dissolution. La forme et les orientations des grains sont étudiées par la méthode de Fry qui s'avère un outil très utile quand ses résultats sont combinés à ceux de l'ASM, surtout pour les faibles déformations.

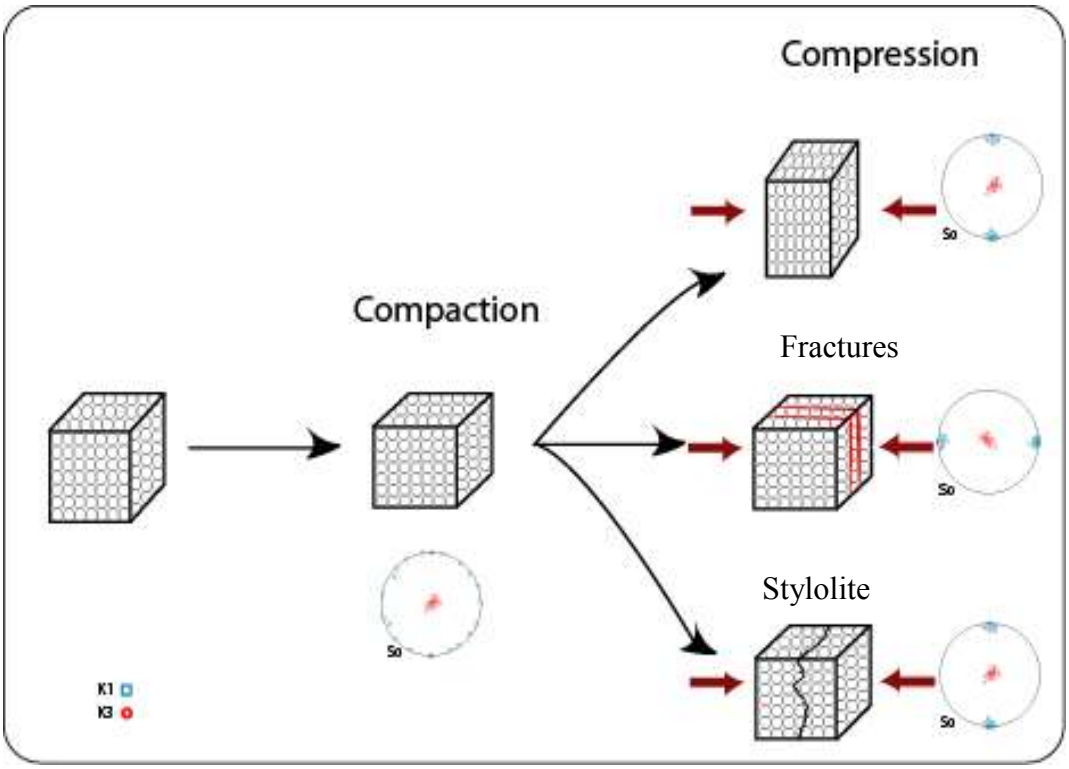


Figure 55: Schéma simple illustrant les porteurs du signal magnétique; l'évolution de la fabrique magnétique dépend du type de porteur.

Les structures de pression-dissolution dans les carbonates sont habituellement décrites comme des structures stylolitiques, avec une pression-dissolution transgranulaire qui traverse toute la roche en forme de stylolites (Figure 56 a) ; ou entre grains (Figure 56 b) (Voir Bathurst (1971), Groshong (1988) et Passchier et Trouw (1996) pour la description des phénomènes de pression-dissolution). La différence concerne seulement l'échelle du phénomène vu que le mécanisme est strictement le même. La déformation liée à la pression-dissolution peut affecter l'anisotropie magnétique selon différentes façons. Premièrement, cette pression-dissolution détruit les minéraux pré-existants, elle altère ainsi la susceptibilité originale de la roche. Deuxièmement, des nouveaux minéraux insolubles riches en oxydes de Fer peuvent précipiter au niveau des stylolites.

2.3.3.4 Les différentes applications de l'ASM

a) ASM, outil de mesure de la déformation ?

Les mesures d'ASM sont communément utilisées pour les études structurales et petrofabriques. (Kissel et al., 1986; Hrouda, 1991, Averbuch et al., 1992; Borradaile et Henry, 1997). Ces mesures peuvent aider à caractériser les fabriques tectoniques dans les roches faiblement déformées car l'ASM est également sensible à une très faible orientation préférentielle des minéraux magnétiques (Fuller, 1964; Kligfield et al., 1977; Rathore, 1979; Borradaile and Tarling, 1981; Kissel et al., 1986; Lowrie and Hirt, 1987; Borradaile, 1991; Aubourg et al., 1991; Averbuch et al., 1992; Parés et al., 1999 et Lüeneburg et al., 1999). Lorsqu'il y a corrélation entre les orientations des axes principaux d'ASM et les axes principaux de déformation, ces deux axes tendent à montrer une bonne cohérence (Burmeister et al., 2009 et Amrouch et al., 2010b). La cohérence est moins évidente quand on compare les magnitudes (Evans and Elmore, 2006 et Latta and Anastasio, 2007).

Cependant, l'ASM et la déformation ne sont toujours pas directement liées, à cause principalement de la complexité des sources minéralogiques (porteurs du signal magnétique) et la variabilité de la susceptibilité des roches qui va d‘une très grande (ferromagnétique) à une très faible susceptibilité (Housen et al., 1993; Robion et al., 1999 e Aubourg and Robion, 2002). En effet, la complexité de l‘interprétation du signal magnétique réside dans le fait que l'ASM mesure une grandeur qui correspond au cumul de plusieurs mécanismes de déformation à l'échelle des grains. Ces multiples événements de déformation de nature non-coaxiale (compaction, LPS, plissement et aplatissement anté-plissement) contribuent différemment à la fabrique magnétique totale selon les mécanismes mis en jeu (la compaction, la fracturation intra- et transgranulaire, la pression-solution, le maclage de la calcite). Pour mieux contraindre cette anisotropie, il est donc nécessaire de connaître la contribution de chacun des mécanismes précédemment cités. Ceci soulève un autre problème de cette méthode ; en effet, dans le cas où les mesures se font sur des échantillons para- ou diamagnétiques, il suffit qu'ils contiennent un seul grain ferromagnétique, et l'anisotropie mesurée dans ce cas correspondra à la forme de ce grain et non à l'ASM de l'échantillon. Le fait de mesurer plusieurs échantillons pour le même site permet néanmoins d'identifier ce type d'anomalie.

b) ASM, outil de mesure des directions de paléocontraintes ?

Plusieurs études ont comparé avec succès les résultats d'ASM avec l'analyse des mésostructures cassantes pour révéler les histoires tectoniques dans les bassins à faible déformation (Kissel et al., 1986; Lee et al., 1990; Sagnotti et al., 1994, 1999; Mattei et al., 1997 ; 1999; Faccenna et al., 2002; Borradaile et Hamilton, 2004; Cifelli et al., 2004 ; 2005 et Amrouch et al., 2010b).

Par ailleurs, d'autres travaux comme ceux de Soto et al. (2007 et 2009) démontrent que la relation entre les données d'ASM et les analyses structurales classiques n'est pas totalement franche. L'analyse des mésostructures semble présenter plus de sensibilité loin des champs de contraintes avec une durée d'enregistrement plus longue. Il en résulte une plus grande difficulté d'interprétation surtout quand on est confronté à un polyphasage, tandis que l'ASM enregistre la déformation dans une zone plus proche des champs de contraintes, et durant des intervalles de temps plus brefs et surtout précoces.

Dans un contexte compressif la linéation magnétique présente une réorientation perpendiculaire à la direction de compression (Kissel et al., 1986; Mattei et al., 1997; Sagnotti et al.,1998 ;1999; Parés et al.,1999; Parés et Van Der Pluijm, 2002 et Parés, 2004) et parallèle à la direction d'extension dans un contexte extensif (Sagnotti et al., 1994 ; Mattei et al., 1997 ; 1999 ; Borradaile et Hamilton, 2004 ; Cifelli et al., 2004a ; b ; 2005; Soto et al., 2007 ; 2009 et Schmidt et al., 2009). En se basant sur ces travaux, la fabrique magnétique a été considérée comme un indicateur fiable des directions des paléocontrainte, ce qui est important dans les zones tectoniques où les argiles sont omniprésentes. L'étude de leurs fabriques magnétiques procure donc un outil de mesure de contraintes dans des roches qui présentent un manque de marqueurs de déformations habituellement étudiés par les méthodes de paléocontraintes (failles, fractures, macles...).

2.3.4 Les analyses magnétiques dans les roches carbonatées

A cause de la négativité et de la très faible valeur de la susceptibilité magnétique de la calcite, l'intérêt d'étudier l'ASM dans les carbonates "propres" est considérée comme limité depuis longtemps pour de nombreux magnéticiens (Tyndall, 1851 ; König, 1887 ; Voigt et Kinoshita ; 1907 ; Povarennykh, 1964 ; Owens et Bamford, 1976 ; Owens et Rutter, 1978 et Rochette, 1988).

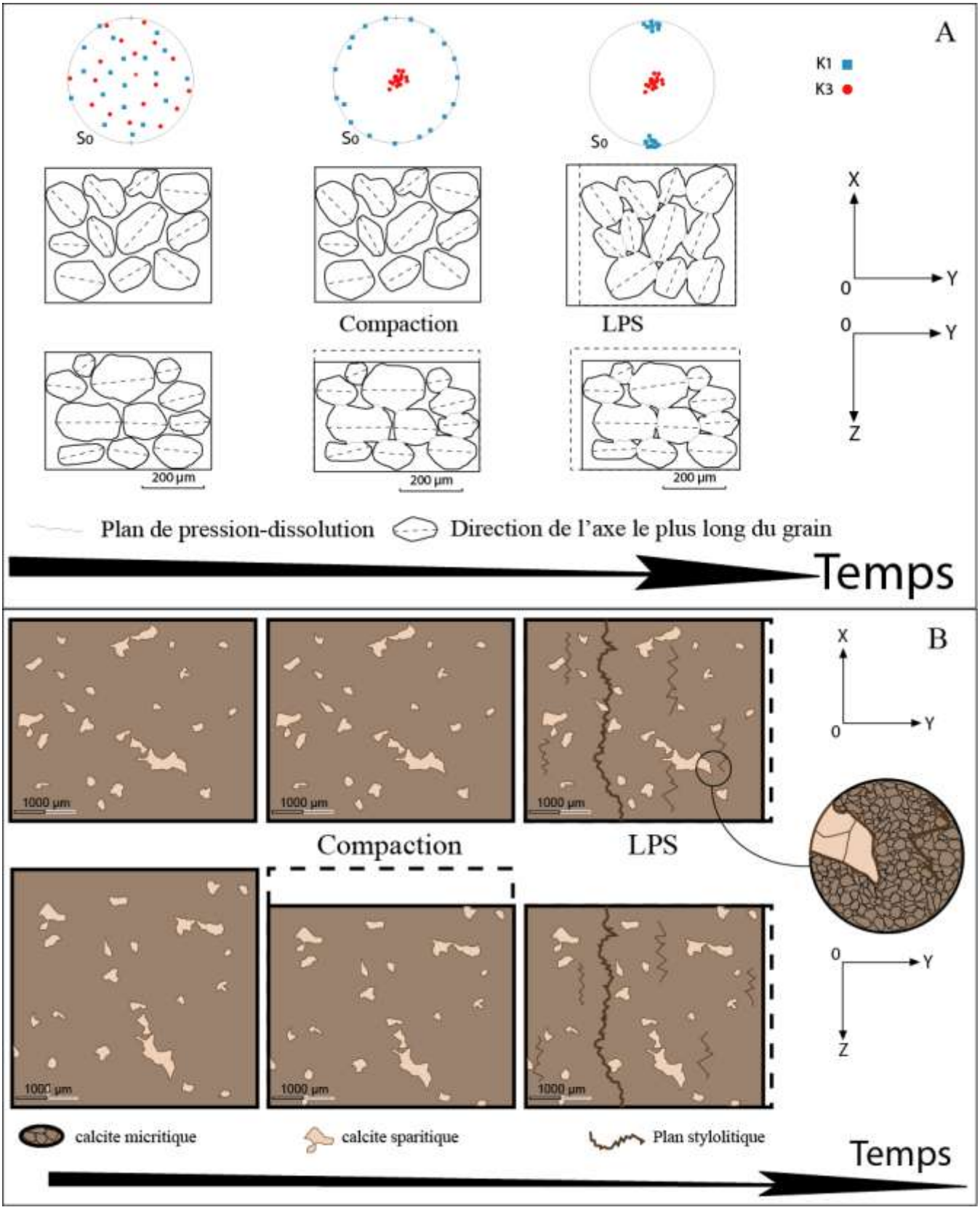


Figure 56: Schéma des différents stades de la formation d'une roche sédimentaire et évolution de sa fabrique magnétique; A : Grés ; B : Carbonates.

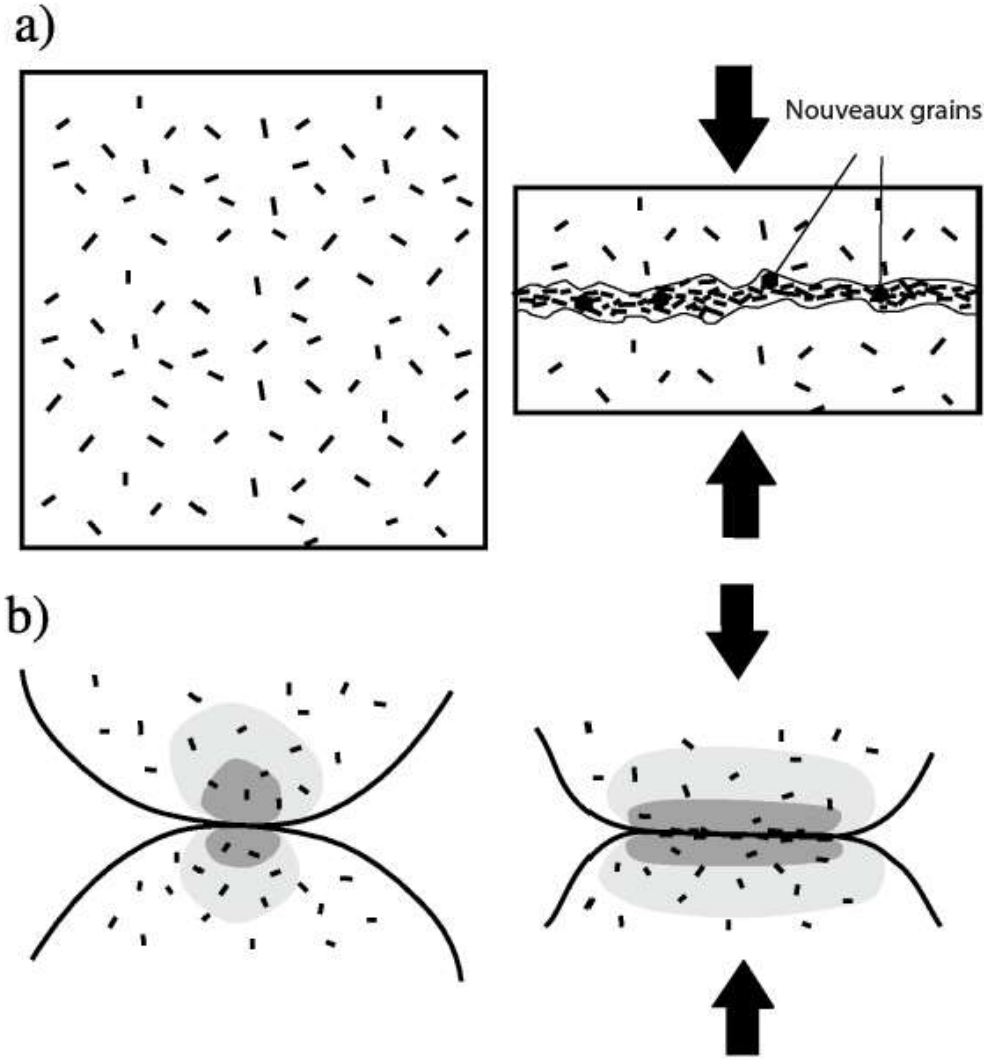


Figure 57: Schéma d'un plan de pression dissolution entre grain dans un grès. La zone ombrée représente la diminution de contrainte en s'éloignant du point de contact des grains. Dans les deux cas la perte de volume induit une concentration de matériel « insoluble » dans les zones de dissolution. Exemple des grains ferromagnétiques représentés en petits rectangles noirs (Evans et al., 2003).

Dans les minéraux paramagnétiques et diamagnétiques, l'ASM mesurée est plutôt d'origine cristalline (Lonsdale, 1938). La source du diamagnétisme dans la calcite est la réponse électronique des cristaux pour les champs magnétiques appliqués (Owens et Bamford, 1976 et Evans et al., 2003). Les atomes d'oxygène du groupe des carboxyles dans la calcite sont arrangés dans un plan perpendiculaire à l'axe optique C, et leur liaison covalente avec l'atome de carbone facilite le mouvement des électrons. Quand le champ appliqué est parallèle à l'axe C, l'orbite des électrons devient plus large sur le plan normal à cet axe, et produit de ce fait, une réponse plus forte de l'anisotropie parallèlement à l'axe C (Lonsdale ,1938; Pauling, 1979; O'Handley, 2000 et Schmidt et al., 2006).

Sachant que le signal d'anisotropie est en grande partie porté par les axes optiques C des cristaux de calcite, la signification des axes principaux d'anisotropie au niveau des carbonates n'est pas aussi simple que ce qu'ont supposé Owens et Rutter (1978) et Evans et al. (2003) dans leurs travaux. Il faut en effet prendre en compte deux aspects :

- La taille des cristaux de calcite qui est de l'ordre de moins de 10 μm pour la calcite micritique et de 50 μm jusqu'au mm en ce qui concerne la calcite sparitique;

- Le pourcentage de déformation qu'a subi la roche carbonatée.

On sait que le seuil de maclage pour la calcite est de 10 MPa, mais dépend largement de la taille du grain (Rowe et Rutter, 1990; Lacombe, 2001 ; 2007) et de sa déformation interne. Plus le grain est petit et la déformation interne importante, plus ce seuil est grand.

Si l'on ne considère dans cette analyse que la taille, il faudra une très grande contrainte pour faire macler des cristaux de taille aussi réduite que ceux de la micrite, ce qui n'est pas le cas pour la sparite dont les cristaux maclent plus aisément.

Donc, dans le cas de la micrite, les axes optiques des cristaux de calcite sont très peu, voire pas du tout influencés par la contrainte appliquée sur la roche. Alors que dans la sparite, les axes optiques de la partie maclée de chaque cristal subissent une rotation de 52° en direction de la contrainte appliquée, soit en direction de $\sigma 1$. Ainsi, le maclage peut être un des mécanismes détectés par l'anisotropie de susceptibilité magnétique, mesurée dans un échantillon carbonaté sparitique. La comparaison des tenseurs de contrainte et de déformation obtenus par l'analyse des macles de la calcite et la fabrique magnétique correspondant permettra de clarifier l'origine de ce signal magnétique.

La complexité des études géologiques sur le magnétisme dans les carbonates (Ihmlé et al., 1989; Wall, et al., 2000 ; Raposo et al., 2006; Schmidt et al., 2006 et 2007) vient de cette difficulté d'interprétation du signal magnétique. Il y a eu tout de même quelques rares travaux, essentiellement par des équipes américaines, qui ont combiné l'anisotropie de rémanence et les analyses des macles de la calcite (Jackson et al., 1989; Sierra et al., 1993) et qui ont aussi tenté de trouver une relation entre l'ASM et le maclage de la calcite (Evans et al., 2003).

3 L'anisotropie de vitesse des ondes P

Cette méthode de mesure n'est pas aussi rapide que la précédente. Elle présente toutefois l'avantage de n'avoir besoin que de 3 cylindres par échantillon (12 pour l'ASM) pour calculer un tenseur d'anisotropie de vitesse de propagation des ondes P. De plus, l'analyse de l'anisotropie de la vitesse des ondes P est plus sensible à la porosité et la disposition des vides (Louis et al., 2003) (ce qui n'est généralement pas le cas de l'ASM), mais aussi de la forme des minéraux constituant la roche (Bhathal, 1971), de la géométrie de leurs contacts ou de leur agencement. Très peu d'études structurales ont utilisé les propriétés élastiques et surtout la vitesse de propagation des ondes P pour étudier l'anisotropie microstructurale dans les roches. Parmi ces travaux, nous pouvons citer pour les roches sédimentaires (King, 1965 ; Hrouda et al., 1993 ; Louis et al., 2003 ; 2004), les amphibolites (Siegesmund et al., 1991 ; Kern et al., 1997), les matériaux mantelliques (Mainprice et al., 2000) et ce à différentes échelles (Crampin et Booth, 1985) et dans différentes conditions de pression de température (Kern, 1993). Aussi, la comparaison des résultats de ces deux méthodes d'ASM et d'AVP permettra d'avoir une description plus complète de l'anisotropie d'une roche à l'échelle microscopique (Louis et al., 2004).

3.1.1 Généralités et principe

Les propriétés physiques d‘une roche dépendent généralement de certaines anisotropies de structures telles que : 1. La forme du réseau cristallin des minéraux qui la composent. 2. La forme et l'orientation des grains. 3. L‘endommagement mécanique intragranulaire (fissures), ou le renforcement des contacts intergranulaires. 4. L‘anisotropie de forme de la porosité. 5. Les anisotropies d‘échelle supérieure de type litage de composition ou granulométrique. Ainsi, on parle d'un milieu anisotrope vis-à-vis d‘une propriété lorsque celle-ci varie suivant la direction dans laquelle elle est mesurée. Par exemple, les propriétés physiques comme la conductivité thermique, la conductivité électrique, la perméabilité ou la susceptibilité magnétique sont toutes définies par un tenseur symétrique de rang 2, dont la représentation en trois dimensions est un ellipsoïde. L‘écriture la plus générale de cette forme, pour une propriété K quelconque, est :

$$K=\begin{pmatrix} K_{11} & K_{12} & K_{13} \\ K_{21} & K_{22} & K_{23} \\ K_{31} & K_{32} & K_{33} \end{pmatrix}$$

Dans le cas où les axes principaux de la forme de l'ellipsoïde correspondent à ceux du repère (Oxyz), on peut simplifier le tenseur qui devient :

$$K=\begin{pmatrix} K_{max} & 0 & 0 \\ 0 & K_{int} & 0 \\ 0 & 0 & K_{min} \end{pmatrix}$$

Comme déjà expliqué dans le Chapitre I (3.2.b) pour l'anisotropie magnétique, la forme de l'ellipsoïde dépend des grandeurs relatives des valeurs principales (K_{max}, K_{int} et K_{min}). En plus de l'intérêt que présente la forme ellipsoïdale qui autorise les changements de repère (la diagonalisation), l'analyse de l'anisotropie des propriétés citées plus haut présente de nombreux autres avantages. En effet, leur sensibilité à la microstructure permet d'estimer l'état global de la roche, qui est en l'occurrence vue comme un objet unique, homogène et anisotrope, dans lequel un grand nombre de contributions individuelles (grain, fissure, matrice, ...) sont pondérées par leurs abondances relatives.

3.1.2 Origine de l'AVP

L'ensemble des résultats obtenus sur l'étude de l'AVP montre l'existence d'un lien étroit entre anisotropie de propriétés physiques (notamment AVP et ASM) et caractéristiques microstructurales, ce qui permet de sortir potentiellement une information géologique de ces anisotropies. L'anisotropie de vitesse est fonction de la densité et des composants de la roche. Aussi, elle donne des indications sur la texture matricielle, la texture et la disposition des grains et la connectivité des pores. La comparaison entre les vitesses des ondes P sur des échantillons secs d'une part, et saturés en eau d'autre part, permet de contraindre la perméabilité de la roche. Les résultats peuvent être combinés à d'autres analyses, de type porosité mercure et imprégnation de la roche en ferrofluide.

3.1.2.1 Les facteurs influençant l'AVP

a) La forme des pores

Ce cas de figure correspond à une vitesse de propagation maximale dans la direction générale d'allongement des pores et minimale perpendiculairement à celle-ci (figure 58). Kachanov (1992) a proposé un modèle avec un milieu isotrope comportant des cavités de forme elliptique. D'après ce modèle, l'allongement préférentiel de pores elliptiques parallèles facilite la déformation du milieu dans la direction perpendiculaire à l'allongement des pores. Cette direction porte par conséquent les ondes P les plus lentes. Pour de faibles rapports de forme (<0.4), Eshelby (1957) et ensuite Cheng (1993) ont établi un modèle permettant de calculer les valeurs du tenseur complet des coefficients élastiques. Rathore et al. (1994) ont pu valider expérimentalement ce type de comportement en mesurant les anisotropies de vitesses acoustiques créées par une porosité composée partiellement de cylindres très aplatis introduits parallèlement les uns aux autres dans un grès synthétique. La chute de rigidité dans la direction perpendiculaire au plan d'allongement des cylindres a pour effet de diminuer considérablement les vitesses acoustiques dans cette même direction, faisant apparaître une anisotropie élastique importante allant jusqu'à 30%.

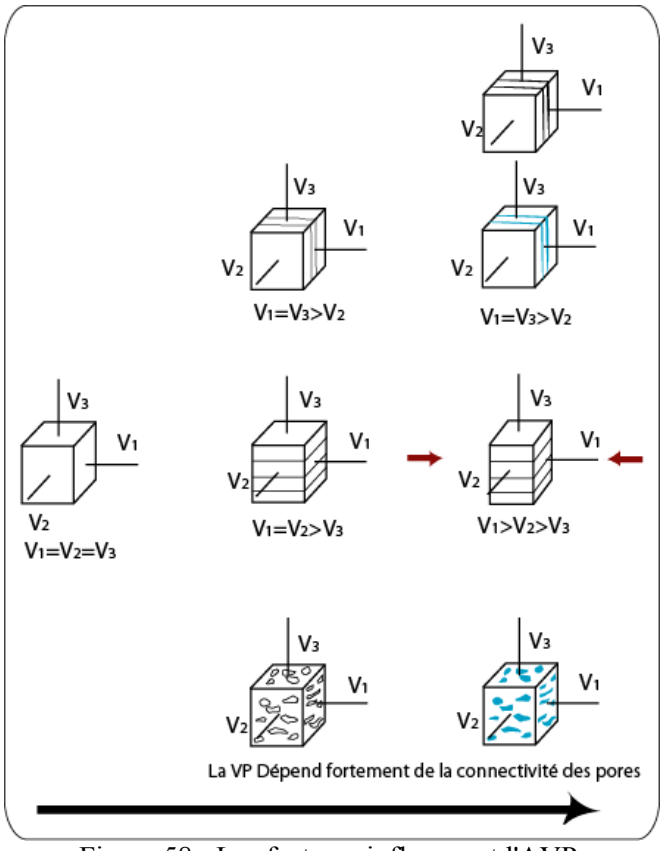


Figure 58: Les facteurs influençant l'AVP.

b) Forme des grains

On observe généralement une similitude entre l'influence des formes des grains et celle des formes des pores vis-à-vis de la vitesse des ondes P. Dans le cas de grains de forme non sphérique superposés et présentant une orientation commune de leurs grands côtés dans la direction horizontale, on peut considérer les zones de contact entre les grains comme des composants à part entière. En utilisant les moyennes de Voigt (1889) et de Reuss (1929) (correspondant au calcul des moyennes arithmétiques (Voigt) et harmonique (Reuss) des modules élastiques initiaux pondérés par leurs fractions volumiques), pour des directions de propagation horizontale et verticale, on peut calculer les modules d'onde sachant que l'empilement des grains apparaît alors comme un milieu stratifié. Les milieux stratifiés comme les argiles et les roches métamorphiques sont les exemples les plus fréquents d'anisotropies élastiques produites par l'allongement préférentiel d'une phase (Sayers, 1994; Johnston et Christensen, 1995; Burlini et Kunze, 2000; Brosch et al., 2000).

c) Distribution des contacts intergranulaires

On considère deux zones de contact (horizontale et verticale) dont la première présente plus de contacts que la seconde. Louis (2003) a démontré que la déformation sous un chargement horizontal est plus facile qu'une déformation sous un chargement vertical.

Une compaction uniaxiale sur un ensemble de grains sphériques réoriente les contacts intergranulaires et durcit le milieu parallèlement à la direction de la compaction (Anandarajah, 1995).

d) Les réseaux de fissures

Sayers et Kachanov (1995) ont envisagé de manière théorique, les effets des configurations de fissures évoquées ci-dessus sur les vitesses de propagation d'ondes acoustiques et, ont modélisé l'évolution de la densité de fissures durant le chargement triaxial d'un cylindre de grès.

Globalement, il y a une similitude entre l'impact de la fissuration sur les propriétés physiques et celui de l'allongement préférentiel des grains ou de la porosité. On considère deux milieux comme étant non poreux et isotropes, dont l'un présente un réseau de fissures sub-parallèles et l'autre des fissures qui ont comme seul point commun leur direction (figure

58). Pour le premier milieu, les vitesses d'ondes P sont réduites de manière significative perpendiculairement au réseau de fissures. Il en résulte un plan isotrope de vitesses maximales parallèle au plan des fissures. Pour le deuxième cas, avec un axe commun entre les fissures (figure 58), le plan perpendiculaire à cet axe présentera une isotropie de vitesse (minimale), et la direction de vitesse maximale sera parallèle à la direction commune des fissures. Un certain nombre d'autres études (Walsh, 1965; Hudson, 1980; 1981; Thomsen, 1995 et Kachanov 1993) ont traité de manière théorique le comportement élastique statique ou dynamique de milieux présentant une distribution non aléatoire de fissures. Les effets des configurations de fissures évoquées ci-dessus sur les vitesses de propagation d'ondes acoustiques et l'évolution de la densité de fissures pendant le chargement triaxial d'un cylindre de grès ont été mis en lumière théoriquement par Sayers et Kachanov (1995).

3.1.2.2 Types de fabriques (AVP)

a) Fabrique sédimentaire

Avant de subir un éventuel raccourcissement horizontal, la roche est caractérisée par une fabrique sédimentaire. Cette dernière est subdivisible en deux fabriques présentant des géométries contradictoires pour les propriétés élastiques : une forme se rapportant au dépôt des sédiments, et une autre à leur compaction (Louis et al., 2003). Si l'on met de côté le deuxième type, on peut définir le premier type de fabrique comme étant un allongement des grains et de la porosité dans le plan de stratification. Ceci a été constaté par Louis et al. (2003) lors de l'étude microstructurale. Une anisotropie correspondant aux effets escomptés (une direction de plus faible conductivité perpendiculaire au plan de stratification) confirme la présence de cette fabrique, via des mesures de conductivité électrique. Aussi, leur examen d'images montre un allongement systématique des bâtonnets de micas (biotite et muscovite) dans le plan de stratification (Louis et al., 2003).

Le deuxième type de fabrique (compaction) entraîne une modification au niveau des largeurs et des indentations aux contacts des grains, d'où une augmentation de la proportion visible de ces contacts dans le plan de stratification (Louis et al., 2003). Après un certain seuil de contrainte due à la compaction, les grains se fissurent verticalement. De ce fait, l'élasticité produite par la compaction présente une symétrie similaire mais inverse à celle du premier type de fabrique. Cette dernière place le maximum des vitesses d'onde P dans le pôle de stratification.

b) Fabrique de raccourcissement horizontal

Suivant le mode de déformation (cataclase, pression-dissolution, dislocations), il y a différentes manières d'exposer la configuration microstructurale établie dans une roche sédimentaire pendant un raccourcissement. Dans le cas d'une compression horizontale, il est possible d'avoir une situation commune à celle du chargement lithostatique (compaction). Cependant, dans ce cas, la contrainte verticale liée au poids des sédiments rend inégales les contraintes perpendiculaires à la direction de raccourcissement. De cet état de contraintes en résulte aussi la formation de fractures verticales conjuguées, ainsi que la fermeture des fissures perpendiculaires à la direction de raccourcissement, ce qui isole encore plus les familles de fractures conjuguées engendrées.

3.1.3 Dispositifs de mesure

3.1.3.1 Acquisition du temps de propagation d'onde P

On mesure les temps de propagation d'ondes P acoustiques de haute fréquence (1 MHz) avec un équipement qui se compose d'un pulseur-récepteur 100-900V Panametrics 5058 PR, d'une paire de capteurs ultrasoniques pour ondes P et d'un oscilloscope numérique HP54603B (figure 59a). Le temps de propagation de l'onde P à travers le diamètre de l'échantillon est mesuré sur l'oscilloscope, qui fournit les traces de l'impulsion envoyée et du signal reçu (figure 55b). L'arrivée de l'onde P est pointée lorsque la trace de l'impulsion dévie de l'ordonnée de départ.

Pour calculer (Δt_e) le temps réel de propagation de l'onde à travers l'échantillon, on retranche (Δt_c) le délai inhérent aux capteurs du temps total écoulé entre l'impulsion et la réception. La valeur de ce délai se mesure capteurs joints. Connaissant d_e le diamètre de l'échantillon, on transforme les temps en vitesses, Selon l'équation : $V = d_e / \Delta t_e$.

L'erreur associée à ce type de mesures (incertitude sur le diamètre des échantillons et erreur de lecture sur l'oscilloscope) vaut environ ± 0.03 km/s lorsque les échantillons sont secs (Louis et al., 2003).

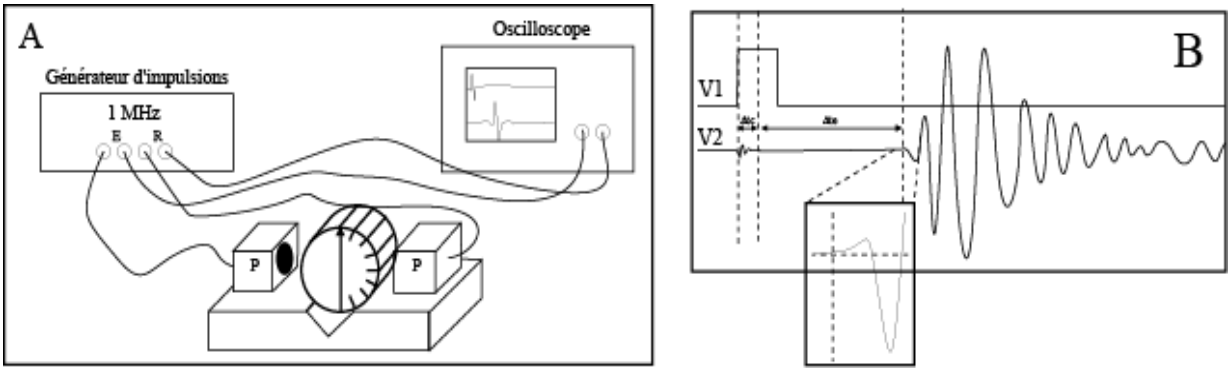


Figure 59: (a) Schéma représentant le dispositif de mesure de temps de propagation d'ondes P. (b) Zoom sur l'écran de l'oscilloscope.

3.1.3.2 Observation des microstructures

Le microscope utilisé est un microscope optique polarisant Olympus BX 50 équipé de cinq objectifs (X1.25, X4, X10, X20, X40). Il permet l'observation de lames minces de roches en lumière transmise naturelle, polarisée-analysée, mais aussi en lumière réfléchie (naturelle et fluorescence). Une caméra numérique permet la capture et l'enregistrement d'images sur PC. Ces images peuvent ensuite être traitées à l'aide du logiciel J_Micro_Vision.

3.1.4 Acquisition et préparation des échantillons et stratégie de mesure

Pour bien étudier un matériau, il est indispensable d'avoir une estimation 3D de ses anisotropies de propriétés physiques, surtout quand ce matériau ne présente pas d'anisotropie macroscopique telle que la stratification ou la schistosité. Il est indispensable que les conditions de mesure soient identiques dans toutes les directions. Pour se faire, Louis et al. (2003) ont mis au point un protocole qui consiste à utiliser trois cylindres orthogonaux percés dans un bloc orienté (figure 60).

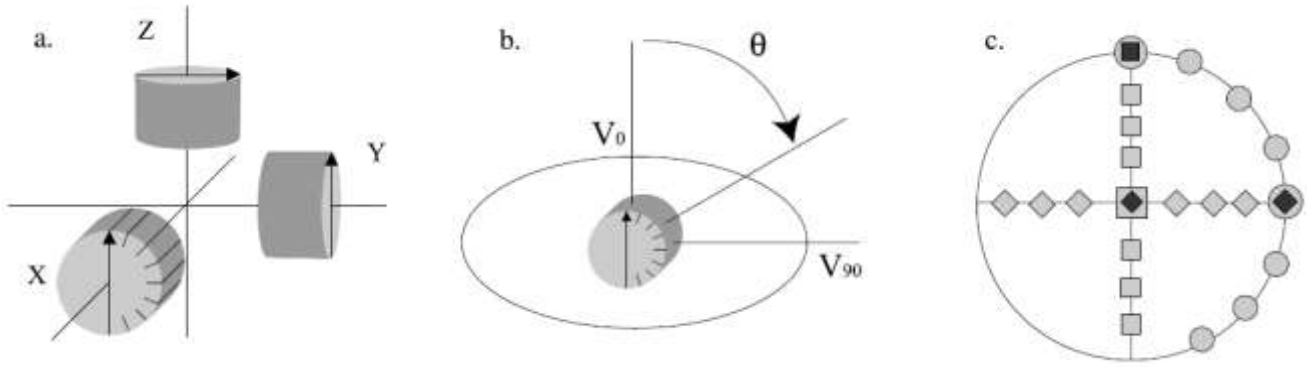


Figure 60: (a) La position des trois cylindres orthogonaux percés dans un bloc. (b) Un exemple de mesure commencée avec un angle q depuis l'axe Z. (c) 24 positions de mesures représentées par une projection stéréographique (Louis et al., 2004).

Ces cylindres ont des dimensions standard comme pour les mesures d'ASM (22.5 mm de long, 25 mm de diamètre). Chacun des cylindres est mesuré huit fois avec un intervalle de 22,5° entre deux mesures, donc ces 24 mesures au total sont finalement disponibles. La répartition spatiale des directions mesurées est montrée sur la figure 60c en projection stéréographique. Il faut noter que pour les trois parcours, seulement 21 mesures sont indépendantes et trois des mesures sont mesurées à deux reprises. L'avantage d'avoir ces deux mesures pour la même direction permet d'établir une sorte de correction ou de calage entre les courbes de vitesse obtenues. Les mesures étant réalisées sur des échantillons différents, de légères variations de la propriété moyenne sont en effet souvent observées. Après cette procédure de calage, on obtient des mesures en 3D réalisées virtuellement sur un même échantillon, ce qui permet une représentation des axes principaux de cette anisotropie et les paramètres et grandeurs qui lui sont associés (Louis et al., 2003; 2004).

3.1.5 Les applications géologiques de l'anisotropie des ondes P

Les travaux de Louis et al (2003) ont mis en place un outil adapté à l‘étude des effets des microstructures de roches granulaires, prélevées en contexte naturel sur leurs propriétés élastiques.

Les applications visées par l'analyse de l'anisotropie de propagation acoustique des roches sédimentaires concernent les études dans lesquelles on souhaite accéder de façon indirecte et rapide à l‘estimation de propriétés utiles (perméabilité notamment) ou de seuils d‘endommagement (Louis et al., 2004 et 2006). C‘est d‘autant plus intéressant, si l'on estime que les phénomènes observés à l'échelle macroscopique sont intimement reliés à des mécanismes d‘échelle microscopique (Amrouch et al., 2010b). Les différents travaux de Louis entre 2003 et 2006 ont démontré que l‘utilisation des vitesses de propagation acoustique est valable non seulement dans l‘interprétation en termes de microstructures mais aussi comme outil d‘analyse de la déformation des roches sédimentaires.

3.2 L'analyse de la structure poreuse

L'interprétation des propriétés pétrophysiques des roches sédimentaires requiert, en plus de ces deux méthodes (ASM, AVP), l‘analyse d‘une part de la disposition, de la variation des orientations et de la forme des pores et d‘autre part, de la perméabilité de la roche. Pour ce faire, l'analyse des fabriques magnétiques des pores après imprégnation de la roche par du

ferrofluide a été utilisée dans plusieurs études (Dullien 1979 ; Thompson et al., 1987 ; Pfleiderer et Halls, 1993 ; Pfleiderer et Halls, 1994 ; Pfleiderer et Kissel, 1994). La porosité mercure permet de donner le pourcentage de la porosité perméable dans la roche et une estimation du diamètre des connectivités entre les pores (Katz et Thompson 1987, Doyens 1988, Pfleiderer et Kissel, 1994). Ces deux méthodes ont l'avantage d'être simples et rapides pour déterminer la moyenne de la structure des pores et leur anisotropie en trois dimensions, ce qui présente un grand avantage pour les géologues sédimentaires, les géologues pétroliers et les hydrogéologues.

3.3 La méthode de Fry

Les résultats d'analyse par la méthode de Fry sont combinés aux données d'AVP et d'ASM pour mieux caractériser les sources de ces anisotropies. La combinaison de ces différentes méthodes s'est avérée être un moyen très efficace pour caractériser la déformation interne des couches et prédire la déformation fine dans les roches sédimentaires (Louis et al., 2006 ; Soto et al., 2009 ; Burmeister et al., 2009 et Amrouch et al., 2010b).

3.3.1 Principe

Cette méthode d'analyse de texture admet qu'avant la déformation, les centres des objets étudiés (grains de roches par exemple) présentent une distribution spatiale isotrope. Fry (1979) a suggéré une approche numérique pour calculer la disposition des centres des objets l'un par rapport à l'autre. Théoriquement, cette disposition permet de déduire un ellipsoïde avec un même rapport de forme et d'orientation qu'un ellipsoïde de déformation (Fry, 1979; Erslev, 1988) (Figure 61).

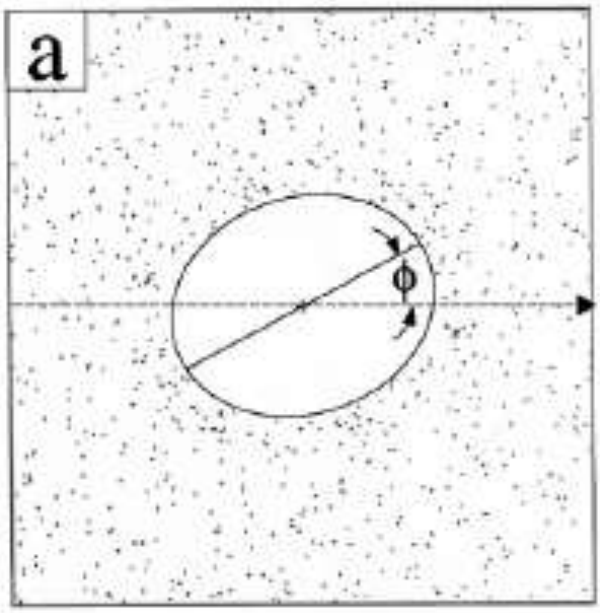


Figure 61: Exemple de diagramme normalisé de Fry dans un plan vertical et parallèle à la direction de pendage de la stratification. La ligne en pointillée représente la trace de la stratification et la flèche correspond au sens de son pendage. La ligne noire est le grand axe (X) de l'ellipsoïde et phi est l'angle entre l'axe X et la trace de la stratification.

Cette méthode est largement utilisée pour determiner la déformation finie dans les roches présentant des marqueurs passifs comme les pellets ou les oolites pour les carbonates micritiques (Evans et al., 2003), ou dans les calcarénites (Gonzalez-Casado et al., 2003). La taille des grains de ces marqueurs est généralement inférieure à 10µm.

3.3.2 Méthodologie et échantillonnage

La méthode de Fry détermine la déformation finie en 2-D par la mesure des distances centre-à-centre entre un ensemble de particules dans une photographie (Fry, 1979). Cette méthode a été modifiée par Erslev en 1988, par une normalisation de la distance entre les centres des particules, et cela par la diminution de l'influence de la taille de ces particules en 2-D. Le résultat a produit un ellipsoïde de déformation mieux défini. La méthode est depuis appelée la méthode normalisée de Fry (Erslev, 1988; Dunne et al., 1990).

Pour l'échantillonnage, cela dépend du type d'étude souhaité. Pour étudier le raccourcissement parallèle aux couches (LPS), il suffit de couper des lames minces parallèles au plan de stratification, tandis que pour étudier la compaction, la lame doit idéalement être coupée perpendiculairement au plan de stratification, en tenant compte du fait qu'elle doit être

perpendiculaire à la direction de raccourcissement dans le cas d'un régime compressif, ou bien parallèle à la direction d'étirement dans le cas d'un régime extensif.

Ces lames minces sont examinées par la méthode normalisée de Fry. Pour effectuer ces analyses, on prend des images de lames orientées que l'on traite ensuite par un programme mis en place par J.L. Faure (J-L. Faure, pers comm.). Ce programme permet de localiser, le long des bords de 200 à 300 grains, au moins cinq points correspondant chacun aux centres des grains autour, et ceci pour chacune des images de lames.

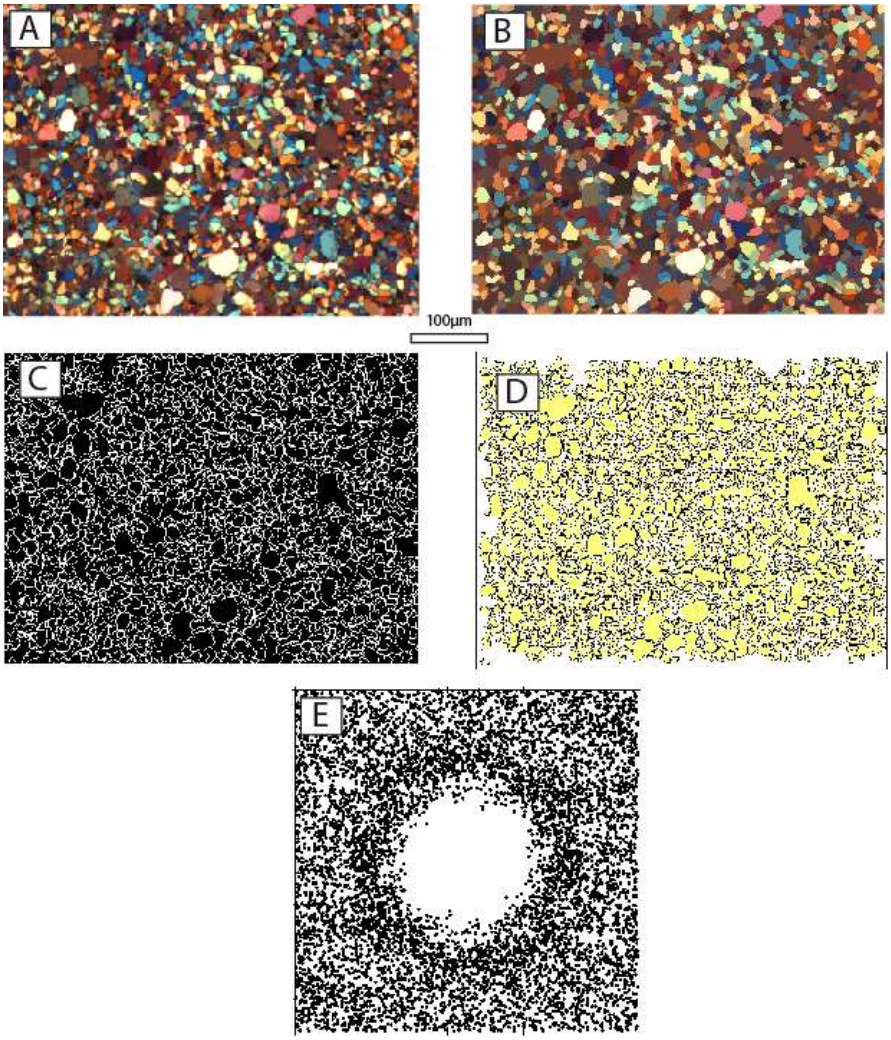


Figure 62: Exemple d'échantillon traité par la méthode de Fry. A : Micro-photographie d'une dimension de 3 x 2.5 mm prise avec lentille à quart d'onde, ce qui donne ces différentes couleurs aux grains de quartz. B : Segmentation des différentes zones de la photo selon la couleur. C : Délimitation des bords de chaque couleur. D : Nettoyage des zones de superposition entre zones délimitées. E. Résultat en forme d'ellipse.

Au moins 5 micro-photographies d'une dimension de 3 x 2.5 mm sont prises pour caractériser d'une manière optique la texture microscopique. Les images seront traitées pour déterminer les contours des grains, soit par un traitement numérique des photos polarisées

(par l'utilisation d'une lentille qui dévie la lumière d'un quart d'onde permettant de distinguer les différents grains de quartz) dans le cas de roches formées majoritairement de quartz (figure 62), soit en dessinant à la main les contours des particules sur des photos (sous une lumière normale) dans le cas contraire. Pour éliminer l'effet de surcroissance des grains de quartz, Dunne et al. (1990) ont suggéré d'utiliser la cathodoluminescence pour dévoiler l'existence ou non de ce phénomène (figure 63), et le prendre en compte dans les études utilisant la méthode normalisée de Fry. En effet, cette surcroissance peut fausser l'analyse en donnant de nouveaux contours aux grains et produire de ce fait des erreurs dans le calcul des centres de ces derniers.

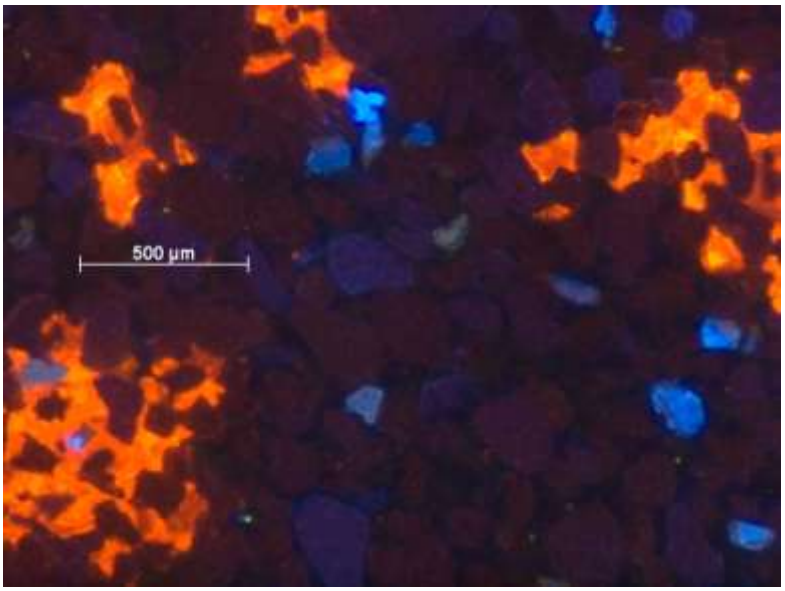


Figure 63: Image d'une lame mince sous cathodoluminescence chaude montrant des grains de quartz ne présentant pas de surcroissance. En orange, on distingue la matrice calcitique.

3.3.3 La quantification de la déformation par la méthode de Fry

La méthode de Fry a pu démontrer son utilité pour l'analyse de la déformation dans les formations gréseuses (Burmeister et al., 2009, accepté) ainsi que dans les formation à pellets et ooides (Evans et al., 2003). Cela dit, la comparaison entre les résultats obtenus par la méthode de Fry et celle de l'analyse de l'ASM a montré que la dernière est plus efficace et plus précise pour détecter la signature tectonique que la méthode normalisée de Fry. Gonzalez-Casado et al. (2003) ont comparé des résultats d'analyses de déformation obtenus par la méthode de Fry avec ceux obtenus par la méthode de Groshong (1972 et 1974) sur des échantillons de calcarénite. Les axes principaux calculés respectivement par chacune des méthodes coïncident parfaitement.

Chapitre 3

Caractérisation de la MICRODEFORMATION

en Relation aVec le DévelopPemenT d'une structure plissée

l'exemple du pli DE SHEEP MOUNTAIN

Chapitre III

1 Le pli de Sheep Mountain : état actuel des connaissances

1.1 Contexte géodynamique : les phases Sevier et Laramienne

Les structures tectoniques Laramiennes et Sevier font parties d'un ensemble d'unités tectoniques charriées vers l'Est, mises en place selon des mouvements qui, débutant probablement au Jurassique supérieur, s'échelonnent du Crétacé moyen au Paléocène. On peut reconnaître, en fonction d'une polarité orogénique claire, d'Ouest en Est (Armstronh et Oriel, 1965 ; Aubouin et al., 1986) :

- Un front tectonique crétatcé moyen (orogénien) représenté aujourd'hui au Wyoming et en Utah par les Paris Thrust, Willard Thrust et Tintic Valley Thrust ;
- Un front tectonique santono-campanien (subhercynien) souligné par les Midas-Pavant Thrust, Crawford Thrust et Meade Thrust ;
- Un front tectonique maestrichtien jalonné par les Absaroka Thrust, Charleston Thrust, Nebo Thrust ;
- Un front paléocène (laramien s.s.) auquel correspond les écailles frontales du Montana septentrional dans le prolongement des Foothills du Canada, et celles du Wyoming entre la plaine basaltique du Snake River et les monts Uinta . Ailleurs, face au môle du Montana ou sur la retombée ouest du plateau du Colorado les déformations laramiennes ne sont que de simples plis

L'ensemble forme un édifice de nappes remarquables nées de vastes cisaillements plats, avec "rampes", impliquant socle et couverture (Armstrong, 1968 ; Price, 1981 ; Allmendinger et al., 1983).

Les structures tectoniques Sevier (Overthrust belt ; OTB) dont la mise en place est d'âge crétacé-tertiaire inférieur (Villien, 1986 ; Marshak et al., 2000) sont bordées à l'Est par l'avant pays représenté par le colorado Plateau, et à l'Ouest par la province du Basin and Range. Cette déformation est caractérisée par une tectonique de type thin-skin au niveau de la chaîne Idaho-Wyoming donnant lieu à la chaîne d'Overthrust belt (OTB) (Aubouin et al., 1986), qui est un ensemble de structures complexes qui sont la suite des structures de la cordillère canadienne, Foothills et Rocky Mountains. La chaîne OTB se situe à l'Est de l'arc volcano-plutonique et elle serait due à la convergence entre la plaque Nord Américaine et les plaques océaniques Farallon et Kula (Burchfiel et Davis, 1975 ; Marshak et al., 2000).

La phase Laramienne aurait quant à elle débuté à partir du Campanien jusqu‘au Maastrichtien, entre 70 et 80 Ma (Coney, 1972 ; Armstrong, 1968; Fouch et al., 1983; Heller et al., 1986; Marshak et al., 2000 ; DeCelles and Coogan, 2006), et a gardé des évidences de l‘activité tectonique des Laramide uplifts jusqu‘au Eocène Moyen (probablement jusqu‘à 40 Ma ; Anderson et Picard, 1974). Le front de déformation Laramien se confond avec celui de Sevier au niveau des rocheuses canadiennes, et il s‘en dissocie au niveau du linéament de Lewis and Clarck (Aubouin et al., 1986) donnant lieu à l‘OTB (front de Sevier) à l‘Ouest et aux montagnes rocheuses américaines (front de déformation Laramien) à l‘Est. Ce dernier front se poursuit au Sud jusqu‘au pli Oriental de la Sierra Madre et la chaîne plissée du Mexique central. Contrairement au front de déformation Sevier celui de la déformation Laramienne serait de type thick-skin impliquant les failles de socle. La déformation la plus intense s‘est produite dans la cordillère de l‘avant pays dans le Wyoming et le Colorado 60-55 Ma (Berg, 1962) se manifestant par un large rejeu en inverse d‘anciennes failles normales du socle dans un style structural bien distinct (Laramide Uplifts). Les Laramide Uplifts apparaissent à partir de 800-1000 km à l‘Est de la marge de la plaque Nord Américaine (Burchfiel et Davis, 1975 et 1976) et vont jusqu‘à 400 km à l‘Est de la chaîne de l‘Idaho-Wyoming (Lowell, 1974).

L‘origine de la différence entre la phase orogénique Laramienne et Sevier fait l‘objet de beaucoup de discussions, mais les hypothèses les plus probables l‘attribuent à un changement de la vitesse de subduction ou de l‘angle du slab des plaques Farallon et Kula. Quoi qu‘il en soit, le résultat produit est une compression N-S (Craddock et Van Der Pluijm, 1999) à SW-NE (Dickinson et Snyder, 1978 ; Engerbretson et al., 1985 ; Bird, 1998 ; Bird, 2002), qui correspond bien à l‘orientation NW-SE de l‘axe du pli de Sheep Mountain. Cette orientation est similaire à celle de plusieurs plis dans les Laramide uplifts dont une grande partie sont peut-être le résultat de la réactivation des failles normales précambriennes du bassin des Bighorn en failles inverses (Marshak et al., 2000). Ces failles normales datent des deux phases de rifting protérozoïques il y a 1300 à 1000 Ma (d‘orientation N040) et 900 à 700 Ma (N 120) (Marshak et al., 2000) que le craton stable Nord Américain a subies.

Le pli de Sheep Mountain longe le flanc Est du Bassin des Bighorns sur une vingtaine de kilomètres. Ce bassin est limité au Nord par le Lineament Nye-Bowler, à l‘Est par la Montagne de Bighorn, au Sud par la montagne de Owl Creek, et à l‘Ouest par les montagnes

d‘Absaroka et de Beartooth (Figure 64 B et C). Ce bassin a été comblé pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque par 3000 mètres d‘épaisseur de sédiments (Johnson et al., 1965; Stanton 2002; Bellahsen et al., 2006). La succession sédimentaire correspond à quatre principales formations sédimentaires qui constituent la partie compétente de la couverture : Madison, Amsden, Tensleep et la Phosphoria (Rioux, 1958; Hennier et Spang, 1983; Irmen, 1994; Forster et al., 1996) dont les caractéristiques sont mentionnées dans le contexte sédimentaire.

1.2 Contexte sédimentaire

Durant le Paléozoïque et le Mésozoïque, le bassin de Bighorn a connu le dépôt d‘environ 3000 mètres de sédiments (Johnson et al., 1965; Hennier et Spang, 1983; Stanton 2002; Bellahsen et al., 2006). Les formations composant le pli de Sheep Mountain sont, en commençant par la formation la plus ancienne, la Madison qui est une formation carbonatée d‘age Carbonifère inférieur, d‘une épaisseur de 200 mètres et limitée à son sommet par une surface paléokarstique; au-dessus vient en discordance la formation d‘Amsden, gréseuse, datant du Cabonifère Supérieur. La base de cette formation est marquée par des grès à stratifications entrecroisées et à grains clairs et fins, essentiellement du quartz. Le reste de la formation est composée de pélites, grès, schistes et carbonates. Au-dessus de la formation d‘Amsden, on trouve la formation de Tensleep, une deuxième formation gréseuse qui date aussi du Carbonifère Supérieur. Elle est composée d‘une succession de couches de grès fins, de schistes et de carbonates dans sa partie inférieure, et d‘épaisses couches à stratifications entrecroisées de grès (essentiellement quartzeux), dans sa partie supérieure.

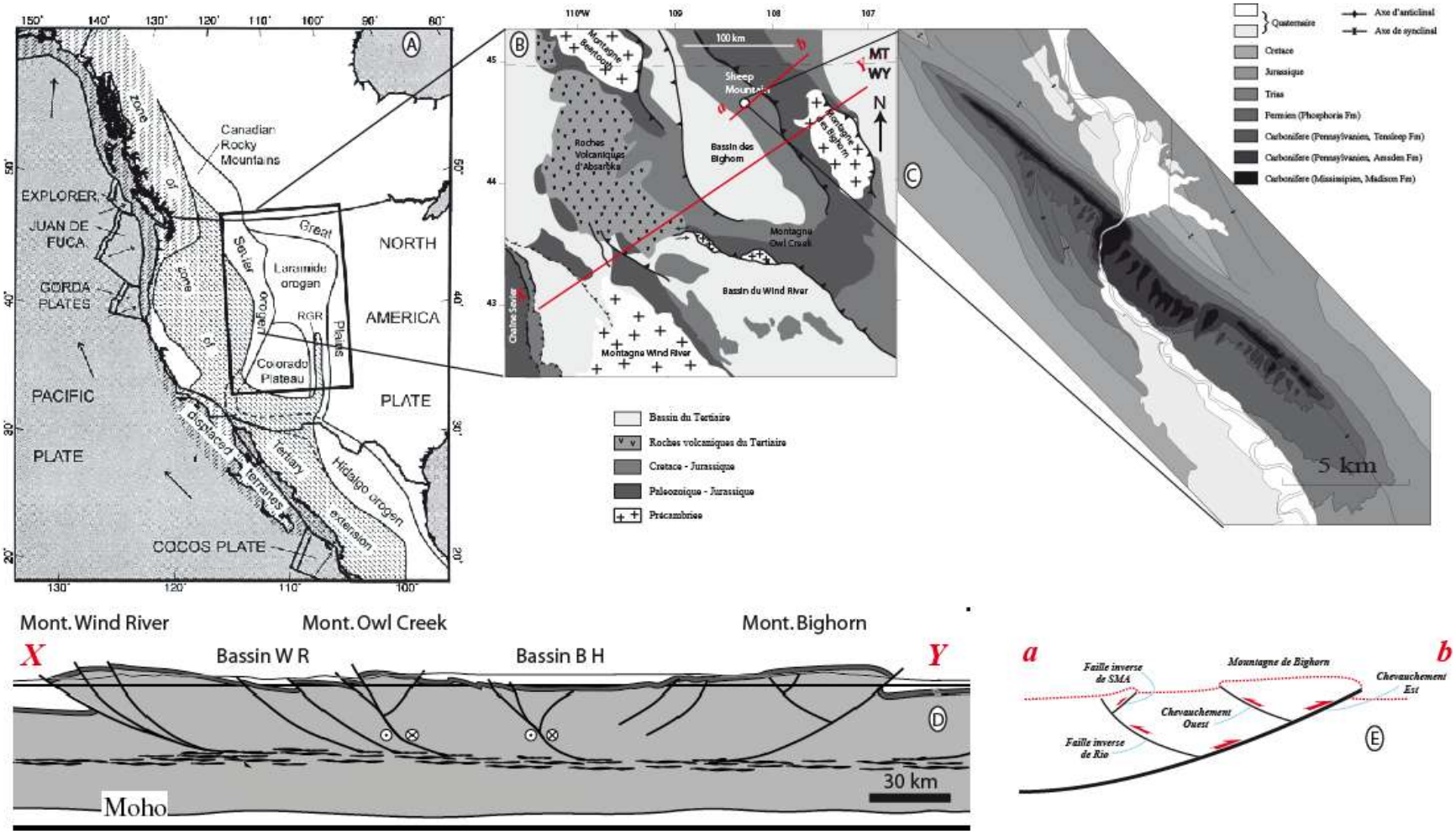


Figure 64: Localisation du pli de Sheep Mountain. A : Carte du côté ouest de l'Amérique du nord présentant les fronts de déformation des orogènes Sevier et Laramienne (d'après Bird, 1998). B : Carte géologique de l'état du Wyoming. C : Carte géologique du pli de Sheep Mountain (d'après Bellahsen et al., 2006a et Amrouch et al., 2010a). D : Coupe schématique montrant les grands accidents structuraux dans le Wyoming (Marshak et al., 2000). E : Coupe schématique montrant le style structural du Sheep Mountain Anticline (SMA) (la ligne rouge en pointillé représente le sommet du socle), ces coupes montrent bien le style thick-skinned de l'orogénèse Laramienne contrairement à l'orogénèse Sevier qui est de style Thin-skinned.

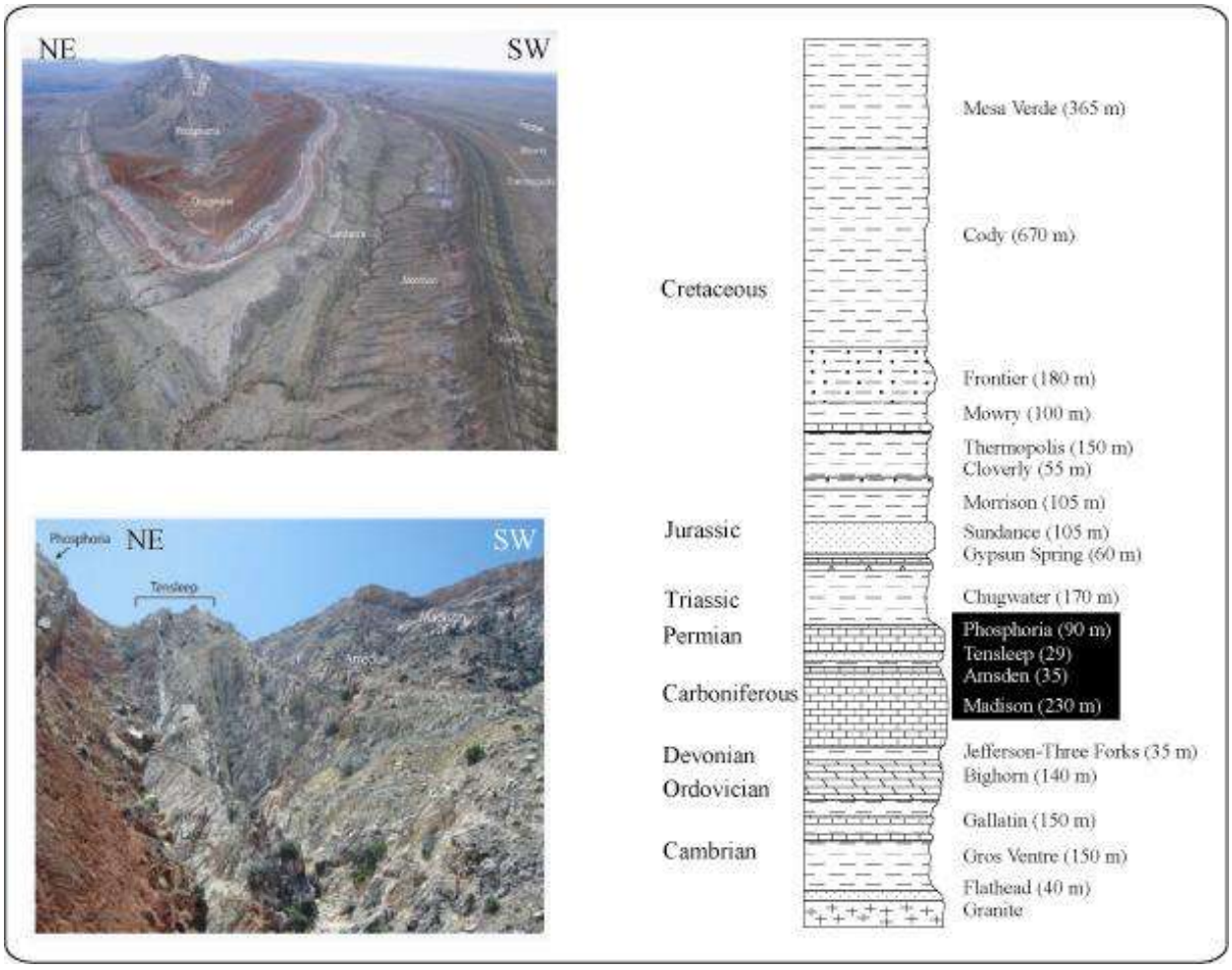


Figure 65: a- Photo aérienne de Sheep Mountain présentant ses formations sédimentaires. b- Log stratigraphique des formations qui affleurent dans le pli de Sheep Mountain (d'après Bellahsen et al., 2006). Abbreviations : Chugwater (Chugw), Phosphoria (Phospho), Tensleep (Tensl), Carbonifère (Carb), Pennsylvanien (Penn.), Mississippien (Miss.).

Au-dessus de cette section carbonifère, on trouve la formation Phosphoria d'âge Permien (figure 65). Les premiers bancs de cette formation sont essentiellement pélitiques et schisteux, avec une fine couche de gypse intercalée. Plus haut dans la section, la formation Phosphoria est composée de carbonates épais (biolithite, micrite et biosparite). Au-dessus, la formation triasique de Chugwater se distingue par sa couleur rouge vive; elle définit la base de la série mésozoïque, et vient sceller ces unités. Au dessus de Chugwater Fm. on trouve une série argileuse d'âge jurassique et crétacé d'une épaisseur d'à peu prés 1700 m (Hennier, 1984). En dessous de la Madison Fm. on a une série d'une épaisseur environnant 1000 m composée de la formation devonienne argileuse de Jefferson-Three Forks, de la formation ordovicienne dolomitique de Bighorn l'ensemble est tapissé par deux formations argileuses d'âge cambrien qui sont Gallatin et Gros ventre (Hennier, 1984).

1.3 Structure géométrique de l‘anticlinal de Sheep Mountain

Le pli de Sheep Mountain présente un angle aigu au niveau de la charnière (Erslev, 1993). Dans le flanc nord, le pendage des couches est compris entre 40° et 90° et s‘accentue en allant de la charnière du pli vers le Nord. Tandis que dans le flanc sud, les couches ont un pendage entre 10° et 40°. On note aussi une asymétrie le long de l‘axe du pli : près de sa terminaison nord, l‘axe plonge d‘environ 20° vers le NW avec un profil très étroit (Twiss et Moores, 1992). Par contre, à l‘extrémité SE, la charnière du pli est plus ouverte et l‘asymétrie de son profil NE-SW est moins évidente.

Par manque de données sismiques autour du pli de Sheep Mountain, plusieurs hypothèses sur sa géométrie profonde ont vu le jour (figure 66). Ces hypothèses sont basées sur des plis analogues dont le socle affleure, et ont pris en compte l‘équilibrage des coupes. Le dénominateur commun entre la majeure partie des modèles publiés est la faille sous-jacente à vergence NE qui serait un rétrochevauchement lié à la grande faille inverse du Rio Thrust (Stanton et Erslev, 2004 ; Stanton, 2004).

Afin de mieux voir les asymétries (axiale et longitudinale) que présente le pli de Sheep Mountain, on construit une géométrie 3D de ce dernier. Cette construction numérique ne va pas seulement permettre d‘apprécier la forme asymétrique de ce pli mais aussi d‘en estimer le taux de raccourcissement dû au simple plissement. On commence dans ce qui suit par présenter les étapes suivies pour construire la géométrie 3D de l‘anticlinal de Sheep Mountain, et on réduira l‘échelle ensuite pour voir l‘effet de cette asymétrie d‘abord sur la fracturation et ensuite sur la déformation interne des couches.

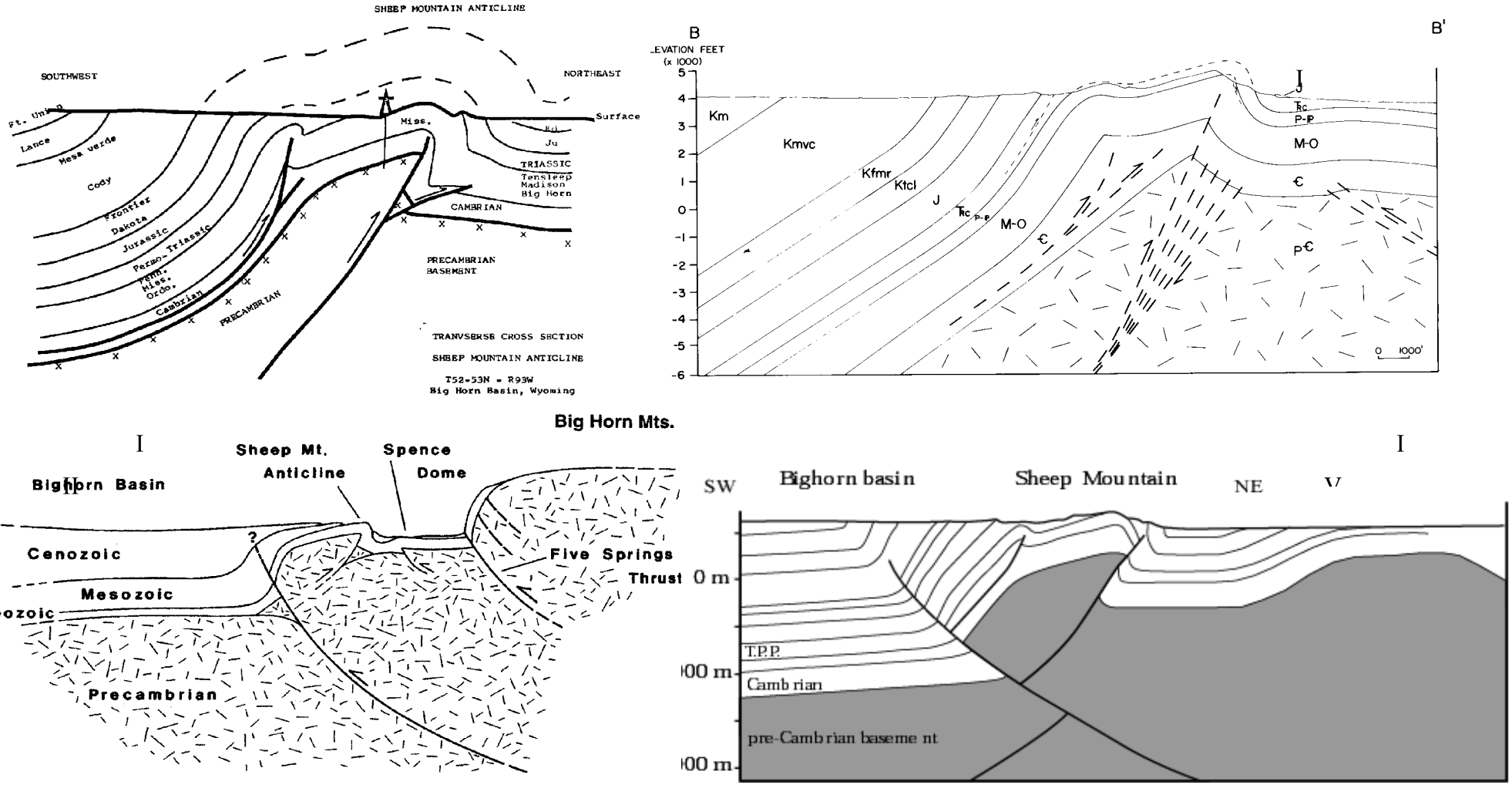


Figure 66: Différentes hypothèses émises sur la structure profonde du SMA. I : d'après Brown, 1984; II: D'après Hennier and Spang, 1983; III : Forster et al., 1996; IV: Erslev, 2004.

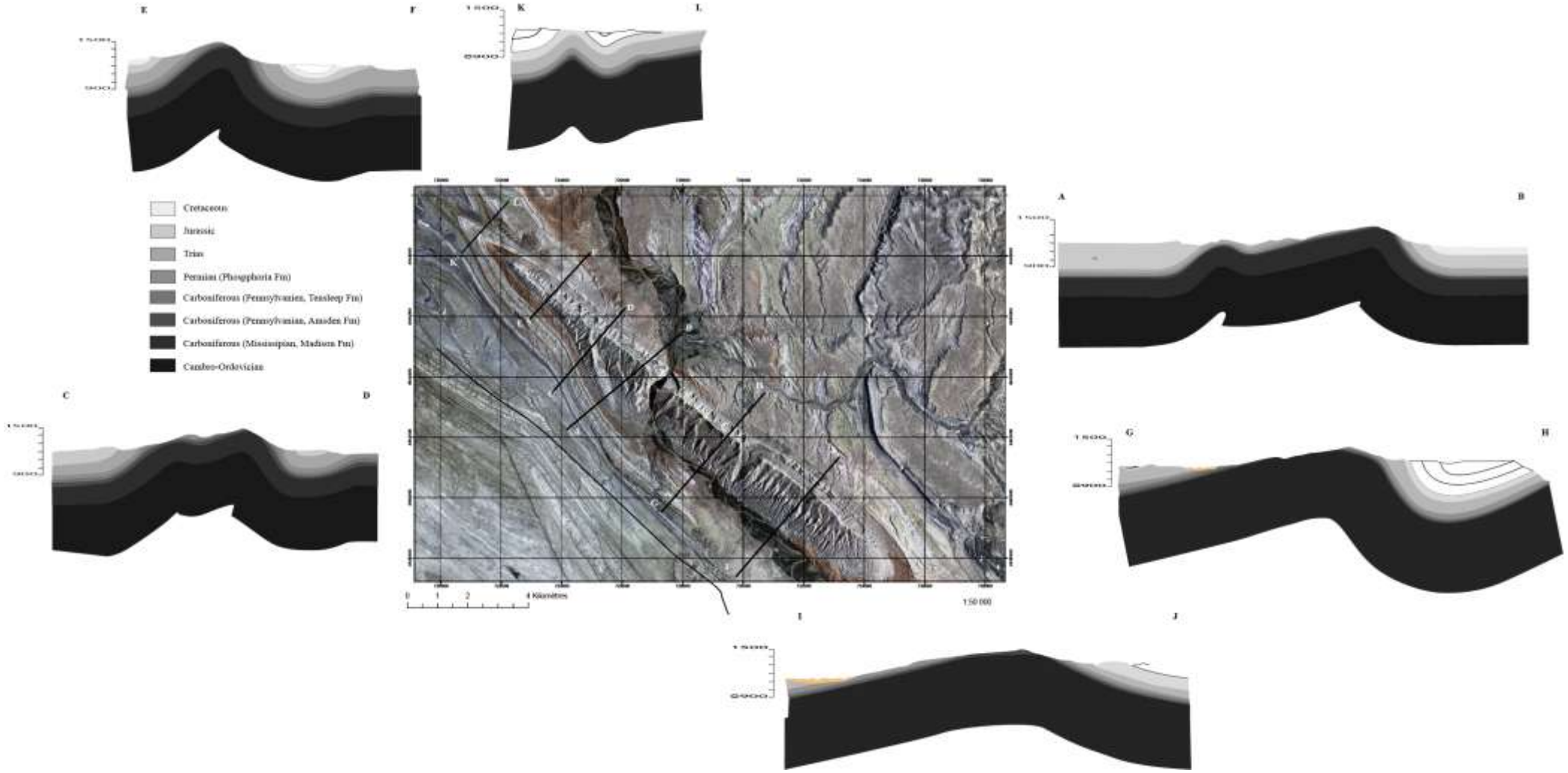


Figure 67: 6 coupes géologiques à travers le SMA

La première étape pour cette construction a consisté à dessiner 6 coupes géologiques perpendiculaires à l'axe du pli (Figure 67). Pour ce faire, on a utilisé les observations et des données géologiques (mesures sur le terrain, cartes géologiques).

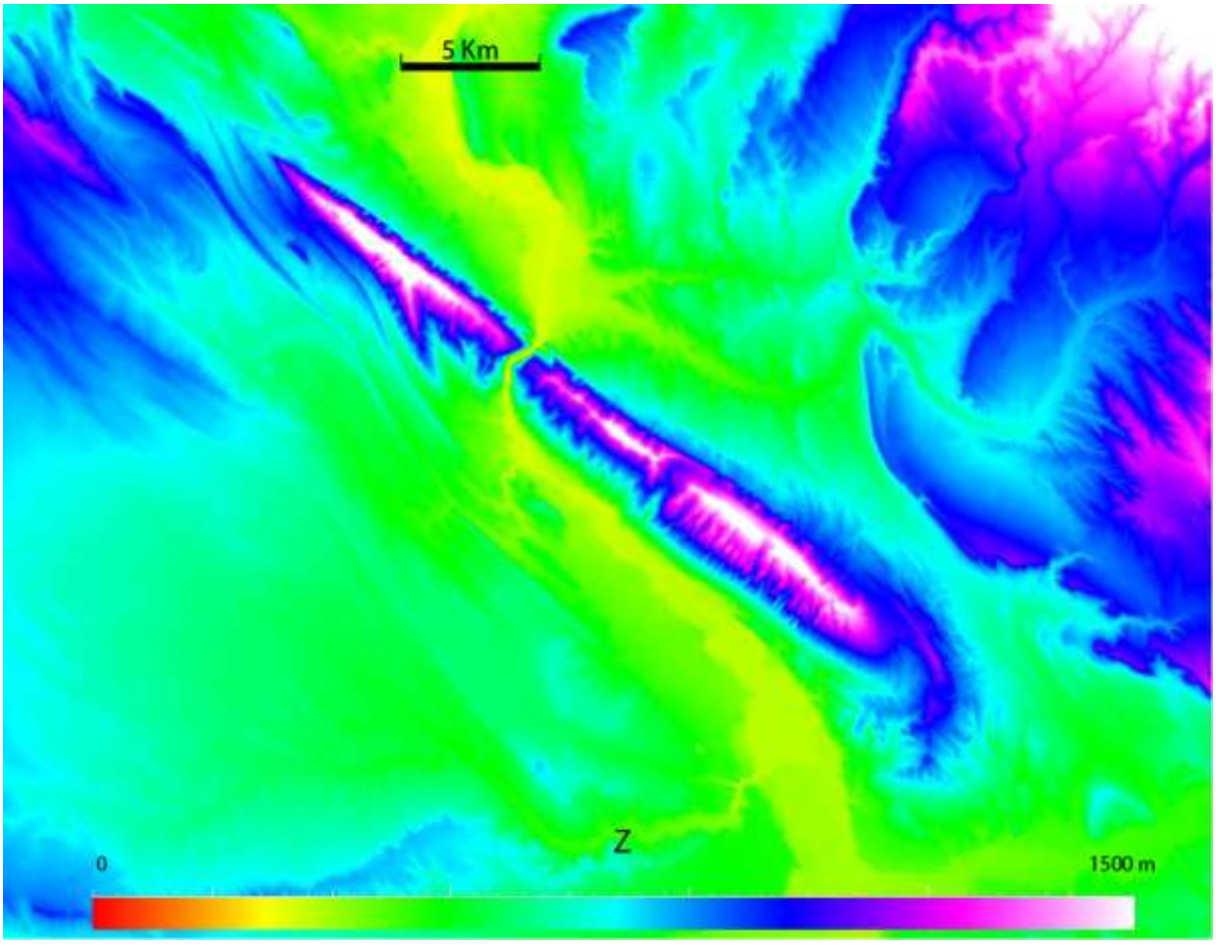


Figure 68: Un modèle numérique de terrain du pli de Sheep Mountain d'une résolution de 7.5m par 7.5 m (United States Geological Survey).

On a défini par un (MNT) modèle numérique de terrain (Figure 68) la topographie de la zone d'étude. On a ensuite utilisé une image satellite afin de digitaliser les contours des formations sédimentaires (Figure 69 A), ces contours sont représentés en 3D suivant la topographie donnée par le MNT (Figure 69 B). Dans ce modèle on a pris des épaisseurs constantes pour les couches. On cale les contours obtenus aux six coupes géologiques dessinées à travers l'anticlinal (Figure 70) afin de construire des surfaces représentant les toits ou les bases des formations géologiques (Figure 71 toit de la formation de la Madison). Une fois la géométrie 3D de l'anticlinal obtenue, on construit une grille dont la densité du maillage est décidée selon l'intérêt et le degré de la précision que l'on souhaite avoir dans tel ou tel compartiment de l'anticlinal. La figure 72 montre un exemple de

maillage du toit de la formation de la Madison avec une densité plus importante au niveau de la charnière qu‘au niveau des flancs du pli.

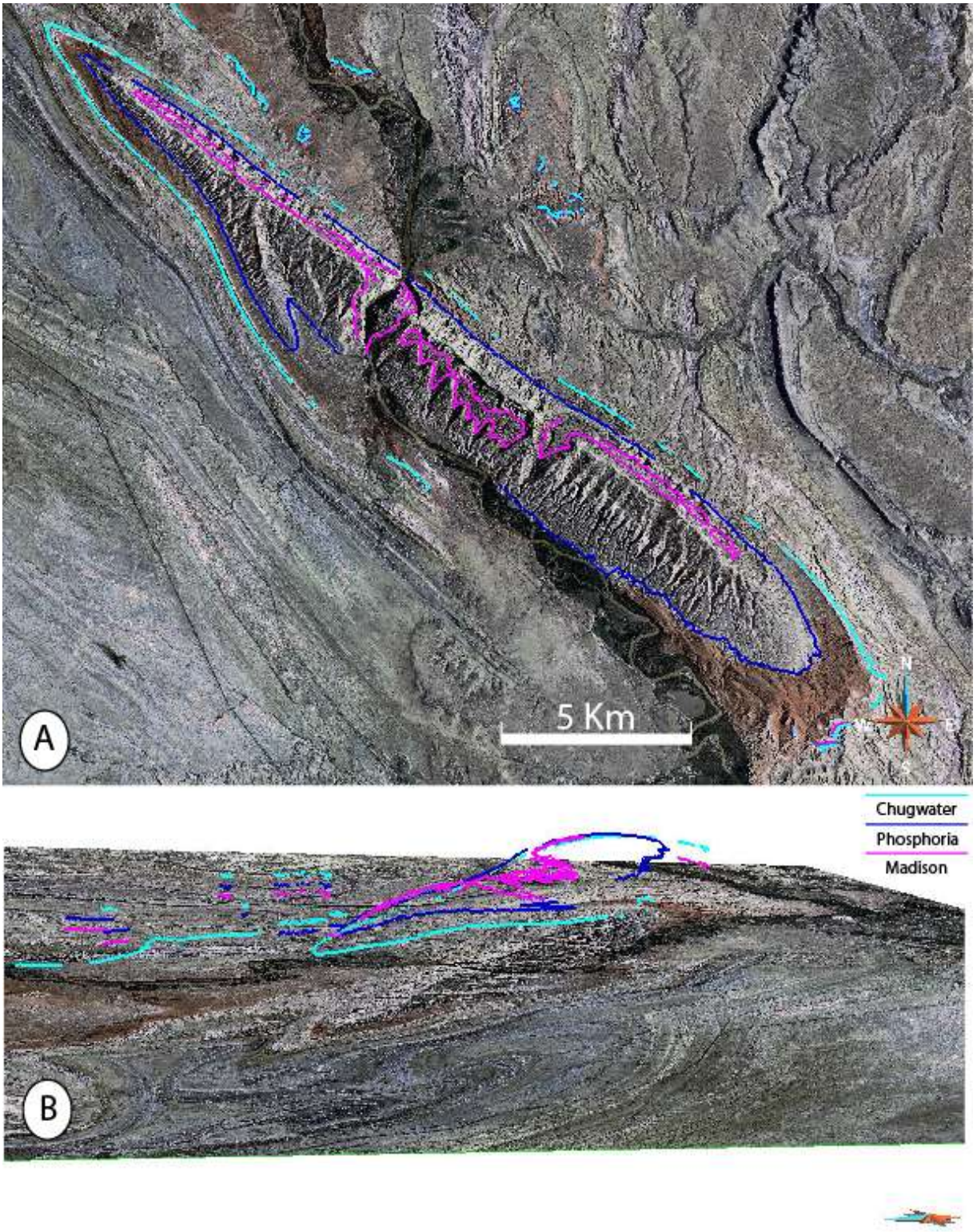


Figure 69: Image satellite et les contours des formations sédimentaires affleurant au niveau du pli A : vue d‘en haut ; B : Vue du NW ; Violet : toit Madison ; Bleu foncé : toit Phosphoria ; Bleu claire : toit Chugwater.

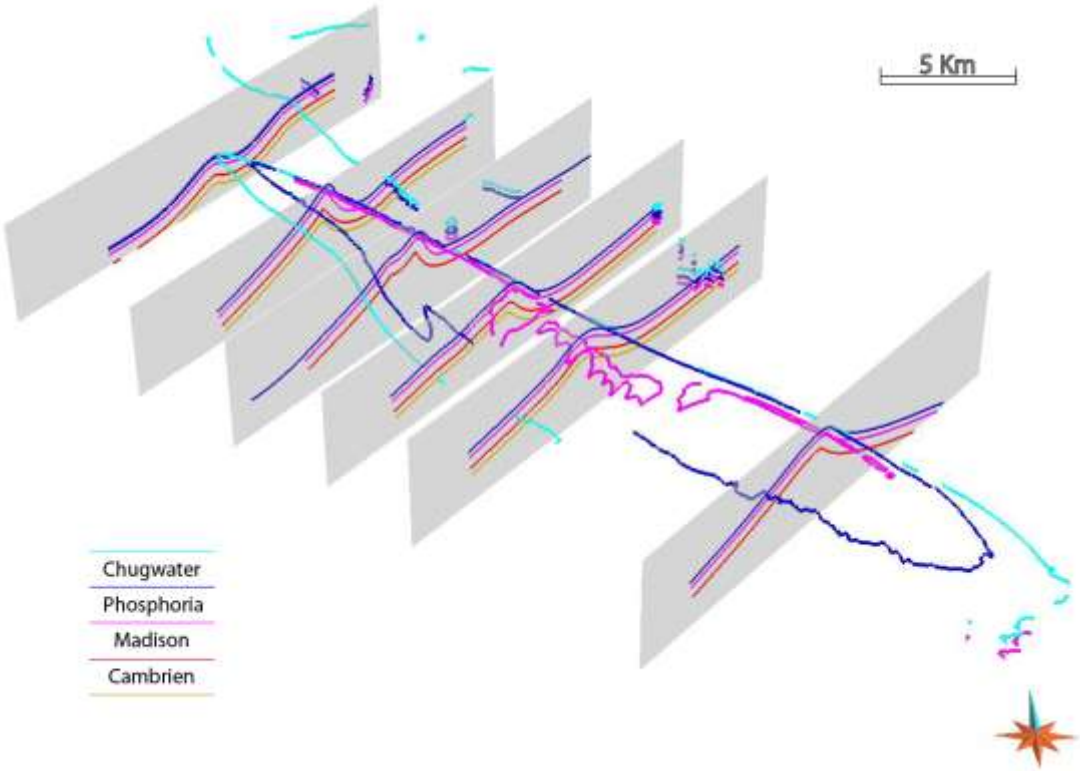


Figure 70: Schéma montrant le calage fait entre les contours topographiques et les coupes géologiques des formations du pli de Sheep Mountain (vue Sud).

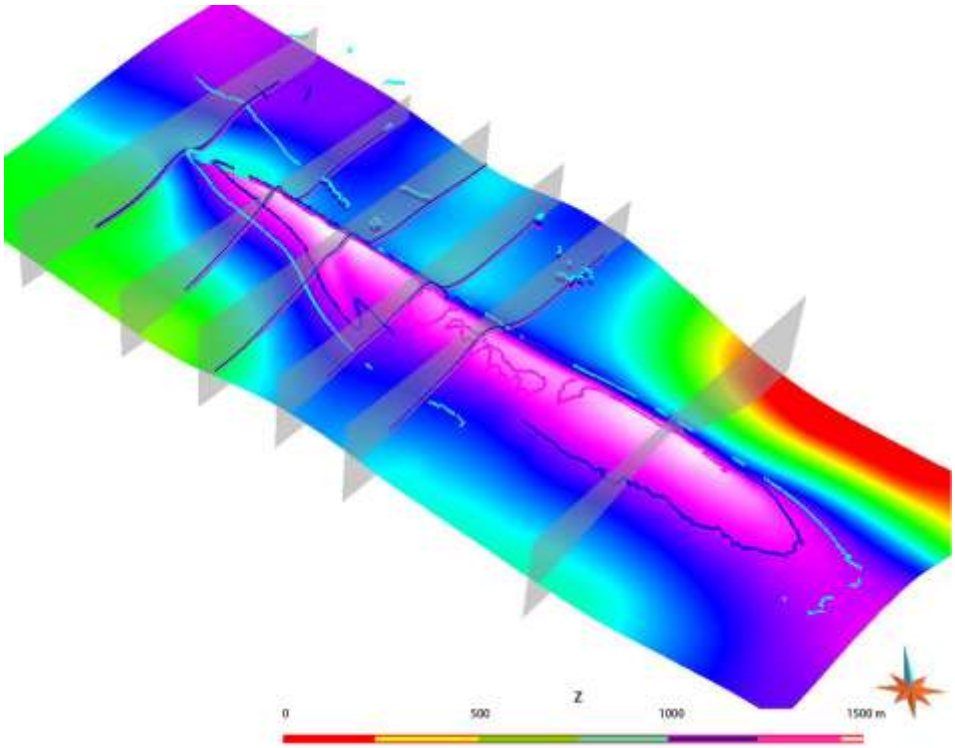


Figure 71: Une vue Sud de la surface représentant le toit de la formation Madison (hors érosion).

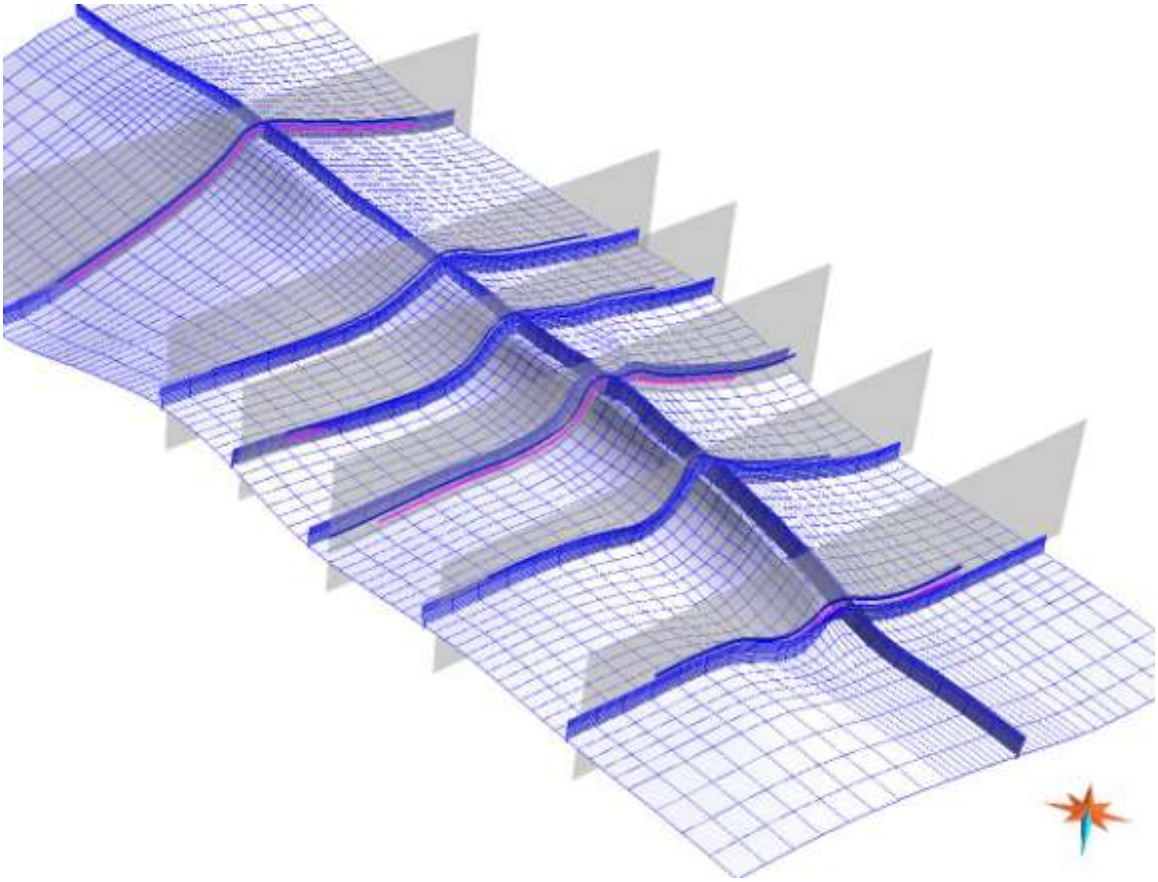


Figure 72: Une vue Nord d'une grille à densité de maillage variable du toit de la formation Madison.

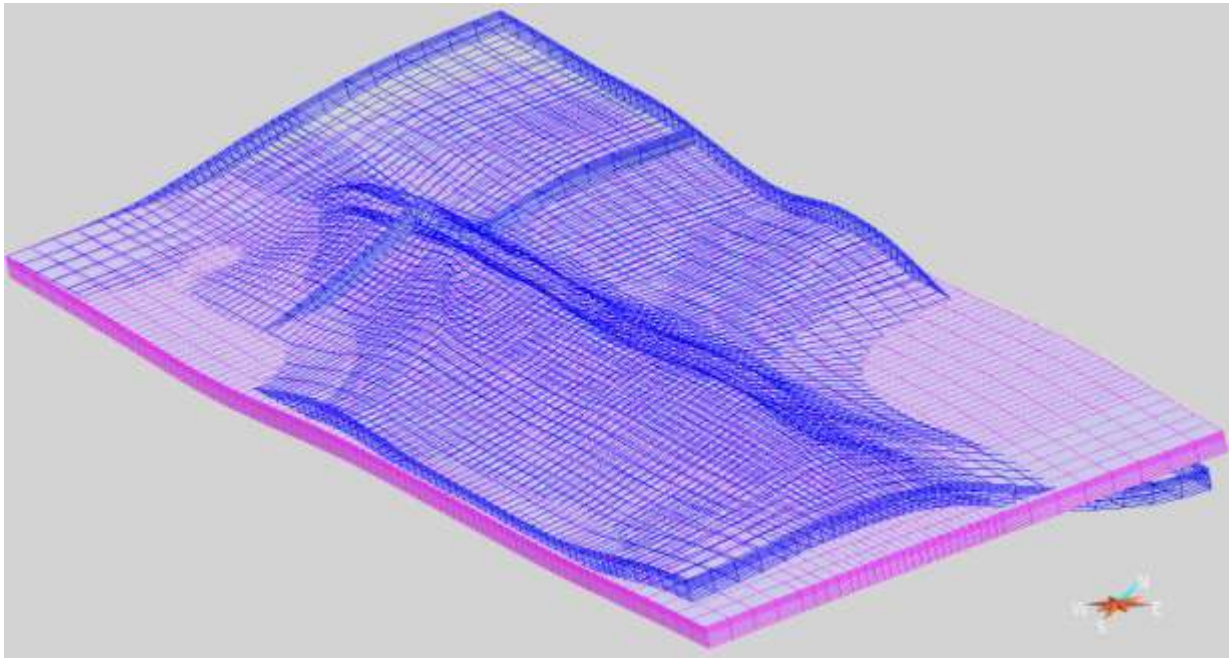


Figure 73: Vue S-E de la grille de maillage représentant la couche de la Madison à l'état actuel (en bleu) et déplié (en violet).

On a ensuite procédé à des essaies de dépliage de la couche de la Madison pour tenter de mesurer le taux de racourcissement dû au plissement, l'exemple présenté sur la figure 73 correspond à un raccourcissement de 5% entre la couche dépliée (en violet) et l'état actuel de la couche de la Madison (en bleu). Ce travail toujours en cours permet de vérifier la cohérence et l'équilibre des coupes géologiques dessinées surtout quand on ne possède pas de profils sismiques qui permettraient d'avoir une connaissance de la géologie en subsurface. Il devrait permettre dans l'avenir d'estimer les taux de raccourcissement ou d'extension en intégrant dans le modèle les données sur la deformation et les contraintes que procurent les méthodes analytiques d'ASM ou des macles de la calcite précedemment citées.

1.4 La fracturation à SMA

Le développement de la fracturation dans les couches sédimentaires de l'anticlinal de Sheep Mountain et sa relation avec la faille inverse Laramienne sous-jacente ont permis de proposer une interprétation préliminaire de l'évolution de ce pli (Bellahsen et al., 2006a). Les fractures ont pu être regroupées en quatre familles (figure 74) : Une famille de direction N110 perpendiculaire à la stratification, interprétée comme antérieure à la compression Laramienne. Une deuxième famille de fractures, de direction N45, présente dans la charnière et sur le flanc sud-ouest (backlimb). Une troisième famille, parallèle à l'axe du pli et localisée surtout sur la charnière, interprétée comme des fentes d'extrados. Ces deux dernières sont à relier au développement du pli. Une quatrième famille dont la direction est parallèle à celle de la première famille mais avec un pendage vertical (figure 74). Dans le flanc nord-est (forelimb) du pli, les fractures de la première famille sont réactivées en failles inverses durant le basculement. La figure 75 présente une interprétation de l'évolution de la fracturation dans une partie du backlimb (1) et une autre partie dans le forelimb (2).

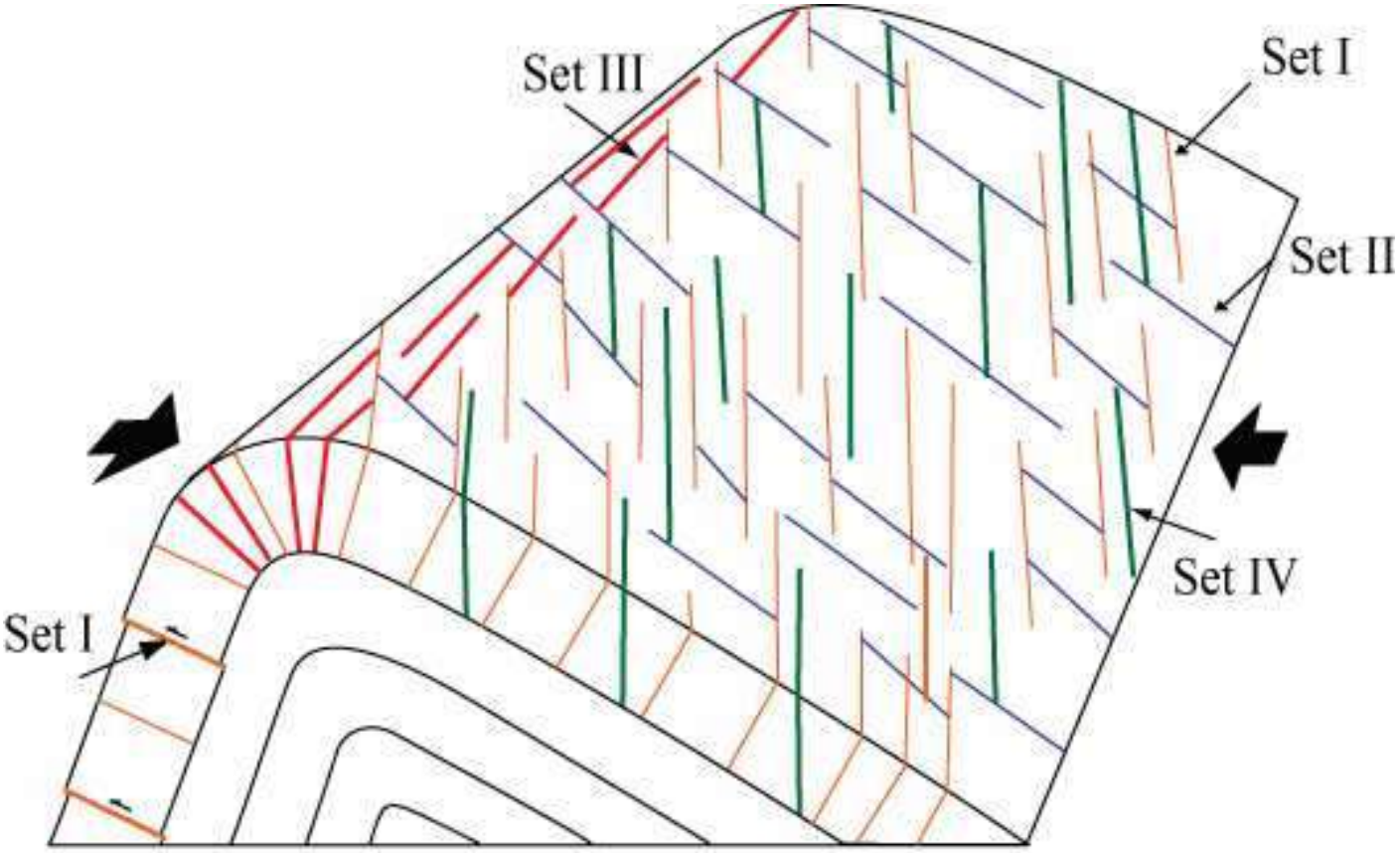
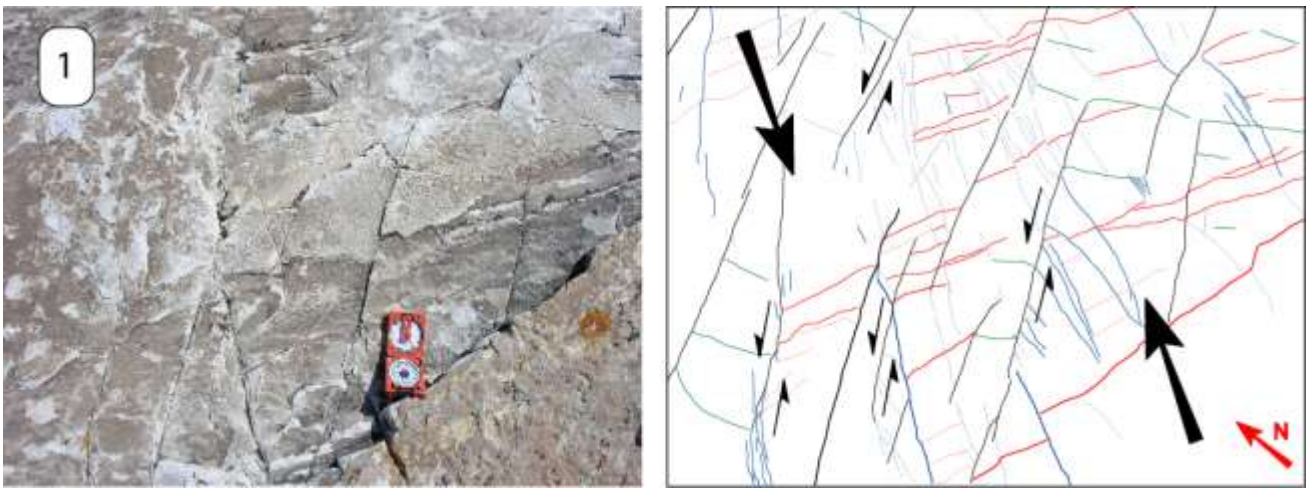


Figure 74: Illustration de la disposition des différents sets de fractures mesurés au niveau de la partie Nord du pli de Sheep Mountain (Bellahsen et al., 2006a)



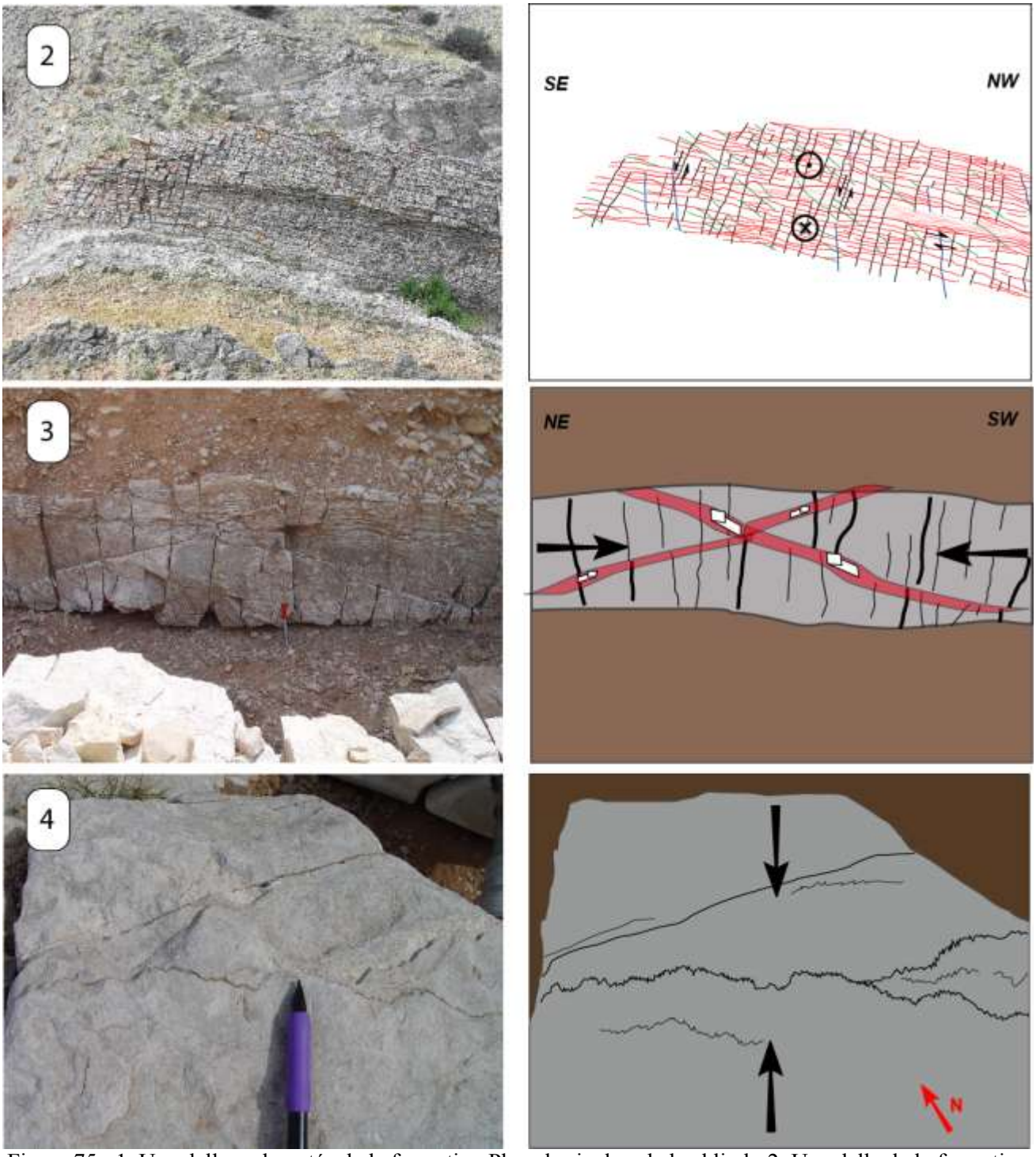


Figure 75: 1. Une dalle carbonatée de la formation Phosphoria dans le backlimb. 2. Une dalle de la formation Phosphoria dans le forelimb. En rouge les veines du set I (N 110), en noir les veines de Set II (N 45) et en bleu les queues de cheval correspondant à un jeu senestre des veines du set II. Dans le forelimb les veines du set I ont été reprises par un jeu inverse post-plissement. Le σ correspond à la direction eventuelle de la compression à chaque étape. 3 ; Faille inverse à l'avant du pli de Sheep Mountain. 4. Des stylolites enregistrées dans la formation de Phosphoria dans le backlimb. Les flèches noires représentent la direction de compression responsable de ces différents mécanismes de déformation.

2 Quantification des paléo-contraintes et de la déformation liées à la structure plissée de l'anticlinal de Sheep Mountain (publication n°1)

TECTONICS, VOL. 29, TC1005, doi:10.1029/2009TC002525, 2010

Cet article résume les principaux résultats obtenus sur la quantification des paléo-contraintes et de la déformation par l'analyse des macles de la calcite et celle des failles combinées avec un modèle numérique simple. La distribution des paléocontraintes et des déformations au sein de l'anticlinal de Sheep Mountain a été analysée dans le but de caractériser et définir l'enregistrement à la fois de la déformation et des contraintes avant et pendant le plissement et juste après celui-ci. Cela est fait à l'échelle macroscopique via l'analyse des failles et des fractures, et microscopique en utilisant les macles de la calcite. On a pu démontrer par cette étude que, dans la matrice comme dans les veines, la calcite a enregistré trois états de contraintes. Ces derniers correspondent respectivement à deux phases anté-plissements et une phase post-plissement. La première phase enregistrée correspond à une phase pré-Laramienne dont la direction de compression/raccourcissement est parallèle à l'axe du pli. La deuxième est interprétée comme la phase LPS du Laramide avec une direction de compression/raccourcissement perpendiculaire à l'axe du pli. La dernière phase présente aussi une direction de compression/raccourcissement perpendiculaire à l'axe du pli. Elle correspond à la phase tardive du Laramide (late fold tightning). Les valeurs des contraintes différentielles de ces deux dernières phases du plissement ont été quantifiées afin de préciser leur évolution dans les différents compartiments du pli au cours du temps.

Click Here for Full Article

Stress and strain patterns, kinematics and deformation mechanisms in a basement-cored anticline: Sheep Mountain Anticline, Wyoming

Khalid Amrouch,[1,2] Olivier Lacombe,[1] Nicolas Bellahsen,[1] Jean-Marc Daniel,[2] and Jean-Paul Callot[2]

Received 6 May 2009; revised 4 September 2009; accepted 22 September 2009; published 27 February 2010.

[1] In order to characterize and compare the stress-strain record prior to, during, and just after folding at the macroscopic and the microscopic scales and to provide insights into stress levels sustained by folded rocks, we investigate the relationship between the stress-strain distribution in folded strata derived from fractures, striated microfaults, and calcite twins and the development of the Laramide, basement-cored Sheep Mountain Anticline, Wyoming. Tectonic data were mainly collected in Lower Carboniferous to Permian carbonates and sandstones. In both rock matrix and veins, calcite twins recorded three different tectonic stages: the first stage is a pre-Laramide (Sevier) layer-parallel shortening (LPS) parallel to fold axis, the second one is a Laramide LPS perpendicular to the fold axis, and the third stage corresponds to Laramide late fold tightening with compression also perpendicular to the fold axis. Stress and strain orientations and regimes at the microscale agree with the polyphase stress evolution revealed by populations of fractures and striated microfaults, testifying for the homogeneity of stress record at different scales through time. Calcite twin analysis additionally reveals significant variations of differential stress magnitudes between fold limbs. Our results especially point to an increase of differential stress magnitudes related to Laramide LPS from the backlimb to the forelimb of the fold possibly in relation with motion of an underlying basement thrust fault that likely induced stress concentrations at its upper tip. This result is confirmed by a simple numerical model. Beyond regional implications, this study highlights the potential of calcite twin analyses to yield a representative quantitative picture of stress and strain patterns related to folding. **Citation:** Amrouch, K., O. Lacombe, N. Bellahsen, J.-M. Daniel, and J.-P. Callot (2010), Stress and strain patterns, kinematics and deformation mechanisms in a basement-cored anticline: Sheep Mountain Anticline, Wyoming, *Tectonics*, *29*, TC1005, doi:10.1029/2009TC002525.

1. Introduction and Aim of the Study

[2] Folding in sedimentary rocks results from two major mechanisms: buckling due to lateral tectonic compression and slip on thrust faults in the underlying strata [e.g., *De Sitter*, 1956; *Faill*, 1973; *Ramsay*, 1974; *Dahlstrom*, 1990]. The overall kinematics may include significant rigid body translations and rotations (e.g., flexural slip) [*Price and Cosgrove*, 1990], as well as considerable straining and/or fracturing of folded strata [e.g., *Sanz et al.*, 2007].

[3] Fractures are the most common macroscopic response of strata to folding [e.g., *Engelder*, 1987; *Engelder et al.*, 1997]. The analysis of the spatial distribution of orientations and densities of fractures between the different fold sectors and their correlation with geometrical attributes such as dip and curvature are commonly used to discuss the relationship between the development of the structural fabric and folding [e.g., *Stearns*, 1968; *Stearns and Friedman*, 1972; *Hennings et al.*, 2000; *Silliphant et al.*, 2002; *Bergbauer and Pollard*, 2004; *Tavani et al.*, 2006; *Bellahsen et al.*, 2006a; *Ahmadhadi et al.*, 2008].

[4] In contrast, description of internal deformation of folded strata and characterization of controlling mechanisms at the microscopic scale have received less attention, so the mechanical response of rocks during folding and the distribution of strain within the fold remain poorly understood. Three different deformation stages have been recognized during fold development. A prefolding phase of diffuse deformation is expressed by layer-parallel shortening (LPS), a folding phase during which the deformation is localized at the hinge and/or is accommodated by flexural slip in the limbs and a late stage fold tightening phase. During these phases, the relative contributions of fracturing and matrix deformation in the accommodation of internal strain of strata are largely unknown. The mechanisms active during the LPS stage for sandstone lithologies have been partly elucidated [*Frizon de Lamotte et al.*, 2002; *Saint-Bezar et al.*, 2002; *Sans et al.*, 2003; *Robion et al.*, 2007]. On the contrary, it is only recently that some studies have been able to quantitatively characterize some mechanisms operating during carbonate rock deformation and to describe the evolution of the associated microstructures [*Evans et al.*,

[1]ISTEP, UMR 7193, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Paris, France.
[2]Division Géologie-Géochimie-Géophysique, Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, France.

Copyright 2010 by the American Geophysical Union.
0278-7407/10/2009TC002525$12.00

2003; *Marfil et al.*, 2005; *Evans and Elmore*, 2006; *Graham*, 2006].

[5] Moreover, as emphasized by *Sanz et al.* [2008], stresses that develop during folding likely show a complex pattern and evolution in space and time since they are potentially affected by the interaction between deforming rock layers with different mechanical properties [e.g., *McConaughy and Engelder*, 2001; *Bourne*, 2003], the interfacial condition of the layer boundaries and the presence or absence of bed-parallel slip [e.g., *Couples and Lewis*, 2000; *Johnson and Johnson*, 2000; *Cooke and Underwood*, 2001; *Guiton et al.*, 2003a, 2003b]. The stress distribution is expected to change over time due to fold amplification, bedding rotation [*Fischer and Wilkerson*, 2000; *Engelder and Peacock*, 2001], and reactivation of early formed fractures [e.g., *Wilkins et al.*, 2001; *Bellahsen et al.*, 2006a; *Fiore*, 2006]. Slip along an underlying fault can additionally locally perturb the surrounding stress field, inhibiting development of LPS-related fractures above the fault before fold growth [*Bellahsen et al.*, 2006b]. Some efforts have been devoted to constrain stress evolution in folds using numerical modeling and to compare the results to types and distribution of natural fractures [e.g., *Guiton et al.*, 2003a, 2003b; *Sanz et al.*, 2008]. However, there are only few attempts at characterizing stress patterns in both orientations and magnitudes at the microscopic scale in a fold. So to date, the appraisal of the mechanical behavior of folded strata remains mainly based on observations of macroscopic fracture patterns and comparison with numerical modeling.

[6] In order to characterize and compare the stress record at the macroscopic and the microscopic scales, and to provide direct insights into stress levels sustained by rocks during folding, we investigate the relationship between fold development and stress-strain distribution in strata derived from fractures, striated microfaults and calcite twins. Understanding of the kinematics and structural evolution of folds has greatly benefited from the analyses of such stress-strain indicators, but only a few studies have attempted to define both stress orientations and magnitudes related to folding [*Lacombe et al.*, 1996a; *Lacombe*, 2001]. The main goal of this study is to characterize stress and strain patterns (both orientations and magnitudes) and the relationships between macroscopic and microscopic deformation in a well-exposed fold. To achieve this objective, we rely upon a combination of various techniques: inversion of fault slip data, analysis of fracture sets and analysis of calcite twin data. For the latter, we used both calcite stress inversion and strain gauge techniques that were never used together and even never previously compared.

[7] The basement-cored Sheep Mountain Anticline (SMA) (Wyoming) is taken hereinafter as a case study. This Laramide fold offers the double opportunity to study sedimentary strata in a well-exposed fold and to investigate the influence of an underlying basement thrust fault. Stress and strain patterns all over the SMA are deciphered by carrying out analyses of calcite twins, fractures and striated faults within the various outcropping formations. Special attention is paid to the timing of the calcite twinning and faulting relative to fold development. The results are compared to already available and newly collected mesoscale fracture data. Prefolding and postfolding stress and strain orientations and magnitudes are investigated in both the forelimb and the backlimb, thus providing for the first time an integrated picture of stress distribution during folding above a basement thrust fault. This study finally helps to constrain the mechanical behavior of folded strata and the deformation mechanisms active at different scales during folding.

2. Geological Setting

2.1. Laramide Uplifts ("Arches")

[8] The Rocky Mountain uplifts consist of isolated basement highs and folds in the foreland of the Sevier thrust belt, associated to high-angle thrust faults rooted deep in the basement [*Stone*, 1993; *Erslev*, 1993] (Figure 1). Among them, the Bighorn Mountains in Wyoming consist of an elongate, NW trending foreland uplift separating the Bighorn basin to the west from the Powder River basin to the east.

[9] Stratigraphic study of basins flanking these uplifts [*Dickinson et al.*, 1988] demonstrate that all the uplifts and related thrusts were initiated simultaneously during the Maastrichtian, during the Laramide orogeny. *Marshak et al.* [2000] suggest that the high-angle thrusts responsible for basement uplifts may result from the inversion of Proterozoic extensional faults. Alternatively, Sheep Mountain and other similar anticlines in the Bighorn basin have a distinct thinning of the Pennsylvanian Tensleep formation over their crests, which suggest that they are sited over previous highs which probably formed over Paleozoic faults active during the Ancestral Rocky Mountain Orogeny (E. A. Erslev, personal communication, 2009).

[10] Among the Laramide uplifts, the Sheep Mountain Anticline (SMA) is an asymmetric basement-cored fold [*Erslev*, 1993] located along the western edge of the Bighorn basin (Figure 1). The fold trends NW-SE and is NE verging. The Bighorn River cuts the anticline normal to the fold axis, thus providing a complete section of the cover.

2.2. Stratigraphy of the Bighorn Basin

[11] The Bighorn Basin was filled by 3000 m of sediments during the Paleozoic and Mesozoic [*Thomas*, 1965; *Ladd*, 1979, *Hennier and Spang*, 1983; *Rioux*, 1994; *Forster et al.*, 1996].

[12] The Cambrian (Flathead, Gros Ventre, and Gallatin formations), Ordovician (Big Horn Formation), and Devonian (Jefferson–Three Forks formations) sequences consist of about 500 m of shales, limestones, and dolomites which are not exposed at SMA.

[13] Four formations crop out at SMA (Figure 2). The oldest exposed formation is the Lower Mississippian Madison limestones (230 m thick) [*Sonnenfeld*, 1996]. This unit is overlain by the Carboniferous Amsden Formation (35 m thick), mainly composed of cross-bedded, light gray fine-grained quartz arenites [*Ladd*, 1979]. The Upper

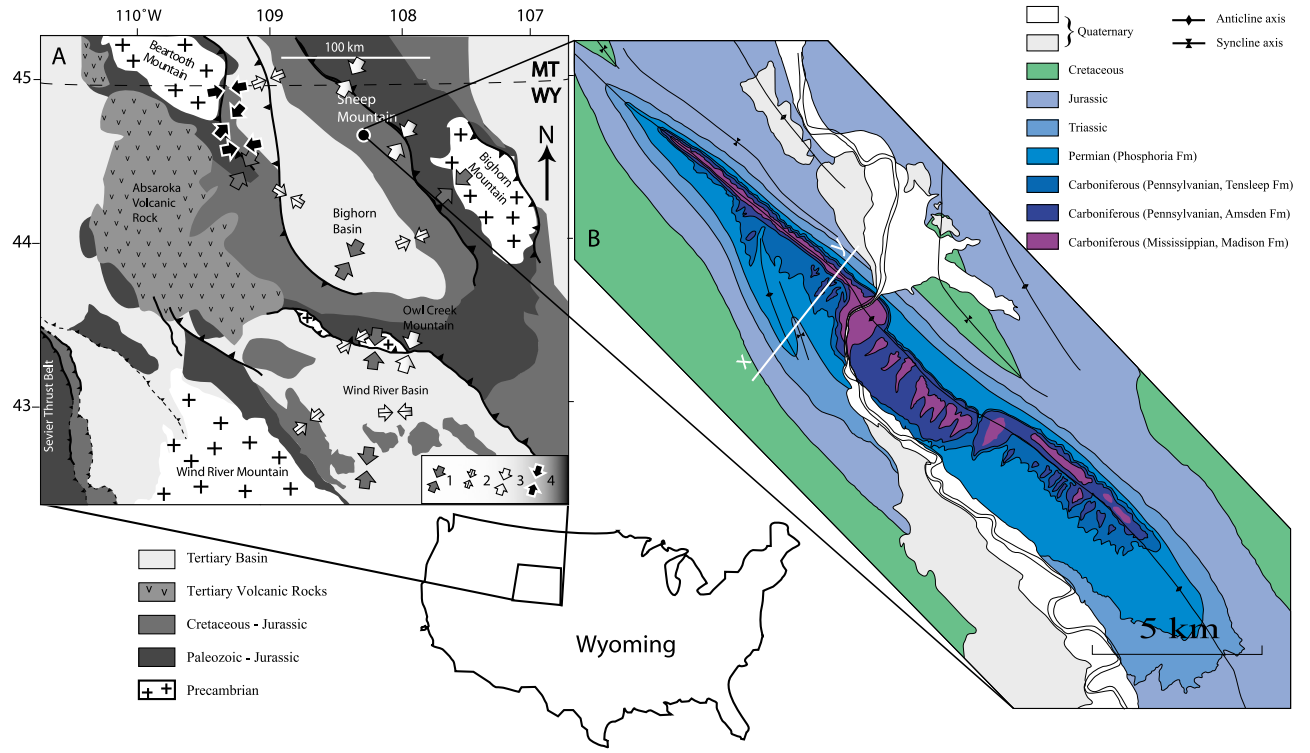


Figure 1. (a) Simplified geological map of Laramide uplifts in Wyoming. Arrows indicate Laramide and Sevier compression trends reconstructed by different authors: 1, Laramide compressional trend from *Craddock and van der Pluijm* [1999]; 2, Sevier compressional trend from *Craddock and van der Pluijm* [1999]; 3, Laramide compressional trend from *Varga* [1993]; 4, Laramide compressional trend from *Neely and Erslev* [2009]. (b) Geological map of Sheep Mountain Anticline. X-Y, location of cross section of Figure 3.

Pennsylvanian Tensleep Formation (29 m thick) is composed of interbedded thin sandstones, shales, and carbonates in its lower part and thicker beds of cross-bedded quartz arenites in its upper part. The Permian is represented by the 70 m of the Phosphoria Formation: predominantly siltstones and shales with a thin interbedded gypsum layer overlain by thick carbonates [*Ladd*, 1979]. The Phosphoria Formation is topped by the argilaceous Chugwater Formation of Triassic age. The overlying Mesozoic sediments are composed of sandstones, shales, and few carbonates that are preserved in synclines surrounding SMA (Figure 2).

2.3. Geometry of Sheep Mountain Anticline

[14] Sheep Mountain Anticline is a basement-cored, doubly plunging, asymmetric fold (Figures 1 and 3). Its NW–SE trend (Figure 1) is similar to that of many folds within the Rocky Mountains, although some others formed at acute angles to the regional compression [*Erslev*, 1993]. This fold formed during the Laramide orogeny under a NE trending compression at the end of the Maastrichtian and during Paleocene times [*Dickinson and Snyder*, 1978; *Engebretson et al.*, 1985; *Bird*, 1998, 2002].

[15] The steep northeastern limb (forelimb) of SMA dips between 40° and 90° northeast. This dip is shallower near the fold pericline and steeper in the central part of the fold. In the southwestern limb (backlimb), bedding dips are between 10° and 40° southwest. Near the northern termination, the fold axe plunges approximately 20° northwest and the fold is quite tight, while toward the south, the asymmetry increases and the curvature at the hinge decreases. At the southern termination, the plunge of the fold axis is approximately 10° southeast.

[16] At depth, the structure of the fold remains largely unconstrained. The fold overlies a fault that has been interpreted as a SW dipping thrust [*Hennier and Spang*, 1983; *Erslev*, 1993; *Forster et al.*, 1996; *Stanton and Erslev*, 2004]. *Stanton and Erslev* [2004] suggested that this thrust was later cut by a NE dipping thrust below the southern syncline. This fault chronology disagrees with that of *Hennier and Spang* [1983] and *Forster et al.* [1996], who argued that the SMA fault is a SW dipping back thrust of an older NE dipping thrust. *Stone* [2004] proposed that the SW and NE dipping thrusts developed contemporaneously in Laramide times.

[17] In the back limb, a smaller fold ("thumb") branches on the main anticline, trending NNW–SSE. Because of its wavelength, this structure was interpreted as a "rabbit ear" related to a shallower thrust fault with no implication of the basement [*Hennier and Spang*, 1983; *Forster et al.*, 1996; *Savage and Cooke*, 2004; *Stanton and Erslev*, 2004].

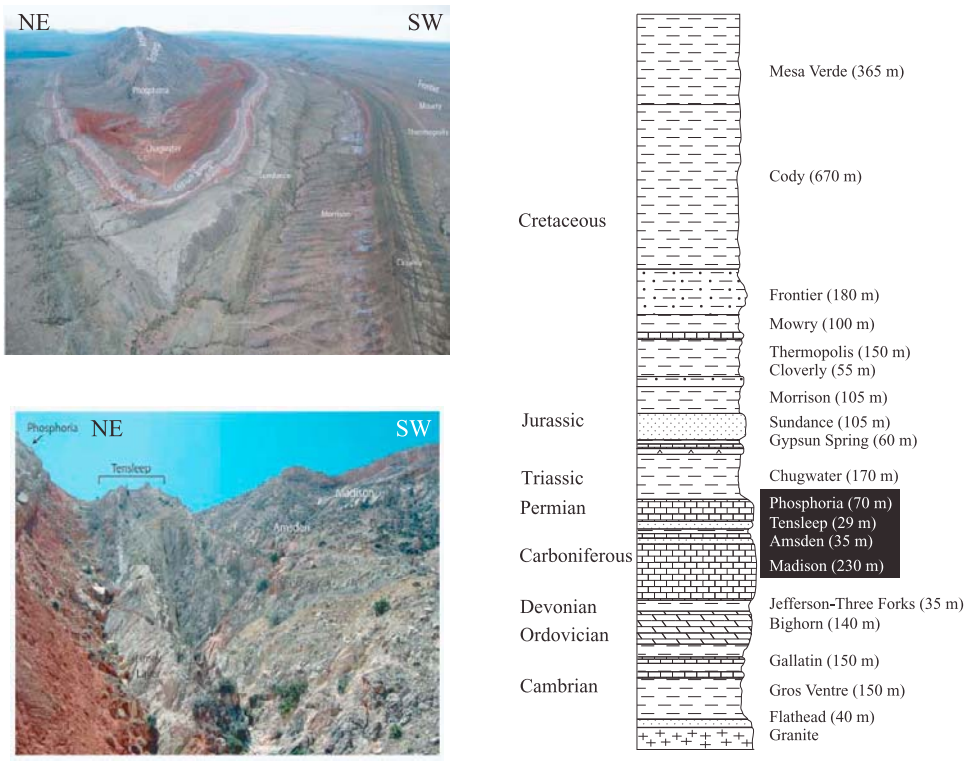


Figure 2. Stratigraphic section [after *Ladd*, 1979] and pictures of formations that crop out at SMA.

[18] The partially renewed interpretation of the deep structure at SMA shown in Figure 3 does not involve any new sequence of basement faulting, but tries to be consistent with structural features commonly recognized in inversion tectonics such as short cuts and triangle zones that are likely to be encountered at depth [e.g., *Roure et al.*, 1990; *Roure and Colletta*, 1996]. For instance, we favor the reactivation of the underlying SW dipping (normal) fault as

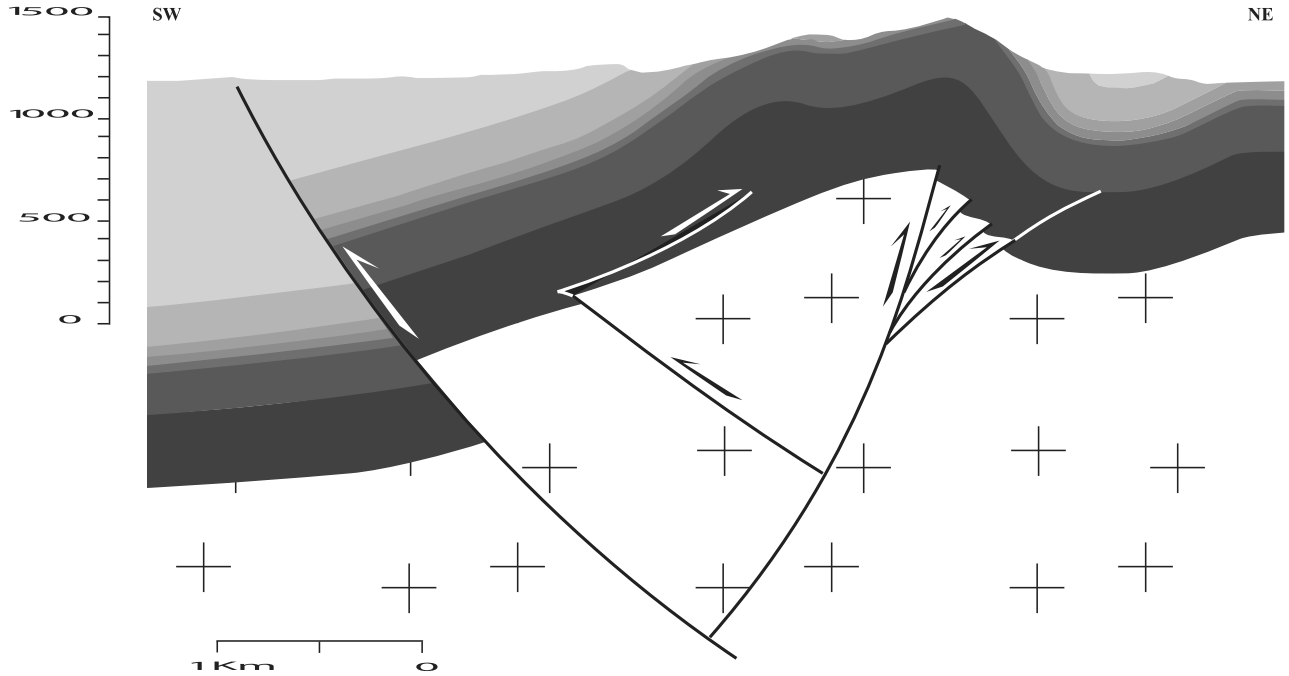


Figure 3. Cross section through SMA (location along X-Y in Figure 1b) modified after *Hennier and Spang* [1983] and *Stanton and Erslev* [2004].

a high-angle thrust fault with a short cut accommodated by many splays in order to account for the relatively distributed deformation required for basement folding. In addition, the small "rabbit ear" (thumb) fold has a trend similar to that of many other basement-cored fold in the Rockies, so that this trend is likely controlled by a basement structure. We therefore propose that the SW dipping shallower thrust below the thumb that roots in a decollement in the clayish Gros Ventre Formation does not merge directly from the master SW verging thrust below the Bighorn basin as suggested by *Stanton and Erslev* [2004] but is rather associated to a triangle zone above a second-order NE dipping basement (normal) fault also reactivated as a high-angle thrust (Figure 3).

[19] As a result, shortening in SMA is accommodated in the sedimentary layers primarily by both folding and internal deformation, whereas it is accommodated in the basement by inversion of preexisting (normal) faults resulting in high-angle thrusts and short cuts. In spite of these differences in deformation style between cover and basement, the value of the shortening is rather similar between the cover and the basement, i.e., ~350 and 500 m, respectively; these values correspond to shortening of approximately ~5% and 7%.

2.4. Sevier Versus Laramide Stresses and the Laramide Uplifts

[20] Previous works have reported a main NE to ENE compressional trend or transport direction related to the Laramide orogeny in the investigated area (Figure 1) [*Hoppin*, 1970; *Sales*, 1968; *Reches*, 1978; *Dickinson and Snyder*, 1978; *Engebretson et al.*, 1985; *Brown*, 1988; *Wise and Obi*, 1992; *Varga*, 1993; *Bird*, 2002]. *Craddock and van der Pluijm* [1999] recently performed a study of Sevier and Laramide strain orientations by the measurement of mechanically twinned calcite from Paleozoic–Mesozoic carbonates. The overall direction of regional LPS fabrics preserved in the carbonates of the Idaho–Wyoming portion of the thrust belt is oriented ENE–WSW, i.e., generally parallel to the Sevier thrust transport direction (~E–W) (Figure 1a). In contrast, synorogenic calcite cements and veins preserve a distinct twinning deformation history: in Laramide uplifts and adjacent basins as far east as the Black Hills, twinned vein calcite preserves a subhorizontal, N–S shortening strain, regardless of the vein orientation. These authors concluded that deformation of the plate interior during the Sevier orogeny was dominated by E–W contraction at the plate margin, which changed into dominantly oblique contraction (N–S shortening) along western North America during the younger, basement-involved Laramide event.

[21] Reported stress orientations near frontal fault zones of Laramide age foreland uplifts in Wyoming [*Varga*, 1993, Figure 1] are compatible with horizontal compression at high angles to the frontal fault zones and to the general trends of the uplifts. The orientations of the compression directions vary with uplift trend, from nearly E–W (eastern Laramie Range), to NE (Bighorn Mountains) and to N–S (Owl Creek Mountains and Casper Mountains).

[22] Temporal variations in Laramide stress orientations have been proposed [*Chapin and Cather*, 1981, 1983; *Gries*, 1983, 1990; *Bergerat et al.*, 1992). *Chapin and Cather* [1981, 1983] suggested a change in Laramide compression direction from N70°E to N45°E at 55 Ma, whereas *Gries* [1983, 1990] suggested a three-stage rotation of horizontal compression during the Laramide, from approximately E–W (Campanian to Paleocene) to NE–SW (Paleocene) to N–S (Eocene). These authors relate the counterclockwise rotation in principal horizontal stress to changes in the North American plate velocity vector during the opening of the Atlantic. *Gries* [1983, 1990] specifically related variation in orientation of Rocky Mountain foreland uplifts to the suggested temporal changes in compression direction. Other authors rather suggested that the various foreland uplifts in Wyoming formed during a single period of ENE directed [*Sales*, 1968; *Stone*, 1969] or NE directed [*Brown*, 1981, 1988; *Paylor et al.*, 1989; *Blackstone*, 1990] compression. *Varga* [1993] concluded that the dominant Laramide trend was NE and that regionally local deviations may arise from strain partitioning with zones of dominantly compressional deformation and zones of dominantly strike–slip faulting along E–W trending structures oblique to the overall Laramide compression.

2.5. Previous Fracture Studies at Sheep Mountain Anticline

[23] The main steps of fracture development in relation to SMA development have been described by *Bellahsen et al.* [2006a] and *Fiore* [2006]. Four fracture sets (sets I to IV) were identified in SMA based on orientation data and deformation mode. Reported fracture orientations for sets I, II, and III are coaxial with bedding and unfolded. Reported orientations for set IV are present-day orientation.

[24] Set I fractures that strike 110°, oblique to the fold trend, are interpreted as a regional fracture set that was present before the Laramide anticline and originated in a different stress field. Set II joints striking 045° and observed in the hinge and the backlimb, are interpreted as related to the NE oriented Laramide compression just prior to and during initial anticline growth (LPS joints). Joints striking 135° (set III), nearly parallel to the fold trend, are found mainly in the hinge and are interpreted to have formed in response to bending stresses during folding. Set IV corresponds to vertical joints oblique to the fold axis and striking 110° that may have developed in the backlimb in response to stress relaxation during fold exhumation. *Bellahsen et al.* [2006a, 2006b] inferred that the fracture pattern suggests a fixed hinge folding mode with little lateral propagation of the underlying SW dipping thrust fault and of the anticline, and that the forelimb was located in the early stage of folding of SMA in the hanging wall of the basement thrust fault.

3. Methods for Characterizing Stress and Strain Patterns in SMA

[25] In order to investigate the stress record during folding at both macroscopic and microscopic scales, we

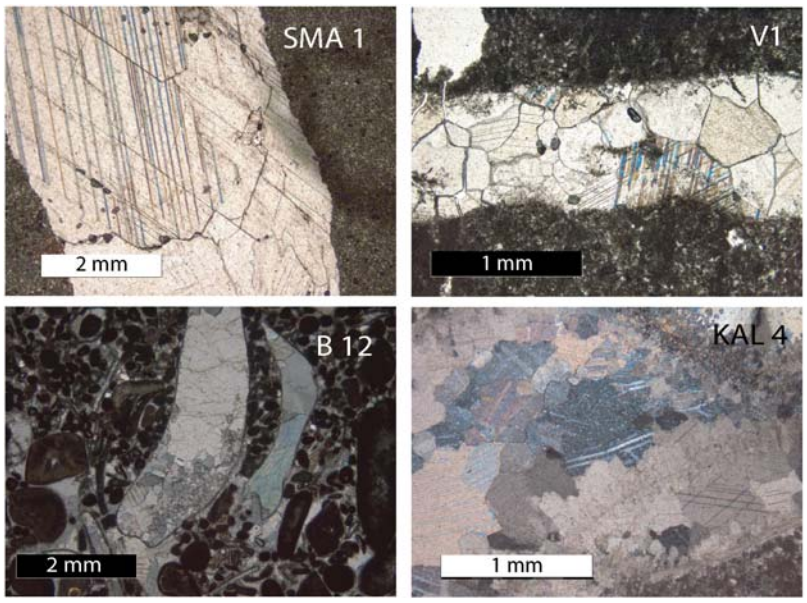


Figure 4. Photographs of twinned grains from veins and matrix from studied samples. Vein SMA1 belongs to set I, while V1 vein belongs to set II. SMA 1, Madison Formation; V1, Phosphoria Formation; B 12, Thermopolis Formation; Kal 4, Madison Formation.

carried out a study of striated microfaults and calcite twins. Combination of both methodologies has proven to be an efficient tool to characterize paleostress fields in terms of both stress orientations and magnitudes during development of fold-thrust belts as well as of individual fold structures [e.g., *Lacombe et al.*, 1993, 1996a, 1996b, 2007; *Lacombe*, 2001]. The results are compared to the results of a new study of fracture sets in SMA.

3.1. Calcite Twins Analysis

[26] Widespread mechanical e-twinning occurs in calcite deformed at low temperature (Figure 4). The e-twinning requires a low critical resolved shear stress (RSS) (10 ± 4 MPa), which depends on grain size [e.g., *Rowe and Rutter*, 1990] and internal twinning strain [*Turner et al.*, 1954; *Laurent et al.*, 2000; *Lacombe*, 2001, 2007], and has only a small sensitivity to temperature, strain rate and confining pressure. Twinning is possible along three glide $\{01\bar{1}2\}$ planes. Depending on the orientation of the principal stresses, twinning may occur on any or all of these twin planes.

[27] Several methods for determining stress or strain components from calcite twin lamellae have already been proposed (see review by *Burkhard* [1993]). For this study, we used Etchecopar's calcite stress inversion technique (CSIT) [*Etchecopar*, 1984] (see details in work by *Lacombe* [2001, 2007]) to obtain the stress tensor, while Groshong's calcite strain gauge technique (CSGT) [*Groshong*, 1972] allows production of a strain ellipsoid. The CSIT applies to small twinning strain that can be approximated by coaxial conditions, so orientation of twinning strain can be correlated with paleostress orientation.

3.1.1. Determination of the Paleodeviatoric Stress

[28] The inversion process takes into account both the twinned and the untwinned planes, the latter being those of the potential e-twinning planes that never experienced a RSS of sufficient magnitude to cause twinning. The inverse problem consists in finding the stress tensor that best fits the distribution of twinned and untwinned planes. The basic hypothesis is that the RSS τ_s acting on any twinned e plane is higher than, or at least equal to the critical RSS τ_a. Thus, for twinned planes: $\tau_s \geq \tau_a$ and for untwinned planes: $\tau_s < \tau_a$.

[29] Etchecopar's CSIT allows simultaneous computation of principal stress orientations and differential stresses. The tensor solution is calculated as a normalized reduced stress tensor such as $(\sigma_1 - \sigma_3)$ is scaled to 1 $[(\sigma_1 - \sigma_3)^* = 1]$. Thus, the value of the RSS τ_s acting on any plane lies between -0.5 and + 0.5, that is, $-(\sigma_1 - \sigma_3)^*/2$ and + $(\sigma_1 - \sigma_3)^*/2$ [*Jamison and Spang*, 1976]. Theoretically, all the twinned planes consistent with a given tensor must sustain a τ_s value larger than the one exerted on any untwinned plane. The best tensor solution is searched as to minimize the function f, ideally equal to 0, defined as

$$f = \sum_{j=1}^{N} \left(\tau_{sj} - \tau_{a'}\right),$$

where $\tau_{a'}$ is the smallest RSS applied on the twinned planes compatible with the tensor and τ_{sj} are the RSS applied on the N untwinned planes j such that $\tau_{sj} > \tau_{a'}$ (for more details, see *Etchecopar* [1984] and *Laurent* [1984]). The $\tau_{a'}$ value is deduced from the inversion and corresponds to the critical RSS for the normalized tensor used for calculation.

[30] The optimal tensor is obtained when (1) the maximum of twinned planes are taken into account; (2) the maximum of untwinned planes are taken into account; and (3) the f value is minimal (in practice, one can authorize a weak percentage, 10%–15%, of untwinned planes receiving a RSS larger than $\tau_{a'}$ because of measurement uncertainties and local heterogeneities at the grain scale).

[31] This process leads to the determination of the orientations of the principal stresses σ_1, σ_2, and σ_3 and the stress ellipsoid shape ratio, $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ with $0 \leq \phi \leq 1$.

[32] The access to the fifth parameter of the tensor is possible because of the existence of a constant critical RSS τ_a:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \frac{\tau a}{\tau a'} x (\sigma_1 - \sigma_3)^* = \frac{\tau a}{\tau a'}$$

The final result is the determination of the five parameters of the deviatoric tensor responsible for the twinning: the σ_1, σ_2 and σ_3 orientations, and the differential stress values $(\sigma_1 - \sigma_3)$ and $(\sigma_2 - \sigma_3)$. Uncertainties on computed stress orientations are about 10°–15°; uncertainties on differential stress values are ±20%; the latter partly arise from sample purity and local facies changes within stratigraphic horizons across the study area [e.g., *van der Pluijm et al.*, 1997] and from the methodology used [e.g., *Lacombe and Laurent*, 1996; *Laurent et al.*, 2000].

[33] When more than ~30% twinned planes in a sample are not explained by a unique stress tensor, the inversion process is repeated with the uncorrelated twinned planes and the whole set of untwinned planes. This procedure provides an efficient way to separate superimposed twinning events and to calculate related stress tensors where polyphase deformation has occurred.

[34] The CSIT is to date the only technique that allows simultaneous calculation of principal stress orientations and differential stress magnitudes from a set of twin data, therefore allowing to relate unambiguously differential stress magnitudes to a given stress orientation and stress regime. Numerous studies have demonstrated its potential to derive regionally significant stress patterns, even in polyphase tectonics settings [e.g., *Lacombe et al.*, 1990, 1993, 1996a; *Rocher et al.*, 1996, 2000, and references therein].

3.1.2. Determination of the Strain Ellipsoid

[35] The CSGT [*Groshong*, 1972, 1974] allows computation of the strain ellipsoid. Strain magnitudes vary greatly, however, depending on factors such as lithology, grain size and porosity, and are a function of twin thickness. The results of *Evans and Dunne* [1991] and *Groshong et al.* [1984] demonstrated that the calcite strain gauge gives quite accurate measurement of the orientations of the principal strain axes up to 17% of strain.

[36] Groshong's CSGT takes into account the widths of thin and thick twins. For each twin set measured, the average twin width, number of twins, grain width normal to twins, and the orientations of the c axis and the e-twin plane are measured. In general, widths of thin and thick twins are measured separately. However, in our samples only thin twins could be observed. The principal strains (ε_{max}, ε_{int}, and ε_{min}; expressed in % changes in length) and their orientations are calculated. The CSGT also computes positive and negative expected values (PEV and NEV, respectively) for all twins in a given thin section. NEV correspond to twin sets with sense of shear inconsistent with the calculated strain tensor. A high percentage of negative expected values (>40%) indicates that a second, noncoaxial twinning event occurred.

[37] The tensor shear strain for a given twin set in the plane defined by the normal to the e twin plane and the glide direction g[e1:r2] (i.e., the intersection between the e twin plane and the r $\{10\bar{1}1\}$ cleavage plane) is given by

$$\Gamma_{eg} = \frac{1}{2} \tan \psi = \frac{0.347}{w} \sum_{i=1}^{n} t_i,$$

where ψ is the angle of shear, w is the thickness of the grain perpendicular to the twin plane, and $\sum_{i=1}^{n} t_i$ is the total width of the twin lamellae in the set.

[38] The data are treated like strain gauge measurements and a least squares solution is used to find the complete calcite twinning strain tensor for the sample. Principal strain magnitudes and directions are then found using standard eigenvector and eigenvalue analysis. This technique has provided valuable results when applied to fold-thrust belts and forelands [e.g., *Harris and van der Pluijm*, 1998; *Craddock and van der Pluijm*, 1999].

3.2. Analysis of Fault Slip Data

[39] The kinematics of a fault population is defined using striations observed on mesoscale fault planes at many sites. The main objective is to define the successive states of stress and their probable significance in relation to local/regional tectonics. Other stress indicators, such as veins and stylolites help to constrain extensional and compressional trends, respectively. The methodology of fault kinematic studies to determine paleostress fields and identify temporal and spatial stress changes has been used in many areas worldwide over the past 30 years [e.g., *Letouzey*, 1986]. To determine the stress fields associated with fold evolution in the investigated area, we have carried out a quantitative inversion of distinct families of fault slip data determined at each individual site, using the method proposed by *Angelier* [1990].

3.2.1. Assumptions and Basic Mechanical Principles

[40] Fault slip inversion assumes that (1) the analyzed body of rock is physically homogeneous and isotropic and if prefractured, is also mechanically isotropic, i.e., the orientation of fault planes is random, (2) the rock behaves as a rheologically linear material [*Twiss and Unruh*, 1998], (3) displacements on the fault planes are small with respect to their lengths and there is no ductile deformation of the material and thus no rotation of fault planes. Moreover, the computation assumes that (4) a tectonic event is characterized by a single homogeneous stress tensor, (5) the slip responsible for the striation occurs on each fault plane in the direction and the sense of the maximum resolved shear

Table 1. Results of Stress Tensor Determination Based on Fault Slip Data[a]

Site	Formation	Trend (Plunge) of the Principal Stress Axes (deg)			Ratio Between Differential Stresses (Φ)	Number of Data	α (deg)
		σ_1	σ_2	σ_3			
X1	Madison	063 (55)	323 (07)	229 (35)	0.36	9	11.4
		226 (04)[b]	135 (21)[b]	327 (68)[b]	0.36	9	11.4
X2	Tensleep	240 (14)	330 (01)	062 (76)	0.45	7	12.7
		060 (04)[b]	329 (03)[b]	274 (86)[b]	0.45	7	12.7
X5	Tensleep	077 (04)[b]	167 (01)[b]	274 (86)[b]	0.4	22	18.3
X6	Cretaceous	038 (03)	308 (01)	193 (87)	0.47	31	6.3
		209 (00)	299 (64)	119 (26)	0.11	15	13.5
X10	Madison	311 (25)	082 (54)	209 (24)	0.75	5	8.2
		320 (20)[b]	127 (70)[b]	031 (02)[b]	0.75	5	8.2
X7	Phosphoria	219 (03)	310 (12)	116 (78)	0.0	8	6.8
X9	Phosphoria	220 (12)	311 (07)	070 (76)	0.1	19	6.0
		033 (04)	126 (38)	298 (52)	0.23	15	8.0
X15	Madison	042 (05)	132 (02)	239 (84)	0.9	9	6.9
		042 (81)	321 (09)	051 (00)	0.67	10	10.9
X11	Madison	285 (76)	133 (12)	042 (06)	0.0	4	2.7
		217 (20)	125 (05)	023 (70)	0.13	4	7.3
X14	Madison	281 (08)[b]	033 (69)[b]	188 (19)[b]	0.24	6	3.5

[a]Ratio Φ is defined in text; α is average angle between actual slip and computed shear stress.
[b]Back-tilted stress axes.

stress (Wallace-Bott principle), and (6) the slip on each of the fault planes is independent of each other.

[41] The basic principle consists of finding the best fit between the observed directions and senses of slip on numerous faults and the theoretical shear stress induced on these planes by the tensor solution of the inverse problem. The results are the local orientation of the three principal stress axes σ_1, σ_2, and σ_3 and the ϕ ratio. The quality of the tensor calculated is given by numerical estimators such as the average angle between the computed shear stresses and the actual striations on fault surfaces (Table 1). Uncertainties in the principal stress directions depend mainly on the geometric distribution of fault slip data; under optimal conditions, the accuracy on the trend and plunge of stress axes is better than 10°.

3.2.2. Establishing a Relative Chronology Between Successive Faulting Events

[42] The identification and separation of successive generations of faults and related stress regimes is based on both mechanical incompatibility between fault slips (individual misfits of fault slips with the computed stress tensors) and relative chronology observations (superimposed striations on fault surfaces, crosscutting relationships between faults, . . .). Particular attention is also paid to horizontal axis rotations of rock masses due to folding. Where tilted bedding is observed as a result of folding, faults may have formed before, during or after folding (Figure 5). Following *Anderson* [1951], we assume that away from major fault zones, one of the three principal stress axes of a tensor is generally vertical. If a conjugate fault set formed before folding and was secondarily tilted with the bedding, the tensor calculated on this set does not display a vertical axis. Instead, one of the stress axes is generally found perpendicular to bedding, whereas the two others lie within the bedding plane. In such a case, the fault system is interpreted after back tilting to its initial position by rotation along the local strike. In contrast, a conjugate fault system with two horizontal and one vertical principal stress axes irrespective of bedding dip is clearly postfolding. A set of conjugate strike-slip fault system (for instance) with an acute bisector σ_1 inclined consistently less than, but in the same direction as bedding dip likely developed during folding. Within a heterogeneous fault population this geometrical reasoning allows separation of data subsets based on their age relative to fold development. In the case of the relatively simple geometry of SMA, this criterion is of primary importance for establishing a relative chronology. The chronology inferred this way may also be confirmed by identification of superimposed striations on reactivated fault surfaces where observable.

3.3. Analysis of Fracture Sets

[43] New fracture data were collected during recent field surveys [*Fiore*, 2006; this study]. Fracture orientations, lengths, spacing, and modes of deformation (opening or shearing) were recorded, as well as abutting relationships. At each measurement site, all fractures were measured in areas typically a few tens of meters on a side. As in the work by *Bellahsen et al.* [2006a], fracture sets are defined based on orientation, deformation mode and relative chronology. Most of these fractures show opening displacement with no observable shear movements. Some show only microscopic opening displacement and can be classified as joints but most are veins characterized by various thickness of cement. Plumose structures, i.e., common and characteristic features of mode I fractures [*Engelder*, 1987; *Pollard and Aydin*, 1988], are sometimes preserved on their surfaces. In some sites, thin sections were cut in order to check the dominant occurrence of mode I joints and veins, therefore allowing to use these fracture sets as reliable indicators of orientations

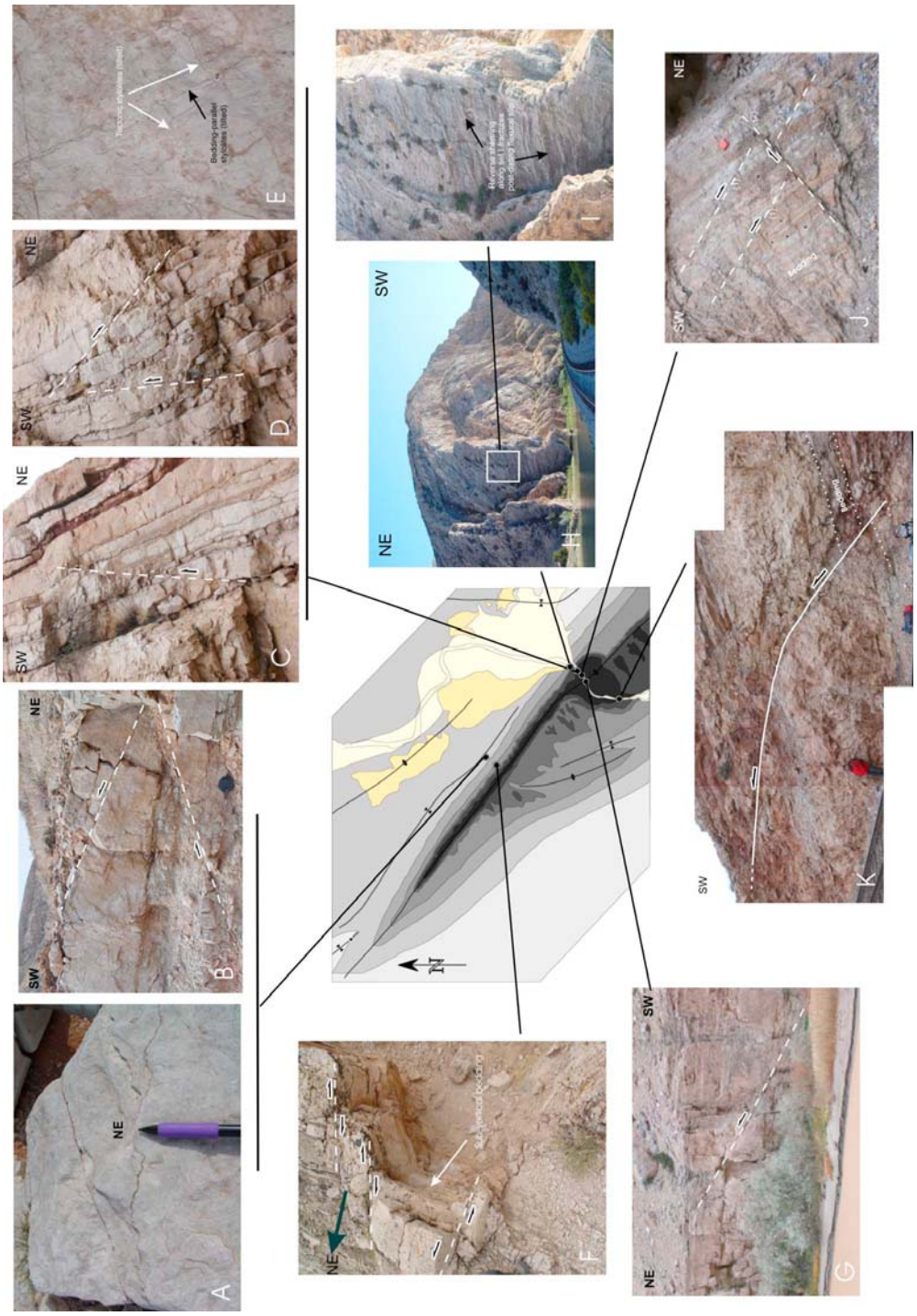


Figure 5. Examples of mesoscale faults and other structures observed in the field. (a) Tectonic stylolites in Cretaceous limestones in the syncline located north of SMA. (b) Conjugate reverse faults in Cretaceous limestones in the syncline located north of SMA. (c and d) Prefolding reverse faults in the forelimb of SMA (Madison Formation). (e) Tectonic and bedding-parallel stylolites in the forelimb of SMA (Madison Formation). (f) Late conjugate strike-slip faults offsetting vertical beds in the forelimb of SMA (Phosphoria). (g) Reverse fault at the hinge of SMA within the canyon (Madison Formation). (h) View of SMA forelimb from the northern end of the canyon of the Bighorn river. (i) Detail of the forelimb beds showing reverse shearing along set I postdating flexural slip (Madison Formation). (j) Example of chronology between reverse faults in the forelimb of SMA (Madison Formation): prefolding reverse faults (1) cut by postfolding reverse fault (2). (k) Example of NE trending reverse fault consistent with NW–SE shortening.

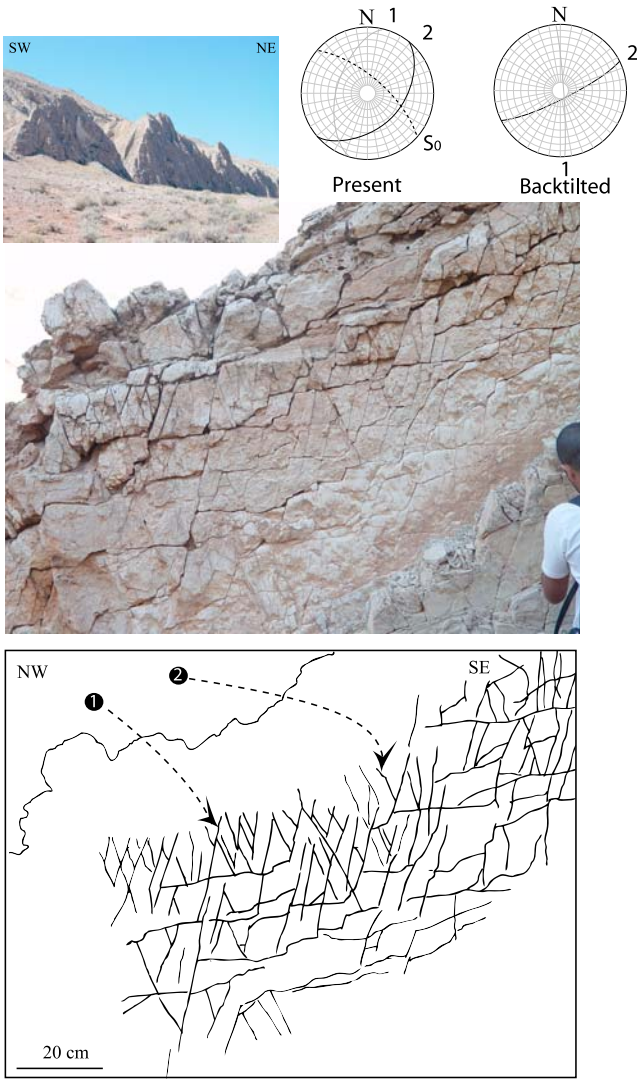


Figure 6a. Detailed views of fractures close to site 11 on steep pavements in the forelimb (Phosphoria Formation). The views are from below the pavement, looking NE.

of paleo-σ_3 trends [*Engelder*, 1987] to be compared with stress directions derived from inversion of fault slip and calcite twin data. In many outcrops, small shear displacements, splay veins (Figures 6a and 6b) and extensional jogs were observed along veins. Such sheared veins were carefully considered to demonstrate further reactivation.

[44] We present hereinafter stereonets of the orientation data (see *Bellahsen et al.* [2006a] for description of the fracture cluster determination code, developed at IFP). The results of this analysis are presented in a polar stereonet using the Lambert projection on the lower hemisphere with great circles representing the mean plane of each fracture set.

3.4. Microstructural Setting and Strategy of Sampling

[45] The Bighorn River cuts through the fold and provides natural exposures of most formations that crop out in SMA. We took advantage of these exceptional exposure conditions to collect rock samples all over the anticline and in all formations, with the aim at investigating the differential mechanical response of the different lithologies (carbonates, sandstones, and shales) affected by the same deformation history. We sampled both matrix and veins, especially prefolding veins (set I) and fold-related veins (sets II and III, Figure 4). Some samples were discarded because the grain size was too small or because they contained gypsum. Fourteen samples were retained for twin analyses.

[46] Sampling both fold limbs constrains the chronology of twinning relative to the folding. As for fault slip data, one might expect that if a twin set formed during the initial phase of LPS and was subsequently tilted with the strata during folding, then one axis of the stress-strain tensor should be perpendicular to bedding and the other two would lie within the bedding plane. In contrast, late or postfolding twin sets should yield two horizontal stress-strain axes and one vertical one (assuming that the regional stress-strain field is in that orientation). The chronology of twinning events and related stress-strain tensors can additionally be constrained by comparing calcite twinning strain preserved in rock matrix (which presumably recorded the entire stress history, or at least the earliest stages since calcite may harden once twinned) and in the different fracture sets (Figure 4).

[47] The coarse grained studied limestones present thin ($\sim$0.5 μm) and rectilinear e-twins, which cross the crystals over all their length (Figure 4). These characteristics indicate that these limestones probably underwent weak strain, 3% to 4% at most, under conditions of temperature lower than 150°C–200°C [*Ferrill et al.*, 2004]. Thirty four independent and representative stress analyses were generated (Table 2), and five samples were independently analyzed to get the strain ellipsoid (Table 3).

4. Results

4.1. Paleostress Orientations and Regimes

4.1.1. Paleostress Orientations From Calcite Twins

[48] Calcite twin analysis reveals three main tectonic stages: two stages of LPS (a prefolding compression nearly parallel to the fold axis and a prefolding compression perpendicular to the fold axis after bedding is restored to horizontal), and a stage of postfolding compression also trending normal to fold axis. Minor extensional stress tensors are also recognized in place. The results are illustrated in Figures 7 to 10; the characteristics of the stress tensors are reported in Table 2.

[49] The first LPS stage (LPS1 hereinafter) corresponds to a N135° directed compression. It is observed in both limbs. LPS1 is preserved by calcite twinning in the matrix of the Madison and Phosphoria formations. All stress tensors correspond to a strike-slip stress regime with nearly horizontal σ_1 and σ_3 axes (Figure 7).

[50] The second LPS stage (LPS2 hereinafter) corresponds to a NE–SW direction of compression with a maximum principal stress axis σ_1 that trends perpendicular

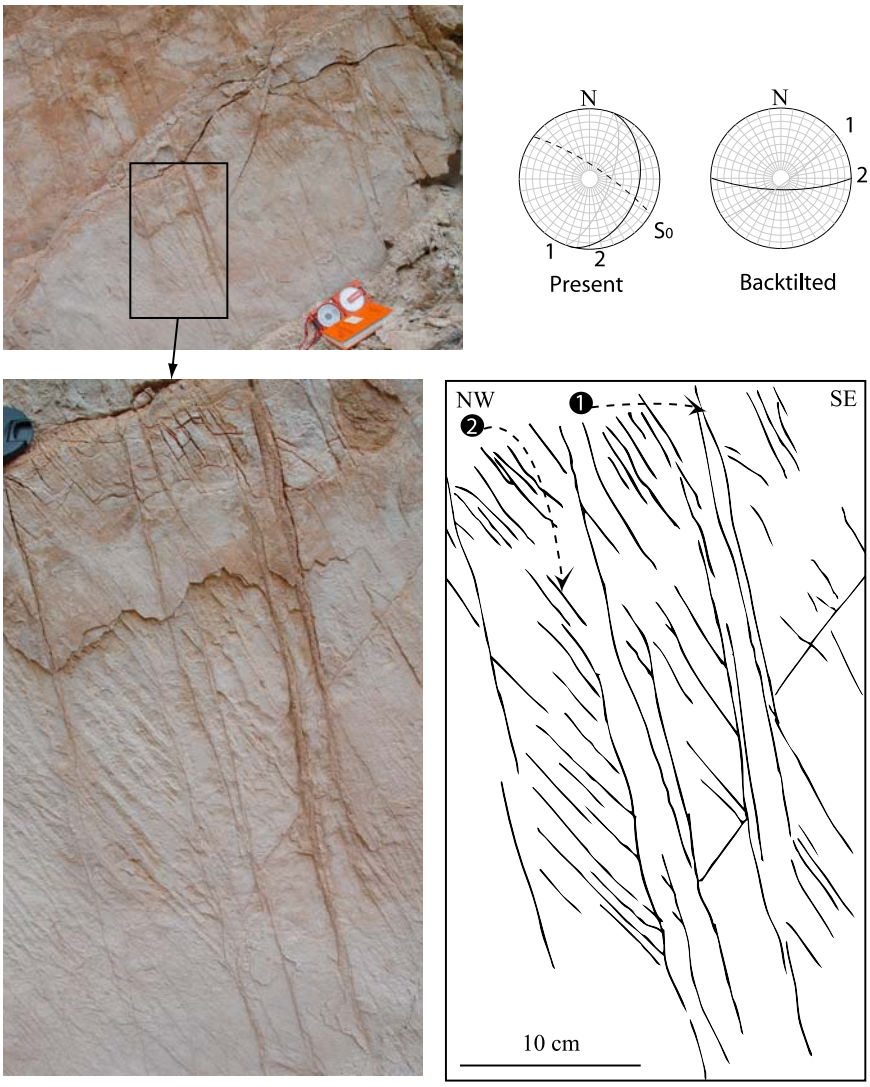


Figure 6b. Detailed views of fractures close to site 12 on steep pavements in the forelimb (Phosphoria Formation). The views are from below the pavement, looking NE.

to the fold axis. The stress tensors were obtained from veins affecting the Madison, Phosphoria and Tensleep formations in both limbs, except sample B12 collected in the syncline north of the NW fold termination (Figure 8). Most samples recorded a compressional stress regime, except three of them which yielded a strike-slip stress regime. In samples V1 and SMA7, the σ_1 axis is similarly oriented but the σ_3 axis is horizontal and perpendicular to the set II veins from which twin measurements were taken. This is in agreement with the interpretation of set II fractures by *Bellahsen et al.* [2006a]. In sample B12, both a compressional regime with σ_1 perpendicular to fold axis and an extensional regime with vertical σ_1 and σ_3 axis parallel to fold axis were obtained. The different tensors related to this stress regime are therefore linked by stress permutations: after back tilting, σ_1 is either vertical and associated with a NW–SE trending σ_3 (Figure 8, sample B12), or horizontal, with either σ_2 or σ_3 trending NW–SE (Figure 8, S32/S38, and Figure 8, V1 and SMA7). This suggests that NE–SW LPS2 was not a simple stress regime, varying both spatially and temporally throughout the fold from true NW–SE perpendicular extension to true NE–SW compression or a strike-slip regime with NE–SW compression and NW–SE extension. Such stress permutations are common during fold evolution. In the frame of the study, they can well account for the formation of set II veins from which twin data were collected and of associated LPS2 stylolites.

[51] A postfolding stage is also preserved by twinning in the veins and matrix from sandstones of the Tensleep Formation and carbonates from the Madison and Phosphoria formations, whatever the orientations of the veins from which measurements were taken. In all tensors the stress regime is strike-slip in type and the σ_1 axis strikes perpendicular to the fold axis (Figure 9).

[52] Extensional stress tensors were also identified (Figure 10). Three tensors were obtained from veins from

Table 2. Results of Stress Tensor Determination Based on Calcite Twin Data[a]

Sites	Formation	Age	Bedding Strike, Dip	Vein Strike, Dip	Trend (Plunge) of the Principal Stress Axes (deg) σ_1	σ_2	σ_3	$(\sigma_1 - \sigma_3)$ (MPa)	Ratio Between Differential Stress Φ	Total Number of Data T/UT	Number of Data Consistent With the Tensor T/UT
SMA1	Madison	Lower Carboniferous	117, 20 S	125, 80 NE	40 (57)	166 (21)	266 (24)	15 (±3)	0.5	82/23	42/16
					57 (76)[b]	169 (05)[b]	260 (13)[b]				
					223 (30)	322 (16)	76 (56)	23 (±5)	0.7	41/23	33/15
					221 (11)[b]	315 (23)[b]	109 (65)[b]				
SMA5	Tensleep	Upper. Carboniferous	146, 56 SW	120, 84 NW	62 (08)	266 (81)	152 (04)	44 (±9)	0.6	75/111	33/101
SMA7	Phosphoria	Permian	135, 32 SW	60, 85 NW	234 (34)	64 (55)	327 (05)	19 (±4)	0.6	114/24	54/24
					232 (02)[b]	127 (79)[b]	323 (11)[b]				
					46 (06)	264 (82)	136 (05)	43 (±9)	0.6	61/24	45/15
KAL4	Madison	Lower Carboniferous	137, 27S		312 (09)	67 (69)	219 (19)	43 (±9)	0.5	231/66	87/54
					308 (06)[b]	182 (80)[b]	39 (08)[b]				
					251 (07)	348 (46)	154 (43)	26 (±6)	0.2	150/66	58/59
KAL18	Madison	Lower Carboniferous	139, 52 NE		64 (18)	185 (58)	325 (26)		0.1	231/39	143/27
					321 (31)	199 (42)	73 (32)	13 (±3)	0.4	91/39	64/30
					345 (17)[b]	120 (67)[b]	250 (17)[b]				
B12	Thermopolis	Cretaceous	0, 0		13 (02)	104 (06)	268 (83)	70 (±14)	0.2	184/62	95/48
					95 (73)[b]	233 (13)[b]	326 (11)[b]	21 (±4)	0.7	92/62	36/52
B27	Phosphoria	Permian	127, 86 N		191 (54)	29 (34)	293 (09)	44 (±9)	0.5	47/36	25/29
					55 (36)[b]	206 (51)[b]	315 (14)				
					298 (14)	204 (17)	66 (68)	20 (±4)	0.5	93/36	46/25
					321 (10)[b]	81 (72)[b]	228 (15)				
V1	Phosphoria	Permian	136, 83 N	21, 70 E	45 (82)	225 (08)	135 (00)	45 (±9)	0.4	177/78	74/65
					226 (01)[b]	271 (89)[b]	136 (01)[b]				
					33 (19)	278 (51)	136 (33)	30 (±6)	0.3	102/78	49/70
V2	Phosphoria	Permian	136, 83 N	50, 30 E	195 (07)	104 (04)	342 (82)	51 (±10)	0.6	148/58	66/46
					134 (59)[b]	307 (31)[b]	39 (03)[b]				
					223 (19)	66 (69)	315 (08)	21 (±4)	0.8	102/58	40/54
B33	Phosphoria	Permian	136, 83 N		320 (05)	229 (11)	72 (78)		0.1	160/38	104/29
					141 (03)[b]	10 (85)[b]	231 (04)[b]				
					236 (32)	53 (57)	145 (01)	36 (±7)	0.9	56/38	34/38
S37_8	Tensleep	Upper Carboniferous	145, 39 SW	57, 84 SE	251 (40)	351 (12	95 (47)	25 (±5)	0.5	104/79	36/72
					247 (02)[b]	338 (26)[b]	152 (64)[b]				
S38_1	Phosphoria	Permian	146, 56 SW	120, 84 S	204 (39)	307 (15)	54 (47)	18 (±4)	0.8	67/66	27/64
					31 (11)[b]	123 (07)[b]	242 (77)[b]				
S32_11	Phosphoria	Permian		100, 74 N	193 (80)	293 (02)	23 (09)	44 (±9)	0.6	178/83	78/73
					21 (16)[b]	112 (03)[b]	211 (75)[b]				
FLC 2	Madison	Lower Carboniferous	150, 42 NE	150, 70 SW	191 (54)	324 (26)	66 (22)	41 (±8)	0.3	192/69	99/61
					120 (59)[b]	344 (23)[b]	246 (20)[b]				

[a]Ratio Φ is defined in text. T/U, twinned/untwinned planes.
[b]Back-tilted stress axes.

sets I and III showing σ_3 axes nearly perpendicular to the fold axis. This extension possibly reflects outer rim extension close to or at the fold hinge. However, it cannot be excluded that some of these tensors may be linked to the 135° LPS1 stage through a permutation of σ_1 and σ_2 axes.

4.1.2. Paleostress Orientations From Fault Slip Data

[53] The main compressional event corresponds to an ENE–WSW to NE–SW trend, nearly perpendicular to the trend of SMA axis. It is marked in the field by prefolding and postfolding fault systems. The prefolding fault system consists of dominant reverse microfaults clearly tilted within the strata (Figures 5c and 5d). In the backlimb, the NE compression is marked by numerous stylolitic peaks oriented within the bedding and well observable in the canyon of the Bighorn River within the Madison Formation (Figures 5 and 8). In some places, the NE trend evolves to ENE in the overlying Tensleep sandstones. This prefolding faulting event corresponds to LPS2. In some sites, the low bedding dip precludes unambiguous recognition of the prefolding character of faulting (site X5); we chose however to relate them to LPS2.

[54] The second faulting event is also related to NE compression but mainly occurred after bed tilting, and likely reflects a late stage of fold tightening. Whereas LPS2 is rather marked by stylolites and reverse microfaults, this event is instead marked by mixed reverse and strike-slip faults. The mixed populations of reverse faults and strike-slip faults probably represent protracted deformational events where, because of slight changes in relative horizontal stress magnitudes, the vertical stress component at some

Table 3. Results of Strain Tensor Determination Based on Calcite Twin Data

Sites	Formation	Age	Bedding Strike, Dip	Vein Strike, Dip	Trend (Plunge) of the Principal Strain Axes (deg) ε_{min}		ε_{int}		ε_{max}		ε_{min} (%)	ε_{int} (%)	ε_{max} (%)	NEV[a] (%)
SMA1	Madison	Carboniferous	117, 20 S	125, 80 NE	24	(12)	160	(70)	301	(16)	−1.8	−0.2	2	31
KAL4	Madison	Carboniferous	137, 27S		306	(30)	182	(40)	58	(31)	−1	−1	2	39
					293	(22)[b]	192	(19)[b]	65	(57)[b]				
					84	(16)	338	(40)	193	(44)	−0.5	0	0.5	22
KAL18	Madison	Carboniferous	139, 52 NE		34	(10)	155	(68)	301	(13)	−3	1	2	25
B12	Thermopolis	Cretaceous	0, 0		31	(06)	118	(05)	192	(83)	−2	0	2	21
B27	Phosphoria	Permian	127, 86 N		119	(13)	3	(59)	227	(22)	−0.75	−0.25	1	16
					293	(07)[b]	199	(21)[b]	10	(70)[b]				

[a]NEV, negative expected values (see text).
[b]Back-tilted strain axes.

times and places represents σ_2 and at other times and places within the fold represents σ_3. Therefore, these minor faults do not appear to be the result of more than one general period of deformation, but the relative values of stresses probably varied during folding, leading to local stress permutations between σ_2 and σ_3. These late strike-slip and reverse faults clearly offset subvertical strata and earlier fault sets in the forelimb (Figures 5f and 5j); some of the

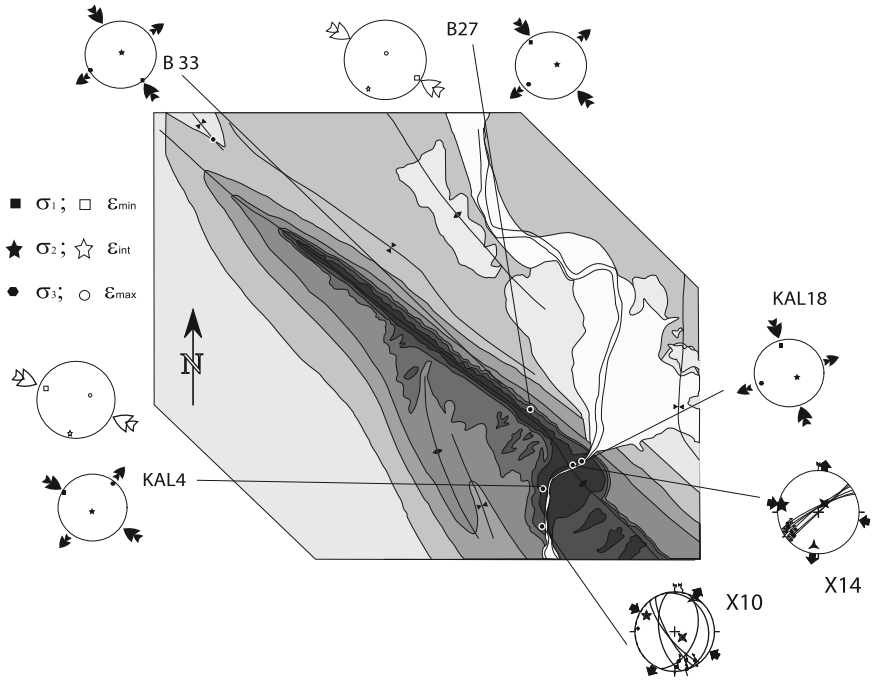


Figure 7. Paleostress orientations related to Sevier LPS1 derived from faults and calcite twins. Diagrams illustrating calcite twin data: thin curves represent vein planes. Solid squares, stars, and circle indicate the principal stress axes (σ_1), (σ_2), and (σ_3), respectively. Open squares, stars, and circle indicate the principal strain axes (ε_{min}), (ε_{int}), and (ε_{max}), respectively. Black arrows indicate directions of compression (convergent arrows) and extension (divergent arrows). White arrows indicate direction of shortening (convergent arrows) and traction (divergent arrows). All the diagrams are shown in the back-tilted attitude. In the diagrams illustrating fault slip data, thin curves represent fault planes and dots with double arrows (left- or right-lateral) or simple ones (centripetal-reverse/centrifugal-reverse) indicate striations. Stars indicate stress axes with five points (σ_1), four points (σ_2), and three points (σ_3). Small black diamonds represent stylolitic peaks. Large black arrows indicate direction of compression (convergent arrows) and extension (divergent arrows). All the diagrams are shown in the back-tilted attitude.

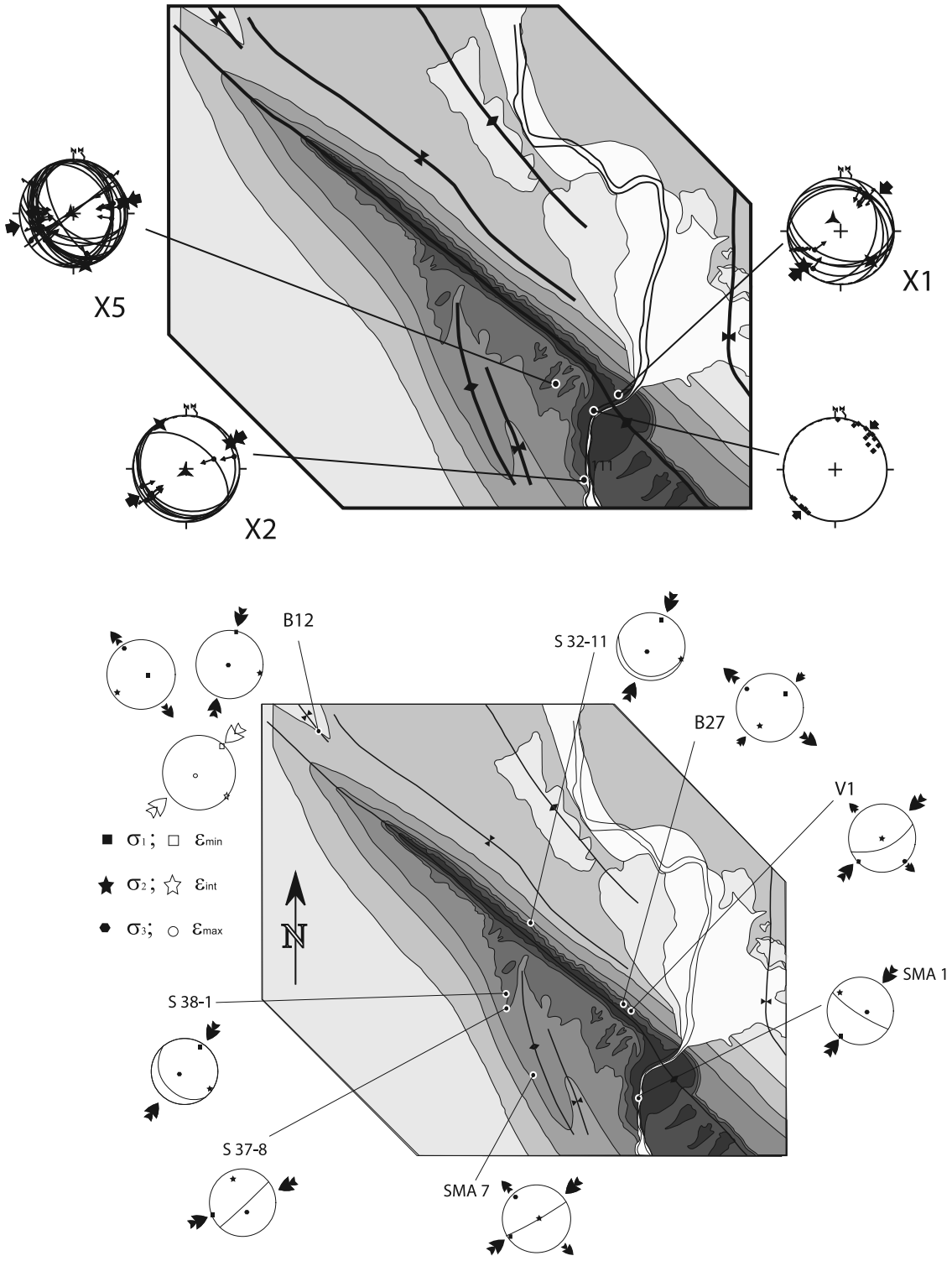


Figure 8. Paleostress orientations related to Laramide LPS2 derived from faults and calcite twins. For the diagrams illustrating calcite twin data and fault slip data, key is the same as in Figure 7. All the diagrams are shown in the back-tilted attitude.

late reverse faults correspond to reactivated set I fractures (Figure 5i). This late fold tightening stage seems to be better represented in the forelimb, but this may also be due to more favorable outcropping conditions due to bedding dip. These reverse faults are consistent with previous observations by *Hennier and Spang* [1983] and *Forster et al.* [1996]. Bed-parallel slip planes with slickensides [*Hennier and Spang*, 1983; *Sanz et al.*, 2008], mostly observed in the

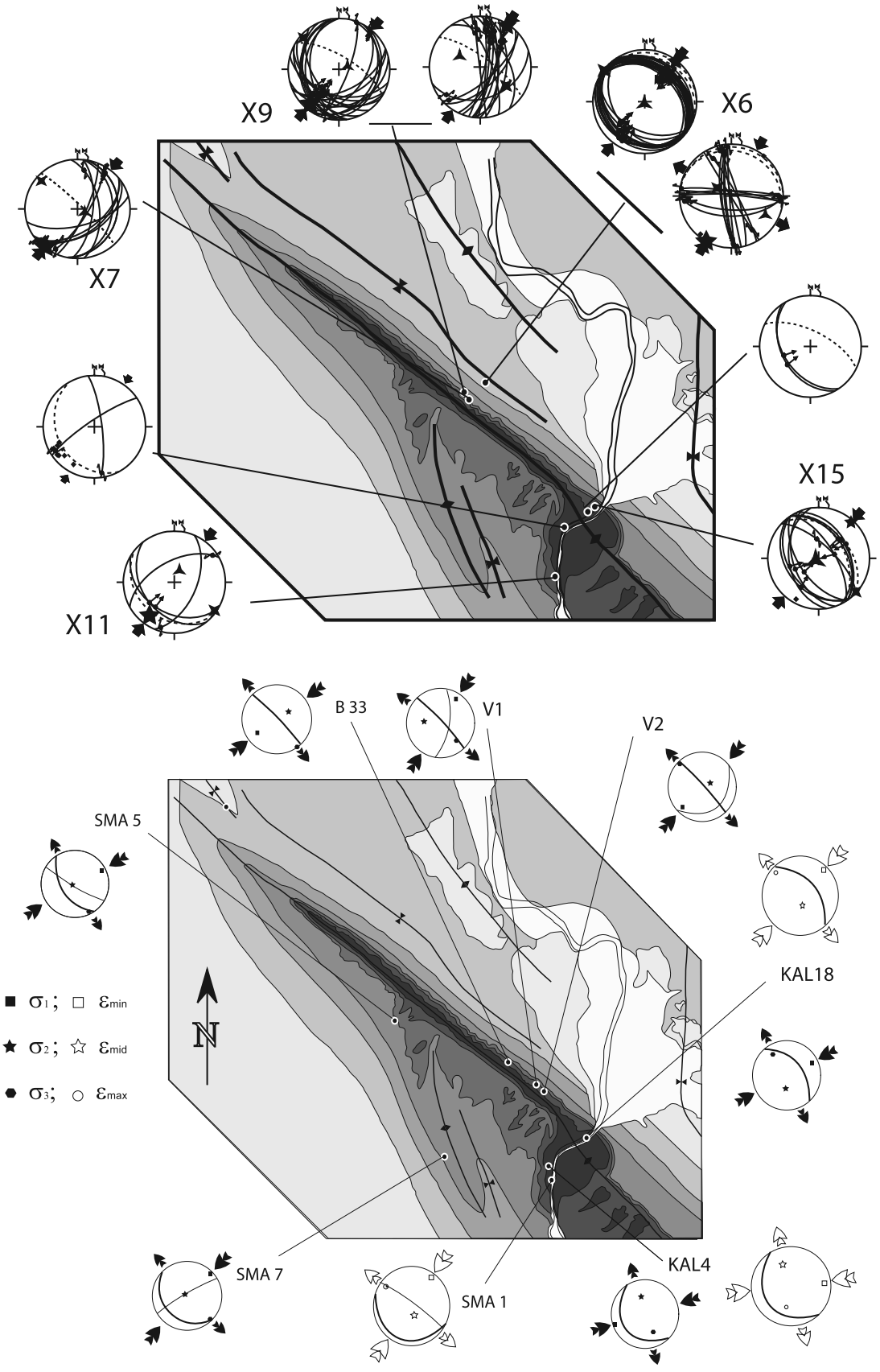

X9
X6
X7
X15
X11
B 33
V1
V2
SMA 5
KAL18
N
σ1 ; □ εmin
σ2 ; ☆ εmid
σ3 ; ○ εmax
SMA 7
SMA 1
KAL4

Figure 9

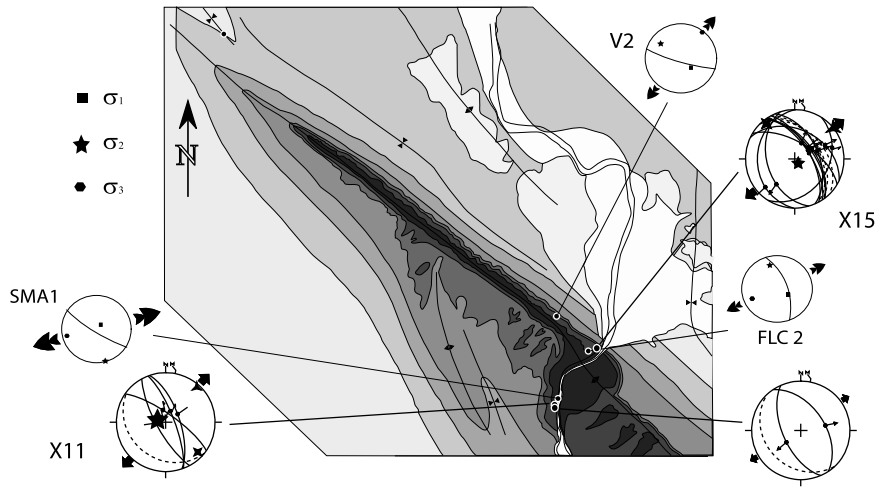


Figure 10. Extensional stress tensors with σ_3 axis normal to fold axis derived from faults and calcite twins. For the diagrams illustrating calcite twin data shown in the back-tilted attitude, key is the same as in Figure 7. For the diagrams illustrating fault slip data, key is the same as in Figure 7. Bedding planes (in their present attitude) shown as dashed lines.

forelimb, indicate a component of flexural slip with slip directions approximately normal to the fold axis and support a NE directed transport. This main NE–SW compression is also clearly recorded by conjugate systems of reverse and strike-slip faults in the nearly flat-lying Cretaceous limestones of the syncline north of SMA (Figure 9).

[55] A normal faulting stress regime associated with a NE–SW direction of extension has also been identified in few sites within the Bighorn River canyon, in the hinge and the steeply dipping forelimb. It is marked by steeply dipping normal faults striking parallel to SMA axis.

[56] A prefolding NW–SE compression event has also been recognized. Well documented by calcite twinning, this event is instead poorly marked by microfaults. Only 2 sites (Figure 7) show evidence for microfaulting to mesofaulting related to this compression trend (Figure 5k).

4.1.3. Successive Fracture Sets and Related Paleostresses

[57] Our new fracture analysis reveals the same first-order picture of development of successive fracture sets than the previous studies by *Bellahsen et al.* [2006a] and *Fiore* [2006] but additionally allows refining some of their conclusions. The set I fractures defined by *Bellahsen et al.* [2006a] were striking 110°E. As reported in Figure 11, those fractures actually range in strike between 110°E and 140°E (Figure 11, for example: sites 73, 74, 82). In the field, they are observed in many places as predating all the other fractures. Taking into account the NW–SE LPS1 trend derived from faults and calcite twins, we argue that these fractures most probably consist of pre-Laramide mode I fractures likely related to Sevier far-field orogenic stresses. These fractures were subsequently sheared during Laramide times [*Bellahsen et al.*, 2006a]: in the forelimb, they were reactivated as late folding thrust faults (Figure 5i), while they were reactivated as strike-slip faults in the backlimb as shown by associated tail cracks [*Fiore*, 2006].

[58] Our study also points out N–S trending and N045° trending fracture sets in the forelimb of SMA. The N–S set was not interpreted by *Bellahsen et al.* [2006a], and they argued that the LPS2-related 045°E joint set (set II) was significantly missing in the forelimb. Our new observations show that set II joints and veins that mark the NE compression can also be recognized in the forelimb, although they are less numerous there than in the backlimb and the hinge; they additionally show significant reorientation (local trends of 060–070°, Figure 11, sites 11, 32, 58 for example). The N–S fractures, more abundant in the forelimb than in the backlimb, were observed in other places around the Bighorn basin [*Callot et al.*, 2008]. Where chronological observations are reliable, they appear to predate 045°E fractures (Figure 6a) (J.-P. Callot, personal communication, 2009), and likely predate the Laramide folding event. Their tectonic significance still remains unclear.

[59] Finally, still in the forelimb, we observe fracture trending E-W in unfolded position (and 020°E east dipping in the present-day position). These previously undescribed fractures clearly postdate set II fractures (045°E, Figure 6b). As set II fractures probably initiate at the very beginning of folding (prefolding to early folding LPS2), these latter fractures probably occurred during the folding event. Thus, they might be interpreted as due to local extensional stresses, layer-parallel and in a plane close to vertical. Their occurrence may reflect a first stage of fold development with a large hinge including part of the future forelimb that has later migrated through time and/or localized in the present hinge.

Figure 9. Paleostress orientations related to Laramide late stage fold tightening derived from faults and calcite twins. Diagrams illustrating calcite twin data and fault slip data. same key as in Figure 7. Bedding planes (in their present attitude) shown as dashed lines.

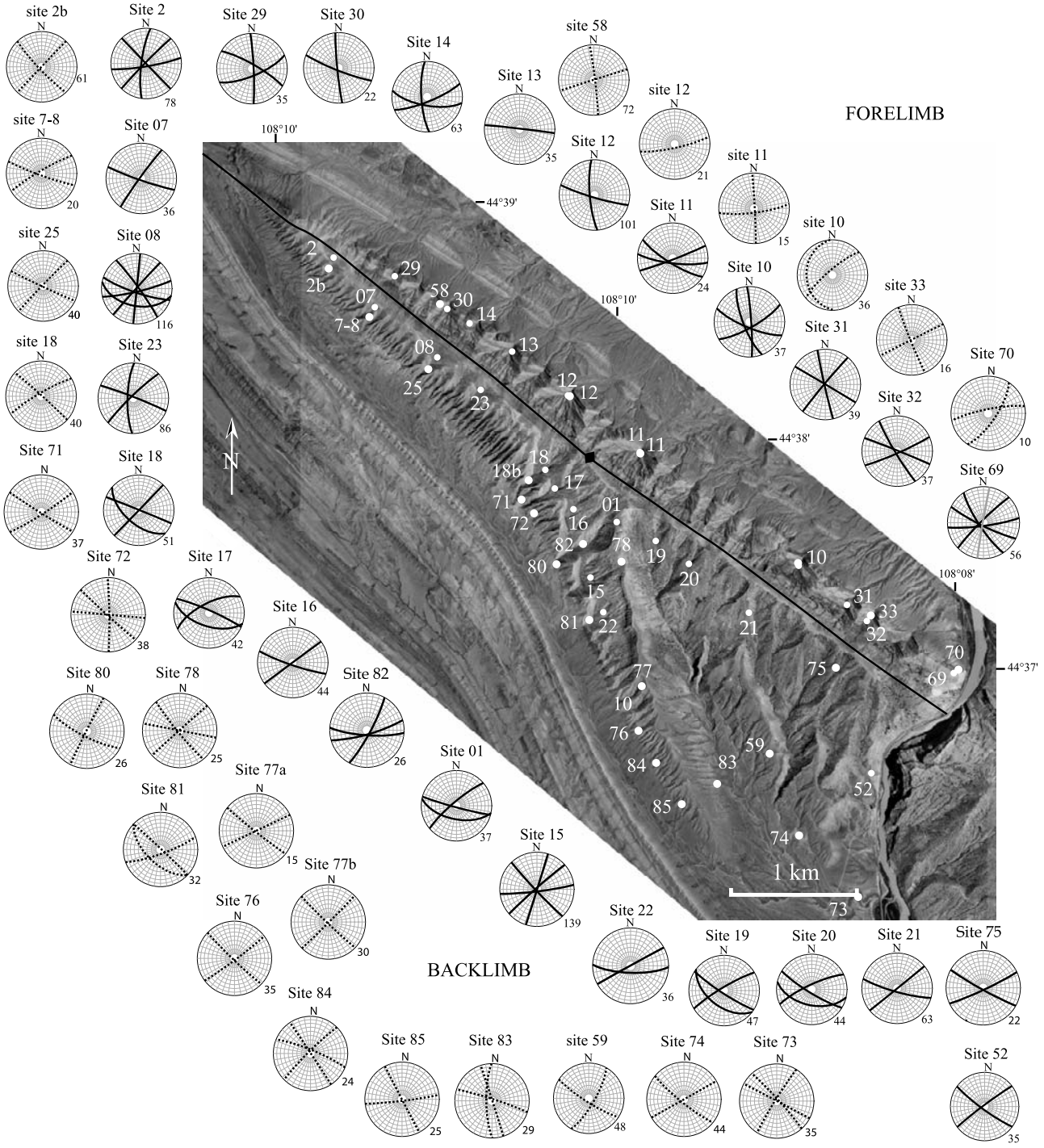


Figure 11. Aerial photograph of SMA with the backlimb, forelimb, and hinge fracture measurement sites and corresponding polar stereonets. Great circles represent the average bedding-corrected orientations of fracture sets. Dotted lines are for fracture data collected in the Phosphoria Formation.

4.2. Finite Strain Orientations and Magnitudes From Calcite Twins

[60] The five samples analyzed with Groshong's CSGT [*Groshong*, 1972] (Figures 7–9) also reveal three stages of finite strain. NW–SE LPS1 is preserved by twinning in Kal.4 in the backlimb and in B27 in the forelimb, with a small ε_{min} ($\sim -1\%$). These strain tensors are purely contractional with ε_{max} perpendicular to bedding (Figure 7). NE–SW directed LPS2 is preserved in matrix from sample B12 which recorded a ε_{min} equal to -2% and a ε_{max}

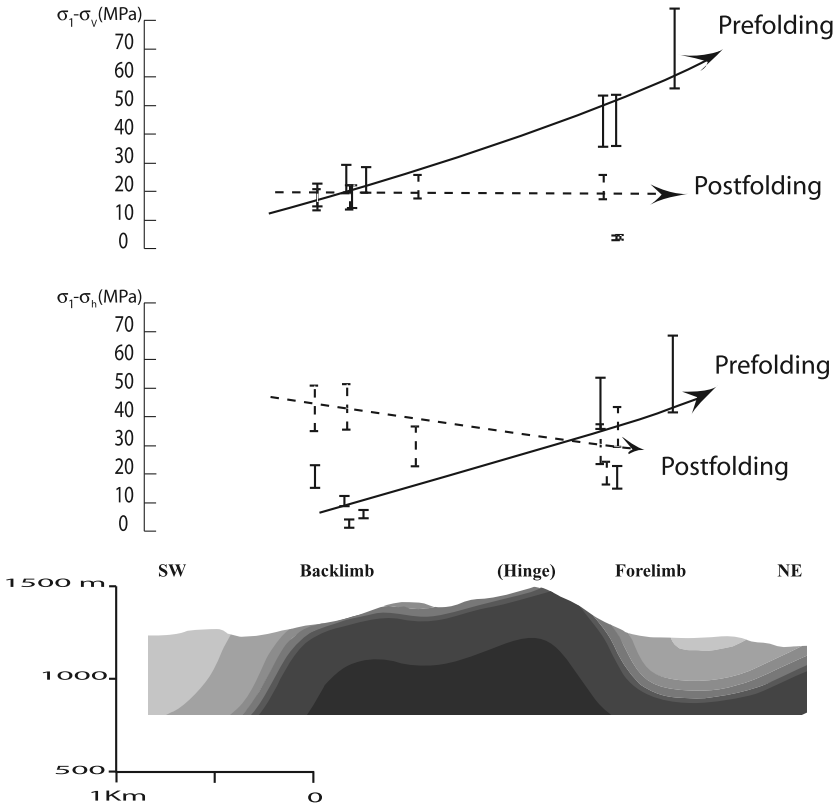


Figure 12. Evolution of Laramide prefolding and postfolding differential stresses through SMA (sites projected perpendicularly on the cross section of Figure 3).

perpendicular to bedding and vertical (Figure 8). Finally, samples Kal.18, Kal.4 and SMA.1 yield a strain tensor with ε_{min} perpendicular to the fold axis in the present-day attitude, suggesting that calcite twinning in these samples mainly recorded late stage fold tightening; ε_{max} is horizontal and parallel to the fold axis. ε_{min} values vary between −1.8 and −3% (except for Kal 4, Table 3).

4.3. Paleodifferential Stress Magnitudes Related to Folding in SMA

[61] As mentioned above, calcite twin analysis reveals a dominant prefolding compressional regime and a dominant postfolding strike-slip stress regime related to the Laramide tectonism. In order to properly compare Laramide differential stress values both in space (backlimb versus forelimb) and time (prefolding versus postfolding), and to take into account local (σ_2/σ_3) stress permutations, we have reported the curves showing the evolution of ($\sigma_1 - \sigma_v$) and ($\sigma_1 - \sigma_h$) rather than ($\sigma_1 - \sigma_3$) and ($\sigma_1 - \sigma_2$) curves (Tables 2 and 3 and Figure 12). During Laramide LPS2, both ($\sigma_1 - \sigma_v$) and ($\sigma_1 - \sigma_h$) increased from the backlimb toward the forelimb. ($\sigma_1 - \sigma_v$) increases from nearly 20 MPa in the backlimb to a value ∼60 MPa in the forelimb while ($\sigma_1 - \sigma_h$) evolves from 10 MPa in the backlimb to ∼50 MPa in the forelimb. A nearly similar increasing trend is therefore documented for ($\sigma_1 - \sigma_v$) and ($\sigma_1 - \sigma_h$) during Laramide LPS.

[62] During late stage fold tightening, ($\sigma_1 - \sigma_v$) remains nearly constant around 20 MPa in the backlimb and the forelimb. ($\sigma_1 - \sigma_h$) decreases from more than 40 MPa in the backlimb to nearly 20 MPa in the forelimb.

[63] Although the uncertainties on these estimates are rather large (±20%, see section 3.1.1; "error bars" on Figure 12), the overall trends of variation of these values (increasing or decreasing trends) and relative proportions of these estimates are reliable and can be used for discussion.

5. Discussion

5.1. Consistency of Stress and Strain Orientations and Regimes From Faults and Calcite Twins

[64] This study constitutes the first attempt to use jointly Etchecopar's CSIT and Groshong's CSGT to derive both stress and calcite strain prior to, during and after folding from a single set of samples. The weak calcite twinning strain (<3%) allows a direct comparison between finite strain tensors and stress tensors.

[65] In terms of orientations of shortening ε_{min}/compression σ_1, the results show a very good consistency, for the two LPS stages and the late stage fold tightening, therefore supporting that internal strain of folded strata remained mainly coaxial. The stress regimes and the regime of deformation for the prefolding and postfolding NE–SW

compression are consistent (mainly purely compressional for LPS2 and of strike-slip type with $\varepsilon_{max}/\sigma_3$ nearly horizontal for late stage fold tightening). However, for the NW–SE directed compression (LPS1), the regime is dominantly strike slip in term of stress and dominantly compressional in terms of strain. Comparisons between Laramide stress regimes derived from calcite twins with those derived from fault slip data shows a good agreement in both stress orientations and regimes. For the postfolding NE compression, the stress tensors determined from calcite twins are clearly of strike-slip type while those revealed by fault slip analysis are rather compressional strike-slip (σ_3 vertical but Φ ratios equal or close to 0 for sites X7, X9 and X11, Table 1). This is confirmed by the postfolding compressional reactivation of set I veins (Figure 5i) and the offset of subvertical bedding by late strike-slip faults (Figure 5f) in the forelimb.

[66] A major result of this study is therefore that prefolding stresses and stresses related to fold development were recorded homogeneously at different scales, i.e., from the microscopic (grain/aggregate) scale to the macroscopic (fracture sets) scale, therefore demonstrating that the whole stress history can be reliably deciphered from local observations.

5.2. Chronology of Successive Twinning Strains and Stresses and Regional Significance of Reconstructed Twinning Events

[67] In SMA, all the stress-strain indicators reveal a polyphase tectonic evolution. This is for instance clearly evidenced by sample KAL4 which revealed a NW–SE (Sevier) and an ENE–WSW (Laramide) shortening-compression trends using both Groshong's and Etchecopar's techniques (Figures 7, 8, and 9). Some samples have also preserved stress tensors related to the Laramide LPS2 and to late stage fold tightening, which could be revealed only using Etchecopar's technique (e.g., sample SMA7).

[68] The chronology of successive twinning strains and stresses is based first on the observation that some strain-stress tensors have maximum shortening-compression axes ($\varepsilon_{min}/\sigma_1$) inclined consistently and with the same dip as the bedding, while some others have maximum shortening-compression axes that are horizontal irrespective of bedding dip (section 3.4). This leads us to clearly distinguish LPS-related strain-stress tensors to strain-stress tensors related to late stage fold tightening [e.g., *Harris and van der Pluijm*, 1998; *Lacombe et al.*, 1996a, 2007]. There is no clear evidence for strain-stress tensors with maximum shortening-compression axes inclined consistently less than, but in the same direction as bedding dip which would have reflected either synfolding twinning [*Lacombe*, 2001] or rotation of prefolding twins at the grain scale due to flexural slip [*Harris and van der Pluijm*, 1998].

[69] The chronology between successive twinning strains and stresses is further based on the comparison of calcite twinning strains and stresses preserved in rock matrix and in the successive vein sets. A stress tensor determined from the calcite grains filling a vein with a σ_3 axis perpendicular to the vein strike is likely related to the vein formation while other tensors (with stress axes inconsistent with the vein geometry) reflect later, postopening stress regimes (e.g., LPS2 recorded in set I vein at site SMA1). To this respect, the Sevier LPS1 was recorded by twinned calcite in the rock matrix, while the Laramide-related LPS2 was recorded in both the matrix and the veins, especially in set I and set II veins (Figure 8). The late stage fold tightening was recorded in both the matrix and the veins irrespective of their orientation (Figure 9). This strengthens the proposed relative chronology of successive stress regimes, with a first record of far-field Sevier stresses, mostly strike-slip, followed by the record of Laramide stresses, mostly compressional. Note that a vein attributed to the latest set IV by *Bellahsen et al.* [2006a] (SMA5, Figure 9) recorded the postfolding Laramide stresses, which means that these latest veins may have developed while the fold was still submitted to Laramide compression.

[70] This criterion of preservation of calcite twinning strain either in the matrix or in the veins is similar to that reported by *Craddock and van der Pluijm* [1999] to infer relative chronology between Sevier-related LPS1 and Laramide-related LPS2. The direction of regional LPS calcite fabric in the carbonate country rocks is oriented ENE–WSW and is considered to be Sevier-related, while synorogenic calcite cements and veins preserve a subhorizontal, N–S shortening strain, regardless of the vein orientation, related to Laramide shortening (Figure 1a). In SMA, the NW–SE trend can therefore be related to the far-field Sevier orogenic stresses for the period 80–75 Myr (Late Cretaceous: Campanian [*Bird*, 1998]).

[71] Our study therefore yields a stress history consistent with previously reported stress trends in the area investigated and surroundings (Figure 1). In particular, the main Laramide NE (to ENE) compressional trend identified in SMA is consistent with NE trending slickensides reported along the Five Springs thrust by *Hoppin* [1970] and with Laramide stress tensors derived by *Wise and Obi* [1992] in the same area, and with the ENE to NE trend of the regional compression during the Laramide orogeny [*Sales*, 1968; *Reches*, 1978; *Brown*, 1988; *Varga*, 1993; *Bird*, 2002; *Neely and Erslev*, 2009]. In the absence of positive evidence of successive distinct Laramide compressional trends in our new results, we follow *Varga*'s [1993] conclusion that around the Bighorn basin, the dominant Laramide compressional trend remained almost NE–SW and that local deviations may have arisen from strain partitioning with zones of dominantly compressional deformation and zones of dominantly strike-slip faulting along structures strongly oblique to the overall Laramide compression.

[72] The increase of calcite twinning shortening between Sevier LPS1 ($\sim$−1%) and Laramide late stage fold tightening ($\sim$−3%) (Table 3) can be tentatively explained by considering the more westward location of the Sevier deformation front compared to Laramide front. A similar interpretation was made by *Silliphant et al.* [2002] at Split Mountain in Utah and *Hennings et al.* [2000] at Oil Mountain in Wyoming. Therefore, the mean calcite twinning strain in our samples reliably reflects the relative amount of regional

deformation related to these two tectonic phases in the area of interest. This study therefore highlights the potential of calcite twin analyses to yield a representative picture of successive regional/local stress and strain patterns.

5.3. Comparison With Fracture Data

[73] LPS2-related stress inferred from subvertical set II fractures is of strike-slip type [*Bellahsen et al.*, 2006a]. Although found in place in the forelimb, this fracture set was mainly described in the backlimb, a geographic dependence which was tentatively related to local stress perturbations in the forthcoming forelimb at the tip of the underlying high-angle thrust which may have prevented formation of vertical extensional fractures perpendicular to fold axis [*Bellahsen et al.*, 2006b]. Our results suggest that set II fractures are also present in the forelimb and that LPS2 in both the forelimb and the backlimb was also marked by reverse faulting and stylolitization. This suggests that the stress field related to Laramide LPS2 was probably more complex than previously thought, evolving between strike-slip and reverse in type through σ_2/σ_3 permutations, with a nearly constant NE horizontal paleo-σ_1 trend.

[74] A major point deals with the recognition of a pre-Laramide horizontal compression in the SMA area, which is a matter of debate (E. A. Erslev, personal communication, 2009). Prefolding set I joints predating all other fractures (Figure 11), microfaults and stylolites (Figure 7) as well as LPS1-related twinning (Figure 7) consistently support the actual occurrence of a NW-SE compressional trend and associated perpendicular extension in pre-Laramide times in SMA. The NW–SE trend revealed by twinning corresponds mainly to a strike-slip mode consistent with the trend of set I joints and veins ranging from N110° [*Bellahsen et al.*, 2006a, 2006b] to 130°–140° [*Fiore*, 2006; this study].

[75] The interpretation of the NW striking set I joints and veins as pre-Laramide seems to disagree with observations made elsewhere in the Rockies (E. A. Erslev, personal communication, 2009). This author challenges the assumption that layer-perpendicular joints formed prior to folding since bedding anisotropy may reorient stresses in this direction for a wide range of bedding dips; he especially argues that there is no evidence of pre-Laramide jointing in the Bighorn Basin and that NW striking joints are instead postfolding. Our interpretation of set I joints and veins as pre-Laramide is however not only based on their bed-perpendicular attitude. Several lines of evidence support the formation of this set before Laramide folding. First, Laramide LPS2-related set II veins clearly abut on the set I veins, as already reported by *Bellahsen et al.* [2006a]. Second, stylolites oriented NE–SW with peaks oriented N110° to N135° were observed: they not only support that set I veins likely formed under NW compression and splitting rather by simple horizontal extension, but when observed in thin section, one of these stylolites has been found reopened by a set II vein, on which a set III vein abuts [*Beaudoin*, 2009]. Third, set I joints and veins show evidence of left-lateral shear reactivation during Laramide compression in the backlimb of SMA, while they were reactivated as reverse faults in the forelimb after folding (Figure 5i). Finally (see section 4.1.1), calcite from a N110° striking vein (set I) recorded Laramide LPS2 with a σ_1 axis perpendicular to the vein (site SMA1, Figure 8). These chronological observations lead us to conclude that set I joints and veins likely predate Laramide tectonism. They further allow to distinguish these early fractures from the also 135°E trending, synfolding set III joints that are mainly present in the hinge.

[76] Although normal faults developed after folding (Figure 10), both their trends and their extensional nature are consistent with occurrence of set III fractures and possibly in response to bending stresses during folding. Two interpretations can however be proposed. According to the first one, postfolding normal faults and prefolding calcite twin sets, both related to NE extension perpendicular to fold axis, are related to overall outer rim extension also marked by set III veins. In the second one, neither the extensional twin sets nor the normal fault sets are related to outer rim extension which is only marked in the field by set III veins; in this case the NE extension revealed by calcite twinning may be related to the N135° LPS1 episode through stress permutations, while late normal faults reflect post-folding, exhumation-related stress relaxation and in that sense may be correlated with the set IV joints.

5.4. Evolution of Stress Magnitudes During Folding Above a Basement Thrust Fault

5.4.1. Modeling of LPS2 Stresses in the Sedimentary Cover Above a Basement Thrust Fault

[77] In order to model the increasing trend of differential stresses ($\sigma_1 - \sigma_v$) and ($\sigma_1 - \sigma_h$) related to Laramide LPS2 from the backlimb to the forelimb of SMA (Figure 12), we performed a simple mechanical simulation of SMA fold development with the same geometry and kinematics as in the work by *Bellahsen et al.* [2006b] (Figure 13). This new modeling is carried out using Poly3D [*Thomas*, 1993], a three-dimensional boundary element program based on the displacement discontinuity method and the governing equations of linear elasticity. Single slip events or a series of events are considered with a complete stress relaxation occurring between each event. Linear elasticity is well suited for our study since we want to focus on the very first steps of deformation caused by the early motion along the thrust fault.

[78] The underlying fault at Sheep Mountain is interpreted as a SW dipping (Figure 13, around 50°) basement fault [*Stanton and Erslev*, 2004]. The boundary conditions are set as follows: the three principal stresses increase with depth as a result of the effect of burial. The most compressive stress is perpendicular to the fault (about 100 MPa at 2200 m deep) and the least compressive one is vertical (about 60 MPa at 2200 m depth). The intermediate principal stress is about 75 MPa at 2200 m depth. The density is set to 2700 kg/m^3. Young's modulus is set to 10 GPa, Poisson's ratio to 0.25.

[79] Modeling results (Figure 13) show that slip along the discontinuity induces stress perturbations around the fault tip. These stress perturbations occur both in orientations and magnitudes, in agreement with previous works [e.g., *Petit*

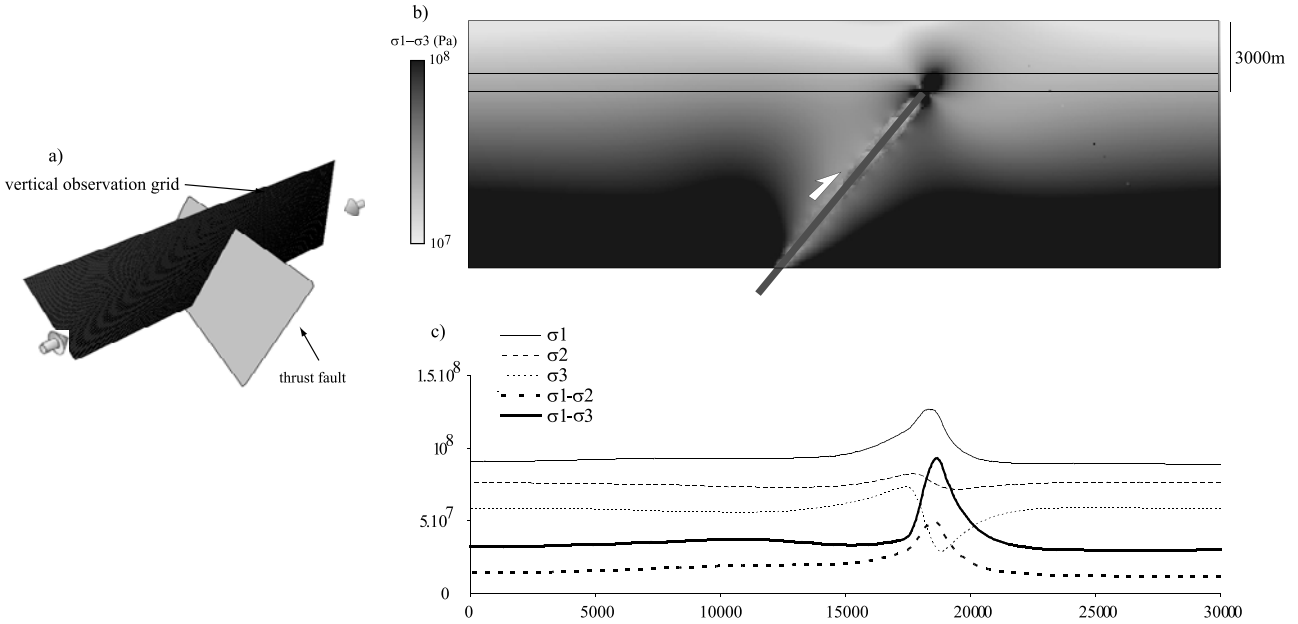


Figure 13. (a) Simple elastic model of stress distribution in a cover above a basement thrust fault. The stress regime is compressional (σ_3 vertical). (b) The stress magnitudes are those of (σ_1-σ_3). (c) The curves correspond to principal stress magnitudes σ_1, σ_2, and σ_3 and differential stresses (σ_1-σ_2) and (σ_1-σ_3) at 2200 m depth in the model.

and Barquins, 1988; *Homberg et al.*, 1997; *Bellahsen et al.*, 2006b]. However, because the model is basically elastic, the magnitudes of the perturbations of both stress orientations and values cannot be directly compared to our results. Especially, our calcite twin results do not support any large deviation of stress orientations from the vertical or the horizontal directions (taking into account the $10°-15°$ uncertainties on computed stress orientations). We therefore implicitly assume that directional deviations of the principal stress axes are low and do not preclude considering that σ_v remains a principal stress during fold evolution. In the following we only focus on the increasing or decreasing trends of differential stress magnitudes predicted by the model, to be compared with increasing or decreasing trends of differential stress magnitudes revealed by calcite twinning paleopiezometry (Figure 12).

[80] Figure 13 shows that the most compressive principal stress (horizontal, perpendicular to the fault in strike) is higher above the fault tip. The least (vertical) and intermediate compressive stresses are higher in the fault hanging wall. The differential stress values are also perturbed: $(\sigma_1 - \sigma_3)$ and $(\sigma_1 - \sigma_2)$ also increase when approaching the fault tip and reach a maximum above the fault tip. This result suggests that SMA backlimb was located in the hanging wall of (above) the reactivated fault and that the forelimb is located within its footwall very close above the fault tip (Figure 3). Note however that the forelimb is in the hanging wall of the developing short-cut thrusts (Figures 3 and 13).

[81] Thus, this simple model accounts for the first-order increase of differential stresses derived from calcite twins within the folded cover of SMA. It therefore supports the idea that the increase of prefolding differential stresses from the backlimb toward the forelimb could be related to the stress perturbation induced in the overlying cover by the tip of the underlying thrust fault that did not propagate (at least at the very beginning) within the cover.

[82] Our data further suggest that after motion along the basement thrust fault and fold development, stresses relaxed in the forelimb and that the differential stresses decreased near the thrust fault. In contrast, differential stress magnitudes keep on increasing in the backlimb, but the simple model used is unable to model stresses during fold evolution.

5.4.2. Tentative Scenario of Evolution of Principal Stresses Related to Folding in SMA

[83] On the basis of differential stress values derived from calcite twin analysis and of the results of the numerical simulations, we propose a tentative scenario of the evolution of principal stresses during folding in SMA (Figure 14). This scenario accounts for all the constraints derived from differential stress values from calcite twinning (Figure 12) as well as for the outputs of the numerical model about the evolution of principal stresses on both sides of the high-angle thrust. In particular, σ_v was found to largely increase in the hanging wall of the thrust fault compared to the footwall, while σ_h shows a much lower change across the fold (Figure 13). As mentioned in Section 5.4.1, we further consider that σ_v remains a principal stress during fold evolution. Note finally that in this scenario, the pore fluid pressure is not taken into account.

5.4.2.1. Spatial Changes (From Backlimb to Forelimb)

[84] During LPS2, $(\sigma_1 - \sigma_v)$ and $(\sigma_1 - \sigma_h)$ increase from the backlimb to the forelimb (Figure 12). According to the mechanical model, σ_v is much higher in the backlimb than in the forelimb due to stress perturbation, and σ_h shows little variations (Figure 13). The value of σ_1 increases toward the forelimb.

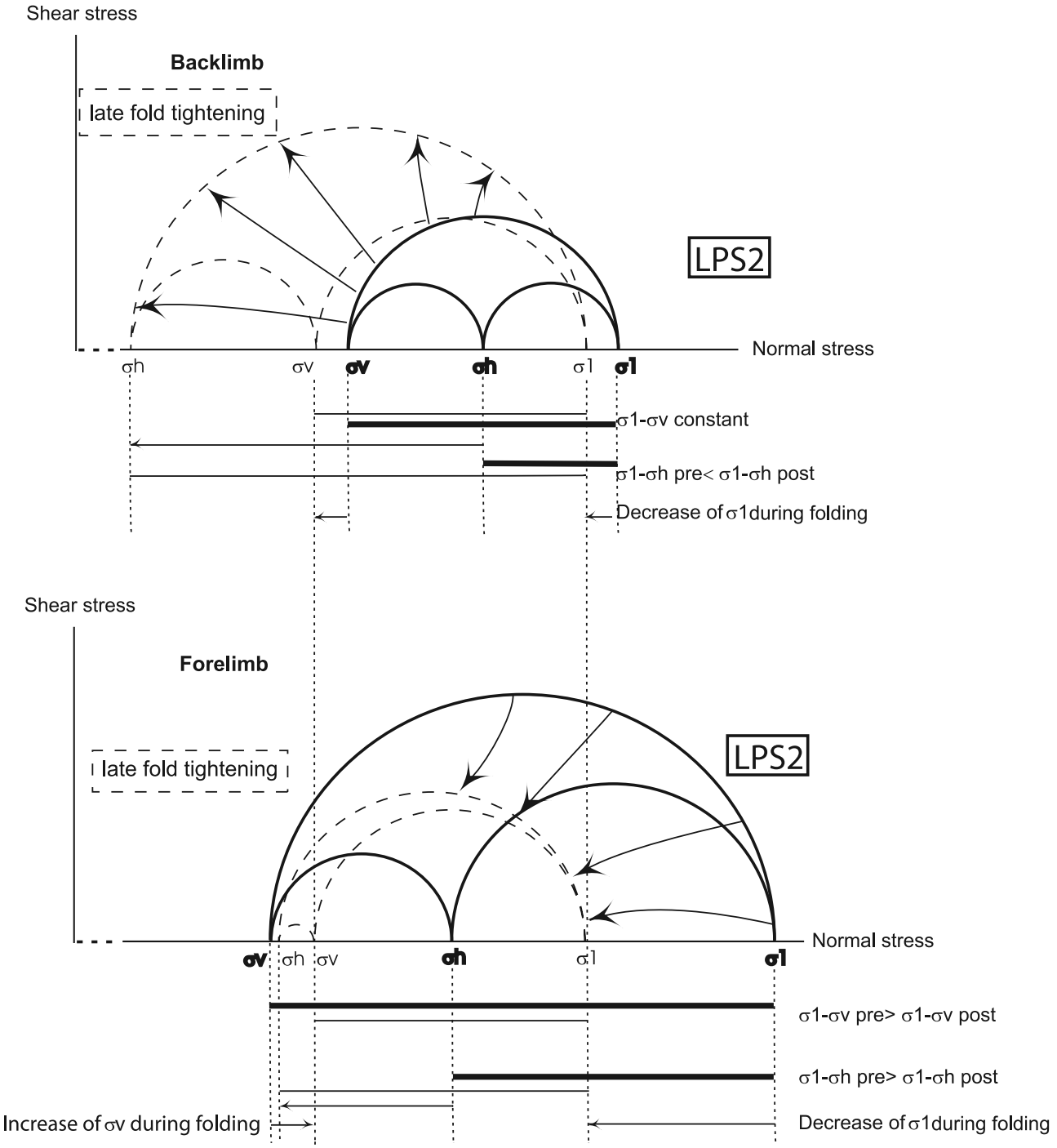


Figure 14. Tentative Mohr construction describing possible evolution of principal stress magnitudes across the anticline prior to and just after folding.

[85] During late stage fold tightening, $(\sigma_1 - \sigma_v)$ remains nearly constant through the fold (Figure 12). Assuming relaxation of the stress perturbation at fault tip during folding, the σ_v during the postfolding stage can be considered constant in the backlimb and the forelimb; the σ_1 remains therefore nearly the same in the backlimb and the forelimb. The decrease of $(\sigma_1 - \sigma_h)$ (Figure 12) implies an increase of σ_h toward the forelimb (Figure 14).

5.4.2.2. Change Through Time

[86] From LPS stage to the late stage fold tightening, $(\sigma_1 - \sigma_v)$ remains constant in the backlimb, but σ_v switched from σ_3 to σ_2 (i.e., change from reverse to strike-slip stress regimes, recorded by both twins and faults). The expected relaxation of the stress perturbation at fault tip during folding leads to a presumable slight decrease of $\sigma_{v,}$ even in the absence of significant synfolding erosion, which

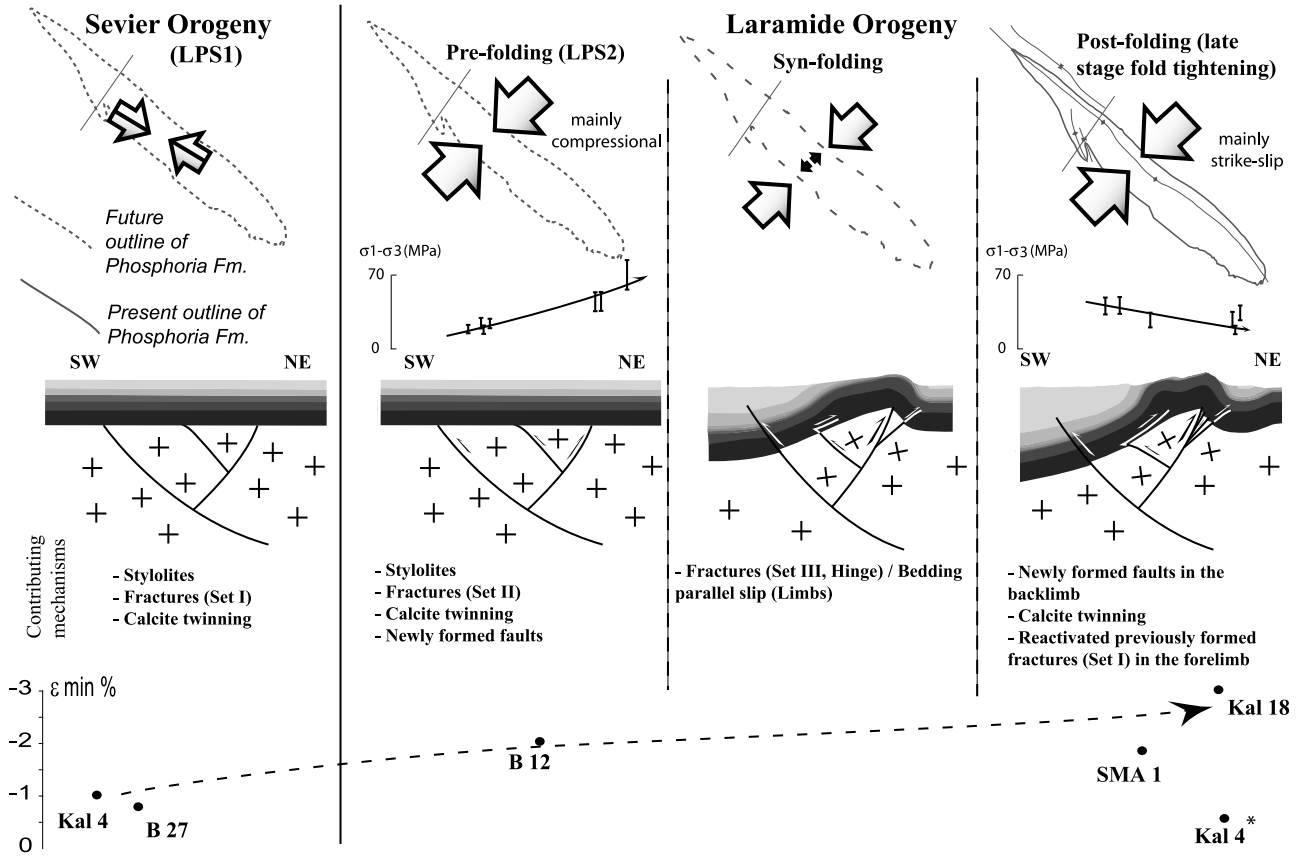


Figure 15. Sketch of different stages of fold evolution and related strain and differential stresses. For Kal 4*, the low calcite shortening related to the second strain tensor from sample Kal 4 likely reflects strain hardening during polyphase tectonic evolution.

implies a small decrease of σ_1. The increase of $(\sigma_1 - \sigma_h)$ together with σ_2/σ_3 permutation (σ_h switching from σ_2 to σ_3,) therefore implies a significant decrease of σ_h.

[87] In the forelimb $(\sigma_1 - \sigma_v)$ and $(\sigma_1 - \sigma_h)$ decrease. Because of the expected relaxation of the stress perturbation at fault tip during folding and even in the absence of significant synfolding erosion, σ_v likely slightly increases; it can be deduced that σ_1 decreases, and also σ_h (Figure 14). A striking point of this scenario is that the maximum differential stress increases in the backlimb from prefolding to postfolding stage. To account for this counterintuitive result, one can propose either significant hardening of the backlimb during folding or a decrease in pore fluid pressure during folding in response to fracturing of overlying impermeable formations such as the shaly Chugwater Formation by the development of the prefolding and synfolding fractures. Further work is needed to discuss these hypotheses.

5.5. Mechanisms of Deformation During Folding

[88] Mesoscale faulting, opening of vein sets and bedding-parallel slip observed in the field are associated with shear calcite fibers (and even gypsum fibers in local evaporite facies from Phosphoria Formation). In addition, stylolitization supports widespread pressure solution processes. We conclude that the rocks investigated (mainly) deformed within the elastic-frictional regime, with a noticeable amount of relaxation through plastic-viscous deformation. This is consistent with the mode of internal deformation of the limestones studied which occurred under a thin-twin regime, suggesting that temperature remained lower than 150°C–200°C [e.g., *Ferrill et al.*, 2004].

[89] Laramide small-scale faulting and twinning occurs mainly before folding as LPS, passively tilted later on as folding occurs, and after fold development (Figure 15).There are thus limited evidence of synfolding faulting and twinning; although this may be partly due to possible reorientation of stresses by bedding anisotropy during folding, which may mimic true prefolding structures, we suggest that internal strain is mainly achieved during the early and late stages of folding, probably during two peaks of stress which seem to predate immediately folding and to prevail after fold development (fold tightening stage [*Onasch*, 1983]). This is in agreement with the results of *Harris and van der Pluijm* [1998] that show that twinning fabrics in the Hudson valley fold-thrust belt fall into two populations: a strain population initiated as a prefolding LPS strain that was subsequently modified to its present orientation by active grain-scale rotation during flexural folding, and a second strain popu-

lation that reflects postfolding superimposed homogeneous strain, with no evidence of synfolding twinning strain.

[90] The way strain is accommodated "during" folding therefore deserves discussion. At the hinge where high curvature occurs, set III joints and veins that do strike parallel to the trend of the anticline accommodated bending stresses [*Bellahsen et al.*, 2006a; this study], while synfolding shortening oblique to bedding was mainly accommodated in the fold limbs by bedding-parallel slip. In the forelimb, bedding-parallel slip is clearly supported by slickenlines along bedding surfaces in the Madison Formation, tail cracks emanating from bedding surfaces in the Phosphoria Formation, and polished bedding surfaces of the Phosphoria Formation. In the backlimb, macroscopic evidence for bedding-parallel slip are much poorer, but the study of the anisotropy of magnetic susceptibility (which is beyond the scope of this paper) in the carbonates reveals there a magnetic foliation oblique to the bedding plane which is inconsistent with standard LPS fabrics but supports bed-parallel shearing (K. Amrouch et al., Constraints on deformation mechanisms during folding based on rock physical properties: Example of Sheep Mountain Anticline (Wyoming, USA), submitted to *Geophysical Journal International*, 2009). These observations are in agreement with the simulation results of *Sanz et al.* [2008] that greater bed-parallel slip occurs in the forelimb than in the hinge or the backlimb (Figure 15). In addition, even though set II joints and veins striking perpendicular to the fold axis mainly formed during LPS2 [*Bellahsen et al.*, 2006a; this study], it cannot be excluded that some also developed in the fold limbs during folding. Finally, the previously undescribed fractures postdating set II veins and interpreted as due to local extensional stresses, layer-parallel and in a plane close to vertical (section 4.1.3) may have also accommodated synfolding strain in the forelimb.

[91] Additional field observations of fracture surfaces and thin section analyses indicate that dip-slip or oblique-slip shearing has occurred along set I fractures in the forelimb at SMA within all studied formations: Madison, Tensleep, and Phosphoria [*Bellahsen et al.*, 2006a]. This study therefore supports the need of carefully considering prefolding joint and vein sets in realistic conceptual fold-fracture models as pointed out by *Bergbauer and Pollard* [2004], *Bellahsen et al.* [2006a], and *Ahmadhadi et al.* [2008], since reactivation of prefolding fracture sets may play an important role by preventing later development of "classical" fold-related fractures [*Guiton et al.*, 2003b; *Sassi et al.*, 2003].

[92] Our study provides a rather clear overview of the succession of various mechanisms active during the different stages of regional tectonic evolution and fold development (Figure 15). Laramide LPS2 was accommodated by stylolites, mesoscale reverse faulting and calcite twinning and was accompanied by mode I fracturing (set II) from the scale of the outcrop to the scale of the thin section. The stress field at that time was rather complex, at least in terms of magnitudes, because of stress perturbations caused by the underlying basement thrust fault. Synfolding strain was achieved through mode I fracturing (set III) and bedding-parallel slip mainly in the forelimb. Late stage fold tightening is marked by development of new mesoscale fault systems, calcite twinning and largely by shear reactivation of preexisting fracture sets.

[93] Our study interestingly supports that microstructures and macrostructures recorded at the same time the combination of far-field orogenic stresses and of the local sources of stress perturbation such as effect of the underlying basement fault, bedding rotation, bed-parallel slip and reactivation of early formed fractures. Despite some slight changes in stress orientations marked for instance by shear reactivation of earlier formed set II joints [e.g., *Fiore*, 2006] and stress permutations, these local effects have poorly influenced stress orientations during LPS and late stage fold tightening; in contrast, they greatly influence differential stress magnitudes.

6. Conclusion

[94] In this study, we have performed a combined analysis of various stress-strain indicators in order to unravel the distribution of stress in space and time prior to, during and just after folding above a high-angle thrust fault. Calcite twinning from both matrix and veins in various formations from Sheep Mountain Anticline recorded three tectonic stages: (1) a prefolding compression parallel to fold axis, likely related to pre-Laramide tectonism (Sevier orogeny LPS1 stage); this event appears to be of primary importance since fractures formed in this stress field were later reactivated during the fold-related stages, thus possibly preventing development of fold-related fractures, (2) a Laramide prefolding (LPS2) compression that trends perpendicular to the future fold axis; and (3) a Laramide fold-perpendicular compression postdating folding (late stage fold tightening). Prefolding and postfolding NE directed compressional stress and/or shortening were consistently recorded in matrix, prefolding veins and fold-related veins. These results are in good agreement with independent analyses of widespread joints and veins as well as striated microfaults measured throughout the fold. This demonstrates that stresses were consistently recorded from the scale of the grain/agreggate to the scale of the fold limb, thus allowing reliable extrapolation of local stress reconstructions (as, for instance, from oriented cores) to the whole fold structure and valuable description of the main lines of its stress-strain evolution.

[95] Calcite twin analysis additionally revealed significant variations of differential stress magnitudes across the fold, thus providing for the first time a complete picture of stress distribution in a fold. Our results point to an increase of LPS-related differential stress magnitudes from the backlimb to the forelimb possibly in relation with motion of the underlying basement fault, which did not propagate into the cover at that stage but likely induced stress concentrations above its upper tip. This result is confirmed by a simple numerical model.

[96] Beyond regional implications, this study highlights the potential of calcite twin analyses to yield a representative picture of successive regional/local stress and strain

patterns related to fold development, both in terms of orientations and magnitudes.

[97] **Acknowledgments.** The authors thank the two reviewers, E. Erslev and P. Laurent, for their constructive comments on the manuscript.

References

Ahmadhadi, F., J. M. Daniel, M. Azzizadeh, and O. Lacombe (2008), Evidence for pre-folding vein development in the Oligo-Miocene Asmari Formation in the Central Zagros Fold Belt, Iran, *Tectonics*, *27*, TC1016, doi:10.1029/2006TC001978.

Anderson, E. M. (1951), *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation With Application to Britain*, 206 pp., Oliver and Boyd, London.

Angelier, J. (1990), Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III: A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophys. J. Int.*, *103*, 363–376, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb01777.x.

Beaudoin, N. (2009), Étude géochimique et microstructurale de la fracturation de Sheep Mountain Anticline: Mise en évidence de paléocirculations de fluides et implications structurales, Master's thesis, 62 pp., Univ. Paris 6, Paris.

Bellahsen, N., P. Fiore, and D. D. Pollard (2006a), The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming, *J. Struct. Geol.*, *28*(5), 850–867, doi:10.1016/j.jsg.2006.01.013.

Bellahsen, N., P. Fiore, and D. D. Pollard (2006b), From spatial variation of fracture patterns to fold kinematics: A geomechanical approach, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L02301, doi:10.1029/2005GL024189.

Bergbauer, S., and D. D. Pollard (2004), A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints, based on field data from the Immigrant Gap anticline, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *116*, 294–307, doi:10.1130/B25225.1.

Bergerat, F., C. Bouroz-Weil, and J. Angelier (1992), Paleostresses inferred from macrofractures, Colorado Plateau, western U.S.A., *Tectonophysics*, *206*, 219–243, doi:10.1016/0040-1951(92)90378-J.

Bird, P. (1998), Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°–49°N, western United States, *Tectonics*, *17*, 780–801, doi:10.1029/98TC02698.

Bird, P. (2002), Stress direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma, *Tectonics*, *21*(3), 1014, doi:10.1029/2001TC001319.

Blackstone, D. L., Jr. (1990), Rocky Mountain foreland structure exemplified by the Owl Creek Mountains, Bridger Range and Casper Arch, central Wyoming, in *Wyoming Sedimentation and Tectonics, 41st Field Conference Guidebook*, edited by R. W. Specht, pp. 151–166, Wyo. Geol. Assoc., Casper.

Bourne, S. J. (2003), Contrast of elastic properties between rock layers as a mechanism for the initiation and orientation of tensile failure under remote compression, *J. Geophys. Res.*, *108*(B8), 2395, doi:10.1029/2001JB001725.

Brown, W. G. (1981), Surface and subsurface examples from the Wyoming foreland as evidences of a regional compressional origin of the Laramide orogeny, in *Rocky Mountain Foreland Basement Tectonics*, edited by D. W. Boyd and J. S. Lillegraven, *Contrib. Geol.*, *19*, 175–177.

Brown, W. G. (1988), Deformation style of Laramide uplifts in the Wyoming foreland, in *Interaction of the Rocky Mountain Foreland and the Cordilleran Thrust Belt*, edited by C.J Schmidt and W. J. Perry, Jr., *Mem. Geol. Soc. Am.*, *171*, 53–64.

Burkhard, M. (1993), Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: A review, *J. Struct. Geol.*, *15*, 351–368, doi:10.1016/0191-8141(93)90132-T.

Callot, J. P., Y. Hamon, J. M. Mengus, and M. Barbier (2008), Sur la route de la Madison, Recherche de sites complémentaires à Sheep Mountain, Internal Rep. 60715, Inst. Fr. du Pét., Rueil-Malmaison, France.

Chapin, C. E., and S. M. Cather (1981), Eocene tectonics and sedimentation in the Colorado Plateau-Rocky Mountain area, in *Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera*, edited by W. R. Dickinson and W. D. Payne, *Ariz. Geol. Soc. Dig.*, *14*, 173–198.

Chapin, C. E., and S. M. Cather (1983), Eocene tectonics and sedimentation in the Colorado Plateau-Rocky Mountain area, in *Rocky Mountain Foreland Basin and Uplifts*, edited by J. D. Lowell, pp. 33–56, Rocky Mt. Assoc. of Geol., Denver, Colo.

Cooke, M. L., and C. A. Underwood (2001), Fracture termination and step-over at bedding interfaces due to frictional slip and interface opening, *J. Struct. Geol.*, *23*, 223–238, doi:10.1016/S0191-8141(00)00092-4.

Couples, G. D., and H. Lewis (2000), Effects of interlayer slip in model forced folds, in *Forced Folds and Fractures*, edited by J. W. Cosgrove and M. S. Ameen, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *169*, 129–144.

Craddock, J. P., and B. A. van der Pluijm (1999), Sevier-Laramide deformation of the continental interior from calcite twinning analysis, west-central North America, *Tectonophysics*, *305*, 275–286, doi:10.1016/S0040-1951(99)00008-6.

Dahlstrom, C. D. A. (1990), Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding, *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, *74*, 336–344.

De Sitter, L. V. (1956), *Structural Geology*, 551 pp., McGraw-Hill, New York.

Dickinson, W. R., and W. S. Snyder (1978), Plate tectonics of the Laramide orogeny, in *Laramide Folding Associated With Basement Block Faulting in the Western United States*, edited by V. Matthews, *Mem. Geol. Soc. Am.*, *151*, 355–366.

Dickinson, W. R., M. A. Klute, M. J. Hayes, S. U. Janecke, E. R. Lundin, M. A. Mckittrick, and M. D. Olivares (1988), Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky-Mountain region, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *100*(7), 1023–1039, doi:10.1130/0016-7606(1988)100<1023:PAPSOL>2.3.CO;2.

Engebretson, D. C., A. Cox, and R. G. Gordon (1985), Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *206*.

Engelder, T. (1987), Joints and some fractures in rocks, in *Fracture Mechanics of Rock*, edited by B. Atkinson, pp. 27–69, Academic, New York.

Engelder, T., and D. C. P. Peacock (2001), Joint development normal to regional compression during flexural-flow folding: The Lilstock buttress anticline, Somerset, England, *J. Struct. Geol.*, *23*, 259–277, doi:10.1016/S0191-8141(00)00095-X.

Engelder, T., M. R. Gross, and P. Pinkerton (1997), Joint development in clastic rocks of the Elk Basin anticline, Montana-Wyoming, in *An Analysis of Fracture Spacing Versus Bed Thickness in a Basement-Involved Laramide Structure: 1997 Guidebook*, edited by T. Hoak, A. Klawitter, and P. Blomquist, pp. 1–18, Rocky Mt. Assoc. of Geol., Denver, Colo.

Erslev, E. A. (1993), Thrusts, back-thrusts and detachment of Rocky Mountain foreland arches, in *Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States*, edited by C. J. Schmidt, R. B. Chase, and E. A. Erslev, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *280*, 339–358.

Etchecopar, A. (1984), Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulation de déformation plastique (approche mathématique), thèse doctorat-es-sciences, 270 pp., Univ. Sci. et Tech. du Languedoc, Montpellier, France.

Evans, M. A., and W. M. Dunne (1991), Strain factorization and partitioning in the North Mountain thrust sheet, central Appalachians, U.S.A., *J. Struct. Geol.*, *13*(1), 21–35, doi:10.1016/0191-8141(91)90098-4.

Evans, M. A., and R. D. Elmore (2006), Corrigendum to: Fluid control of localized mineral domains in limestone pressure solution structures, *J. Struct. Geol.*, *28*, 284–301, doi:10.1016/j.jsg.2005.10.004.

Evans, M. A., M. T. Lewchuk, and R. D. Elmore (2003), Strain partitioning of deformation mechanisms in limestones: Examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), *J. Struct. Geol.*, *25*(9), 1525–1549, doi:10.1016/S0191-8141(02)00186-4.

Faill, R. T. (1973), Kink band folding. Valley and Ridge province, Pennsylvania, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *84*, 1289–1314, doi:10.1130/0016-7606(1973)84<1289:KFVARP>2.0.CO;2.

Ferrill, D. A., A. P. Morris, M. A. Evans, M. Burkhard, R. H. Groshong, and C. M. Onasch (2004), Calcite twin morphology: A low temperature deformation geothermometer, *J. Struct. Geol.*, *26*(8), 1521–1529, doi:10.1016/j.jsg.2003.11.028.

Fiore, P. E. (2006), 3D characterization and mechanics of brittle deformation in thrust fault related folds, Ph.D. thesis, Stanford Univ., Stanford, Calif.

Fischer, M. P., and M. S. Wilkerson (2000), Predicting the orientation of joints from fold shape: Results of pseudo-three-dimensional modeling and curvature analysis, *Geology*, *28*, 15–18, doi:10.1130/0091-7613(2000)28<15:PTOOJF>2.0.CO;2.

Forster, A., A. P. Irmen, and C. Vondra (1996), Structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Bighorn Basin, Wyoming, in *47th Field Conference Guidebook*, pp. 239–251, Wyo. Geol. Assoc., Casper.

Frizon de Lamotte, D., C. Souque, S. Grelaud, and P. Robion (2002), Early record of tectonic magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin. Short review and examples from the Corbières transfer zone (France), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, *173*, 461–469, doi:10.2113/173.5.461.

Graham, W. B. R. (2006), Influence of depositional setting and sedimentary fabric on mechanical layer evolution in carbonate aquifers, *Sediment. Geol.*, *184*, 203–224, doi:10.1016/j.sedgeo.2005.11.003.

Gries, R. (1983), North-south compression of Rocky Mountain foreland structures, in *Rocky Mountain Foreland Basin and Uplifts*, edited by J. D. Lowell, pp. 9–32, Rocky Mt. Assoc. of Geol., Denver, Colo.

Gries, R. (1990), Rocky Mountain foreland structures: Changes in compression direction through time, in *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, edited by J. Letouzey, pp. 129–148, Technip, Paris.

Groshong, R. H., Jr. (1972), Strain calculated from twinning in calcite, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *83*, 2025–2038, doi:10.1130/0016-7606(1972)83[2025:SCFTIC]2.0.CO;2.

Groshong, R. H., Jr. (1974), Experimental test of least-squares strain calculations using twinned calcite, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *85*, 1855–1864, doi:10.1130/0016-7606(1974)85<1855:ETOLSG>2.0.CO;2.

Groshong, R. H., Jr., L. W. Teufel, and C. M. Gasteiger (1984), Precision and accuracy of the calcite strain-gauge technique, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *95*, 357–363, doi:10.1130/0016-7606(1984)95<357:PAAOTC>2.0.CO;2.

Guiton, M., Y. L. Leroy, and W. Sassi (2003a), Activation of diffuse discontinuities and folding of the sedimentary layers, *J. Geophys. Res.*, *108*(B4), 2183, doi:10.1029/2002JB001770.

Guiton, M., W. Sassi, Y. L. Leroy, and B. D. M. Gauthier (2003b), Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in the folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas, *J. Struct. Geol.*, *25*, 1317–1330, doi:10.1016/S0191-8141(02)00155-4.

Harris, J. H., and B. A. van der Pluijm (1998), Relative timing of calcite twinning strain and fold-thrust belt development: Hudson Valley fold-thrust belt, New York, USA, *J. Struct. Geol.*, *20*, 21–31, doi:10.1016/S0191-8141(97)00093-X.

Hennier, J., and J. Spang (1983), Mechanisms for deformation of sedimentary strata at Sheep Mountain Anticline, Big Horn Basin, Wyoming, in *34th Annual Field Conference Guidebook*, pp. 97–111, Wyo. Geol. Assoc., Casper.

Hennings, P. H., J. E. Olson, and L. B. Thompson (2000), Combining outcrop data and three-dimensional structural models to characterize fractured reservoirs: An example from Wyoming, *AAPG Bull.*, *84*, 830–849.

Homberg, C., J. C. Hu, J. Angelier, F. Bergerat, and O. Lacombe (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, doi:10.1016/S0191-8141(96)00104-6.

Hoppin, R. A. (1970), Structural development of Five Springs Creek area, Bighorn Mountains, Wyoming, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *81*, 2403–2416, doi:10.1130/0016-7606(1970)81[2403:SDOFSC]2.0.CO;2.

Jamison, W. R., and J. H. Spang (1976), Use of calcite twin lamellae ton infer differential stress, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *87*, 868–872, doi:10.1130/0016-7606(1976)87<868:UOCTLT>2.0.CO;2.

Johnson, K. M., and A. M. Johnson (2000), Localization of layer-parallel faults in San Rafael swell, Utah and other monoclinal folds, *J. Struct. Geol.*, *22*(10), 1455–1468, doi:10.1016/S0191-8141(00)00046-8.

Lacombe, O. (2001), Paleostress magnitudes associated with development of mountain belts: Insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills, *Tectonics*, *20*(6), 834–849, doi:10.1029/2001TC900019.

Lacombe, O. (2007), Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications, *J. Struct. Geol.*, *29*, 86–99, doi:10.1016/j.jsg.2006.08.009.

Lacombe, O., and P. Laurent (1996), Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples: Preliminary results, *Tectonophysics*, *255*, 189–202, doi:10.1016/0040-1951(95)00136-0.

Lacombe, O., J. Angelier, P. Laurent, F. Bergerat, and C. Tourneret (1990), Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: Burgundy as a case study, *Tectonophysics*, *182*, 279–300, doi:10.1016/0040-1951(90)90168-8.

Lacombe, O., J. Angelier, and P. Laurent (1993), Calcite twins as markers of recent compressional events in an active orogen: The reefal limestones of southern Taiwan as a case study, *C. R. Acad. Sci., Ser. II*, *316*, 1805–1813.

Lacombe, O., J. Angelier, M. Rocher, J. Bergues, H.-T. Chu, B. Deffontaines, and J.-C. Hu (1996a), Contraintes et plissement au front d'une chaîne de collision: L'exemple des calcaires récifaux pliocènes de Yutengping (Taiwan), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, *167*, 361–374.

Lacombe, O., P. Laurent, and M. Rocher (1996b), Magnitude de la contrainte déviatorique pyrénéenne dans l'avant-pays nord-pyrénéen, *C. R. Acad. Sci., Ser. IIa*, *322*, 229–235.

Lacombe, O., K. Amrouch, F. Mouthereau, and L. Dissez (2007), Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt, *Geology*, *35*(3), 263–266, doi:10.1130/G23173A.1.

Ladd, R. E. (1979), The geology of Sheep Canyon Quadrangle, Wyoming, Ph.D. dissertation, 124 pp., Iowa State Univ., Ames.

Laurent, P. (1984), Les macles de la calcite en tectonique: Nouvelles méthodes dynamiques et premières applications, thèse doctorat-es-sciences, 324 pp., Univ. Sci. et Tech. du Languedoc, Montpellier, France.

Laurent, P., H. Kern, and O. Lacombe (2000), Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples. Part II. Axial and triaxial stress experiments, *Tectonophysics*, *327*, 131–148, doi:10.1016/S0040-1951(00)00165-7.

Letouzey, J. (1986), Cenozoic paleostress pattern in the Alpine foreland and structural interpretation in a platform basin, *Tectonophysics*, *132*, 215–231, doi:10.1016/0040-1951(86)90033-8.

Marfil, R., M. A. Caja, and M. Tsige (2005), Carbonate-cemented stylolites and fractures in the Upper Jurassic limestones of the Eastern Iberian Range, Spain: A record of palaeofluids composition and thermal history, *Sediment. Geol.*, *178*, 237–257, doi:10.1016/j.sedgeo.2005.05.010.

Marshak, S., K. Karlstrom, and J. M. Timmons (2000), Inversion of Proterozoic extensional faults: An explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States, *Geology*, *28*, 735–738, doi:10.1130/0091-7613(2000)28<735:IOPEFA>2.0.CO;2.

McConaughy, D. T., and T. Engelder (2001), Joint initiation in bedded elastic rocks Source, *J. Struct. Geol.*, *23*(2–3), 203–221, doi:10.1016/S0191-8141(00)00091-2.

Neely, T. G., and E. A. Erslev (2009), The interplay of fold mechanisms and basement weaknesses at the transition between Laramide basement-involved arches, north-central Wyoming, U.S.A., *J. Struct. Geol.*, *31*(9), 1012–1027, doi:10.1016/j.jsg.2009.03.008.

Onasch, C. M. (1983), Dynamic analysis of rough cleavage in the Martinsburg formation, Maryland, *J. Struct. Geol.*, *5*(1), 73–81, doi:10.1016/0191-8141(83)90009-3.

Paylor, E. D., H. L. Muncy, H. R. Lang, J. E. Conel, and S. L. Adams (1989), Testing some models of foreland deformation at the Thermopolis anticline, southern Bighorn Basin, Wyoming, *Mt. Geol.*, *26*, 1–22.

Petit, J. P., and M. Barquins (1988), Can natural faults propagate under mode II conditions?, *Tectonics*, *7*(6), 1243–1256, doi:10.1029/TC007i006p01243.

Pollard, D. D., and A. Aydin (1988), Progress in understanding jointing over the past century, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *100*, 1181–1204, doi:10.1130/0016-7606(1988)100<1181:PIUJOT>2.3.CO;2.

Price, N. J., and J. W. Cosgrove (1990), *Analysis of Geological Structures*, 511 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

Ramsay, J. G. (1974), Development of chevron folds, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *85*, 1741–1754, doi:10.1130/0016-7606(1974)85<1741:DOCF>2.0.CO;2.

Reches, Z. (1978), Analysis of faulting in 3-dimensional strain field, *Tectonophysics*, *47*, 109–129, doi:10.1016/0040-1951(78)90154-3.

Rioux, R. L. (1994), Geologic map of the Sheep Mountain-Little Sheep Mountain area, Big Horn County, Wyoming, *U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 94–191*.

Robion, P., S. Grelaud, and D. Frizon de Lamotte (2007), Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW Himalaya, Pakistan)?, *Sediment. Geol.*, *196*, 181–200, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.08.007.

Rocher, M., O. Lacombe, J. Angelier, and H.-W. Chen (1996), Mechanical twin sets in calcite as markers of recent collisional events in a fold-and-thrust belt: Evidence from the reefal limestones of southwestern Taiwan, *Tectonics*, *15*, 984–996, doi:10.1029/96TC00625.

Rocher, M., O. Lacombe, J. Angelier, B. Deffontaines, and F. Verdier (2000), Cenozoic folding and faulting in the south Aquitaine Basin (France): Insights from combined structural and paleostress analyses, *J. Struct. Geol.*, *22*(5), 627–645, doi:10.1016/S0191-8141(99)00181-9.

Roure, F., and B. Colletta (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*, edited by P. A. Ziegler and F. Horvath, *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, *170*, 173–209.

Roure, F., D. G. Howell, S. Guellec, and P. Casero (1990), Shallow structures induced by deep-seated thrusting, in *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, edited by J. Letouzey, pp. 15–30, Technip, Paris.

Rowe, K. J., and E. H. Rutter (1990), Paleostress estimation using calcite twinning - experimental calibration and application to nature, *J. Struct. Geol.*, *12*(1), 1–17, doi:10.1016/0191-8141(90)90044-Y.

Saint-Bezar, B., R. L. Hebert, C. Aubourg, P. Robion, R. Swenen, and D. Frizon de Lamotte (2002), Magnetic Fabric and petrographic investigations of hematite-bearing sandstones within ramp-related folds: Examples from the South Atlas Front (Morocco), *J. Struct. Geol.*, *24*, 1507–1520, doi:10.1016/S0191-8141(01)00140-7.

Sales, J. K. (1968), Crustal mechanics of Cordilleran foreland deformation, regional and scale-model approach, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, *52*, 2016–2044.

Sans, M., J. Verges, E. Gomis, J. M. Parés, M. Schiattarella, A. Trave, F. Calvet, P. Santanach, and A. Doulcet (2003), Layer parallel shortening in salt-detached folds: Constraint on cross-section restoration, *Tectonophysics*, *372*, 85–104, doi:10.1016/S0040-1951(03)00233-6.

Sanz, P. F., R. I. Borja, and D. D. Pollard (2007), Mechanical aspects of thrust faulting driven by far-field compression and their implications to fold geometry, *Acta Geotech.*, *2*, 17–31, doi:10.1007/s11440-007-0025-0.

Sanz, P. F., D. D. Pollard, P. F. Allwardt, and R. I. Borja (2008), Mechanical models of fracture reactivation and slip on bedding surfaces during folding of the asymmetric anticline at Sheep Mountain, Wyoming, *J. Struct. Geol.*, *30*(9), 1177–1191, doi:10.1016/j.jsg.2008.06.002.

Sassi, W., M. L. E. Guiton, J. M. Daniel, J. L. Faure, J. M. Mengus, J. Schmitz, S. Delisle, Y. Leroy, and J. Masset (2003), Mechanical reconstruction of fracture development in Weber sandstone formation, Split Mountain (Utah), paper presented at American Association of Petroleum Geologist Meeting, Calgary, Alberta, Canada.

Savage, H. M., and M. L. Cooke (2004), The effect of non-parallel thrust fault interaction on fold patterns, *J. Struct. Geol.*, *26*, 905–917, doi:10.1016/j.jsg.2003.09.006.

Silliphant, L. J., T. Engelder, and M. R. Gross (2002), The state of stress in the limb of the Split Mountain anticline, Utah: Constraints placed by transected joints, *J. Struct. Geol.*, *24*(1), 155–172, doi:10.1016/S0191-8141(01)00055-4.

Sonnenfeld, M. D. (1996), An integrated sequence stratigraphic approach to reservoir characterization of the lower Mississippian Madison Limestone, emphasizing Elk Basin field, Bighorn basin, Wyoming and Montana, Ph.D. thesis, 438 pp., Colo. Sch. of Mines, Golden.

Stanton, H. I., and E. A. Erslev (2004), Sheep Mountain Anticline: Backlimb tightening and sequential deformation in the Bighorn Basin, Wyoming, in *53rd Wyoming Geological Association Guidebook*, pp. 75–87, Wyo. Geol. Assoc., Casper.

Stearns, D. W. (1968), Certain aspects of fractures in naturally deformed rocks, in *Rock Mechanics Seminar*, edited by R. E. Riecker, 97–118, Terr. Sci. Lab., Bedford, Mass.

Stearns, D. W., and M. Friedman (1972), *Reservoirs in Fractured Rocks*, *AAPG Mem.*1682 – 100.

Stone, D. S. (1969), Wrench faulting and Rocky Mountain tectonics, *Mt. Geol.*, *6*, 67 – 79.

Stone, D. S. (1993), Basement-involved thrust generated folds as seismically imaged in sub-surface of the central Rocky Mountain foreland, in *Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States*, edited by C. J. Schmidt, R. B. Chase, and E. A. Erslev, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *280*, 271 – 318.

Stone, D. S. (2004), Rio thrusting, multi-stage migration and formation of vertically segregated Paleozoic oil pools at Torchlight Field on the Greybull Platform (eastern Bighorn basin): Implications for exploration, *Mt. Geol.*, *41*, 119 – 138.

Tavani, S., F. Storti, O. Fernandez, J. A. Munoz, and F. Salvini (2006), 3-D deformation pattern analysis and evolution of the Anisclo anticline, southern Pyrenees, *J. Struct. Geol.*, *28*, 695 – 712, doi:10.1016/j.jsg.2006.01.009.

Thomas, A. L. (1993), Poly3D: A three-dimensional, polygonal element, displacement discontinuity boundary element computer program with applications to fractures, faults, and cavities in the Earth's crust, M.S. thesis, Stanford Univ., Stanford, Calif.

Thomas, L. E. (1965), Sedimentation and structural development of the Bighorn Basin, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, *49*, 1867 – 1877.

Turner, F. J., D. T. Griggs, and H. Heard (1954), Experimental deformation of calcite crystals, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *65*, 883 – 934, doi:10.1130/0016-7606(1954)65[883:EDOCC]2.0.CO;2.

Twiss, R. J., and J. R. Unruh (1998), Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate?, *J. Geophys. Res.*, *103*(B6), 12,205 – 12,222, doi:10.1029/98JB00612.

van der Pluijm, B. A., J. P. Craddock, B. R. Graham, and J. H. Harris (1997), Paleostress in cratonic north America: Implications for deformation of continental interiors, *Science*, *277*, 794 – 796, doi:10.1126/science.277.5327.794.

Varga, R. J. (1993), Rocky Mountain foreland uplifts: Products of rotating stress field or strain partitioning?, *Geology*, *21*, 1115 – 1118, doi:10.1130/0091-7613(1993)021<1115:RMFUPO>2.3.CO;2.

Wilkins, S. J. G., R. Michael, M. Wacker, Y. Eyal, and T. Engelder (2001), Faulted joints; kinematics, displacement-length scaling relations and criteria for their identification, *J. Struct. Geol.*, *23*, 315 – 327, doi:10.1016/S0191-8141(00)00098-5.

Wise, D. U., and C. M. Obi (1992), Laramide basement deformation in an evolving stress field, Bighorn Mountain front, Five Springs areas, Wyoming, *AAPG Bull.*, *76*, 1586 – 1600.

K. Amrouch, N. Bellahsen, and O. Lacombe, ISTEP, UMR 7193, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Aile 46-45 Etage 2, Boîte 129, 4, place Jussieu, F-75252 Paris CEDEX 05, France. (olivier.lacombe@upmc.fr)

J.-P. Callot and J.-M. Daniel, Division Géologie-Géochimie-Géophysique, Institut Français du Pétrole, 1-4 av. de Bois Préau, F-92852 Rueil-Malmaison CEDEX, France.

Chapitre III

3 Vers une quantification des contraintes principales associées au développement de l'anticlinal de Sheep Mountain : combinaison des données de fracturation, de maclage de la calcite et des résultats des essais mécaniques

3.1 Les essais mécaniques et la détermination des courbes de fracturation

3.1.1 Rappel sur le comportement mécanique des roches en compression

Les propriétés mécaniques des roches réelles sont contrôlées par l'existence d'une population de fissures et non par une fissure unique. Lorsqu'une roche est soumise à une expérience de compression uniaxiale ou triaxiale, la courbe contrainte-déformation enregistrée ressemble en moyenne à celle de la figure 76. On peut y distinguer trois grandes étapes : 1 = fermeture des fissures pré-existantes orientées perpendiculairement à σ_1 ; 2 = comportement élastique (la pente donne le module d'Young statique); 3 = ouverture, propagation et interaction des fissures orientées parallèlement à σ_1 (ou légèrement inclinées par rapport à σ_1) conduisant à la néo-rupture macroscopique.

L'étude détaillée de ces courbes est donnée par Paterson (1978). Notons en particulier l'importance du phénomène de dilatance observé quand on considère la variation volumique : les fissures parallèles à σ_1 s'ouvrent, le volume de l'échantillon ne diminue pas comme le prédit l'élasticité. La dilatance s'accompagne d'une modification des différentes propriétés physiques de la roche (variation des vitesses Vp et Vs, de la conductivité électrique, etc.).

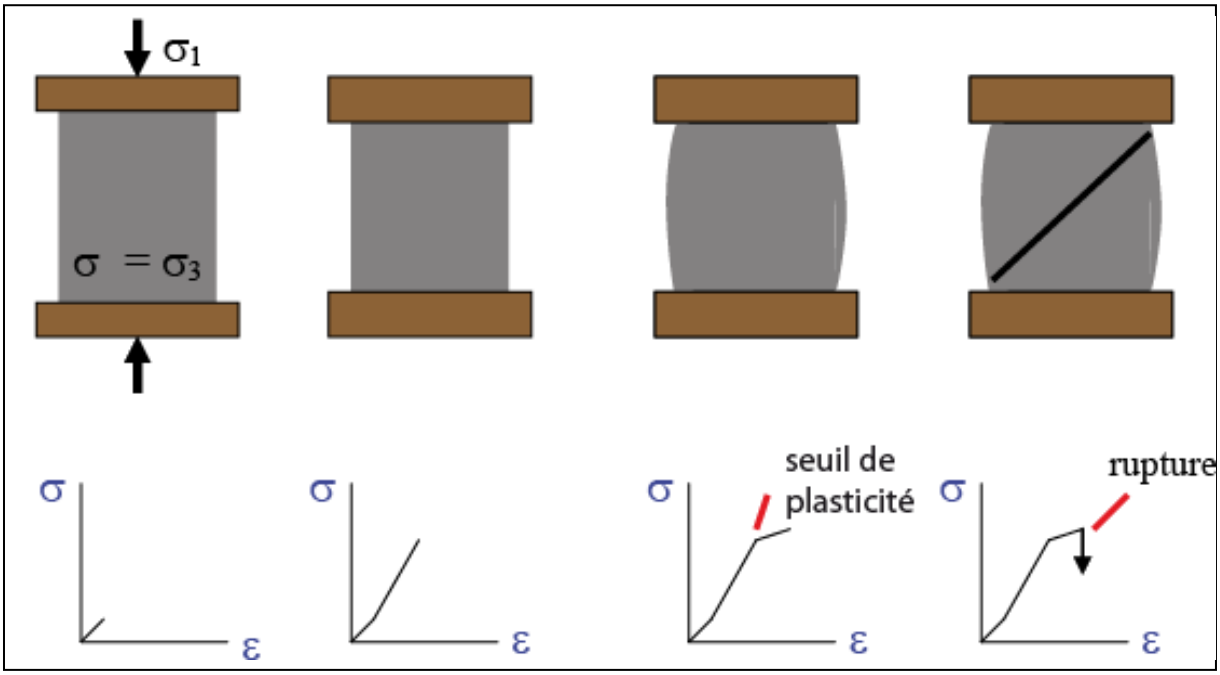


Figure 76: Schéma représentant les différentes étapes que subit un échantillon de roche jusqu'à la rupture.

3.1.1.1 Essais et mesures mécaniques

Dans le laboratoire de tectonique de l'Université de Cergy et de l'IFP, on a utilisé une presse hydraulique pour effectuer des essais mécaniques sur quelques-uns des échantillons traités par la méthode calcite (collaboration : C. David et E. Bemer). L'objectif était d'obtenir la valeur de contrainte nécessaire à la rupture ou à la fissuration de ces échantillons, et cela en extension (essais brésiliens), en compression sans confinement (essais uniaxiaux), et en compression avec confinement (essais triaxiaux). On a ainsi pu dessiner l'enveloppe de Mohr dans le diagramme (τ,σn), τ étant la contrainte cisaillante et σn, la contrainte normale.

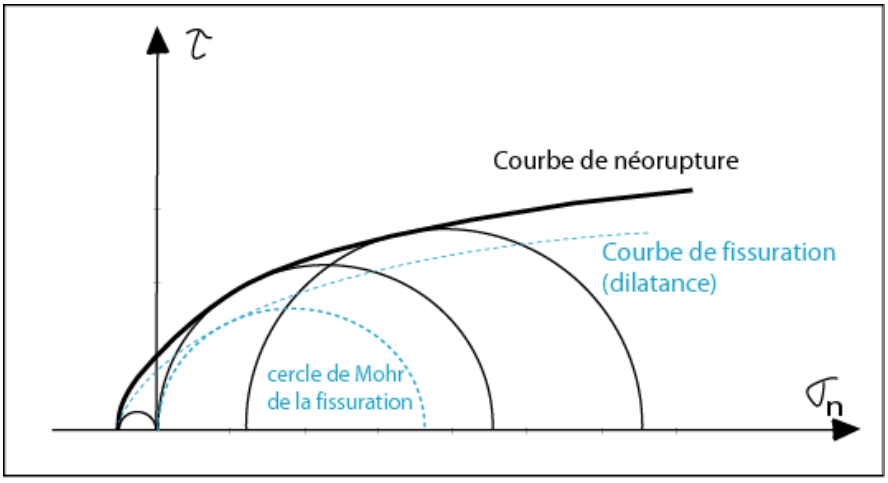


Figure 77: Enveloppes de Mohr

Un échantillon de roche, de forme cylindrique (40/80 mm), est placé dans une enceinte remplie de liquide sous-pression ; la roche est donc soumise à une contrainte hydrostatique, ou étreinte, σi.

On exerce ensuite, sur ses extrémités, soit une compression axiale soit une traction axiale.

a) Essais en compression avec confinement

L'échantillon est écrasé entre les deux mâchoires d'une presse et subit une pression axiale P en MPa, supérieure à σi (contrainte de confinement).

On a donc un état de contrainte caractérisé par un ellipsoïde de révolution où :

$\sigma 1 = \sigma i + P$

$\sigma 2 = \sigma 3 = \sigma i$

Généralement, pour une valeur de σi donnée, on augmente progressivement P ; l'échantillon se déforme en se raccourcissant ; la déformation est d'abord continue puis, au delà d'un certain seuil, la roche casse (figure 76).

Cet essai présente un défaut : on ne peut pas suivre l'évolution de la déformation de l'échantillon le long de l'expérience, car il est difficile de placer des jauges ou des capteurs acoustiques sur l'échantillon placé dans un manchon étanche. Cette expérience nous permet seulement d'obtenir la contrainte à la rupture et ne donne aucune information sur l'élasticité ou la dilatance de l'échantillon.

Figure 78: Presse utilisée pour les essais mécaniques.

b) Essais en compression sans confinement

L'échantillon est écrasé entre les deux mâchoires d'une presse et subit une pression axiale P en MPa, et σi (contrainte de confinement) est nulle. Cette expérience, contrairement à la précédente, peut fournir un suivi mécanique de toutes les déformations que peut subir l'échantillon.

c) Essais en extension (brésilien)

La pression axiale P est nulle, dans ce cas, l'éprouvette subit une déformation de même type que celle des essais en traction ; il s'agit en somme d'une pseudo-traction. Au cours de cet essai, la contrainte de rupture est rapidement atteinte.

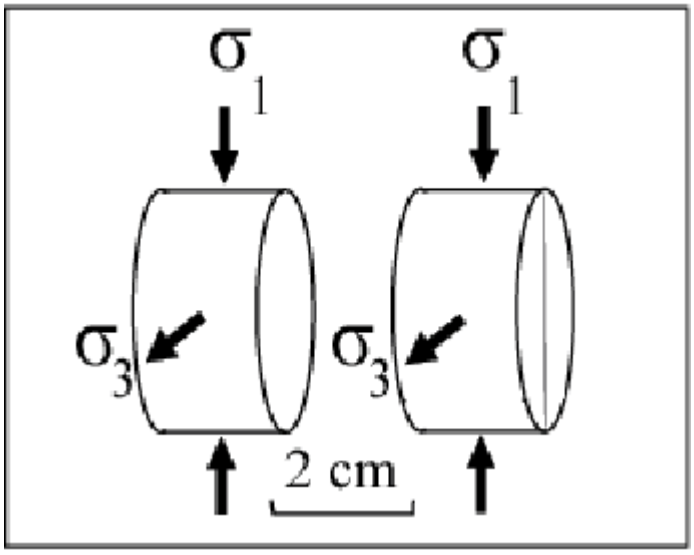


Figure 79: Schéma d'un essai brésilien.

Pour les expériences mécaniques effectuées au laboratoire de géologie de Cergy Pontoise, sur des échantillons du Zagros, deux éprouvettes d'une hauteur de 8 cm et de 4 cm de diamètre ont dû être taillées pour les essais uniaxiaux et triaxiaux, et une éprouvette du même diamètre avec une hauteur de 2 cm pour les essais brésiliens pour chaque échantillon.

Ensuite, pour les essais en uniaxial, il a fallu coller deux jauges (radiale et axiale) pour enregistrer les variations volumiques que subit l'échantillon tout au long de l'expérience (figure 80), en plus de six capteurs d'émissions acoustiques disposés d'une manière bien définie afin d'optimiser les enregistrements acoustiques, et avoir leur suivi au cours de l'expérience.

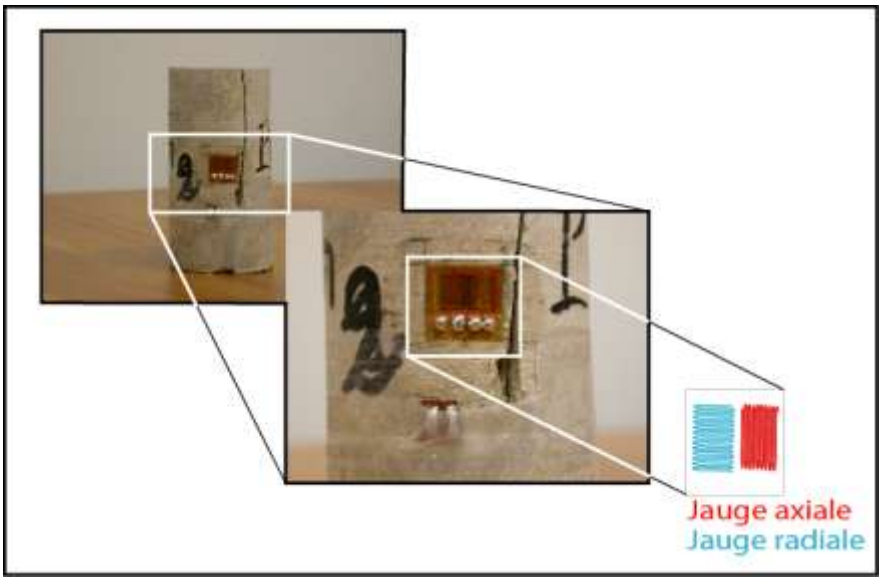


Figure 80: Photo des jauges collées à l'échantillon déformé.

Dans cette partie du mémoire, on va essayer de quantifier les paléocontraintes en se basant sur la combinaison des résultats de l'analyse des failles, de celle de l'analyse des macles de la calcite avec les données de la mécanique des roches. La détermination du sixième paramètre indépendant du tenseur de contrainte est rendu possible par cette combinaison (Lacombe et Laurent, 1992).

3.1.2 Détermination des courbes intrinsèques à la rupture et à la fissuration de la Phosphoria et la Madison

Sur la figure 81, on a tracé la courbe de fissuration pour les deux échantillons carbonatés Phosphoria et Madison, en s‘appuyant sur les résultats des essais brésiliens, uniaxiaux et en confinement (triaxiaux).

Le premier résultat de ces analyses montre que la formation Phosphoria est plus résistante que celle de la Madison (Figure 81 et Tableau 5). Pour les mêmes valeurs de confinement Phosphoria se fissure et se rompt à des contraintes normales jusqu'à 30% plus élevées que celles auxquelles la Madison cède.

Il faut noter que l‘on a considéré la courbe de fissuration et non celle de rupture, car compte tenu de la qualité du matériau, la fissuration expérimentale de son hétérogénéité et de son degré de préfacturation, reflète mieux la contrainte proche de celle correspondante à la néorupture dans les conditions de la déformation cassante naturelle.

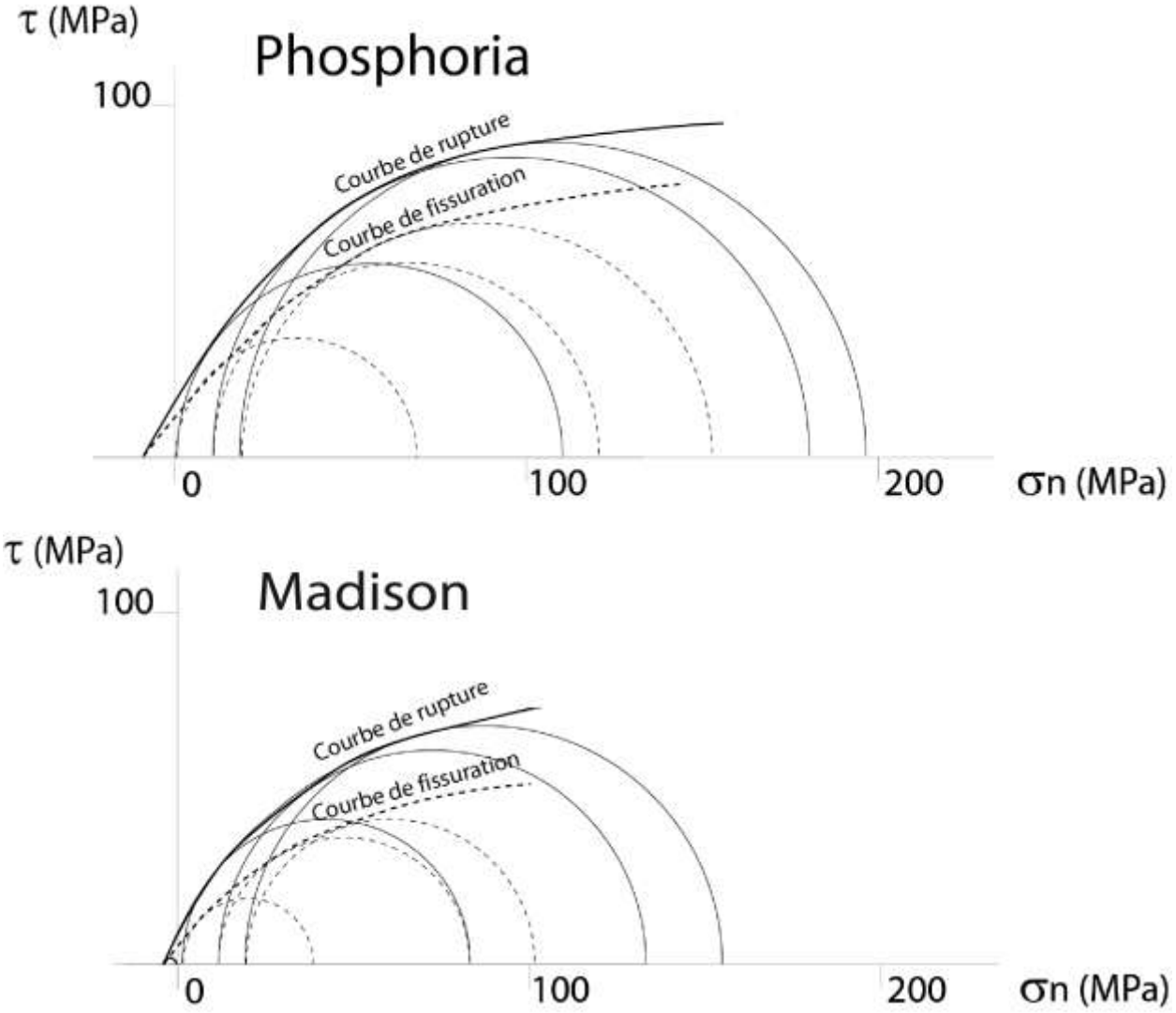


Figure 81: Courbes de fissuration pour deux échantillons : un de la formation Madison et un de la formation Phosphoria. Elles sont fondées sur les résultats des essais brésiliens uniaxiaux et triaxiaux.

		Valeur des σ				
		Rupture	Fissuration		Rupture	Fissuration
Roche	Référence de l'échantillon	σ1 (MPa)	σ1 (MPa)	σ3 (MPa)	Δσ	Δσ
Madison	M1-B	84	29	1	83	28
Madison	M1-C	128	84	10	118	74
Madison	M1-D	157	102	20	137	82
Phosphoria	B7-A2	111	63	1	110	62
Phosphoria	B7-B1	179	122	10	169	112
Phosphoria	B7-C1	193	152	15	178	137

Résumé des contraintes à la fissuration et à la rupture.

3.1.3 Comparaison des résultats de l'analyse des macles de la calcite avec les données de la mécanique des roches: vers une quantification des contraintes principales durant le plissement ?

La similitude des tenseurs reconstitués dans l'anticlinal de Sheep Mountain par l'analyse des failles et des macles suggère qu'il s'agit de tenseurs « contemporains » à l'échelle des temps géologiques, c'est-à-dire liés aux mêmes épisodes tectoniques. Dans ce cas, on peut ajuster le cercle de Mohr ($\sigma1$-$\sigma3$) obtenu par les macles avec la courbe intrinsèque de rupture plus exactement à la fissuration, afin de fixer les valeurs des grandeurs $\sigma1$, $\sigma2$ et $\sigma3$ au moment de la rupture (e.g., Lacombe et Laurent, 1992 ; Lacombe et al., 1996 ; Lacombe, 2001 ; 2007). Comme cette combinaison macles - mécanique des roches exige la connaissance des propriétés du matériau rocheux affecté, on s'appuie sur les résultats des essais mécaniques sur les échantillons de Phosphoria et de Madison. On a aussi essayé de faire le même type d'essais mécaniques sur la formation de Tensleep. Malheureusement, les échantillons utilisés présentaient beaucoup d'imperfections et les résultats se sont révélés très peu fiables.

3.2 Application

On propose un scénario mécanique reliant les directions et le mode d'ouverture des différentes fractures avec la cinématique du pli, en se basant sur l'évolution de la fracturation recensée dans le pli du Sheep Mountain (Bellahsen et al., 2006a ; Fiore, 2006 ; Amrouch, 2007 ; Beaudoin, 2008 ; 2009 et Amrouch et al., 2010a), l'inversion des données de failles en terme d'orientation et de régimes de contraintes de failles et les données quantitative sur les orientations, régimes et grandeurs des contraintes différentielles calculées à partir des macles de la calcite (Amrouch et al., 2010a). Ces données sont complétées par les résultats des essais mécaniques concernant les courbes de néorupture pour les formations carbonatées Phosphoria et Madison et par la loi de friction de Byerlee (figure 81). Ces données combinées permettent de reconstituer l'évolution des contraintes en 4D : une première évolution dans le temps, entre l'état anté et post-plissement, et une deuxième dans l'espace, entre le forelimb et le backlimb. A l'exception de la première phase tectonique Sevier, où l'état de déformation et de contrainte est le même dans toute la zone du futur pli, on a choisi de présenter les détails de ce scénario par flanc. Avant de commencer cette partie voici quelques précisions concernant la nomenclature qu'on utilisera dans cette partie :

- $\sigma_{H\ calc}$: contrainte horizontale maximale obtenue par l'analyse des macles de la calcite ;
- $\sigma_{h\ calc}$: contrainte horizontale minimale obtenue par l'analyse des macles de la calcite ;
- $\sigma_{v\ calc}$: contrainte verticale obtenue par l'analyse des macles de la calcite ;
- $\sigma_{v\ eff}$: contrainte verticale estimée par le poids des sédiments sus-jascents, quand la pression de fluide est hydrostatique $\sigma_{v\ eff} = (\rho-\rho_e)gh$; avec ρ et ρ_e correspondent respectivement à la densité volumique des roches sédimentaires et de l'eau ;
- $\Delta\sigma_v$: différence entre le $\sigma_{v\ calc}$ et $\sigma_{v\ eff}$;
- Pf : Pression de fluide.

Dans le détail, le scénario s'appuie sur un ensemble de données, de résultats et d'hypothèses qui sont les suivants :

- D'après les résultats de l'analyse des macles de la calcite et des failles, l'axe de $\sigma 1$ est perpendiculaire à l'axe du pli et est horizontal avant et après le plissement.
- Pour quantifier les contraintes dans ce scénario, on a utilisé des enveloppes moyennes de rupture et d'endommagement obtenues via des essais mécaniques faits sur des échantillons des formations carbonatées Madison et Phosphoria.
- Au-dessus des formations étudiées, existait une série détritique avec une épaisseur moyenne anté-Laramide de 1700 m (Hennier, 1984) ce qui fixe la valeur maximale (à sec) de la contrainte verticale.
- La contrainte différentielle enregistrée par les macles de la calcite correspond à la valeur maximale enregistrée par l'échantillon pour chacune des épisodes tectoniques, ce différentiel maximum correspond au différentiel qui prévalait dans la roche juste avant la néorupture (Lacombe et Laurent, 1992).
- La contrainte différentielle augmente au cours des phases anté-plissements jusqu'à atteindre sa valeur maximale juste avant le plissement ss.
- La différence entre le forelimb et le backlimb est essentiellement due à la perturbation causée par le jeu de la faille de socle sous-jacente pendant les phases préplissement.
- L'hypothèse de la permutation des contraintes se base sur l'enregistrement pour une même étape de tenseurs compressifs et décrochants. Les valeurs du rapport Φ calculées par les macles de la calcite ne sont cependant nécessairement faibles (comme on pourrait s'y attendre dans le cas d'une permutation σ_2 / σ_3) ; ceci peut être expliqué par le fait que les macles de la calcite et les failles se seraient certes formées au cours d'un même régime décro-compressif, mais à des moments différents (conditions de contraintes plutôt décrochantes ou plutôt compressives avant ou après permutation σ_2 / σ_3).
- Le $\sigma_{v\ calc}$ est égal soit à σ_3 (valeur sur laquelle l'incertitude est faible, car la position du cercle de Mohr (σ_1, σ_3) est assez bien contrainte), soit à σ_2 ; dans ce dernier cas, l'incertitude est théoriquement plus importante, à cause des incertitudes sur le rapport Φ ; néanmoins, puisque failles et macles considérées ensemble suggèrent un régime décro-compressif (par exemple en post-plissement), la valeur de σ_2 devait être proche de σ_3, ce qui diminue l'incertitude sur l'estimation de la variation de $\Delta\sigma_v$.
- On considère la courbe d'endommagement et non celle de rupture, car compte tenu de la qualité du matériau, de son hétérogénéité et de son degré de préfracturation, la fissuration expérimentale reflète probablement mieux la contrainte proche de celle correspondante à la néorupture dans les conditions de la déformation cassante naturelle.

- Pour les étapes anté-plissement, la différence $\Delta\sigma_v$ est expliquée seulement par la variation Pf et la perturbation due au jeu de la faille de socle sous-jacente, puisque l'on considère que les couches sont horizontales et donc qu'il n'y a pas d'érosion et donc pas de variation d'épaisseur entre les deux flancs.
- Pour l'étape post-plissement la différence $\Delta\sigma_v$ prend en compte l'érosion, par rapport à la phase anté-plissement, en plus de la pression de fluide, car on considère que l'érosion est active dès la formation du relief du pli. L'érosion va diminuer l'épaisseur des couches sus-jacentes et de ce fait elle joue aussi sur la valeur de σ_v.

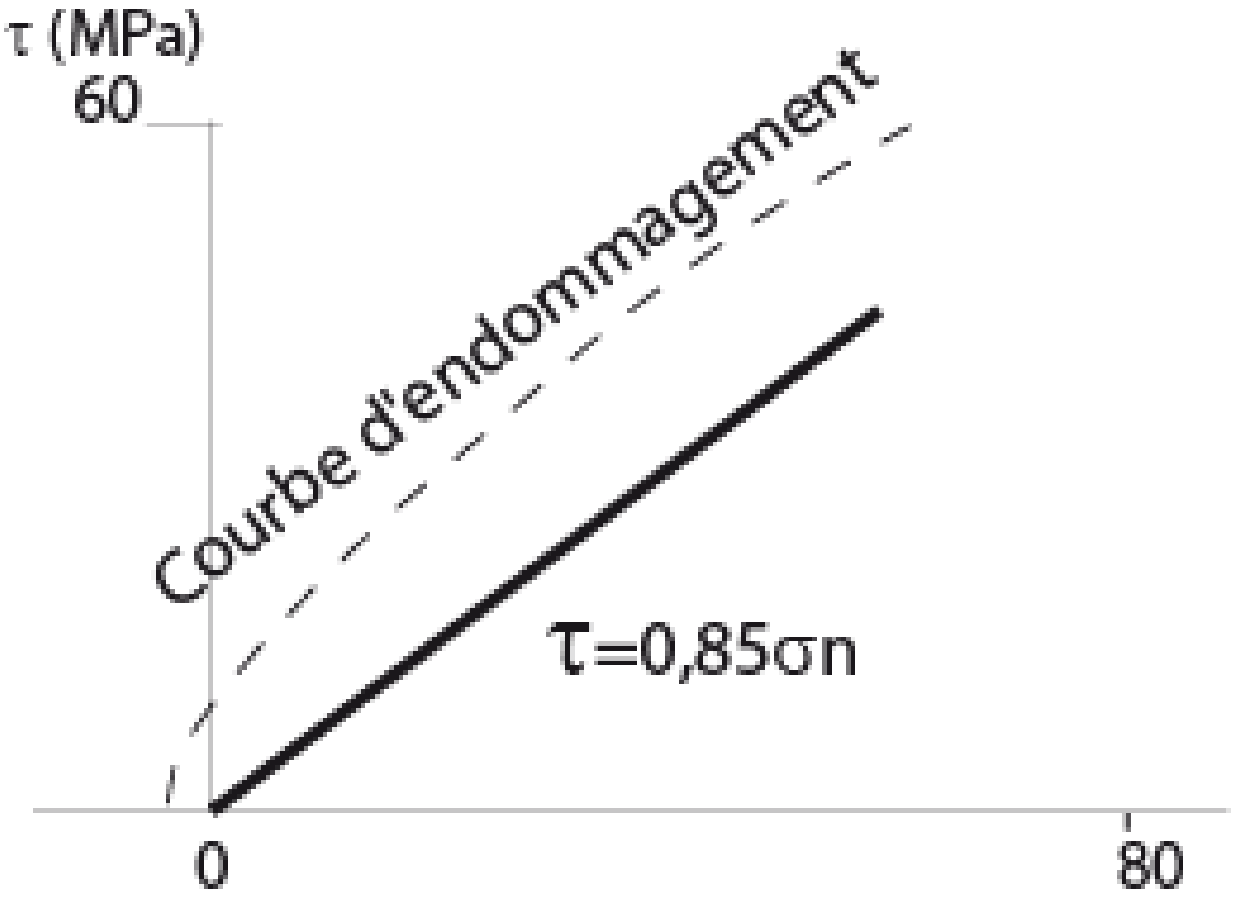


Figure 82: Enveloppe moyenne d'endommagement et courbe de friction de Byerlee utilisées dans l'interprétation mécanique.

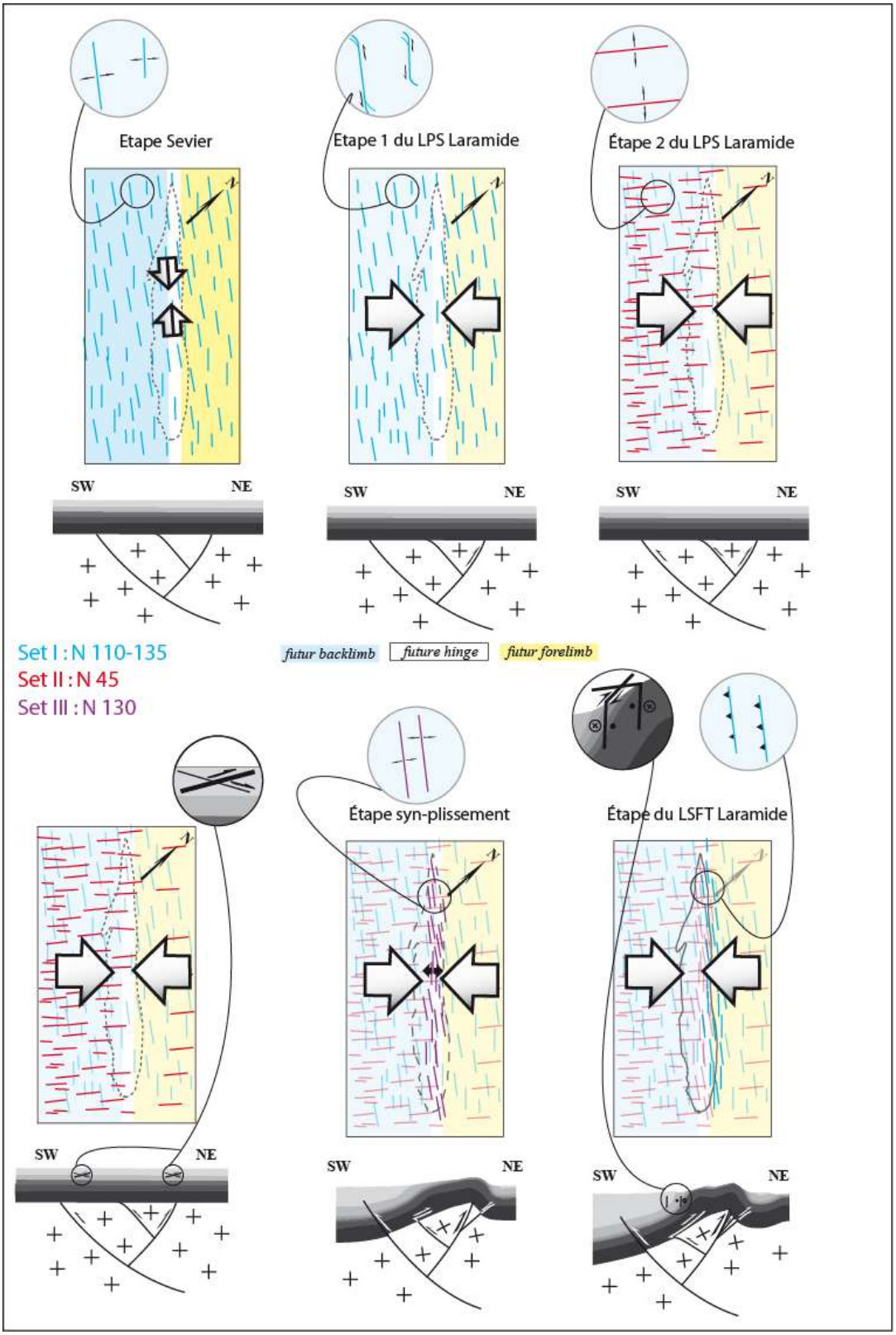


Figure 83: Résumé du scénario de fracturation au niveau du pli de Sheep Mountain (d'après Bellahsen et al., 2006 ; Fiore, 2006 ; Amrouch, 2008 ; Beaudoin, 2009 ; Amrouch et al., 2010a). (a) Set I (bleu); (b) Set II (rouge); (c) Set III (violet).

3.2.1 Etape "Sevier" (compression N110 à 135)

Les données contraignant l'état des contraintes pendant cette phase sont les valeurs de la contrainte différentielle maximale obtenues par les macles de la calcite, la courbe d'endommagement (ou de fissuration) et l'ouverture en mode 1 des veines du set I qui sont verticales et dont le plan contient l'axe σ_2 (ici correspondant à σ_v). On prend pour cette étape la même valeur pour la contrainte différentielle maximale dans le forelimb et le backlimb (20 MPa) vu que cette distinction n'est pas visible pendant cette phase (figure 84). On note une incertitude sur la valeur de σ_v ($0<\sigma_v<\sigma_H$)

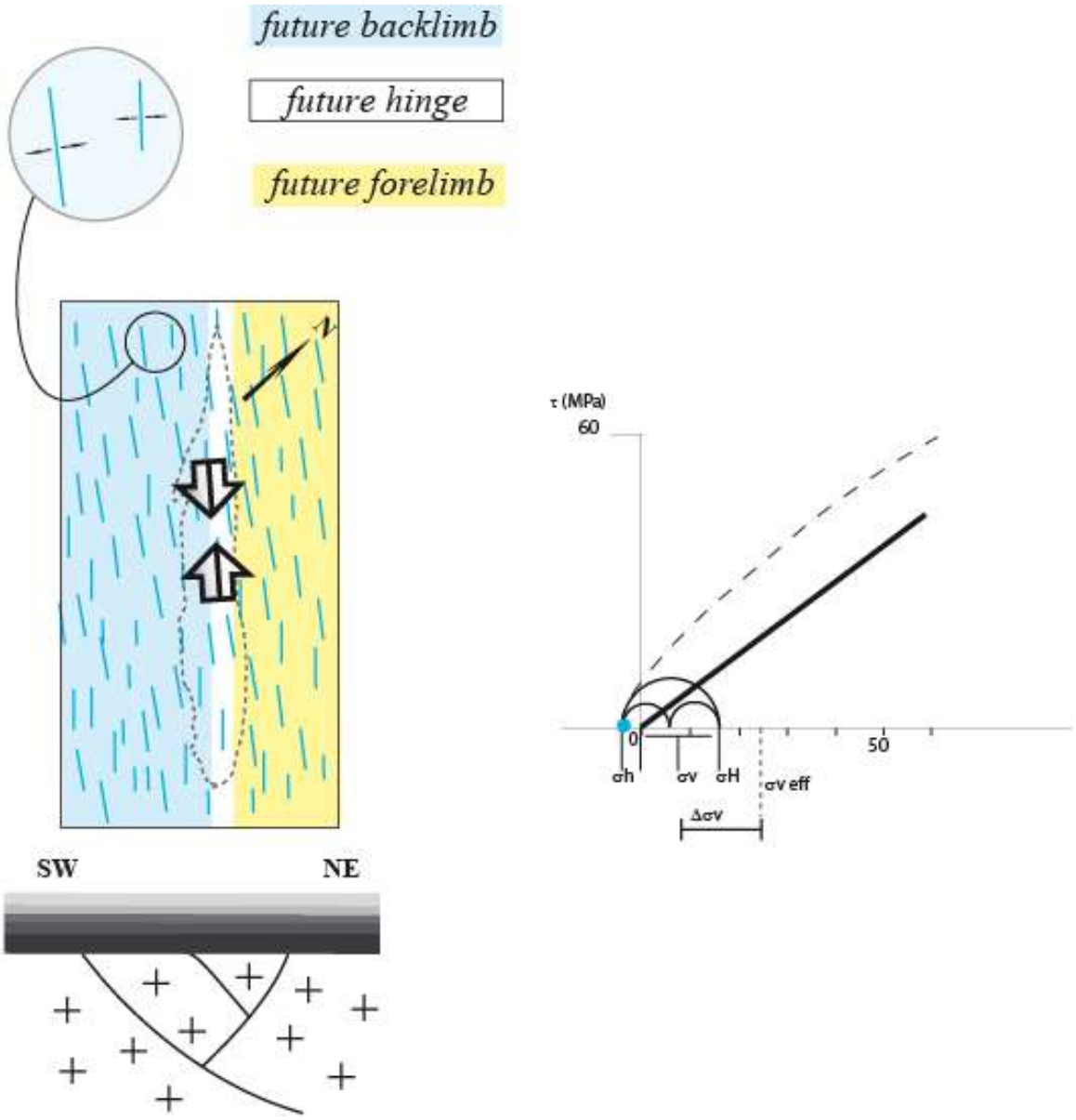


Figure 84: Illustration de l'état de contrainte durant la phase LPS du Sevier.

3.2.2 Etape 1 du LPS Laramienne

Suivant le même raisonnement que pour l'étape précédente, les données qui définissent l'état des contraintes pendant cette étape sont les valeurs de la contrainte différentielle maximale obtenues par les macles de la calcite et la courbe d'endommagement. S'ajoute à ces données l'angle (60-65°) que fait σ1 avec le plan des veines du set I qui rejouent en décrochements sénestre (Fiore, 2006) et dont le plan contient toujours σ_v (figure 85). Cette étape a été enregistrée aussi par des stylolites (figure 75.4) correspondant à une compression perpendiculaire à l'axe du pli. On note une incertitude sur la valeur de σ_v ($0<\sigma_v<\sigma_H$)

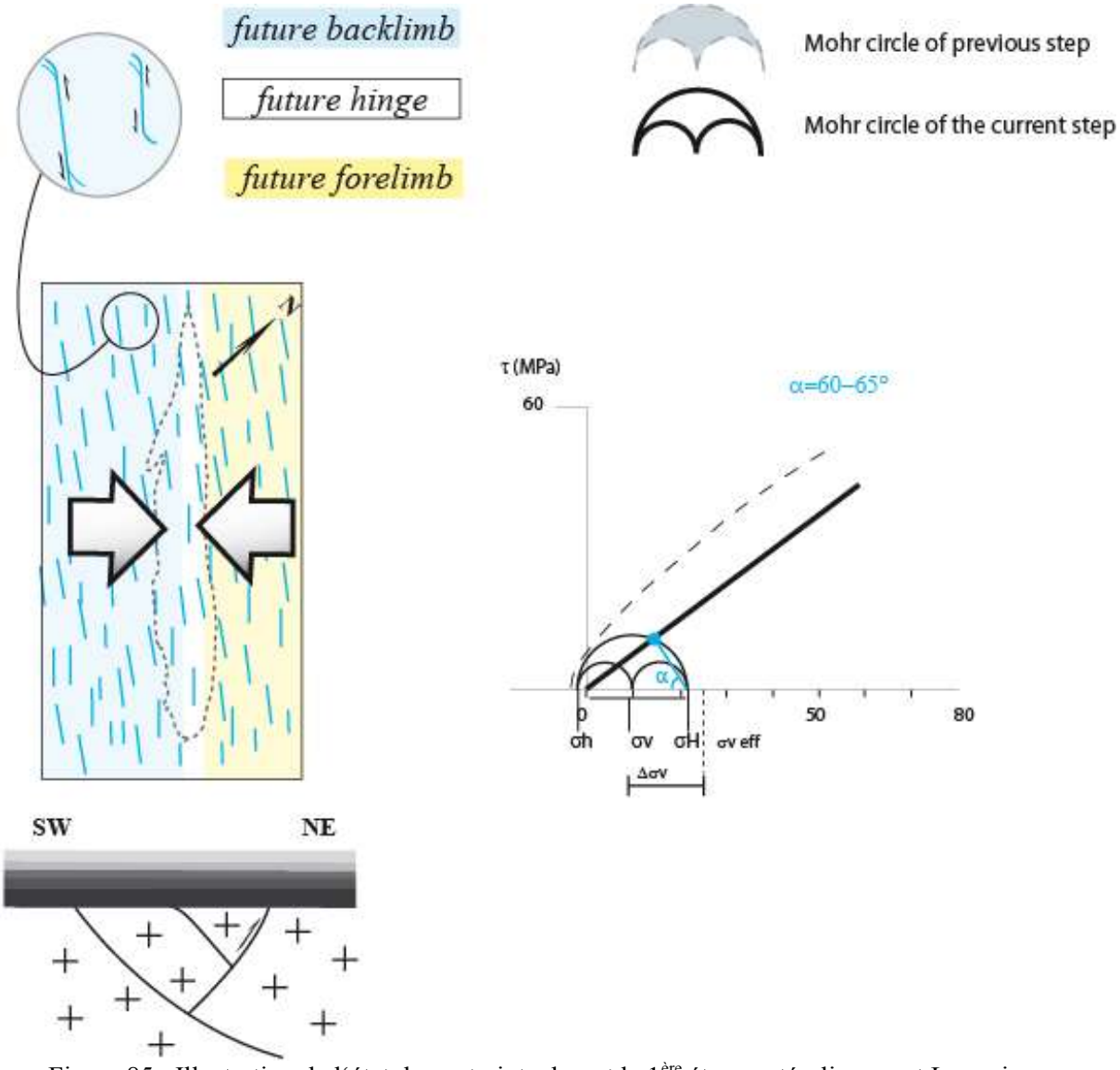


Figure 85: Illustration de l'état de contrainte durant la 1ère étape anté-plissement Laramienne.

3.2.3 Etape 2 du LPS Laramienne

Les contraintes prises en compte dans cette étape sont l'ouverture en mode 1 des veines du set II, ce qui oblige à faire tangenter le cercle de Mohr à la courbe d'endommagement à son origine, donc dans le domaine des contraintes en tension. La réactivation des veines du set I pendant l'étape précédente expliquerait la diminution de la contrainte différentielle entre les deux étapes. Une augmentation de la pression de fluide est requise pour permettre la tangence du cercle de Mohr et de la courbe d'endommagement par rapport à l'étape 1 (figure 86). On note une incertitude sur la valeur de σ_v ($0<\sigma_v<\sigma_H$)

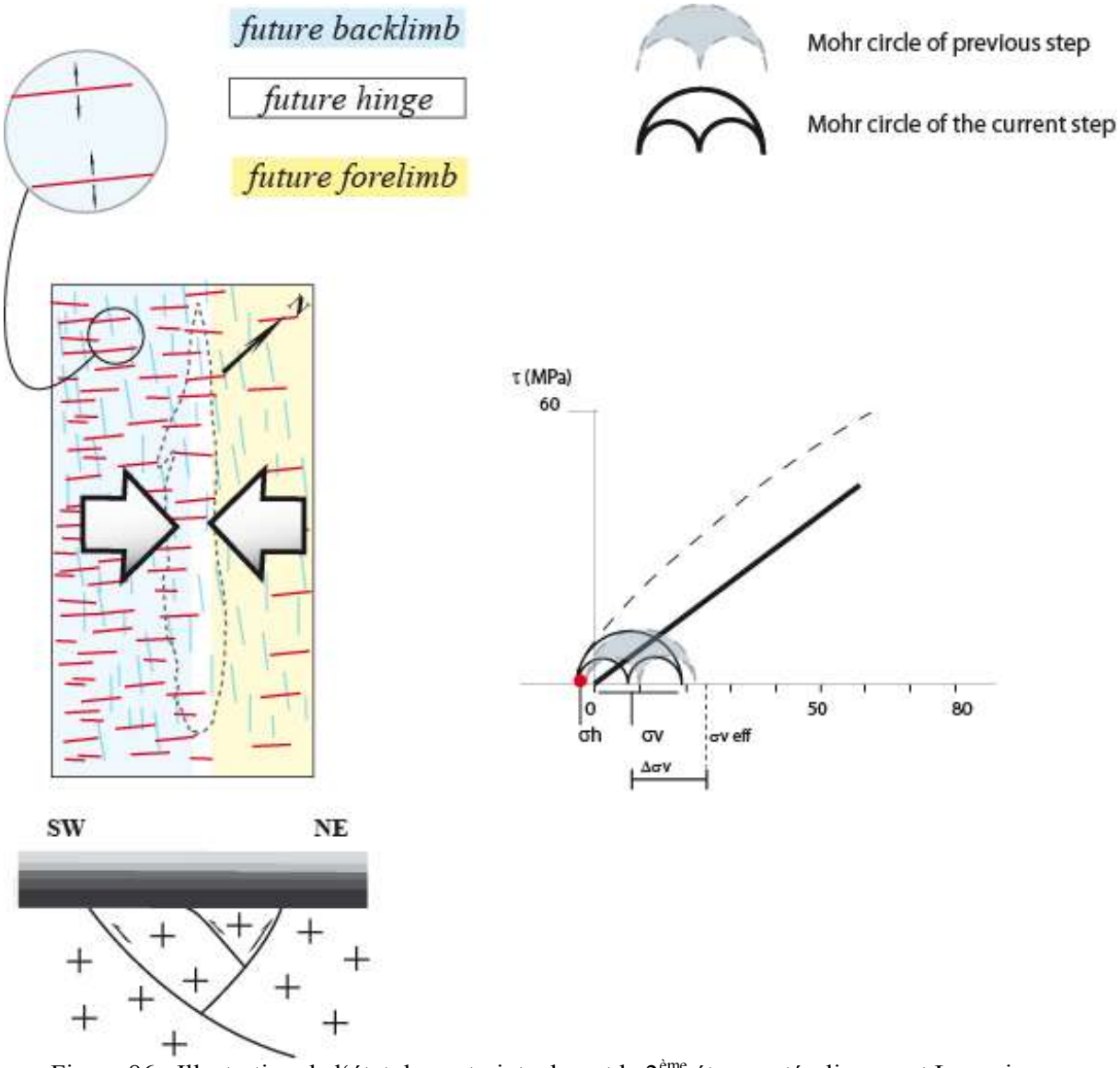


Figure 86: Illustration de l'état de contrainte durant la 2ème étape anté-plissement Laramienne.

3.2.4 Etape 3 du LPS Laramienne

Les données qui aident à déterminer l'état des contraintes pendant cette étape sont : (1) la néoformation de failles inverses (figure 75.3) à la fois dans le forelimb et le backlimb avec un angle de 25-35° entre le plan de la faille et l'axe $\sigma 1$; (2) les valeurs de la contrainte différentielle maximale obtenues par les macles de la calcite, que l'on considère représentatives de cette étape puisque celle-ci correspond à la formation de failles néoformées avant le plissement. La contrainte différentielle dans le forelimb est égale à ~65 MPa et égale à ~30 MPa dans le backlimb. On note une permutation σ_3/σ_2 par rapport à l'étape 2, car le σ_3 doit devenir vertical pour rendre compte du développement de failles inverses (figure 87).

On peut après cette étape estimer la pression de fluide maximale qu'auraient subie les couches avant le plissement (figure 87). Elle serait égale à $\Delta\sigma_v$ puisque l'on estime qu'avant le plissement, il n'y avait pas de relief et donc pas d'érosion. Donc avec un $\sigma_{v\ eff}$ = 24 MPa et un σ_v mesurée = -1 MPa (BL) et 3 MPa (FL) la pression de fluide serait comprise entre 21 MPa dans le forelimb et 25 MPa (~ $\sigma_{v\ eff}$) dans le backlimb où l'on observe d'ailleurs des veines horizontales (Figure 88).

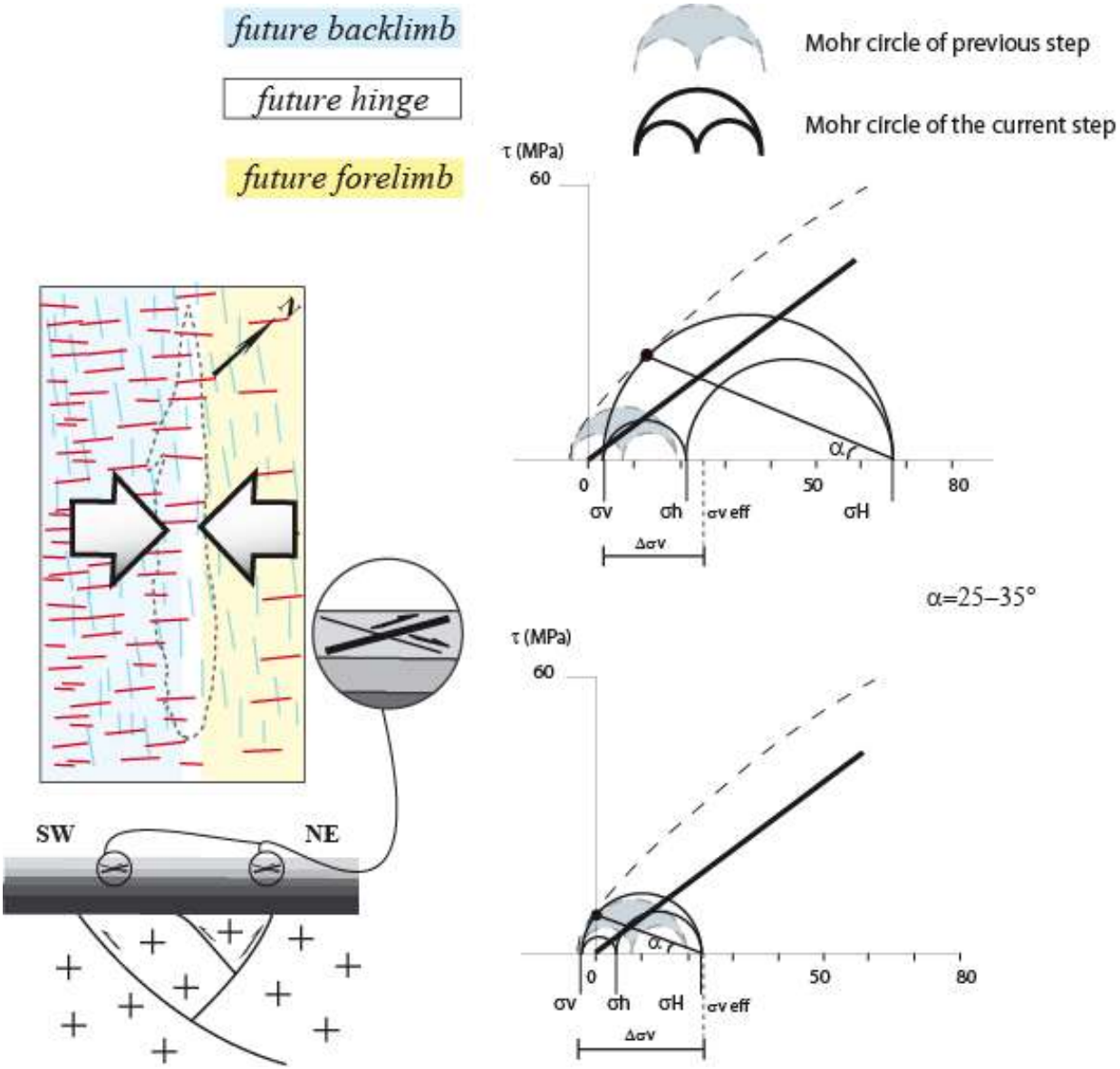


Figure 87: Illustration de l'état de contrainte durant la dernière étape anté-plissement Laramienne

Figure 88: Photo d'une veine horizontale dans le backlimb qui témoigne d'une pression de fluide supérieure à σ_{vlitho} (Photo prise par N. Beaudoin).

3.2.5 Etape "late stage fold tightening" Laramide

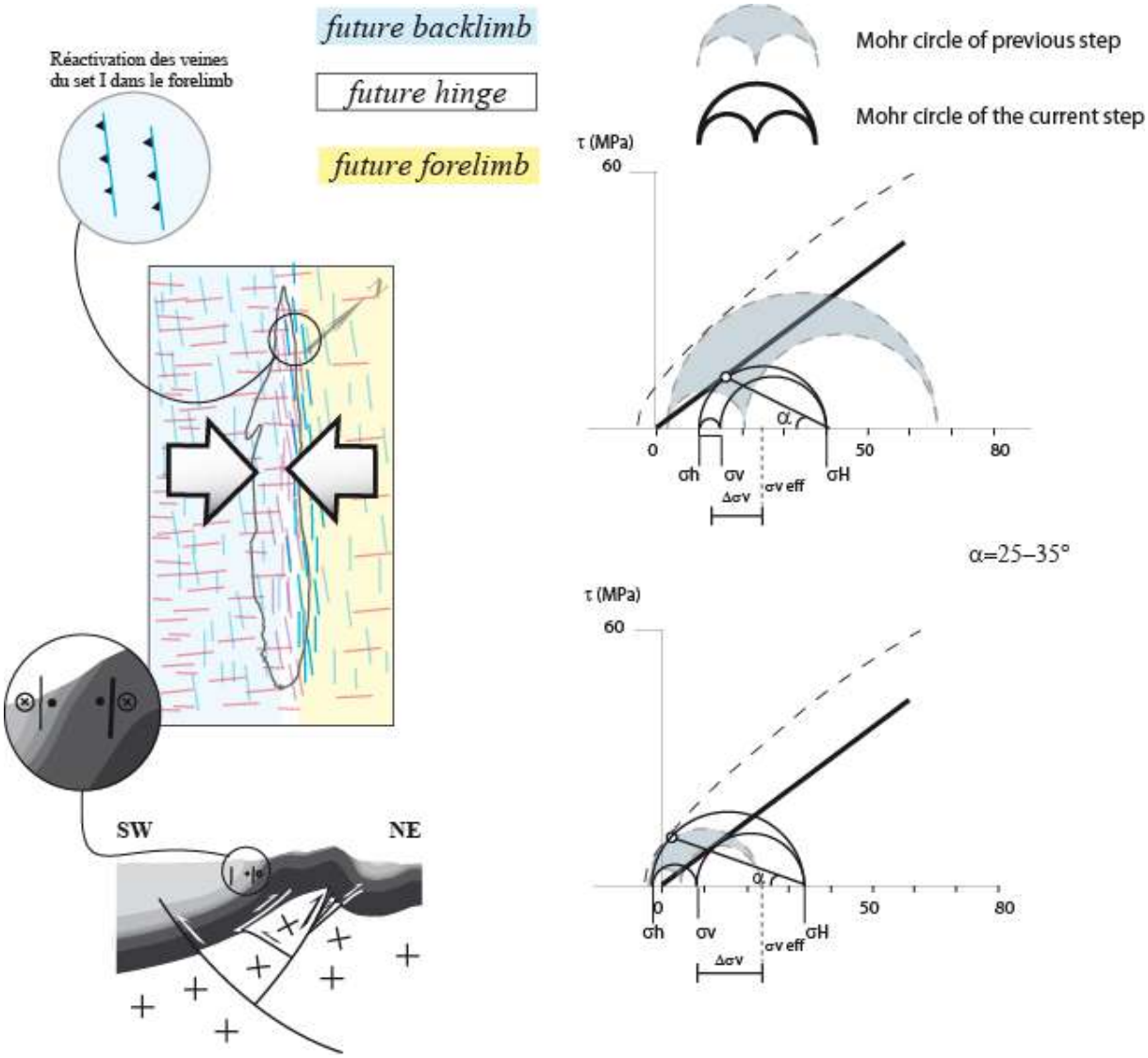


Figure 89: Illustration de l'état de contrainte durant l'étape de post-plissement Laramienne.

Dans le forelimb, la réactivation des veines du set I qui font un angle de ~30° avec σ_1, est associée à un faible ϕ puisque les macles enregistrent un état décrochant quand les veines du set I sont réactivées en inverse (figure 89), ce qui implique que le cercle de Mohr tangente la courbe de friction sans dépasser la valeur maximale de la contrainte différentielle dans le forelimb qui est égale à ~30 MPa (Amrouch et al., 2010a).

Dans le Backlimb ce sont des failles décrochantes qui sont néoformées, comme pour les failles inverses de la troisième étape anté-plissement (en prenant en compte que pour cette étape $\sigma_3=\sigma_h$), ce qui implique que le cercle de Mohr tangente la courbe d'endommagement avec un faible angle entre le plan de ces failles et l'axe σ_1.

FL	σH calc	σv calc	σh calc	σv eff	Δσv
Sevier	17	8	-3	24	16
LPS1	21	10	-1	24	14
LPS2	19	8	-3	24	16
LPS3	68	3	21	24	21
LFT	40	12	10	24	12

Résumé des résultats obtenus pour la quantification des contraintes pendant le plissement dans le forelimb. FL : forelimb.

BL	σH calc	σv calc	σh calc	σv eff	Δσv
Sevier	17	8	-3	24	16
LPS1	21	10	-1	24	14
LPS2	19	8	-3	24	16
LPS3	29	-1	10	24	25
LFT	33	9	-2	24	15

Résumé des résultats obtenus pour la quantification des contraintes pendant le plissement dans le backlimb. BL : backlimb.

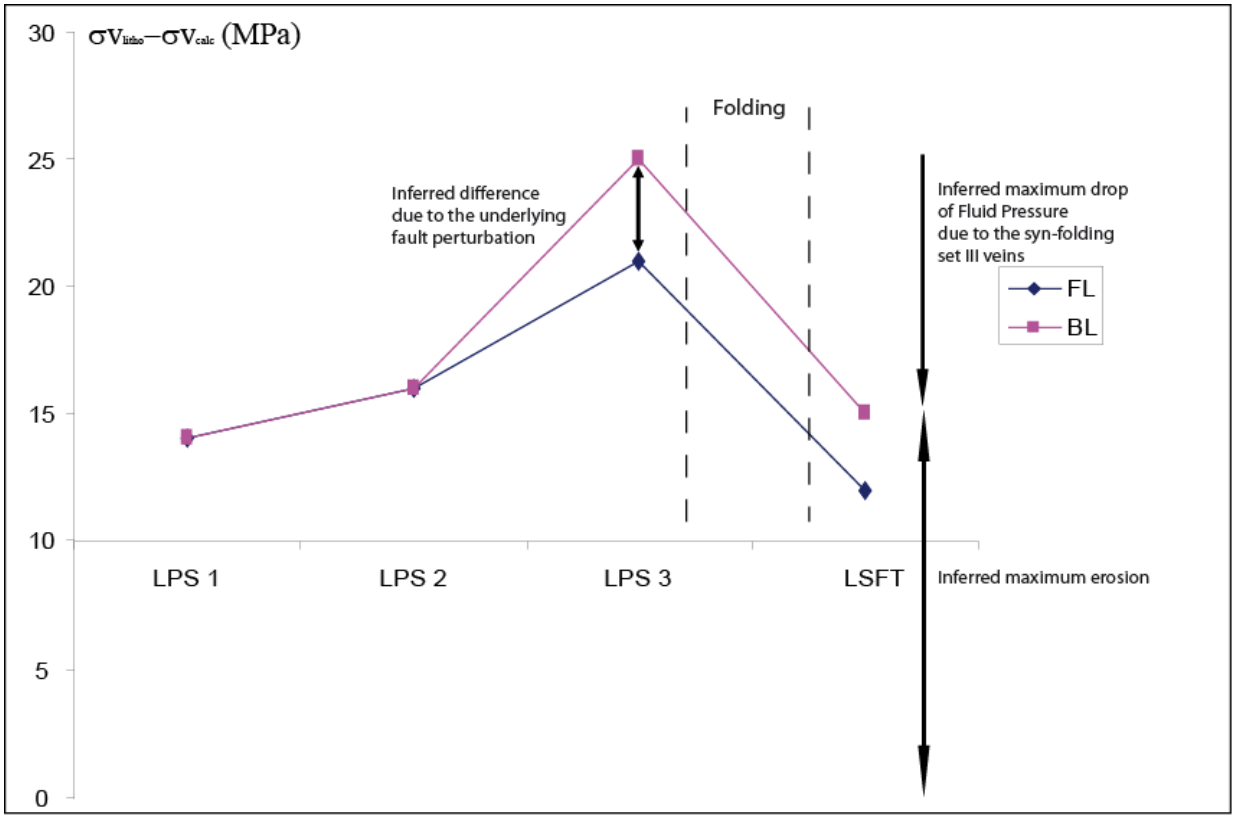


Figure 90: Variation de la pression de fluide au dessus de sa valeur hydrostatique pendant le plissement de Sheep Mountain Anticline.

Variation de la pression de fluide :

La pression de fluide augmente au fur et à mesure que l'on avance dans les étapes jusqu'à la dernière étape anté-plissement LPS3 (figure 90). Pendant le plissement la pression de fluide chute brusquement jusqu'à atteindre des valeurs de l'ordre de celles qu'elle a enregistré pendant l'étape LPS1. On va considérer que la variation de la valeur de $\Delta\sigma v$ avant et après le plissement correspond à la valeur maximale du relâchement de la pression de fluide. La valeur de cette chute est de l'ordre de 10 MPa et elle serait causée par l'ouverture des veines d'extrados du set III dans la charnière.

Estimation de l'érosion :

La valeur de $\Delta\sigma v$ entre la σv calc post-plissement et la σv eff anté-plissement permettrait une estimation de l'érosion maximale subie par le pli pendant le plissement. Sachant que la valeur de $\Delta\sigma v$ obtenue est de l'ordre de 12 à 15 MPa cela correspondrait à une épaisseur d'érosion d'environ 500 à 550 m.

Le modèle élastique de Sheep Mountain (Bellahsen et al., 2006 ; Amrouch et al., 2010a) montre une perturbation des contraintes due au jeu de la faille sous-jascente. Sachant que le σv anté-plissement correspond au $\sigma 3$, ce dernier est sous-estimé dans le backlimb et sur-estimé dans le forelimb pendant les étapes anté-plissement ce qui pourrait expliquer la différence de 3 MPa du σv entre les deux flancs.

La combinaison de ces différentes données (essais mécaniques, analyse des macles de la calcite, fracturation) a permis d'établir un scénario mécanique concernent l'histoire tectonique du pli de Sheep Mountain durant sa génèse (figure 91). On a aussi pu avoir une estimation assez "contrainte" des valeurs des contraintes principales à chacune des étapes du plissement. On a pu suivre l'évolution de ces valeurs à la fois dans le temps et dans l'espace, ce qui a beaucoup contribué à la compréhension du plissement, et de la distribution hétérogène ou homogène des micro et des mésostructures dans les différents compartiments du pli. Ce travail a aussi permis d'avancer des hypothèses concernent les taux d'érosion et les variations de la pression de fluide au cours du plissement.

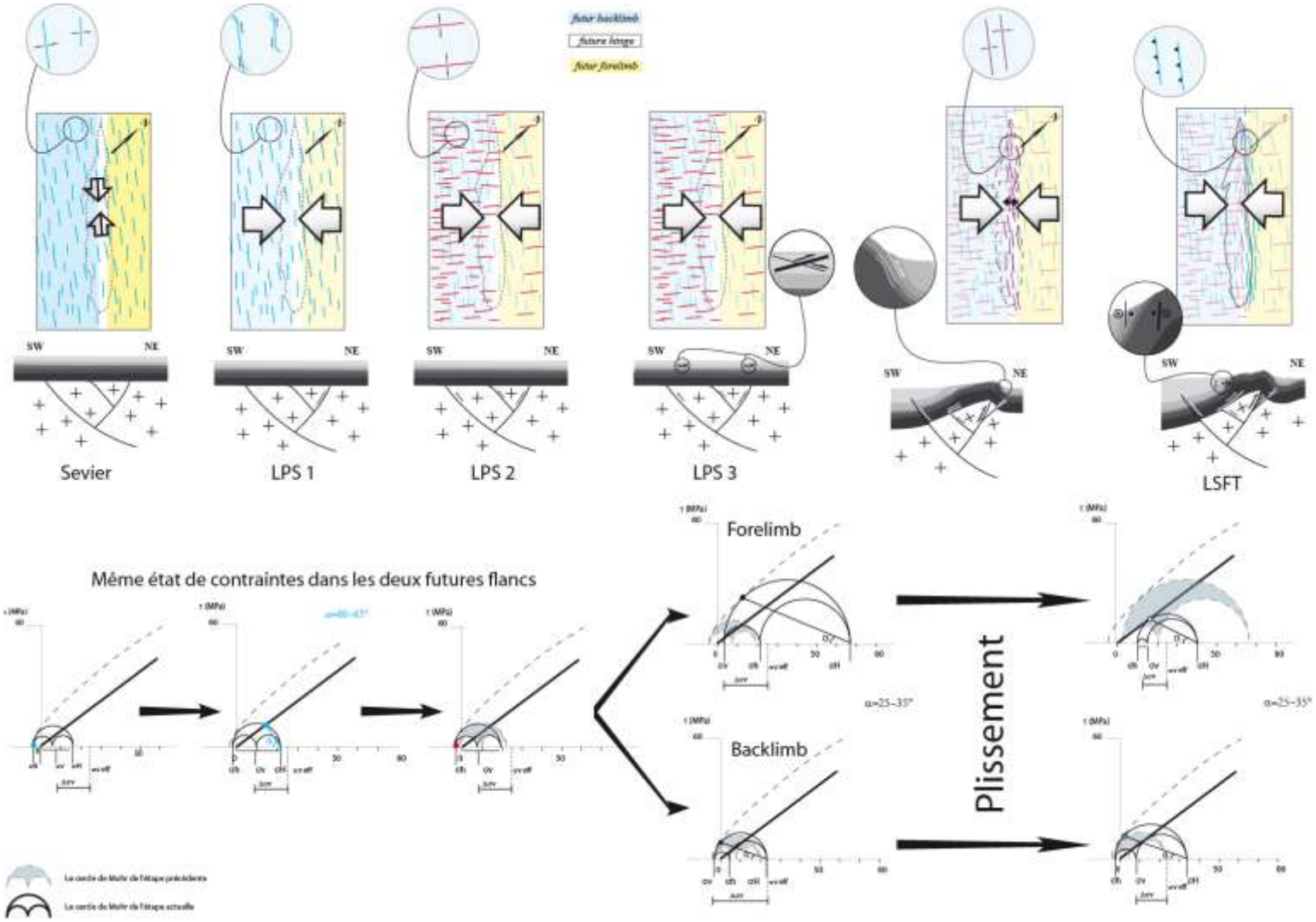


Figure 91: Schéma récapitulatif du scénario mécanique correspondant au plissement de SMA.

4 Apport des l'analyse des propriétés physiques (ASM, APV) des roches pour la compréhension du mécanisme du plissement de l'anticlinal de Sheep Mountain (publication n°2)

Constraints on deformation mechanisms during folding based on rock physical properties : example of Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA);
Article accepté sous réserve d'une révision modérée dans Geophysical Journal International

La seconde publication correspond aux résultats obtenus sur le même anticlinal de Sheep Mountain. Cette étude vise à la fois à confirmer les interprétations établies par l'analyse des macles de la calcite, des fractures et des failles mais aussi, à compléter l'histoire de la déformation à petite échelle dans ce pli. Ceci a été possible par la combinaison d'une panoplie de méthodes d'analyses des propriétés physiques des roches qui sont l'ASM, l'APV et l'analyse de la déformation par la méthode de Fry.

A la fois dans les grès et les carbonates, les résultats obtenus ont montré une bonne cohérence entre :

- - les axes principaux des tenseurs d'ASM ;
- - les axes principaux des tenseurs l'APV.
- - les axes principaux des tenseurs de contrainte et de la déformation obtenus par l'analyse des macles de la calcite et celle des failles ;
- - les axes de déformation obtenus par la méthode de Fry.

D'un point de vue quantitatif, la comparaison dans les deux flancs du pli, entre l'évolution des fabriques magnétiques et acoustiques d'une part et la contrainte différentielle d'autre part, montre que l'asymétrie macroscopique de l'anticlinal se retrouve à l'échelle de microstructure.

Chapitre III

CONSTRAINTS ON DEFORMATION MECHANISMS DURING FOLDING PROVIDED BY ROCK PHYSICAL PROPERTIES: A CASE STUDY AT SHEEP MOUNTAIN ANTICLINE (WYOMING, USA).

AMROUCH Khalid[1, 2, 3], ROBION Philippe[4], CALLOT Jean-Paul[1], LACOMBE Olivier[2,3], DANIEL Jean-Marc[1], BELLAHSEN Nicolas[2, 3], FAURE Jean-Luc[1]

[1]Geology Geochemistry Geophysics Direction, Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, France

[2]UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

[3]CNRS, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

[4]Département des sciences de la Terre et de l'environnement, Université de Cergy-Pontoise, Cergy, France

Sous press à Geophysical Journal International

Abstract

The Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA) is a well-exposed asymmetric, basement-cored anticline that formed during the Laramide orogeny in the early Tertiary. In order to unravel the history of strain during folding, we carried out combined Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS), Anisotropy of P-Wave Velocity (APWV) and Fry strain analyses. The results are compared to previously published stress/strain data from calcite twins at the microscopic scale and from fracture sets at the mesoscopic scale, and are used to discuss the kinematics and mechanics of forced folding. The results obtained in sandstone and carbonate lithologies demonstrate a good agreement between (1) the principal axes of the AMS and APWV tensors, (2) stress/strain tensors derived from calcite twins, (3) Fry strain axes and mesoscopic fracture sets. Furthermore, these tensors are coaxial with the main

structural trends of the anticline. The differences between AMS and APWV fabrics on one hand, and the differential stress values of the forelimb and the backlimb on the other hand, emphasize how the macroscopic asymmetry of Sheep Mountain anticline affects the strain pattern at the microscopic scale. The dataset presented in this paper offers a consistent mechanical scenario for the development of Sheep Mountain anticline.

Key-words: Magnetic fabrics; Anisotropy of Magnetic Susceptibility; Anisotropy of P wave velocity; Fry strain analysis; Microstructures; Continental tectonics: compressional; North America; Sheep Mountain anticline.

1. Introduction

The study of fold evolution is typically based on analytic and numerical models that are used to investigate possible kinematic scenarios of folding, based on the present- day geometry of folded strata and geometrical assumptions such as thickness and length preservation. Dahlstrom (1969), Suppe (1985), Jamison (1987), Chester and Chester (1990), Erslev (1991) and Mitra (2003), for example, have described fold evolution from a kinematic perspective. Although this approach has proven to be useful to propose consistent geometrical models of folding, it is mainly macroscopic, and the successive deformation mechanisms that accommodate internal strain within folded strata at the meso- to micro-scopic scale remain to be properly linked to such geometrical models.

In addition to regional-scale thrust faults and folds, it is well known that tectonic shortening in foreland fold-thrust belts generates fracture sets and faults at the meso-scale, and pressure-solution cleavage and grain-scale deformation (e.g., mechanical compaction, twinning in calcite grains) at the micro-scale. Pressure-solution processes and grain-scale deformation begin early during the deformation history and are related to burial compaction and Layer-Parallel Shortening (LPS) (e.g. Roure et al., 2005). The mechanisms active during the LPS stage have been described in detail in recent years for sandstone rocks (Frizon de Lamotte et al., 2002; Saint-Bezar et al., 2002; Sans et al., 2003; Robion et al., 2007) as well as for carbonate rocks (Evans et al., 2003; Evans and Elmore, 2006; Marfil et al., 2005; Graham, 2006). However, while the appraisal of the mechanical behavior of folded strata is an essential aspect to understand and simulate the evolution of folded/faulted formations, only a few attempts have been made to bridge the gap between the macroscopic scale and the

microscopic scale (Frizon de Lamotte et al., 1997; Parés and Van der Pluijm, 2002; Evans et al., 2003; Louis et al., 2006). This paper aims at unraveling the history of strain acquisition and at linking macroscale and microscale mechanisms of deformation active during folding. The underlying question is to what extent structural observations made at the microscopic scale may be related to the fold scale, and vice versa. The chosen case study is the Sheep Mountain anticline (Erslev, 1993; Bellahsen et al., 2006a; Bellahsen et al., 2006b; Amrouch et al., 2010), a well-exposed Laramide basement-cored anticline in Wyoming (USA). This work focuses on the description and characterization of small scale deformation by combining various techniques of microstructural analysis: Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS hereinafter), Anisotropy of P-Wave Velocity (APWV hereinafter) and Fry strain analysis. The results of this study are compared to stress/strain patterns previously reconstructed from fractures and calcite twins (Bellahsen et al., 2006a; Amrouch et al., 2010) in order to decipher the relative contribution of fracturing and of matrix deformation in the accommodation of internal strain of strata during folding. This paper demonstrates how the combination of these various approaches can help to characterize the succession of microscopic deformation mechanisms active during folding of sedimentary rocks (i.e., compaction, intragranular and transgranular fracturing, pressure-solution).

2. Geological Setting

The Sheep Mountain anticline is located on the eastern edge of the Bighorn Basin, Wyoming (Fig. 1). It is a NW-SE trending, asymmetric basement-cored fold that formed above a SW dipping high angle thrust fault during the Laramide orogeny and under a regional NE-SW compression (Hennier and Spang, 1983; Engebretson et al., 1985; Forster et al., 1996; Bird, 2002; Stanton and Erslev, 2004). The Bighorn River cuts the anticline normal to the fold axis, providing excellent exposure of the stratigraphic section of the fold core. Bedding dips are between 10° and 40° to the SW in the backlimb and can be locally overturned in the forelimb. NE of the anticline, the Mesozoic rocks are folded with fold trends oblique to the main Bighorn trend, being probably detached from the Paleozoic sequence and basement above the Triassic Chugwater shales.

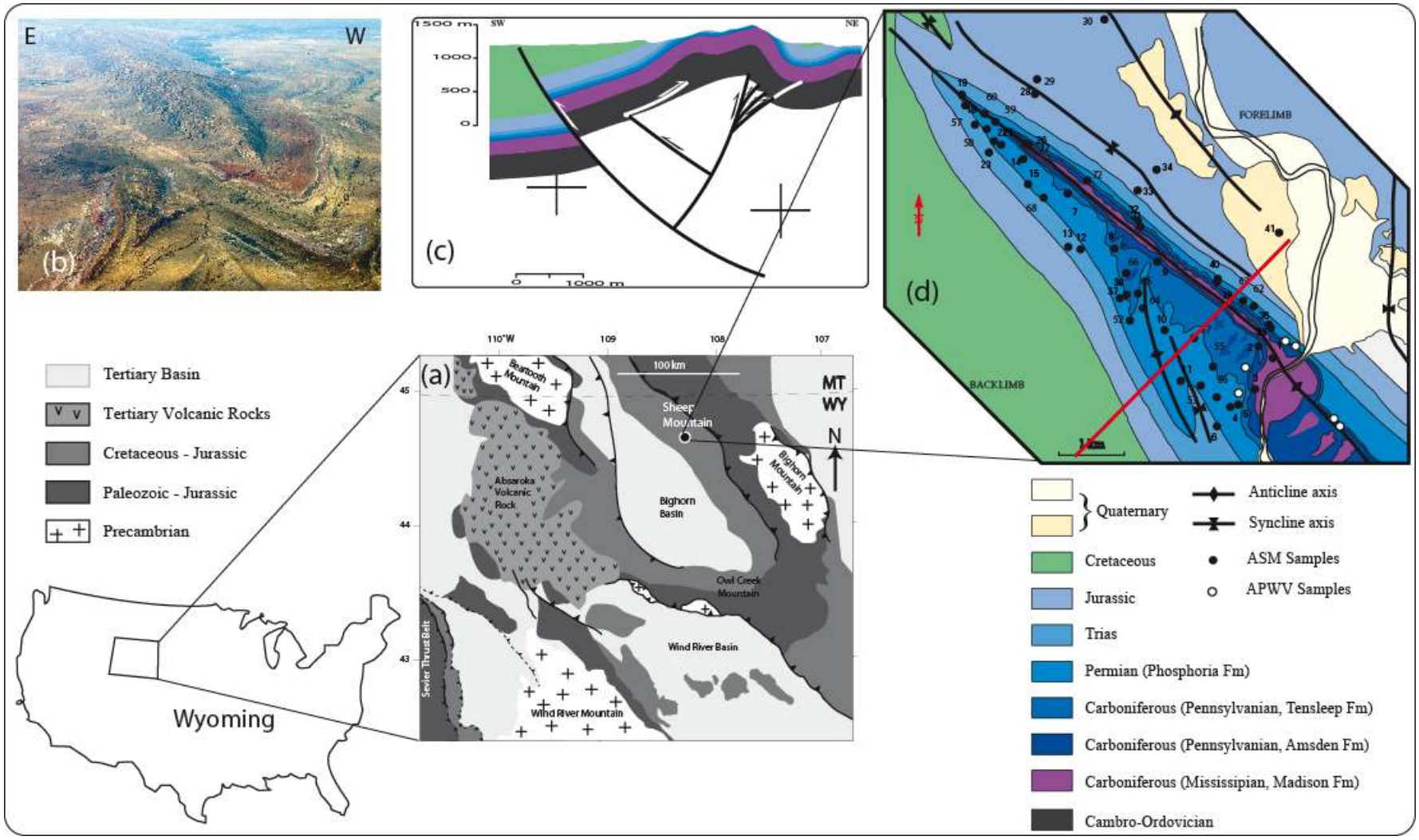


Figure 1: (a) : Simplified geological map of the Wyoming state. (b) Aerial photograph of Sheep Mountain anticline (view from the NNW); (c) Geological cross-section through of Sheep Mountain anticline perpendicular to the strike of the average fold axis (after Amrouch et al.,2010); (d) Geological map of study area of SMA (after Rioux, 1994).

The outcropping Paleozoic sedimentary sequence in the Bighorn Basin is approximately 3 km thick (Hennier and Spang, 1983; Rioux, 1994; Forster et al., 1996). Figure 2 shows the formations that crop out at Sheep Mountain anticline. The oldest exposed unit is the Lower Mississippian Madison limestones, which are approximately 230 m thick. Above this unit, the Mississippian Amsden formation (35 m thick) consists of crossbedded quartz arenites, siltstones, sandstones, shales and carbonates. The Amsden formation is overlain first by sandstones, shales, and carbonates topped by quartz arenites of the Upper Mississippian Tensleep formation (29 m thick). Above, the 70 m thick Permian Phosphoria formation is made of predominantly siltstones and shales overlain by thick carbonates. Above these formations lies the Triassic Chugwater formation, the youngest unit exposed at Sheep Mountain anticline, which is approximately 170 m thick with sandstones and shales. Given the complexity of this lithologic succession we have chosen to study separately the carbonates (Madison and Phosphoria formations) and the sandstones (Tensleep and Amsden formations) sandwiched in between.

Based on orientation, deformation mode and crosscutting relationships, four main successive joint sets were identified in Sheep Mountain anticline (sets I to IV, Bellahsen et al., 2006a; Fiore, 2006; Amrouch et al., 2010). Set I joints strike 110° to 130° (after unfolding), slightly oblique to the fold trend; this early set is interpreted as a regional fracture set that predates the Laramide orogeny (e.g., Bellahsen et al., 2006a; Amrouch et al., 2010). Set II joints striking 045° (after unfolding) and observed mainly in the hinge and the backlimb are interpreted as related to the NE-oriented Laramide compression (Dickinson and Snyder, 1978; Engebretson et al., 1985; Bird, 2002; Bellahsen et al., 2006a; Amrouch et al., 2010) just prior to and during initial anticline growth (i.e., Layer-Parallel Shortening (LPS) related joints). A dense set of joints striking 135° (Set III), parallel to the fold axis, is found mainly along the hinge line. It is interpreted as having formed in response to bending stresses during folding. Set IV joints are vertical and strike 110° (in their current position); they may have developed in the backlimb in response to stress release during fold exhumation. Bedding-parallel slip, evidenced by slickensides along bedding surfaces in the Madison formation, tail cracks emanating from bedding surfaces in the Phosphoria formation, and polished bedding surfaces of the Phosphoria formation indicates that flexural-slip with slip directions approximately

normal to the fold axis (Hennier and Spang, 1983; Sanz et al., 2008) partly accommodates shortening.

3. Methodology and sampling

One objective of this study is to characterize properly the internal deformation of carbonates and sandstones during folding. To achieve this objective, we carried out a study of AMS, APWV and Fry strain analysis, because the combination of these techniques has proven to be very efficient to describe the microscale deformation of rock samples (e.g., Louis et al., 2006; Soto et al. 2009; Burmeister et al., 2009). The remarkable exposure of the strata and the small size of the Sheep Mountain anticline allow making a rather complete collection of samples from all locations within the fold, i.e., in both limbs and hinge.

The anisotropic behaviour of sedimentary rocks with respect to a particular physical property (elasticity, magnetic susceptibility, electrical conductivity, permeability) is determined by both matrix properties and pore space distributions (Lo et al., 1986). Such information is of importance for inferring the microstructural characteristics and understanding the weak deformations in sedimentary rocks (Louis et al., 2003). The matrix of a sedimentary rock can be anisotropic, for instance, because of preferred mineral orientation, water currents during deposition or pressure solution in response to an anisotropic stress field during loading. The pore space distribution can be anisotropic because of the sedimentation processes controlled by gravity, which often result in transversely isotropic rocks, depositional processes driven by water currents, and the presence of preferentially oriented cracks within or between the minerals. In the latter case, the cracks appear mainly to follow non-isotropic stress conditions or loading/unloading episodes (Louis et al., 2003).

We have used three parameters to characterize the magnitude and the shape of the measured AMS and APWV tensors : (i) the corrected degree of anisotropy Pj of Jelinek (1981) ranging from 1 (sphere) to infinity characterizes the ellipticity and can be written as $Pj = \exp\sqrt{2\left[(\eta_1-\eta)^2+(\eta_2-\eta)^2+(\eta_3-\eta)^2\right]}$ where η_1, η_2 and η_3 are the natural logarithms of the tensor eigenvalues and $\eta = (\eta_1+\eta_2+\eta_3)/3$), (ii) the shape parameter T ($T = (2\eta_2-\eta_1-\eta_3)/(\eta_1-\eta_3)$), and (iii) the mean of the eigenvalues Am=(A1+A2+A3)/3; A=K or V, where K is the magnetic susceptibility and V is the P-Wave Velocity.

3.1 AMS and rock magnetic properties

The measurement of AMS is commonly used for petrofabric and structural studies to characterize weak deformation (e.g., Kissel et al., 1986; Hrouda, 1991, Averbuch et al., 1992; Borradaile and Henry, 1997). The measurement of AMS helps to characterize penetrative tectonic fabrics in deformed rocks because AMS is sensitive to even slight preferred orientations of magnetic minerals (e.g., Fuller, 1964; Kligfield et al., 1977; Rathore, 1979; Borradaile and Tarling, 1981; Borradaile, 1991; Kissel et al., 1986; Lowrie and Hirt, 1987; Aubourg et al., 1991; Averbuch et al., 1992; Parés et al., 1999; Lüneburg et al., 1999). However, whereas the correlation between the orientations of principal AMS axes and principal strain axes tends to be very consistent, the correlation between the magnitudes of principal AMS axes and corresponding principal strain axes is not (e.g., Evans and Elmore, 2006; Latta and Anastasio, 2007)

Our analysis of AMS was carried out by using a spinner kappabridge KLY-3S (AGICO Geofysika, Brno), with a sensitivity of 0.5x10-8 SI and an accuracy of 0.1%. Each measured sample (standard paleomagnetic specimen of cylindrical size, 2.2cm height and 2.5cm diameter) provides a magnetic susceptibility ellipsoid defined by three principal axes K1≥K2≥K3 representing the maximum, intermediate and minimum axes of susceptibility, respectively. In sedimentary rocks magnetic susceptibility Km originates primarily from three distinct sources: (1) the dominant diamagnetic minerals (quartz or calcite), (2) the paramagnetic minerals (clays and other Fe-bearing silicates) and (3) diluted ferromagnetic minerals (magnetite, hematite and pyrrhotite), depending on their relative proportion (Rochette et al, 1992). Generally Km ranges between low negative values and low positive values (from -10x10-6 SI to 10x10-6 SI). In Fe-bearing silicate rocks Km covered susceptibilities up to 500-1000x10-6 SI whereas ferromagnetically dominated rocks are generally characterized by values higher than 1000x10-6 SI. The lack of paramagnetic minerals tends to decrease the limit of influence of ferromagnetic fraction on magnetic susceptibility.

The magnetic fabric in a rock is typically defined using the orientation of either the magnetic foliation, i.e. the plane containing the K1 and K2 axes when K1 K2»K3, or the magnetic lineation, i.e. the direction of the K1 axis. These two parameters can be defined for a single sample or at the scale of a site corresponding to a collection of about 10 measured

specimens. Numerous studies of weakly deformed rocks in fold-and-thrust belts led to a distinction of two fundamental kinds of magnetic fabrics related to tectonic deformation (e.g., Fuller, 1964; Kligfield et al., 1977; Rathore, 1979; Borradaile and Tarling, 1981; Borradaile, 1991; Kissel et al., 1986; Lowrie and Hirt, 1987; Aubourg et al., 1991; Averbuch et al., 1992; Parés et al., 1999; Lüneburg et al., 1999). The first type is the intermediate fabric characterized by the magnetic lineation still contained within the bedding but clustered at right angle to the shortening direction, whereas the K3 is leaving the pole to bedding and exhibits a girdle distribution around K1. This fabric can correspond to an intersection fabric because K1 generally lies parallel to the intersection between bedding and incipient cleavage (Averbuch et al. 1993; Henry, 1997) and can result from the sum of two planar and intersecting fabrics (Housen et al., 1993; Callot and Guichet, 2003). The second type is the tectonic fabric characterized by K3 parallel to the shortening direction. K1 is either parallel to the intersection between the bedding and the incipient cleavage or exhibits a girdle around K3. This fabric, also called the LPS fabric (Graham, 1966), supposes coaxial deformation with a shortening direction within the bedding plane. Finally, it is assumed that these fabrics evolved from sedimentary type to tectonic type through an intermediate fabric stage with increasing deformation.

To characterize the magnetic fabric of rocks at Sheep Mountain and its relationship to folding, we sampled 431 cores, from 42 sites in various formations with carbonate and sandstone lithologies of the Sheep Mountain anticline: 6 sites (71 samples) in the Amsden formation along the hinge line where it crops out preferentially, 12 sites (115 samples) in the Tensleep formation and 14 sites (129 samples) in the Phosphoria formation, rather well distributed on the fold structural surface (Fig. 2). Those sites belong to three structural positions: the forelimb, the backlimb and the hinge. Additionally, 10 sites (116 samples) were sampled in the Mesozoic formations surrounding the anticline. At each site, 7 to 13 plugs were cored using a gasoline powered portable core-drill.

In order to identify ferromagnetic minerals and to constrain their relative contribution to the magnetic susceptibility and its anisotropy, different rock magnetic measurements were carried out on representative samples. Hysteresis measurements were performed with a in-house constructed magnetometer (M. Legoff, pers. comm.) and the thermomagnetic curves (K-T) were measured using a spinner kappabridge KLY-3S (AGICO, Brno). We carried out a

stepwise demagnetization of three-axes isothermal remanent magnetization following the protocol proposed by Lowrie (1990). With an impulse magnetizer (IM-10), samples were first magnetized along three perpendicular directions with three decreasing successive magnetic fields (1200mT, 500mT and 100mT); these were next thermally demagnetized stepwise up to 600 °C in step of 50°C and measured with a JR-6 spinner magnetometer (AGICO, Brno). Depending on the expected Curie temperature we applied finer steps around 120 °C for goethite, 325 °C for pyrrhotite and 580°C for magnetite.

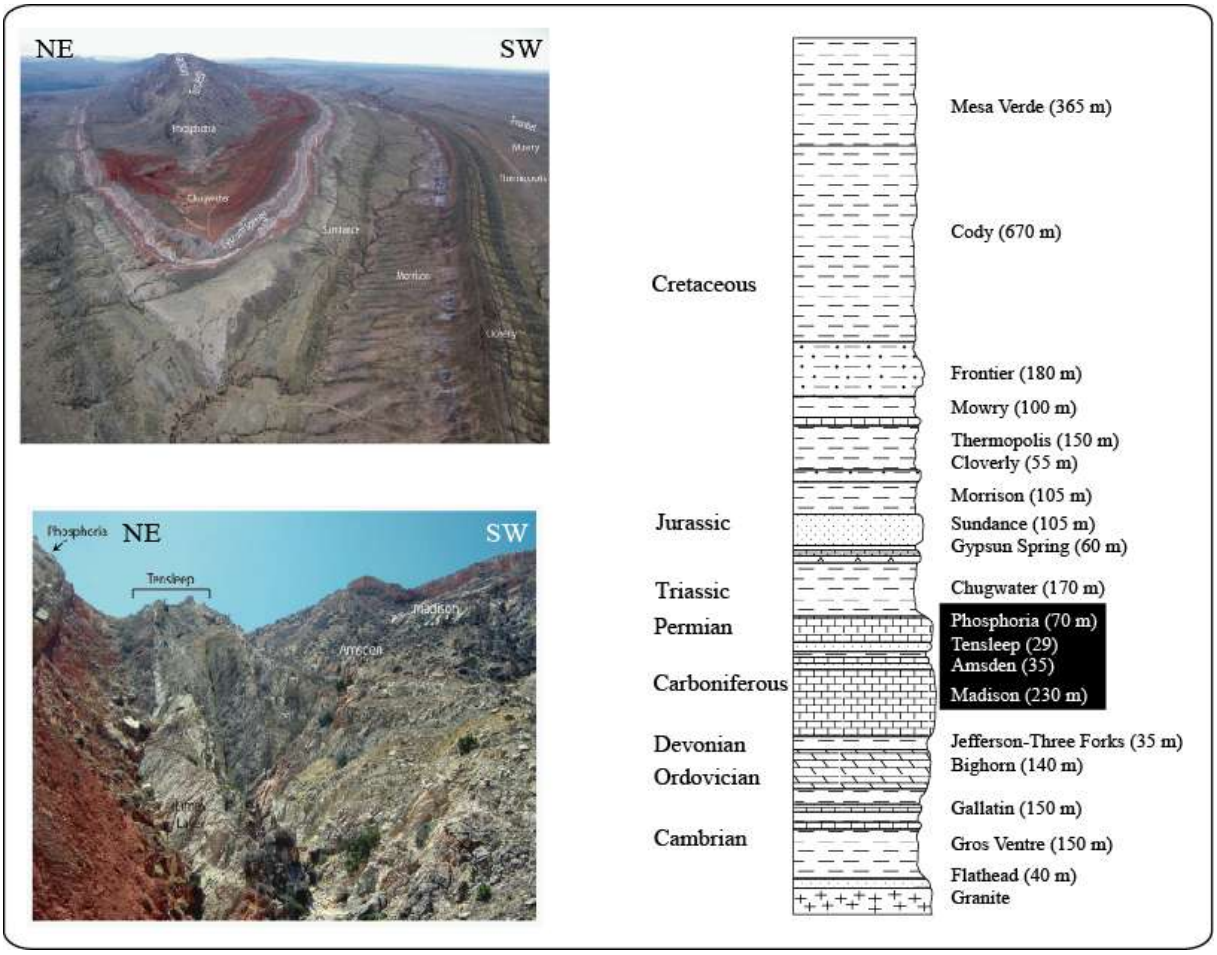


Figure 2: Stratigraphic column of sedimentary formations exposed at Sheep Mountain Anticline. Formation thicknesses are based on published sections (Ladd, 1979). Aerial (top) and field (bottom) pictures showing the various formations cropping out in Sheep Mountain anticline.

3.2 Anisotropy of P-Wave Velocity

Previous studies have focused on the seismic or elastic anisotropy of a wide range of rocks (e.g., Birch, 1960; Birch, 1961; King, 1965; Kern et al., 1997; Mainprice et al., 2000) to get information on microstructures (Louis et al., 2003; Louis et al., 2006). For these measurements, 6 large samples (0.1–0.5 m) were collected from three distinct structural

positions (backlimb, forelimb, hinge) and two lithostratigraphic units (3 samples from the Phosphoria formation and 3 samples from the Tensleep formation). We then followed the protocol proposed by Louis et al. (2004), in which a triplet of cylindrical standard plugs (diameter of 25 mm and height of 22.5 mm) are drilled along three perpendicular directions from each available block. The orientation reference is based on the normal to the bedding (Z axis), the bedding strike (X axis) and the bedding dip direction (Y axis, Fig. 3a). The ultrasonic measurements were conducted using an ultrasonic pulse generator (Panametrics 5058 PR) with an output voltage up to 900 V, P-wave transducers (Accuscan) with a resonance frequency of 0.5 MHz, and a digital oscilloscope (HP54603B) connected to a PC for data acquisition and analysis. For each measurement the piezoelectric transmitter and receiver were located at diametrically opposite positions on the circular cross-section of a sample, and the time of propagation of the ultrasonic wave needed to cross the sample was measured. Measurements are performed every 22.5 degrees (Fig. 3b), so that 24 measurements in total are available for each block. However, only 21 of them are independent since three directions are sampled twice (Fig. 3c). These redundant directions allow to establish a kind of correction or balancing between the measured values in order to correct for the non-reproducibility of the measurements from sample to sample (Louis et al., 2004). So we can virtually consider that all the measurements have been made on a same block. Data were acquired for each sample in a dry state and after saturation with distilled water. Accounting for the errors made when picking the first arrival and measuring the sample diameter, we estimate the standard error for the measurements on nominally dry and saturated samples to be 0.03 km s-1 and 0.02 km s-1, respectively (Louis et al., 2003).

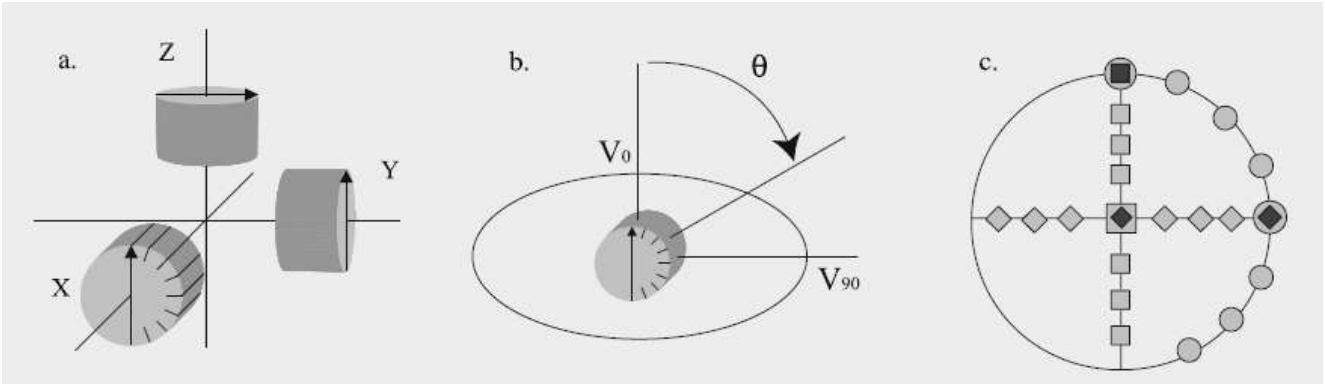


Figure 3: Measurements performed to characterize the velocity anisotropy. (a) Respective position of the three oriented core samples with the eight measurement directions indexed on the X sample. (b) Example of a measurement path starting from the Z-axis. (c) 24 measured positions in equal-area stereographic projection. (Louis et al. 2006)

Based on Thomsen‘s (1986) analysis, generalized by Tsvankin (1997) from a transverse isotropic to an orthorhombic material, Louis et al. (2004) concluded that the velocity can be described by a symmetric, second rank tensor Vij so that the P-wave velocity for propagation along the direction ni is given by Vij ni nj. Accordingly, they proposed a methodology whereby the P-wave velocities in multiple directions are fitted to the tensor $V = V_{ij} n_i n_j$ (Nye, 1957), with the directions and magnitudes of the three principal axes corresponding to the eigenvectors and eigenvalues of this symmetric tensor.

At laboratory conditions (no confining pressure) the anisotropic behavior of rocks with respect to the propagation of P-waves will be mainly controlled by microstructures (at µm scale) leading to a reduction of the inter- or intragranular cohesion. Such microstructures can be the pore network, the micro-fractures and the contacts between grains (Louis et al., 2005). Considering the simple case of an elliptic pore space, the maximum velocity will be observed in the direction of long axis of the pore. In the case of a planar distribution of cracks or pressure solution cleavage planes, P-wave velocity is greatly reduced along the direction normal to the plane. A preferred orientation of intergranular contacts will be characterized by a maximum velocity normal to it. However, one must keep in mind that the resulting acoustic fabric is a composite of these fabrics.

3.3 Fry 2D strain analysis

The Fry method characterizes 2D finite strain by measuring center-to-center distances between particles in a photomicrograph (Fry, 1979). Erslev (1988) modified the method by normalizing the center-to-center distances to reduce the influence of 2D grain size. This new method is called the "normalized Fry method" (Erslev, 1988; Dunne et al., 1990). The result is a better-defined strain ellipse. In sandstones, strain within the bedding plane is assumed to be a proxy for layer-parallel tectonic shortening, whereas strain tends to occur perpendicular to bedding for pre-tectonic compaction (Burmeister et al., 2009).

For 11 selected plugs of Amsden and Tensleep formations from the Sheep Mountain Anticline, thin sections were cut and oriented within a plane parallel to the bedding. Those thin sections were analyzed for 2D bedding-parallel strain with the normalized Fry method (Erslev 1988; Dunne et al., 1990; Burmeister et al., 2009). For those analyses, we took photographs of oriented thin sections. We used a computer program to locate at least five

points for each grain along the boundaries of 200 to 300 grains in each digital photomicrograph. Up to 5 oriented microphotographs (3x2.5 mm²) were taken to characterize optically the microscopic texture. Images were processed either through bulk extraction of the quartz grains through digital processing of polarized pictures, or by manual extraction of the grain boundaries on normal light pictures. We performed a hot-cathodoluminescence analysis of the Amsden (Fig. 4a) and Tensleep (Fig. 4b) sandstones in order to detect microcracks in quartz grains and to identify optically continuous overgrowth cements that might confuse original grain boundaries and produce errors in locating grain centers (see Dunne et al., 1990).

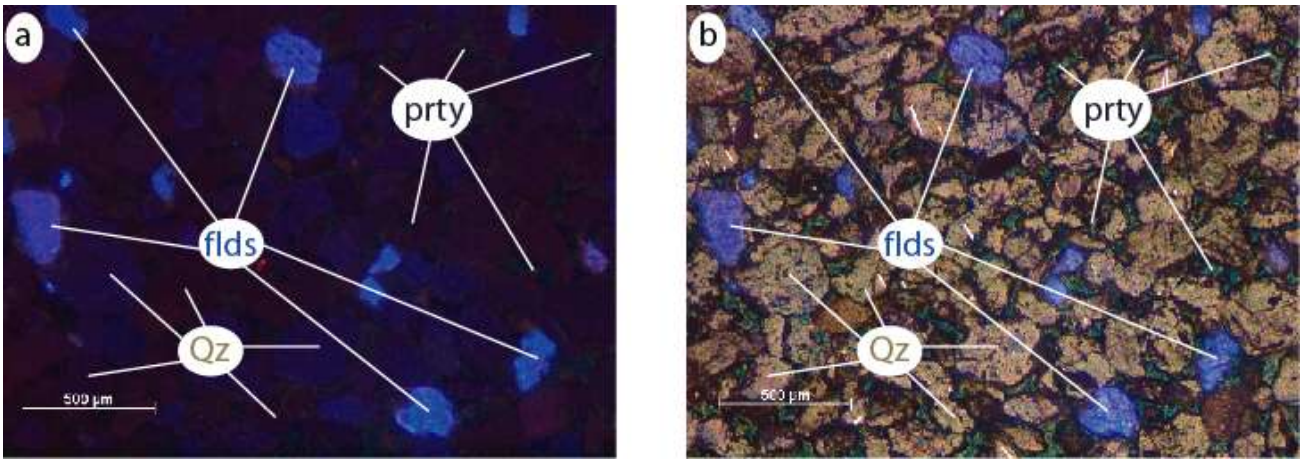


Figure 4: a) Color-scanned hot-cathodoluminescence image showing quartz (Qz) and feldspar (flds) grains without continuous overgrowth cements (orange). b) Same image obtained under natural light. Prty : pyrrhotite.

4. Results

4.1 Bulk magnetic susceptibility and rock magnetism

Bulk magnetic susceptibilities are mostly between $-10x10^{-6}$ and $10x10^{-6}$ SI, except for a few sites from the Phosphoria formation and the Mesozoic formations (Fig. 5). This range of magnetic susceptibility indicates a diamagnetic contribution to the signal together with a small contribution of paramagnetic phyllosilicates and clays, and/or ferromagnetic minerals. In the vicinity of zero bulk susceptibility, the P parameter increases and its value can exceed 1.5. This strong increase is clearly associated to the near zero susceptibility effect that can be observed in diamagnetic rocks (calcite or quartz rich, Rochette, 1987; Borradaile, 1988; Hrouda, 1986; Hrouda, 2004). In the sandstones, samples from the Amsden formation show positive magnetic susceptibilities whereas those from the Tensleep formation are distributed around zero. In carbonates from the Phosphoria formation, the magnetic susceptibilities are

mostly diamagnetic with a few sites that show abnormally high values corresponding to an increase in ferromagnetic fraction. Thus, considering that calcite and quartz have intrinsic susceptibilities around $-14x10^{-6}$ SI, the sandstones from the Tensleep and Amsden formations show higher content in paramagnetic and ferromagnetic minerals than the carbonates from the Phosphoria formation. In the Mesozoic formations, a stronger influence of ferromagnetic fraction is observed with susceptibilities higher than $70x10^{-6}$ SI. Above this limit, P values increase sharply up to values close to 1.25, which can be considered as values above the upper limit of the paramagnetic contribution (Rochette et al., 1992).

Three axes IRM thermal demagnetization curves provide evidence for the presence of magnetite with unblocking temperature around 580 °C in almost all heated samples (Fig. 6). Some samples, mainly the carbonates from the Phosphoria formation, show the presence of a high-coercivity phase with unblocking temperature higher than 580 °C (Fig. 6). This phase is assumed to be hematite. In some cases, very small amount of pyrrhotite can be identified with a short drop in magnetization around 380 °C. This pyrrhotite is mostly identified in sand-rich lithologies.

On all investigated samples Curie/Néel temperature (K/T curves on Fig. 6) is observed close to 580°C supporting that magnetite is the dominant phase. Hopkinson peak, characterized by a sharp enhancement of magnetic susceptibility just preceding (520-580 °C) the Curie/Néel point, is also observed during heating. This peak is attributed to the presence of single domain ferromagnetic grains. However, mineralogical alterations during heating, for instance transformation of low temperature phases into more susceptible phases, can also produce an increase of magnetic susceptibility. This increase is well identified on cooling curves where the susceptibility is systematically much higher than those of the heating curves (Fig. 6). There is no evidence for the presence of hematite in these K-T experiments. The apparent absence of hematite may be due either to its complete break down into magnetite during heating, which requires strong reducing conditions, or to the fact that in a low magnetic field the susceptibility of hematite is negligible with respect to that of magnetite. However, the apparent absence of hematite may be also explained by different experimental conditions, particularly the size of samples (cylindrical specimen of about 10 cm^3 for 3-axis IRM, a few mm^3 of powder for K-T curves). The fact that the room temperature magnetic susceptibility measured between each step of thermal demagnetization of the 3-axes IRM is

not strongly modified by the thermal heating (Fig. 6) is used as evidence for the natural origin of hematite in our samples.

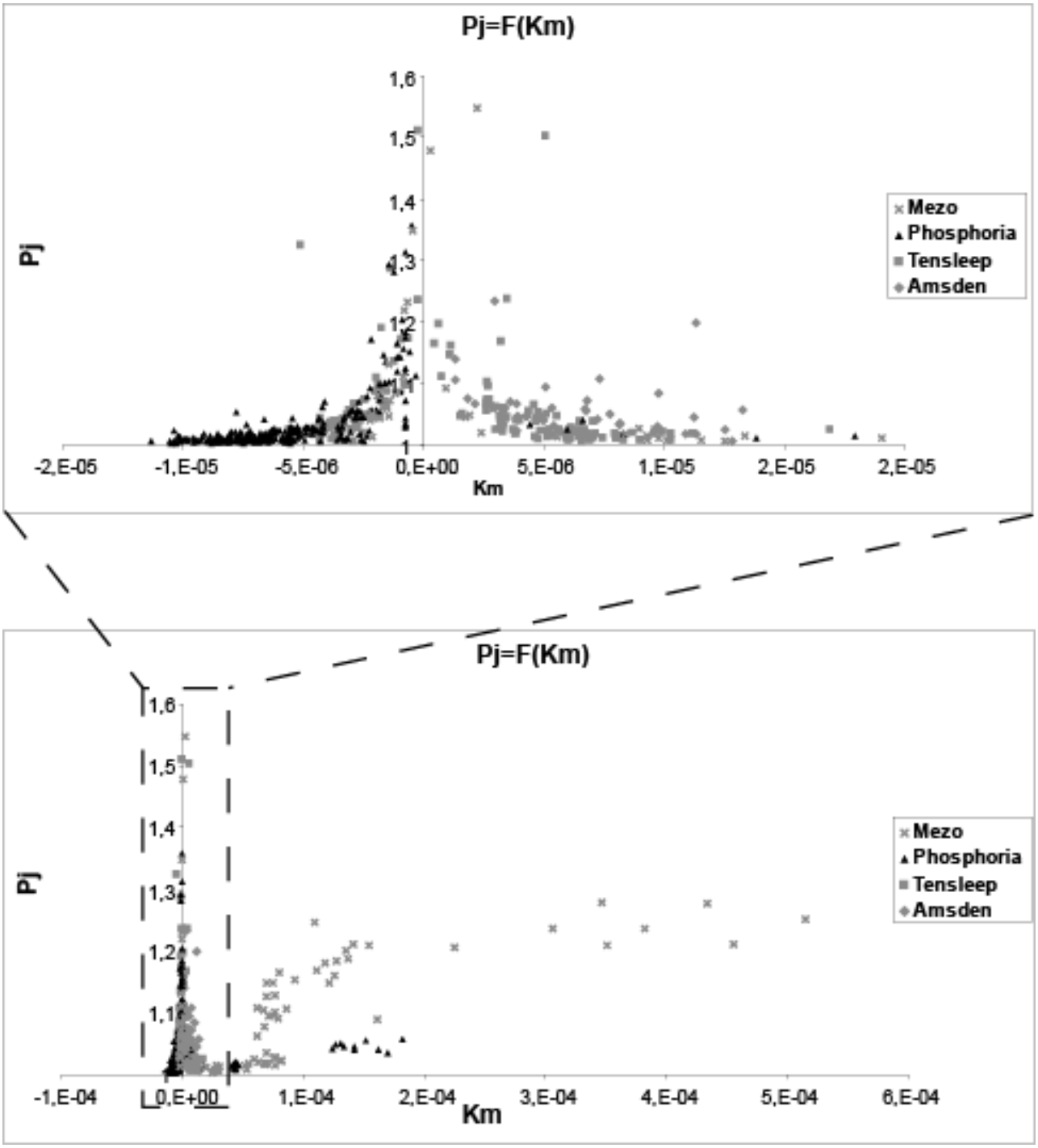


Figure 5: P vs Km diagram for the Sheep Mountain anticline sites. Diamonds: samples from Amsden formation, squares: samples from Tensleep formation; triangles : samples from Phosphoria formation; crosses : samples in Mesozoic formations.

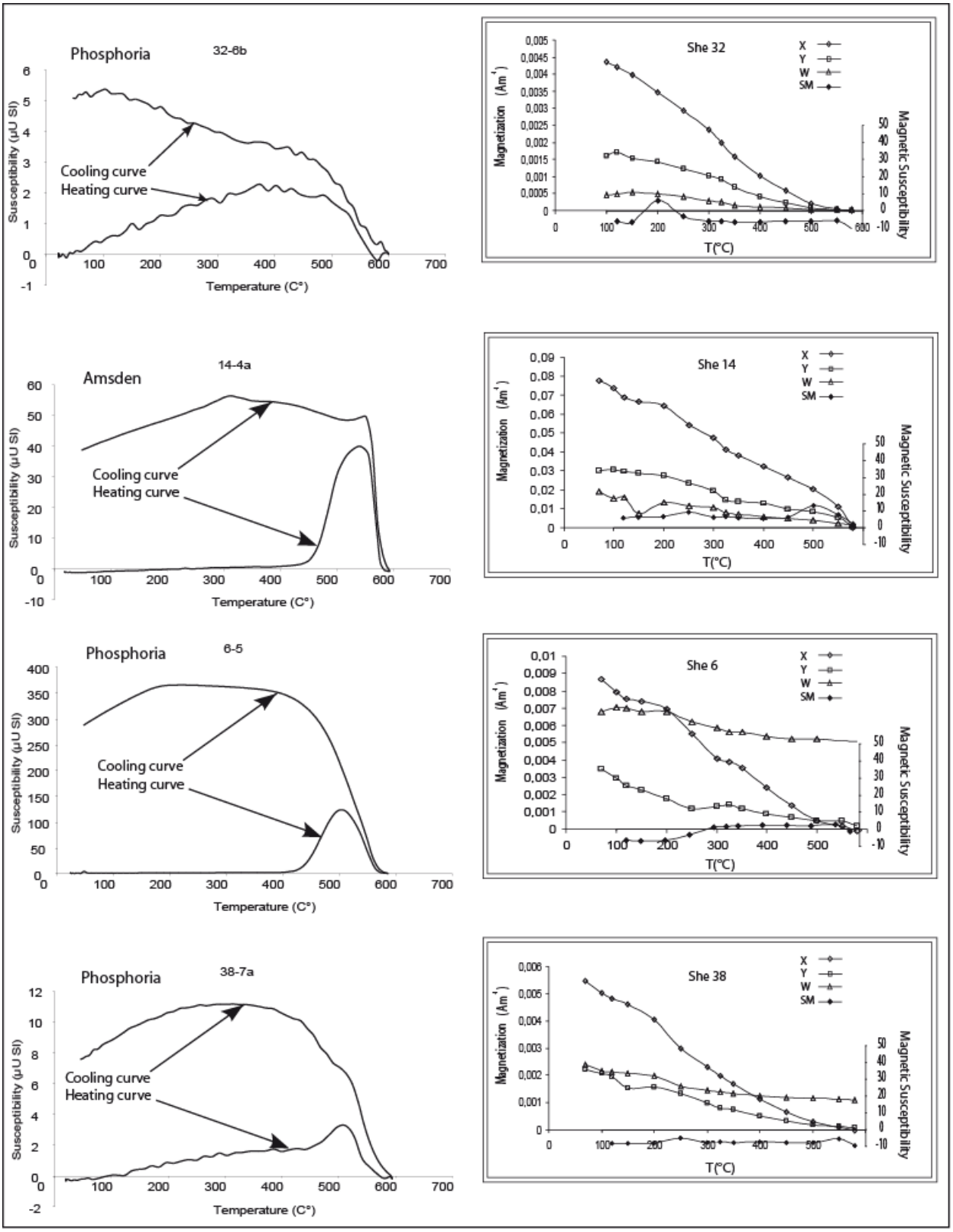


Figure 6: Magnetic mineralogy investigations on representative samples. Left column: examples of reversible (upper) and irreversible (lower) thermomagnetic K-T curves indicating the presence of magnetite; Right column: 3-axis IRM thermal demagnetization of (Lowrie, 1990's method) for four representative samples. SHE 32 and SHE 14 are magnetite-rich sample, SHE6 is a mix of hematite, magnetite and pyrrhotite, SHE 38 is a mix of hematite and magnetite.

4.2 Magnetic fabrics

The magnetic fabrics measured in this study will be described in terms of their location in the fold: forelimb, hinge and backlimb, and their belonging to a particular lithology: sandstones or carbonates. The effect of near-zero susceptibility observed on the P parameter forbids any use of the tensorial statistics provided by Jelinek (1978). We will therefore present the results in density contour plots of the principal axes (Kamb method provided by stereonet program V.6.3.3). Despite the fact that this approach does not calculate mean magnetic axes normal to each other as provided by tensorial methods, it gives the possibility to extract graphically separate modes in the distribution (Borradaile, 2003). Thus, both maximum and minimum axes will be presented separately, and distribution will be evaluated individually. All the AMS data are plotted in untilted position.

Sandstones

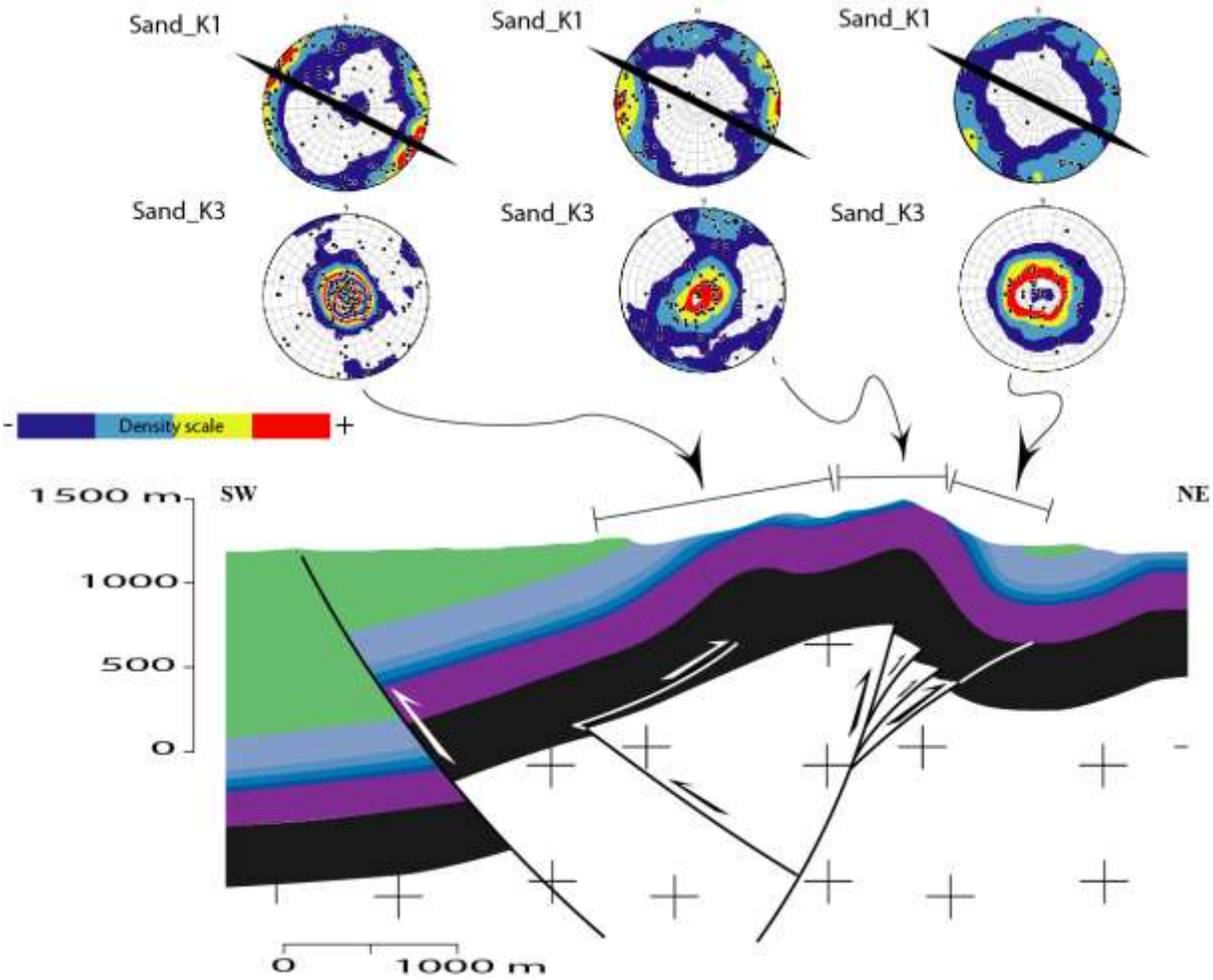
All the investigated sandstones show that orientations of magnetic susceptibility axes are controlled by the plane of bedding (Fig. 7a). In the forelimb, the magnetic fabrics are planar oblate with the maximum axes K1 scattered in the plane of bedding, the minimum axes K3 being on average normal to it. These fabrics are confidently interpreted as sedimentary fabrics. A similar fabric is observed in the backlimb but with significantly more clustering of K1 close to the direction of fold axis (NW-SE) in the plane of bedding. Such a fabric, mixing both the shortening direction and the pole of bedding, can be interpreted as an intersection type fabric of tectonic origin (Henry, 1997). This kind of fabric also indicates that sandstones are deformed by prefolding LPS. In the hinge, the distribution of K3 is characterized by a girdle in a vertical plane roughly oriented N20° with two maxima in the girdle plane (Fig. 7a). The first maximum is related to the pole of bedding and the second normal to it, in the plane of bedding. Whereas K1 orientations are scattered in the plane of bedding, a closer inspection reveals a maximum density contour close to N100° almost perpendicular to the plane of the girdle defined by K3. Therefore, a linear fabric with a girdle distribution of K3 characterizes the orientation distribution of K1 and K3 in the hinge. This kind of distribution can be interpreted as a competition between intermediate and true tectonic fabrics. The inferred shortening direction, normal to the magnetic lineation and parallel to the K3 girdle, is oriented N020°-N030°, which is close to the one defined from the backlimb data.

Because of a poor exposure of carbonates at the hinge, only the forelimb and the backlimb were investigated in the Phosphoria formation (Figure 7b). In the forelimb, the density plot of the principal magnetic axes shows K_1 scattered in the plane of bedding with a weak maximum close to the fold axis orientation, and K_3 clustered either along the pole of bedding or perpendicular to it. Similarly to sandstones, the magnetic fabric in carbonates from the forelimb can be interpreted as a combination of relict sedimentary fabrics together with intermediate and tectonic fabrics locally. Contrary to all the other fabrics recorded in the fold, the carbonate rocks in the backlimb present a well defined cluster of K_3, which significantly deviates from the pole of bedding, and very well clustered K_1 axes. Similarly to sandstones, K_1 mean axis is trending ~N120°, close to the trend of the fold axis. This type of fabric may be associated to the regional shortening direction, but the obliquity of the magnetic foliation with respect to the bedding plane is inconsistent with standard LPS fabrics. By comparison with other fabrics observed in the fold, this is interpreted as bed-parallel shearing, wich appears to be more evolved here. It is worth noting that similar oblique fabrics were also encountered in the forelimb of the Tadighoust anticline from South Atlas Front by Saint-Bezar et al. (2002).

Mesozoic formations

Mesozoic formations are distributed in the foreland, and at the rear of the Sheep Mountain anticline. In the foreland of the anticline, K_1 is statistically lying within the bedding with a weak concentration parallel to the local fold axes (Fig. 7c). The local rotation of the K_1 axes can be related to the data of sites 30, 33, 34 and 41 which have their K_1 clustered around the local fold axis (Fig. 7c). The distribution of K_3 shows an elliptical shape and is distributed between the pole and the plane of bedding. This fabric is interpreted as a superposition of both relict sedimentary (Sites 28, 29) intermediate (33, 34, 41) and tectonic (30) fabrics. At the rear of the fold, K_1 show scattering in a plane with a concentration parallel to the fold axis. But this plane is oblique to the bedding plane and K_3 is tilted toward the south. This obliquity is characteristic of this part of the fold.

In Summary, both in sandstone and carbonate lithologies, we observe intermediate to true tectonic fabrics in the backlimb while sedimentary to intermediate fabrics are present in the forelimb. When a tectonic fabric is identified, magnetic lineation is trending close to the fold axis. Unusual tectonic fabrics are observed in the carbonates from the backlimb, with magnetic foliation planes oblique to the bedding, which are related to bedding parallel shearing during folding. Samples from the Mesozoic formations give quite different orientations of magnetic lineations, in accordance with the local fold orientations in the foreland. At the rear of the fold, the magnetic lineation is quite parallel to the fold axis but it is also oblique to the bedding plane. These different results will be discussed in the last section of the paper.



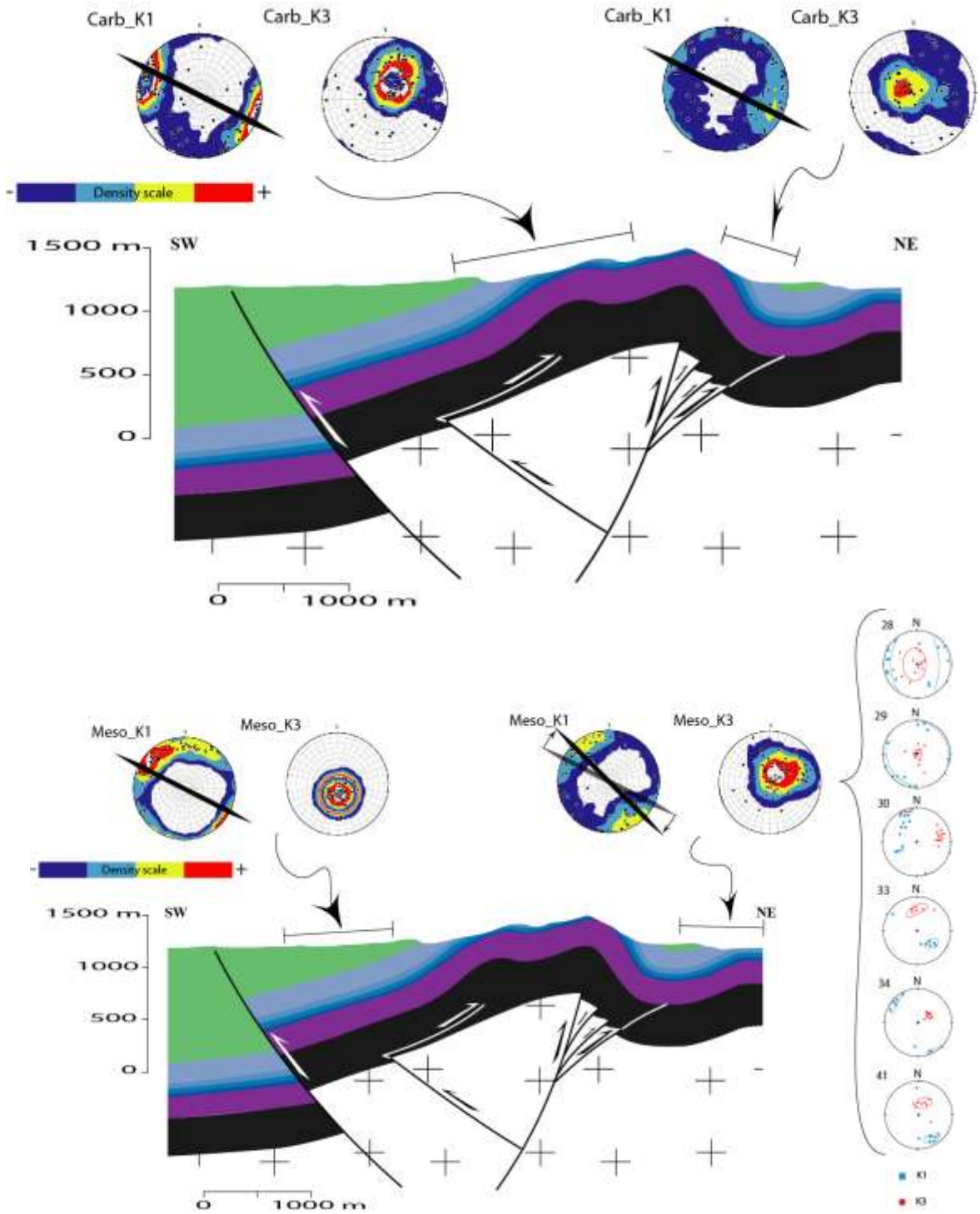


Figure 7: Susceptibility fabrics as a function of lithology and structural position. The principal susceptibility axes from each site are gathered on lower hemisphere, equal area, stereographic projections of principal axes [K_1, K_3] from the mean AMS data from Sheep Mountain Anticline. The density is also shown and all stereoplots are represented with bedding dip removed. a) Sand: Sandstone formations. b) Carb: Carbonate formations. c) Meso: Mesozoic formations. (for the stratigraphic log see figure. 1)

4.3 APWV

Velocity measurements were performed on dry and saturated samples representing carbonate and sandstone lithologies. The mean velocity V_m is plotted as a function of porosity (inferred from the water saturation triple weight method, Rathore et al. 1994; Louis et al., 2003) on figure 8a. There is an overall tendency for the mean velocity to be higher in the carbonate than in the sandstone lithologies, and, within the same lithology, to be lower in high porosity samples. These classical trends are generally explained by the fact that velocities range between the velocities of the mineral grains (intrinsically higher in calcite than in quartz) and those of the mineral–pore fluid filled (air or water) assemblage (Mavko et al., 1998).

Despite an overall tendency for the anisotropy to be low (up to 1.17), the P_j versus T plot of figure 8b indicates that Pj remains nearly unchanged between the dry and the saturated conditions for all the samples apart those from the forelimb of the fold. Concerning the latter ones, one notes a significant variation of Pj, where the anisotropy drops from 1.16 to values lower than 1.03 while in the backlimb the decrease is less pronounced and the shape parameter T values are systematically positive and increasingly planar toward the forelimb (Fig. 8). In the hinge, where the anisotropy is the lowest before saturation (around 1.05), the effect of the saturation results in almost no decrease for the carbonate samples or even an increase for the sandstone samples. The significant decrease of anisotropy after water saturation, with a concomitant increase of velocity in the forelimb, is well matched with a model of velocity anisotropy controlled by the porosity and its shape (Kachanov, 1992; Louis et al. 2003). Following these authors one can consider that a rock made of an anisotropic matrix and an isotropic pore space will be characterized by velocity and anisotropy increase when it is saturated with incompressible material (water). The very strong decrease of anisotropy observed in the forelimb on saturated samples clearly indicates that the matrix is almost isotropic, both in the carbonates and the sandstones. In the backlimb and in the hinge, relatively higher values of the anisotropy after saturation can be explained with a more anisotropic matrix. The special case of the sandstone sample from the hinge, which shows a weak increase of the anisotropy after saturation, indicates that the velocity anisotropy is solely controlled by the matrix anisotropy.

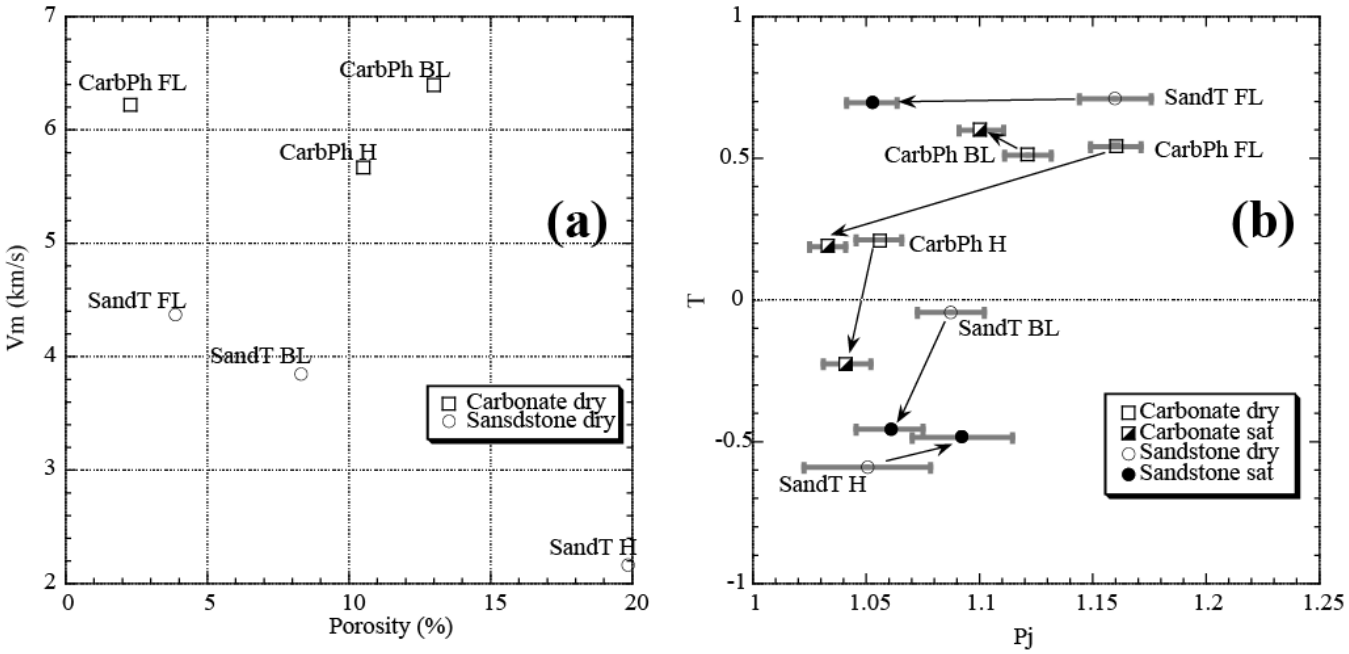


Figure 8: (a) Variation in mean velocity distribution vs. porosity and (b) Evolution of mean anisotropy parameters in the Tensleep formation (SandT) and Phosphoria formation (CarbPh) from the forelimb (FL), the hinge (H) and the backlimb (BL). T is the shape parameter and Pj the Jelinek anisotropy parameter (Jelinek, 1981).

Regarding the directional results and the shape of the ellipsoid, the velocity anisotropy is correlated to the plane of bedding (Fig. 9). Carbonate samples show a planar fabric across the fold. On stereographic projection V_1 and V_3 are located in the plane of bedding with V_1 roughly parallel to the strike of bedding. This distribution is associated with the intermediate type fabric, and can be interpreted as reflecting preferred orientation of pore space with pore long axes horizontal and parallel to the fold axis (Eshelby, 1957; Kachanov, 1992; Rathore et al., 1994). In sandstones, the interpretation of results is less straightforward. The results in the forelimb are in good agreement with the carbonate fabrics. In the backlimb, although the velocity distribution is always related to the bedding, V_1 is parallel to the dip direction, and V_3 and V_2 are scattered in a vertical plane. In the hinge, V_1 is perpendicular to bedding plane where the V_3 and V_2 are scattered. It is worth noting that water saturation causes a migration of V_3 toward the strike of the bedding. Keeping in mind that after the saturation the velocity anisotropy is matrix supported, we can infer from velocity directions that there is a preferred orientation of the grains related to both shortening direction and bedding.

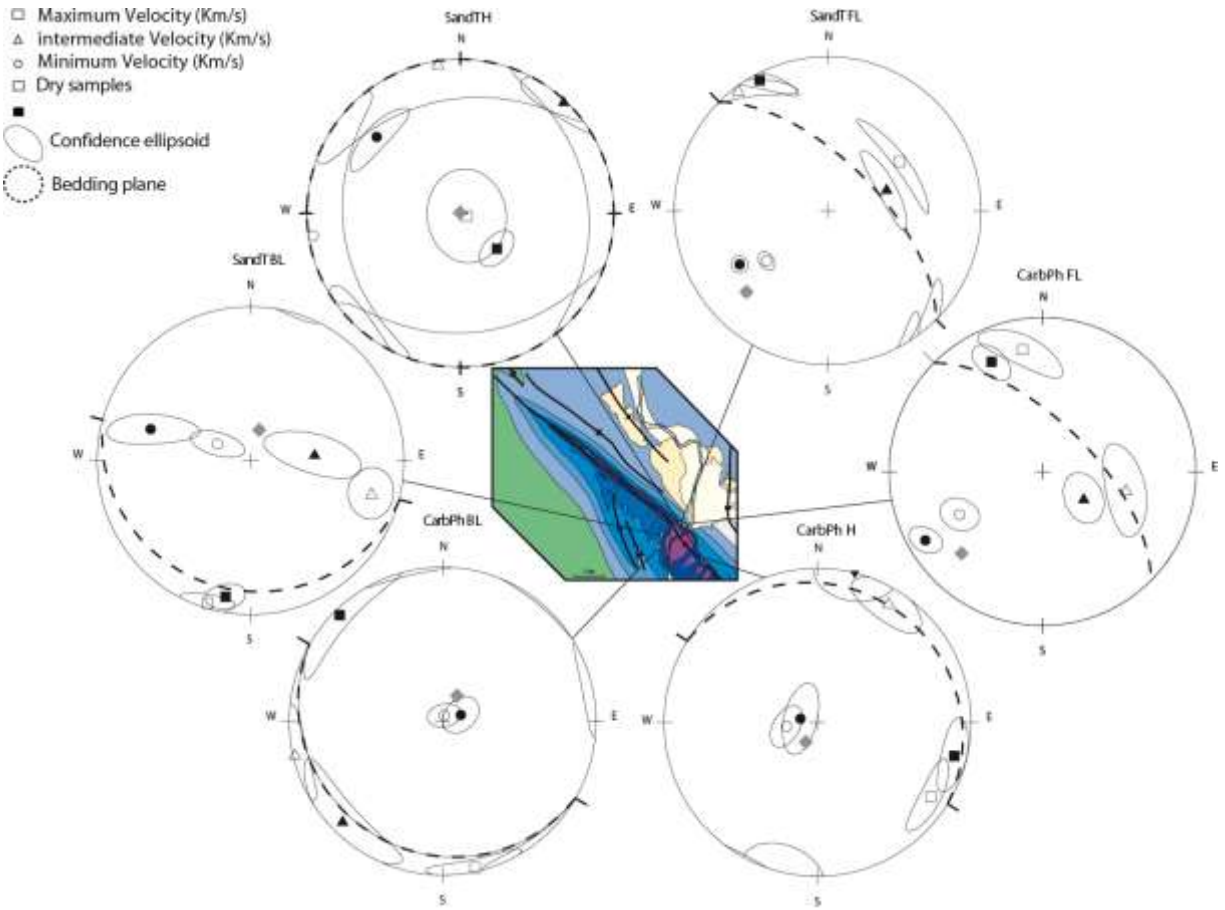


Figure 9: APWV measurements over the Sheep Mountain Anticline for dry (white symbols) and saturated (black symbols) conditions. Equal area, lower-hemisphere stereoplots, with mean bedding plane shown as a great a circle with its pole as grey diamond. Squares corresponds to the maximum velocity axis, triangles to the intermediate velocity axis, and circles to the minimum velocity axis. CarbPh: Phosphoria formation ; SandT: Tensleep formation ; FL: Forelimb; H: Hinge; BL: Backlimb.

					V max		V inter		V min		V max	V inter	V min	Vmoy
	Samples	X	Y	Bedding	Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc	(Km/s)	(Km/s)	(Km/s)	(Km/s)
Dry smaples	SandT BL	44°36,444' N	108°8,545' W	105 16 S	196,4	3,3	105,3	18,7	296,2	71,0	4,01	3,84	3,69	3,85
	CarbPh BL	44°36,437' N	108°8,694' W	120 15 S	167,4	2,8	257,5	1,5	16,4	86,8	6,68	6,51	6	6,40
	SandT FL	44°36, 855' N	108°08,068' W	135 64 NE	55,8	42,7	323,4	2,6	230,6	47,2	4,6	4,51	4,01	4,37
	CarbPh FL	44°36,983' N	108°07,954' W	125 62 NE	350,7	21,0	102,2	43,6	242,7	39,0	6,58	6,37	5,71	6,22
	SandT H	44°35'364' N	108°06'255' W	0 0	111,3	86,3	351,5	1,9	261,4	3,2	2,22	2,14	2,12	2,16
	CarbPh H	44°35'394' N	108°06'198' W	122 12 NE	123,2	12,8	30,8	10,4	262,8	73,4	5,81	5,69	5,51	5,67
saturated samples	SandT BL	44°36,444' N	108°8,545' W	105 16 S	190,4	11,1	83,9	55,4	287,5	32,3	4,19	4,02	3,96	4,06
	CarbPh BL	44°36,437' N	108°8,694' W	120 15 S	315,9	4,5	225,2	9,3	71,4	79,6	6,71	6,59	6,13	6,48
	SandT FL	44°36, 855' N	108°08,068' W	135 64 NE	331,9	5,3	70,1	57,0	238,5	32,5	5,67	5,63	5,41	5,57
	CarbPh FL	44°36,983' N	108°07,954' W	125 62 NE	335,0	22,5	122,6	63,9	239,7	12,6	7,13	7,04	6,91	7,03
	SandT H	44°35'364' N	108°06'255' W	0 0	134,0	62,9	42,7	0,7	312,3	27,1	2,94	2,76	2,7	2,80
	CarbPh H	44°35'394' N	108°06'198' W	122 12 NE	103,7	9,7	13,7	0,3	281,8	80,3	5,57	5,44	5,36	5,46

Table1: Results of Anisotropy of P-Wave Velocity analysis.

4.4 Fry strain analysis results

Fry analysis indicates that the Tensleep and Amsden sandstones accumulated only small bedding-parallel shortening strains (Paterson and Yu 1994; Wetmore 2003). Ellipse axial ratios range from 1.059 up to 1.078 for Amsden formation. with a mean of 1.07, and range from 1.068 up to 1.146 for Tensleep Formation with a mean of 1.105 (Fig. 10a and b). The orientations of the long axes of the Fry ellipse are parallel to the direction of the fold axis in the forelimb, hinge line, and backlimb (Fig. 10a and b). This is also highlighted by the comparison with the density contours of the AMS K_1 axes distribution for the sites investigated by the Fry method (Fig. 10c). One can note a difference between these two directions, which can be explained by the fact that the long axes of the Fry ellipse reflect the preferred grain shape whereas AMS K_1 axes record the shape of the coatings that fill the remaining porosity between the grains (Fig. 11).

mples	X	Y	Bedding	Formation	position	Trend of Fry ellipse long axis	Axial ratio
1	44°36,915	108°8,354	0 0	Amsden	Hinge	147,9	1,060
2	44°36,869	108°8,418	120 13S	Tensleep	Hinge	322,0	1,112
5	44°36,453	108°8,629	120 12S	Tensleep	Backlimb	132,6	1,106
7	44°38,1	108°10,347	118 12S	Amsden	Hinge	160,3	1,078
9	44°37,607	108°9,457	136 9W	Amsden	Hinge	146,4	1,073
10	44°37,046	108°9,465	107 26S	Tensleep	Backlimb	161,2	1,068
12	44°37,826	108°10,348	125 28S	Tensleep	Backlimb	121,3	1,137
21	44°38,522	108°11,065	124 28S	Amsden	Backlimb	312,9	1,075
22	44°38,699	108°11,412	145 19W	Tensleep	Backlimb	127,1	1,110
31	44°30,033	108°9,882	116 78N	Tensleep	Forelimb	151,6	1,082
37	44°37,228	108°10,041	145 39W	Tensleep	Backlimb	284,1	1,146

Table2: Results of Fry strain analyses

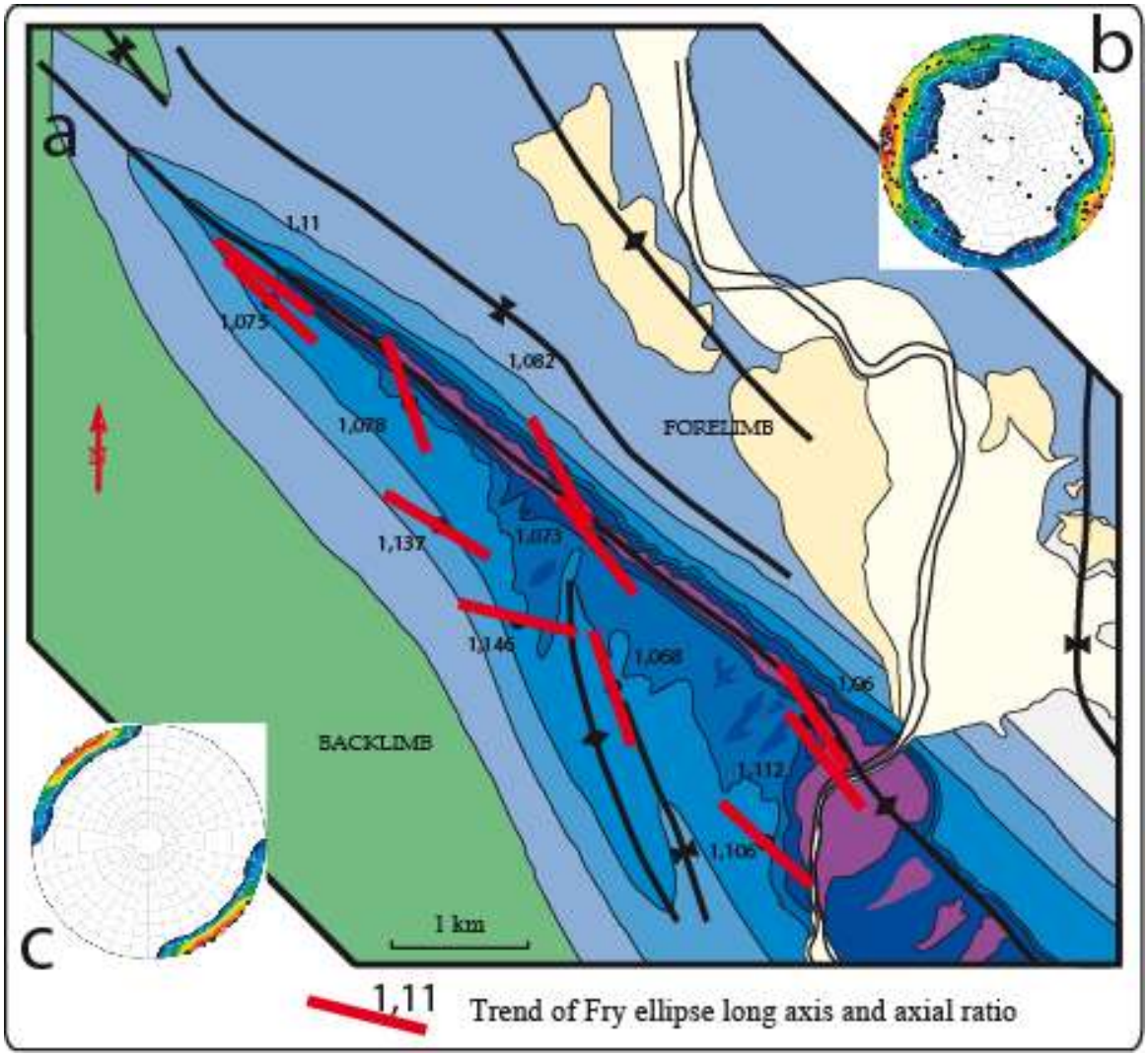


Figure 10: Strain from Fry methods at Sheep Mountain: (a) Geologic map of Sheep Mountain Anticline with long-axis trends and axial ratios of individual bedding-parallel Fry ellipses at sampling locations throughout the study area and (b) trends of all the K_1 axes of AMS fabrics measured from the same samples used for Fry analysis. (c) The lower-hemisphere stereoplot illustrates the long axes of bedding parallel Fry ellipses in the study area. (for the stratigraphic log see figure 1)

In the samples from the Amsden and the Tensleep Formation, the clay- and silt-rich matrix constitutes 5% to 20% of the rock volume (Fig. 11). Hot-cathodoluminescence microscopy (Fig. 4) reveals the absence of microcracks with the presence of quartz grains with sutured and interpenetrated boundaries (Fig. 11).

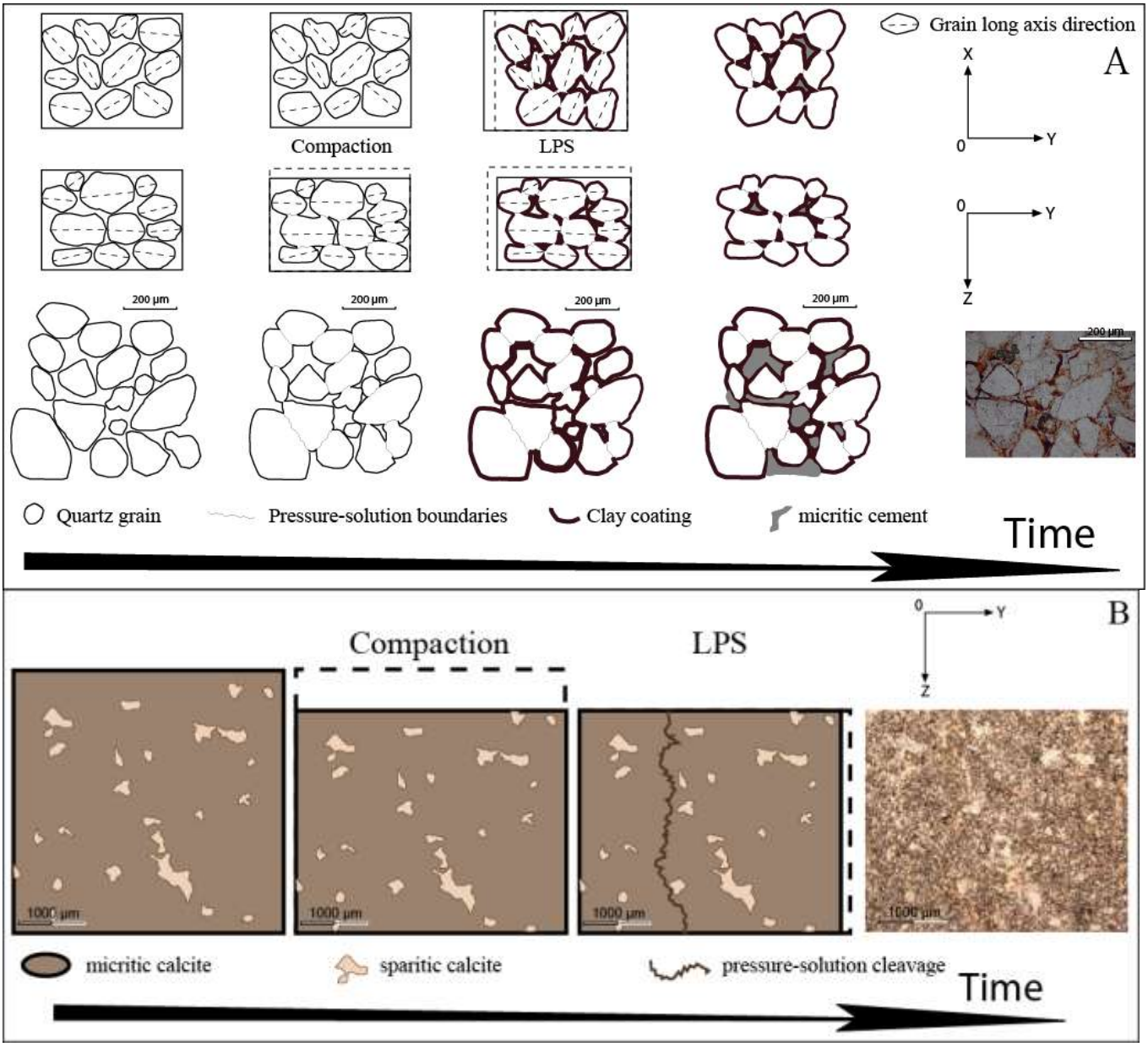


Figure 11: A. Sketches of different stages of formation of a sedimentary rock until a final state illustrated by the microphotographs of polished thin sections observed in natural light. A. Sandstones (Amsden); B. Carbonates (Phosphoria). XY plane is the bedding plane (X: Strike; Y: dip), YZ is the plane perpendicular to the bedding plane.

5. Discussion

In fold and thrust belts, AMS studies have proven successful in showing that during the layer parallel shortening stage, AMS fabrics evolve from sedimentary fabric to intermediate and true tectonic fabrics (e.g., Averbuch et al., 1992). The fabrics characterized in Sheep Mountain Anticline are coaxial both with (1) the plane of bedding (i.e. magnetic foliation is either parallel to the bedding or normal, and magnetic lineation parallel to the fold axis) and (2) to the deformation axes, indicating that they were acquired during an early stage of deformation when the bedding was horizontal. This pattern of deformation has been already observed mostly in sandstones, shales, and silts, and in few limestones lithologies (Aubourg et al., 1997; Sagnotti et al., 1998; Pares et al., 1999; Saint-Bezar et al., 2002; Evans et al., 2003; Robion et al. 2007). During folding, the imposed shear direction in the different parts of a fold can be also recorded by the AMS fabric, depending on the kinematic of folding (fault-bend fold, fault-propagation fold, Trishear fold, etc., Frizon de Lamotte et al., 2002). This was particularly well demonstrated by Saint-Bezar et al. (2002) who reported oblique syn-folding magnetic fabrics recorded in the fold forelimb in agreement with the bed-parallel simple shear expected from the kinematics of this type of fold (see the work of Souque et al. 2003, for an illustration of kinematics of folding inferred from the magnetic fabric). Concerning the samples from Mesozoic formations in the backlimb, the explanation for the obliquity of magnetic foliation should be linked to sedimentary processes. Oblique magnetic foliation with respect to bedding is documented in flysch-type sedimentary deposits by Hrouda and Jezek (1999) and Aubourg et al. (2004).

However, in Sheep Mountain anticline, the spatial distribution of the magnetic fabrics deviates from this general model. The differences are twofold: (1) there is no clear LPS magnetic fabric recorded in the forelimb, and (2) syn-folding fabrics, oblique to the bedding, are only recorded in the backlimb in the carbonate formation. These results question the origin and nature of the rock fabric and should be compared to other independent microscopic and mesoscopic stress/strain indicators (see Bellahsen et al., 2006 a et b; Amrouch et al., 2010).

5.1 Reliability of low susceptibility samples AMS, origin of fabrics

It is often claimed that the measured magnetic anisotropy in low-susceptibility (diamagnetic) rocks such as carbonates or sandstones is difficult to interpret and can be locally controlled by very few para- and ferromagnetic s.l. grains (Borradaile and Gauthier, 2003). This is particularly true for the degree of anisotropy that increases dramatically for samples with small mean susceptibility as shown in figure 5. One might also ask whether the directions of anisotropy are biased for samples with mean susceptibilities close to zero. Our study shows that: (1) when the magnetic directions are clustered, they are systematically related to the regional structures. This is observed in the backlimb where the peak densities of K_1 are parallel to the fold axis (Fig. 7); (2) there is a good agreement of the structural directions (i.e. fold axis) inferred from the two lithologies especially in the backlimb. (3) Both the carbonates and the sandstones show evidence that pressure solution processes were active during deformation (Fig. 11). This partially helps to overcome problems related to the magnetic mineralogy, because the magnetic anisotropy measured in sandstones is not due to quartz, which is intrinsically isotropic, but due to a very small amount of phyllosilicates and/or oxides (Evans et al., 2003), while in carbonates (more than 99% by volume) it is due primarily to the calcite which is highly anisotropic (Pj=1.1, Owens and Bamford, 1976; Schmidt et al., 2006). This last point is important as it suggests that the measurement of magnetic susceptibility is reliable in carbonates, since it corresponds to the contribution of several hundred thousands of grains per sample. Moreover, as phyllosilicates or oxides minerals (which are significantly anisotropic) control the anisotropy in the sandstones, identifying similar magnetic lineations in both lithologies is an additional argument in favour of a tectonic origin for the magnetic fabric (fig. 11A). Thus, it is concluded that the magnetic fabrics measured are weakly organized in the sandstones because there is a very small contribution of paramagnetic and oxides to the signal while in the carbonates this is due to a slight preferred orientation of the calcite grains and the intersection between the bedding and the pressure-solution cleavage planes.

5.2 Interpretation of the Velocity measurements, integration of the dataset

The investigation of the effect of water saturation on APWV clarifies the various sources of anisotropy depending on the location within the fold. Note that these variations are more controlled by the structural position than by the lithology of the samples (Fig. 8). Two outcomes on anisotropy are observed after water saturation: (1) in the samples from the forelimb, we observe a significant decrease of the anisotropy (drop from 2.5% to 0.5%); whereas (2) we note a relatively less significant decrease or even an increase in the backlimb and hinge. The extreme case is obtained for sandstones from the hinge, whose anisotropies increase after saturation (Fig. 7). The forelimb behavior can be easily captured with a simple effective medium model in which an anisotropic pore space with low aspect ratio is embedded into an isotropic matrix (Kachanov 1993; Louis et al. 2003). In this case, only the anisotropy of pores contributes to the anisotropy of seismic velocities, and adding water hides the effect of porosity. The response of carbonate samples from the backlimb and the hinge, which show a less reduced anisotropy, is probably controlled jointly by an anisotropic porosity and the matrix structure. To explain the increase of anisotropy associated with maximum velocity normal to bedding (SandT H, Fig. 8b), Louis et al (2003) used a spherical grain packing model partly cemented at the grains contact (Dvorkin and Nur, 1996). The cement has to be elastic with contrasting properties compared to those of the grains. Increasing the amount of cement between grains will increase the surface of the contact between grains, resulting in the increase of the stiffness of the whole assemblage and of the velocity normal to the contact. Louis et al (2003) took advantage of this model to infer that, if the distribution of the contacts length increases along one direction (in the bedding plane in case of preferred orientation of grains), one should observe an increase of the velocity normal to it with maximum velocities parallel to the pole of bedding. The anisotropy of the matrix is sufficient to control the velocities, despite the existing anisotropic porosity (SandT H, Fig. 9). This model can explain the velocity distribution in the sandstones from the hinge (Fig. 9). The general interpretation of the APWV results is consistent with the magnetic fabric results in sandstones, with the presence of phyllosilicates and oxides around the quartz grains (Fig. 11A), because of the relationship between the porosity shape and the coating shape. Measurement of APWV for saturated samples in the backlimb suggest that the contribution of the matrix to the signal is higher than in the forelimb.

Integrating the various sources of the anisotropy of physical properties provides new insights into the distribution of deformation within the Sheep Mountain anticline. On one hand, we find that the sedimentary magnetic fabrics were preserved in the forelimb. On the contours diagrams (Fig. 7), we can see that the distribution of the magnetic axes orientation is not very pronounced, suggesting that the anisotropy of the rock is weak relatively to other parts of the fold. This result is in good agreement with measurements of APWV, which indicate that the anisotropy is dominated by an anisotropic pore network embedded into an almost isotropic matrix. In contrast, in the backlimb, AMS records true tectonic strain at the matrix scale. In the sandstones, the magnetic fabrics can be linked to the pre-folding LPS, while in carbonates the magnetic fabrics are interpreted to record bedding parallel shear. Likewise, APWV fabrics in the backlimb are grain-supported, showing that the matrix is more anisotropic in the backlimb than in the forelimb. The direction of anisotropy is roughly related to the plane of bedding indicating that APWV fabrics could also be linked to early stage LPS deformation. It is worth noting that deformation in the front of the fold is preferentially revealed by the porosity, which is systematically oriented with its long axis parallel to the fold axis. The results of the combination of these various approaches allow us to characterize the succession of microscopic deformation mechanisms active before and during folding of sedimentary rocks (i.e., compaction, pressure-solution...) (Fig 11).

5.3 Comparison with stress/strain tensors derived from calcite twins

Amrouch et al. (2010) have investigated the stress/strain evolution scenario recorded in the folded rocks of Sheep Mountain anticline by combining two techniques for analyzing calcite twins. The Calcite Stress Inversion Technique (e.g., Etchecopar, 1984; Laurent, 1984; Lacombe, 2001, 2007) allows simultaneous calculation of principal stress orientations and differential stress magnitudes from a set of twin data, therefore allowing to relate differential stress magnitudes to a given stress orientation and regime. The Calcite Strain Gauge Technique (Groshong, 1972; 1974) allows computation of the strain ellipsoid. Rock matrix, pre-folding veins and fold-related veins were sampled.

Calcite twin analysis reveals three main tectonic stages (Amrouch et al., 2010): two stages of LPS (a pre-folding compression nearly parallel to the fold axis and a pre-folding compression perpendicular to the fold axis after bedding is restored to horizontal), and a stage of post-folding compression also trending normal to fold axis. The first LPS stage likely

corresponds to a NW-SE-directed Sevier-related compression/shortening. It is observed in both limbs. This LPS is preserved by calcite twinning in the matrix of the Madison and Phosphoria formation. Finite strain and differential stresses related to this tectonic phase remained relatively low (Amrouch et al., 2010), in agreement with the absence of signature of this event in AMS, APWV and Fry strain analysis records.

The second LPS stage corresponds to a NE–SW direction of compression/shortening that trends perpendicular to the fold axis. The related stress/strain tensors were obtained from veins from the Madison, Phosphoria and Tensleep formations within both fold limbs. Most samples recorded a dominantly compressional regime. A post-folding stage is also preserved by twin calcite in the veins and matrix from sandstones of the Tensleep formation and from carbonates of the Madison and Phosphoria formations, whatever the orientations of the veins from which measurements were taken. In all tensors the regime is strike-slip in type and the $\varepsilon_{min}/\sigma_1$ axis strikes perpendicular to the fold axis. The results obtained with the two techniques show a very good consistency in terms of orientations of shortening (ε_{min}) and compression (σ_1) and regime for the two LPS stages and the late stage fold tightening, therefore supporting that internal strain of folded strata remained mainly coaxial. Figure 12 summarizes those results and shows that they are consistent with the results of AMS, APWV and Fry strain analysis. In term of trends, the principal axes of the various tensors have close relationships with the fold structure. We especially point out a good agreement between AMS K_1 axis, APWV V_1 axis, the long-axis of Fry ellipses which strike parallel to the fold axis, and the calcite strain shortening axis, ε_{min}, and the maximum principal stress axis, σ_1, trending perpendicular to the fold axis. On a more quantitative point of view, the informations brought by calcite twinning studies and by AMS and APWV studies on the structural history of the fold are complementary. In the pre-folding stage, (σ_1-σ_3) differential stress values were high in the forelimb, ~60 MPa (Amrouch et al., 2010) whereas internal deformation of the strata there is weak as revealed by AMS (Fig. 12); in contrast, (σ_1-σ_3) differential stress values remain low in the backlimb (~20 MPa), whereas AMS points toward significant internal deformation. On the other hand, the post-folding differential stresses were higher in the backlimb (~40 MPa) than in the forelimb (~20 MPa), whereas AMS and APWV studies reveal more evolved fabrics in the backlimb than in the forelimb (Fig. 7a,b; 8 and 9).

5.4 From the microscopic scale to the fold scale: bridging the gap

The comparison of the anisotropy of rock physical properties across SMA with the differential stress values derived from calcite twins and with the distribution of the different fracture sets outlines the large asymmetry between the forelimb and the backlimb of the fold. This asymmetry is likely related to the way the fold developed above the underlying basement thrust fault (Fig.1b). The increase in pre-folding differential stresses from the backlimb toward the forelimb is thus related to the stress perturbation induced in the cover by the tip of this underlying thrust fault as earlier suggested by Bellahsen et al. (2006b) and Amrouch et al (2010). This stress perturbation prevented, at least partly, the development of set II fractures in the forelimb (Bellahsen et al., 2006b); in turn, the limited development of these fractures, together with the weak internal deformation of strata as recorded by AMS and APWV, did not allow stress relaxation during LPS, enhancing stress increase in the forelimb (Fig. 12). Conversely, in the backlimb, the underlying fault did not cause any stress perturbation and in addition, stress relaxation occurred by widespread development of set II fractures (Fig. 12) and also by internal strata deformation as recorded by AMS (Fig. 7a,b and Fig. 12). This explains that in pre-folding stage, maximum differential stresses recorded by calcite twins in the backlimb are much lower than in the forelimb (Fig. 12). During the post-folding stage differential stress values in the forelimb dropped significantly while internal deformation of strata remained limited as suggested by poorly evolved ASM fabrics (Fig. 7) and low anisotropy of the matrix revealed by APVW (Fig. 8). This means that strata of the forelimb were likely tilted during folding and did not undergo additional significant internal deformation, late stage fold tightening being mainly accommodated there by newly formed microfaults and compressional reactivation of previously formed set I fracture sets that relaxed stresses (Bellahsen et al., 2006a; Amrouch et al., 2010). In contrast, strata of the backlimb sustained most of late stage fold tightening without developing much fractures, leading to an increase of differential stresses and development of more evolved ASM fabrics compared to the forelimb.

6. Conclusions

We carried out a combined analysis of Anisotropy of Magnetic Susceptibility, Anisotropy of P-Wave Velocity and Fry strain in the sandstone and carbonate folded strata of SMA. The results demonstrate a very good agreement between the principal axes of the anisotropy of physical properties of rocks (AMS, APV), Fry strain axes and principal stress/strain axes derived from calcite twinning (Fig. 12). It further shows a high consistency of the strain ellipsoid orientation with macroscopic fracturing and with the overall anticline geometry (Fig. 12). The other main result of this study is that the structural contrast between the forelimb and the backlimb of the anticline, shown by differential stress values and macroscopic distribution of fractures (Fig. 12, Amrouch et al., 2010) is also revealed by the petrophysical characteristics of cored samples (AMS Fig. 7a and b; APWV fabrics, Fig. 8 and 9). The analyses of the anisotropy of physical properties of sedimentary rocks, of Fry strain, of calcite twins and of fracture data combined with petrographic and diagenetic observations can therefore be reliably used to unravel the strain history of strata during folding, and to characterize the deformation mechanisms active at various scales during fold evolution.

This study emphasizes the complementary nature of deformation mechanisms active at different scales in accommodating internal strain of folded strata during the different stages of fold development. Especially, micro-mechanisms appear to be more efficient before and at the onset of folding (LPS) and during late stage fold tightening stages, i.e., when the fold itself is not yet and no longer forming, whereas macro-mechanisms (development of extensional fractures at the hinge or bedding-parallel slip) seem to prevail during folding ss.

The macroscopic asymmetry of the NE-verging SMA, likely related to underlying basement thrusting, is also clearly marked at the mesoscopic and the microscopic scales. This means that structural observations made at the microscopic scale in part of the fold may be relevant to the fold scale. This therefore authorizes a possible scale transfer between the local rock properties and internal strain in strata, as possibly revealed by cores, and the whole fold structure even much less exposed than SMA.

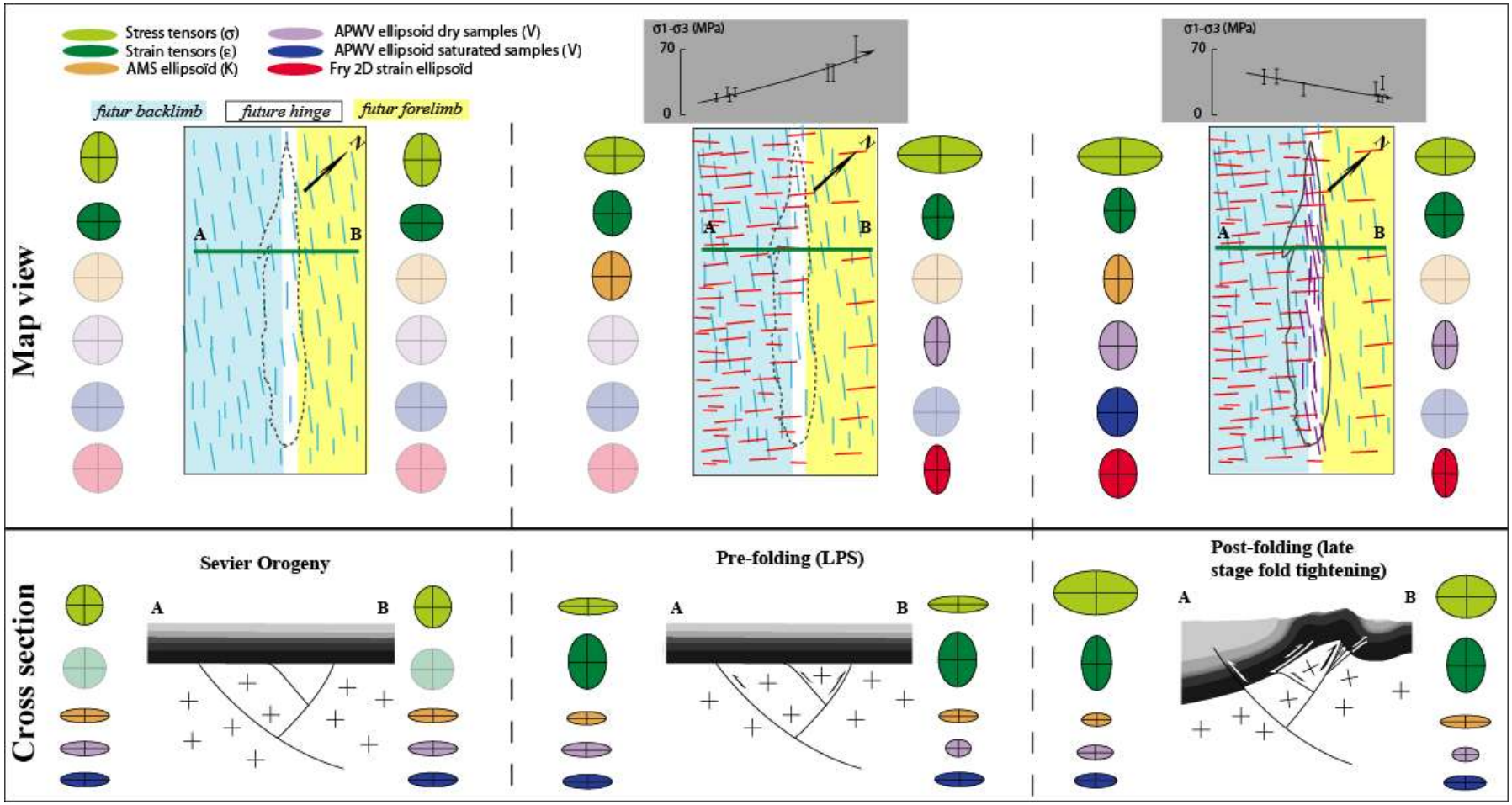


Figure 12: Sketches (sections and map views) of the successive stages of Sheep Mountain anticline evolution, with related AMS and APWV ellipsoids, 2D Fry strain ellipsoids and stress/strain ellipsoids from calcite twins (Amrouch et al., 2010), as well as with distribution and orientation of related fracture sets (Bellahsen et al., 2006a; Amrouch et al., 2010). In grey rectangles the evolution of differential stresses values through space (backlimb and forelimb) and time (Laramide LPS and Laramide late fold tightening). For the stratigraphic log, see figure 1. The dotted line shows the outline of the present-day fold (limits of the outcropping Phosphoria formation) for each step of the scenario. Set I: N110-130° in blue dash. Set II: N45° in red dash. Set III: in purple dash. Planar isotropy as transparent circles.

Acknowledgements: The author would like to thank Maxime LeGoff and Bernard Henry (St Maur Laboratory, IPGP) for giving access to the paleomagnetic facilities. This paper benefited from discussion with L. Louis, C. Aubourg, R. Swennen and T. Engelder. J-M Mengus and B. Vincent are thanked for their participation to the field session.

References:

Amrouch K., Lacombe O., Bellahsen N., Daniel J.M. and Callot J.P., 2010. Stress/strain patterns, kinematics and deformation mechanisms in a basement-cored anticline: Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA). Tectonics, 29, TC1005, doi:10.1029/2009TC002525.

Aubourg C., Rochette P. and Vialon P., 1991. Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian-Oxfordian black shales (French Alpes), Tectonophysics 185, 211–223.

Aubourg C., Frizon de Lamotte D., Poisson A., and Mercier E., 1997. Magnetic fabrics and oblique ramp-related folding : A case study from the western Taurus (Turkey), J. Struct. Geol. 19, 1111-1120.

Aubourg C., Smith B., Bakhtari H., Guya N., Eshragi A., Lallemant S., Molinaro M., Braud X. and Delaunay S., 2004. Post-Miocene shortening pictured by magnetic fabric across the Zagros-Makran syntaxis (Iran). Orogenic curvature: Integrating paleomagnetic and structural analysises. A. J. Sussman and A. B. Weil. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper. 383, 17-40.

Averbuch, O. Frizon de Lamotte, D., and Kissel, C., 1992. Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France) J. Struct. Geol., 14 (4), 461-474.

Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., and Kissel, C., 1993. Strain distribution above a lateral culmination: an analysis using microfaults and magnetic fabric measurements in the Corbières thrust belt (NE Pyrenees, France). Annales Tectonicae VII (1), 3-21.

Bellahsen N., Fiore P., and Pollard D.D., 2006a. The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming. J. Struct.Geol., 28 (5), 850 – 867.

Bellahsen N., Fiore P., and Pollard D.D., 2006b. From spatial variation of fracture patterns to fold kinematics: A geomechanical approach. Geophy. Res. Lett. 33, L02301, doi: 10.1029/2005GL024189.

Birch F., 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part I. J. Geophys. Res. 65, 1083–1102.

Birch F., 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part II. J. Geophys. Res. 66, 2199–2244.

Bird P., 2002. Stress direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma. Tectonics 21, 1014, 10.1019/2001TC001319

Borradaile G. and Tarling, D.H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabric in weakly deformed rocks. Tectonophysics 77, 151–168.

Borradaile G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. Tectonophysics 156, 1-20.

Borradaile G. J., 1991. Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). Pure Appl. Geophys. 135, 15-29.

Borradaile G.J., Henry B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. Earth Sci. Rev. 42, 49–93.

Borradaile G. J., 2003. Statistics of Earth Science Data. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg & New York. 351 pages, 177 illus., 52 Tables, hardcover ISBN: 3-540-43603-0

Burmeister K.C., Harrison M.J., Marshak S., Ferré E.C., Bannister R.A. and Kodama K.P., 2009. Comparison of Fry strain ellipse and AMS ellipsoid trends to tectonic fabric trends in very low-strain sandstone of the Appalachian fold–thrust belt. J. Struct. Geol. In press. donc pas 2009 ?!

Callot JP. and Guichet X., 2003. Rock texture and magnetic lineation in dykes, a simple analytical model. Tectonophysics, 366, 207-222.

Chester J.S., Chester F.M., 1990. Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. J. Struct. Geol. 12, 903–910.

Dahlstrom C.D.A., 1969. Balanced cross sections. Cana. J. Earth Sci.. 6, 743-757.

Dickinson W.R. and Snyder W.S., 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny. Geol. Soc. Amer. Mem. 151, 355-366.

Dunne W.M., Onasch C.M. and Williams, R.T., 1990. The problem of strain-marker centers and the Fry method. J. Struct. Geol. 12, 933-938.

Dvorkin J. and Nur A., 1996, Elasticity of High-Porosity Sandstones: Theory for Two North Sea Datasets, Geophysics 61, 1363-1370.

Engebretson D.C., Cox, A. and Gordon, R.G., 1985. Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin. Geol. Soc. Amer. Special Paper 206, 59pp.

Erslev E.A., 1988. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. J. Struct. Geol. 10, 201-209.

Erslev E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. Geology 19, 617–620.

Erslev E.A., 1993, Thrusts, back-thrusts and detachment of Rocky Mountain foreland arches, in Schmidt, C.J., Chase, R.B., and Erslev, E.A., eds., Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States: Geol. Soc. Amer. Special Paper 280, 339-358.

Eshelby J., 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems. Proc. Roy. Soc. A241, 1226, 376–396.

Etchecopar A., 1984. Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulation de déformations plastiques (approche mathématique). PhD thesis, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 270pp.

Evans M. A., Lewchuk M. T. and Elmore R. D., 2003. Strain partitioning of deformation mechanisms in limestones: examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) J. Struct. Geol. 25, 1525-1549.

Evans M.A. and Elmore R.D., 2006. Corrigendum to: Fluid control of localized mineral domains in limestone pressure solution structures. J. Struct. Geol. 28, 284–301.

Fiore P.E., 2006. 3D characterization and mechanics of brittle deformation in thrust fault related folds. PhD thesis, Stanford University, California, USA.

Forster A., Irmen A.P. and Vondra C., 1996. Structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Bighorn Basin, Wyoming. Wyoming Geol. Assoc. Guidebook 47, 239–251.

Frizon de Lamotte, D., Mercier, E., Dupré la Tour, A., Robion, P., Averbuch, O., 1997. Cinématique du plissement et déformation interne des roches; l'exemple du pli de Lagrasse (Aude France). C. R. Acad. Sci., Paris 324, 591–598.

Frizon de Lamotte D., Souque C., Grelaud S. and Robion P., 2002. Early record of tectonic magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin. Short review and examples from the Corbières transfer zone (France). Bull. Soc. Géol. Fr. 175, 461–469.

Fry N., 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. Tectonophysics 60, 89-105.

Fuller M.D., 1964. On the magnetic fabrics of certain rocks. J. Geol. 72, 368-376.

Graham J.W., 1966. Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. In: Steinhart, J.S., Smith, T.J. (Eds.), The Earth Beneath the Continents, Geophys. Monograph. 10, 627– 648.

Graham W.B.R., 2006. Influence of depositional setting and sedimentary fabric on mechanical layer evolution in carbonate aquifers. Sed. Geol. 184, 203-224.

Groshong R.H., 1972. Strain calculated from twinning in calcite. Geol. Soc. Am. Bull. 83, 2025-2048.

Groshong R.H., 1974. Experimental test of least-squares strain gage calculation using twinned calcite. Geol. Soc. Am. Bull. 85, 1855-1864.

Hennier J. and Spang J., 1983. Mechanisms for deformation of sedimentary strata at Sheep Mountain anticline, Big Horn Basin, Wyoming. Wyoming Geological Association Guidebook, 34th Annual Field Conference 97–111.

Henry B., 1997, The magnetic zone axis: a new element of magnetic fabric for the interpretation of magnetic lineation. Tectonophysics 271, 325– 331.

Housen B.A., Richter C. and Van der Pluijm, B.A., 1993. Composite magnetic anisotropy fabrics: experiments, numerical models and implications for the quantification of rock fabrics. Tectonophysics, 220, 1-12.

Hrouda F., 1986. The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. Stud. Geophys. Geodet. 30, 39–45.

Hrouda F., 1991. Models of magnetic anisotropy variations in sedimentary thrust sheets. Tectonophysics 185, 203-210.

Hrouda F. and Jezek J., 1999. Theoretical models for the relationship between magnetic anisotropy and strain: effect of triaxial magnetic grains. Tectonophysics 301, 183–190.

Hrouda F., 2004. Problems in interpreting AMS parameters in diamagnetic rocks. Magnetic Fabric, Methods and Applications. Martin-Hernadez F., Lüneburg C., Aubourg C. and Jackson M., Geological Society, London , Special Publications. 238, 49-59.

Jamison W. R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes J. Struct. Geol. 9 (2), 207-219.

Jelinek V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on group of specimens. Stud. Geophys. Geodet. 22, 50–62.

Jelinek V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of the rocks. Tectonophysics 79, 63–67.

Kachanov M., 1992. Effective elastic properties of cracked solids: critical review of some basis concepts. Appl Mech Rev. 45 (8), 304–335.

Kachanov M., 1993 Elastic solids with many cracks and related problems. Adv. Appl. Mech. 30, 259–445.

Kern H., Liu B. and Popp T., 1997. Relationship between anisotropy of P- and S-wave velocities and anisotropy of attenuation in serpentinite and amphibolite. J. Geophys. Res. 102 (B2), 3051–3065.

King M.S., 1965. Wave velocities in rocks as a function of changes in overburden pressure and pore fluid saturants. Geophysics 31, 50– 73.

Kissel C., E. Barrier, C. Laj, and T-Q. Lee, 1986, Magnetic fabric in «undeformed» marin clays from compressional zones, Tectonics 5, 769 - 781.

Kligfield R., Lowrie W. and Dalziel I.W.D., 1977. Magnetic susceptibility anisotropy as a strain indicator in the sudbury bassin, Ontario. Tectonophysics 40, 287–308.

Lacombe O., 2001. Paleostress magnitudes associated with development of mountain belts: Insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills, Tectonics, 20, 6, 834-849.

Lacombe O., 2007. Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications. J. Struct. Geol., 29, 86-99, doi:10.1016/j.jsg.2006.08.009

Lacombe O., Amrouch K., Mouthereau F. et Dissez L., 2007, Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt. Geology, 35, 3, 263-266, doi:10.1130/G23173A.1

Lacombe O., Malandain J., Vilasi N., Amrouch K. et Roure F., 2009, From paleostresses to paleoburial in fold-thrust belts: preliminary results from calcite twin analysis in the outer Albanides. Tectonophysics, 475, 128-141, doi:10.1016/j.tecto.2008.10.023

Laurent P., 1984. Les macles de la calcite en tectonique : nouvelles méthodes dynamiques et premières applications.Thèse de Doctorat-ès-Sciences, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 324pp.

Latta D.K. and Anastasio D.J., 2007. Multiple scales of mechanical stratification and décollement fold kinematics, Sierra Madre Oriental foreland, northeast Mexico. J. Struct. Geol. 29, 1241-1255.

Lo T.-W., Coyner K.B., Toksöz M.N., 1986. Experimental determination of elastic anisotropy of Berea Sandstone, Chicopee shale, and Chelmsford granite. Geophysics 51, 164–171.

Louis L., David C. and Robion P., 2003. Comparison of the anisotropic behaviour of undeformed sandstones under dry and saturated conditions. Tectonophysics 370, 193–212.

Louis L., Robion P. and David C., 2004. A single method for the inversion of anisotropic data sets with application to structural studies. J. Struct. Geol. 26, 2065-2072.

Louis L., David C., Metz V., Robion P., Menendez B. and Kissel C., 2005. Microstructural control on the anisotropy of elastic and transport properties in undeformed sandstones. Inter. J. Roc. Mec. Min. Sci. 42, 911–923.

Louis L., Robion P., David C., and Frizon de Lamotte D., 2006. Multiscale anisotropy controlled by folding: the example of the Chaudrons fold (Corbières, France). J. Struct. Geol., 28, 549-560.

Lowrie W. and Hirt A. M. , 1987, Anisotroy of magnetic suceptibility in the Scaglia Rossa pelagic limestone. Earth Planet. Sci. Let. 82, 349 - 356.

Lowrie W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in rock by coercitivity and unblocking temperature properties. Geophys. Res. Lett. 17, 159–162.

Lüneberg C.M., Lampert S.A., Lebit H.D., Hirt A.M., Casey M. and Lowrie W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). Tectonophysics 307, 51-74.

Mainprice D., Barruol G. and Ben Ismaïl W., 2000. The seismic anisotropy of the earth‘s mantle: from single crystal to polycrystal. Geophys. Monogr. 117, 237–264.

Marfil R., Caja M.A., Tsige M., Al-Aasm I.S., Martín-Crespo T. and Salas R., 2005. Carbonate-cemented stylolites and fractures in the Upper Jurassic limestones of the Eastern Iberian Range, Spain: A record of palaeofluids composition and thermal history. Sedimentary Geology, 178 (3-4), 237-257.

Mavko G., Mukerji T. and Dvorkin J., 1998, The rock physics handbook - Tools for seismic analysis in porous media. Cambridge University Press, Cambridge.

Mitra S., 2003. A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. J. Struct. Geol. 25, 1659-1673.

Nye J.F., 1957. The physical Properties of Crystals. Clarendon Press, Oxford 322 pp.

Owens W.H. et Bamford D., 1976. Magnetic, seismic, and other anisotropic propreties of rock fabrics. Phil. Trans. Royal Aced. Soc., London 283, 55-68.

Parés J.M., Van der Pluijm B.A. and Dinarès-Turell J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). Tectonophysics 307, 1-14.

Parés J.M. and Van der Pluijm B.A., 2002, Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. Tectonophysics 350, 283-298

Paterson S.R. and Yu H., 1994. Primary fabric ellipsoids in sandstones; implications for depositional processes and strain analysis. J. Struct. Geol. 16, 505–517.

Rathore J.S., 1979. Magnetic susceptibility anisotropy in the Cambrian slate belt of North Wales and correlation with strain. Tectonophysics 53, 83-97.

Rathore J., Fjaer E., Holt R. and Renlie L., 1994, P- and s-wave anisotropy of a synthetic sandstone with controlled crack geometry. Geophys. Prosp. 43, 711–728.

Rochette P. 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. Journal of Structural Geology, 9 (8), 1015-1020.

Rochette P., Jackson J. and Aubourg C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Rev. Geophys. 30, 209-226.

Rioux R.L., 1994. Geologic map of the Sheep Mountain-Little Sheep Mountain area, Big Horn County, Wyoming. Scale 1 (31), 680. USGS open-file report, 94–191.

Robion P., Grelaud S. and Frizon de Lamotte D., 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE — Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW — Himalaya, Pakistan)?. Sed. Geol. 196, 181–200.

Roure F., Swennen R., Schneider F., Faure JL., Ferket H., Guilhaumou N., Osadetz K., Robion P. and Vandeginste V., 2005, Incidence and importance of tectonics and natural fluid migration on reservoir evolution in foreland fold-and-thrust belt. Oil Gas Sci. Tech., 60, 67-106.

Sagnotti L., Sperenza F., Winkler A., Mattei M. and Funiciello R., 1998. Magnetic fabric of clay sediments from the external northern Apennines (Italy), Phys. Earth Planet. Int. 105, 73-93.

Saint-Bezar B., Hebert R.L., Aubourg C., Robion P., Swenen R. and Frizon de Lamotte D., 2002. Magnetic Fabric and petrographic investigations of hematite-bearing sandstones within ramp-related folds: examples from the South Atlas Front (Morocco). J. Struct. Geol. 24, 1507–1520.

Sans M., Verges J., Gomis E., Parés J.M., Schiattarella M., Trave A., Calvet F., Santanach P. and Doulcet A., 2003. Layer parallel shortening in salt-detached folds: constraint on cross-section restoration. Tectonophysics 372, 85–104.

Sanz P.F., Pollard D.D., Allwardt P.F. and Borja R.I., 2008. Mechanical models of fracture reactivation and slip on bedding surfaces during folding of the asymmetric anticline at Sheep Mountain, Wyoming. J. Struct. Geol. 30, 1177-1191.

Schmidt V., Günther D. et Hirt A.M. 2006. Magnetic anisotropy of calcite at room-temperature. Tectonophysics, 418, 63-73.

Soto R., Larrasoaña J.C., Arlegui L.E., Beamud E., Oliva-Urcia B. and Simón J.L., 2009. Reliability of magnetic fabric of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings. J. Struct. Geol. 31 (5), 512-522.

Souque C., Frizon de Lamotte D., Leturmy P. and Robion P., 2003. Duplex at the lateral tip of a thrust fault: the "La Cagalière" example (NE Pyrenees, France). Geodinamica Acta 16 (2), 89-98.

Stanton H.I. and Erslev E.A., 2004. Sheep Mountain Anticline: backlimb tightening and sequential deformation in the Bighorn Basin, Wyoming. Wyoming Geological Association Guidebook 53, 75–87.

Suppe J., 1985. Principles of Structural Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ. 537pp.

Thomsen L., 1986. Weak elastic anisotropy. Geophysics 51, 1954–1966.

Tsvankin I., 1997. Anisotropic parameters and P-wave velocity for orthorhombic media. Geophysics 62, 1292–1309.

Wetmore P.H., 2003. Investigation into the Tectonic Significance of Along Strike Variations of the Peninsular Ranges batholith, Southern and Baja California. Ph.D. thesis, University of Southern California.

5 Conclusion

Avec ce panel de résultats et d‘interprétations (analyses petrophysiques : ASM ; AVP ; analyse et mesures des contraintes et de la déformation : études de la fracturation et des macles de la calcite) l‘histoire de la formation de la structure du Sheep Mountain Anticline et l‘évolution de cette dernière durant le plissement ont pu être retracées dans le temps et dans l‘espace. Dans le temps on a pu enregistrer trois principales phases liées directement au plissement, et dans l‘espace les résultats des différentes analyses ont confirmé l‘asymétrie forelimb/backlimb à toutes les échelles.

La première étape pré-plissement a été marquée par un backlimb qui a subit une déformation enregistrée par l‘ASM et AVP (à l‘échelle microscopique) et par la fracturation (Set II ; à l‘échelle mesoscopique) ce qui correspond a un relachement des contraintes qui expliquerait les faibles valeurs de la contrainte différentielle enregistrée par les macles de la calcite dans le backlimb pendant cette phase. On a aussi pu noter l‘augmentation de la pression de fluide durant les différentes étapes d‘antéplissement. Une pression de fluide qui chute nettement durant la période synplissement. Cette dernière a surtout été marquée par la création de faille néoformée à la fois dans le backlimb et le forelimb et par l‘ouverture des veines de set III au niveau de la charnière qui expliquerait la chute de la pression de fluide. La dernière étape de plissement s.s. a été enregistrée par les macles, la réactivation d‘anciennes veines et la néoformation de failles, cet endomagement des couches pendant cette étape a été accompagnée par une grande chute de la contrainte différentielle surtout dans le forelimb.

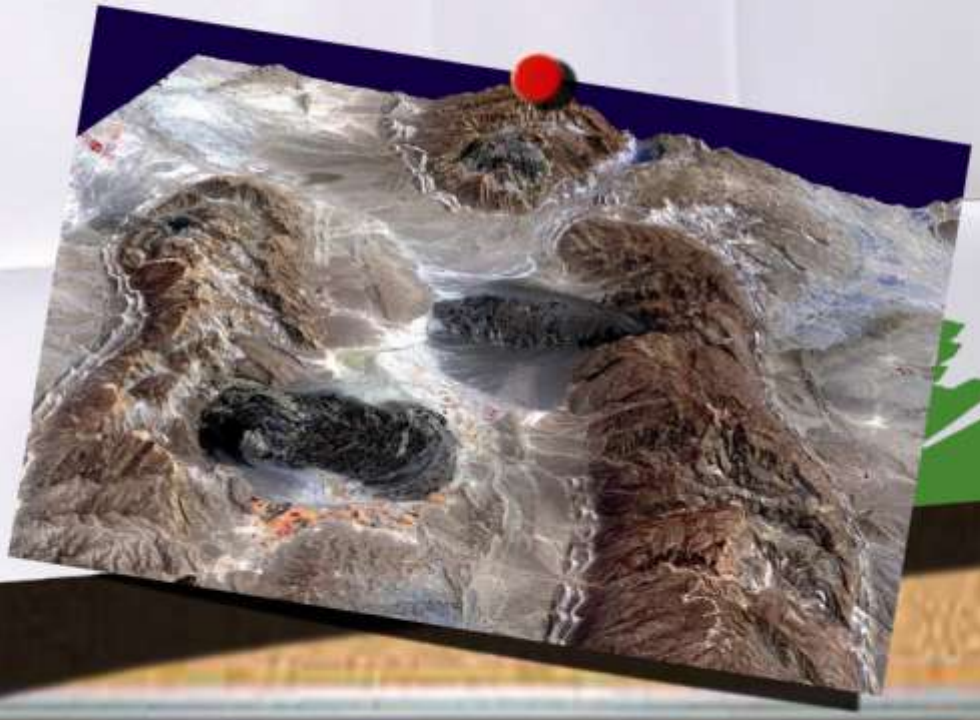
L‘asymétrie structurale apparante du pli entre le flanc SW et le flanc NE a marqué par son empreinte tous les mécanismes de déformation enregistrés à toutes les échelles. En notant un relai dans le temps entre l‘activation des mécanismes microscopiques et macroscopiques de déformation. Régionalement, on a remarqué que l‘orogénèse Sevier n‘a pas été enregistrée par l‘ASM ce qui pourrait être expliquée par l‘éloignement de la zone du champ des contraintes.

Par ailleurs, d‘autres travaux comme ceux de Soto et al. (2007 et 2009) démontrent que la relation entre les données d'ASM et les analyses structurales classiques n'est pas totalement franche. L'analyse des mésostructures semble présenter plus de sensibilité loin des champs de contraintes avec une durée d'enregistrement plus longue. Il en résulte une plus grande difficulté d'interprétation surtout quand on est confronté à un polyphasage, tandis que l'ASM enregistre la déformation dans

une zone plus proche des champs de contraintes, et durant des intervalles de temps plus brefs et surtout précoces.

Chapitre 4

Reconstitution des PALEOCONTRAINTES dans la Chaine PlissEE DU Zagros IRAN



Chapitre IV

Après la caractérisation de la microdéformation en relation avec le développement d‘une structure plissée, on va essayer dans ce dernier chapitre d‘élargir l‘échelle de l‘étude à des plis de plus grande ampleur, voire jusqu‘à la chaîne plissée. La suite du mémoire présente un ensemble d‘études réalisées sur la chaîne du Zagros et qui ont fait l‘objet de plusieurs publications auxquelles j‘ai contribué.

1 L'analyse des macles de la calcite à l’échelle de la chaîne plissée : l’exemple du Fars

Comme vu précédemment, les macles de la calcite ont été un outil d'analyse des paléocontraintes à petite échelle, pour étudier et comprendre la cinématique et l'évolution structurale dans les chaînes plissées (par exemple, Ferrill et Groshong, 1993; Craddock et Van Der Pluijm, 1999). Dans ce chapitre, je montre comment l'utilisation de l‘analyse des macles de la calcite dans le Zagros a pu aider non seulement à déterminer l'orientation des contraintes mais aussi à les quantifier (Publication n°3) à travers le Fars. Ces résultats ont ensuite été comparés aux données de fabriques magnétiques et aux données de failles afin de déchiffrer l'empreinte des paléo-contraintes et de la déformation pendant le développement de la zone plissée du Fars (Publication n°4). Enfin, afin d'examiner quel comportement mécanique peut expliquer au mieux le développement de la chaîne plissée du Zagros, à la fois régionalement et localement, j‘ai contribué à un travail de synthèse des études structurales, sismotectoniques et microtectoniques combinées à une modélisation mécanique de la topographie dans le Fars (Publication n°5).

1.1 Contexte géodynamique

Part du système orogénique téthysien Alpin-Himalayen, la chaîne du Zagros s‘étend le long de la marge Est de l‘Arabie sur environ 2000 km, de l‘Est de la Turquie au Nord jusqu‘au Montagnes du Makran (Iran) dans le Sud-Est. Elle constitue une barrière morphologique séparant la plaque arabe et le Golfe Arabo-Persique au SW du plateau iranien au NE. Cette chaîne est située pratiquement en totalité sur le territoire d‘Iran (Figure 92).

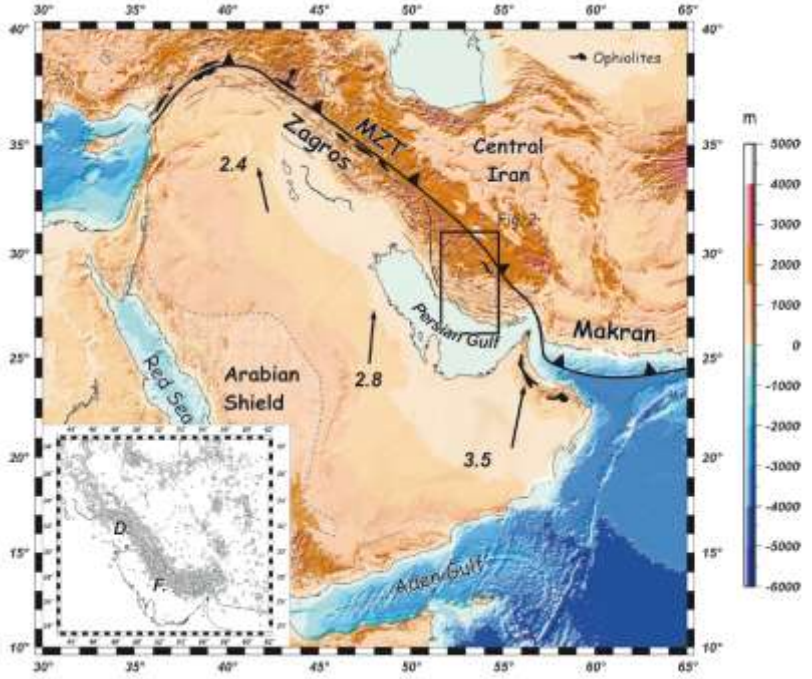


Figure 92: Contexte géodynamique de la chaîne plissée du Zagros. Les flèches noires montrent la convergence actuelle entre la plaque d'Arabie et celle de l'Eurasie (De Mets et al., 1994). Ce modèle prédit une convergence actuelle de l'ordre de ~3±0.5 cm/an orientée à peu près N-S au front de la chaîne. La figure en bas à gauche représente la distribution des séismes dont la magnitude est entre 2.4 et 7.4 et dont la profondeur du foyer est inférieure à 35 km (entre 1965-2003). D. pour Dezful et F. pour le Fars.

Si l'on compare cette chaîne à sa voisine de l'Himalaya, la chaîne du Zagros présente une topographie plus modérée avec une altitude moyenne de 1200m et seulement quelques sommets culminant à plus de 4000m. La jeunesse de la collision, la rareté de végétation ainsi que le climat aride ont permis une bonne préservation des structures (plis, failles). Ce critère fait de la chaîne plissée-fracturée du Zagros une des mieux placées pour étudier dans un contexte naturel les phases précoces de la déformation dans une zone de collision.

La chaîne du Zagros s'est développée pendant le Mio-Pliocène, en réponse à la convergence entre les plaques Arabie et Eurasie suite à la fermeture de la Téthys. Cette convergence a d'abord donné lieu à une obduction des ophiolites téthysiennes sur la marge arabe qui a commencé au Crétacé supérieur (Turonien) (Berberian et King, 1981), contemporaine de la subduction vers le Nord sous l'Eurasie. A cette subduction, encore active dans le Makran, a succédé la collision entre la plaque Arabie et le bloc central iranien dans la zone de Bitlis, qui s'est propagée vers le SE.

Les données GPS en Iran montrent une direction de convergence Arabie-Eurasie orientée N-S à NNE (McClusky et al., 2003 ; Vernant et al., 2004) avec une vitesse qui augmente en allant de la zone de collision au NW de l'Iran à 23 mm/ an, à la zone de subduction du Makran à 35 mm/ an (De Mets et al., 1990).

Le vecteur convergence le plus fiable est fourni par des études récentes de GPS au niveau de la plaque d'Arabie et correspond à une vitesse d'environ 22-25 mm/an avec une direction N010°E (McClusky et al., 2003 ; Vernant et al., 2004).

La collision du Zagros est en étroite relation avec la séparation de la plaque Arabie de l'Afrique. Au Rupélien de multiples failles normales se forment au niveau de la future Mer Rouge, dessinant ainsi la future plaque Arabe et le futur Golfe d'Aden. Au Burdigalien, les golfes de Suez et d'Aden s'ouvrent, l'accrétion océanique en Mer Rouge débute au Langhien, suivie au Tortonien de la création de planchers océaniques dans la mer Rouge et dans le Golfe d'Aden.

1.2 Contexte structural

La chaîne du Zagros est divisée en plusieurs zones qui diffèrent selon leur style structural et leur histoire sédimentaire (Stocklin, 1968 ; 1974 ; Falcon, 1974 ; Motiei, 1993) ; de l'ouest à l'est, le Lorestan forme un saillant, le Dezful est souligné par le retrait du front de déformation (rentrant) et le Fars fait saillie vers le continent arabe (figure 92). Ces deux dernières régions sont séparées par le grand décrochement dextre de Kazerun-Boradjan. Au SE, le passage collision-subduction est accommodé par le système de failles de Minab-Zendan séparant le Fars du Makran. Au Nord, le Main Zagros Thrust (MZT) (Figures. 92 ; 93) correspond à la suture géologique, actuellement inactive, entre le plateau iranien au nord et la chaîne plissée du Zagros au Sud (Berberian, 1995).

Le secteur étudié fait partie de la région du Fars qui est divisé à son tour en deux parties : la zone imbriquée au nord (High Zagros), caractérisée par des plis de grandes longueurs d'ondes et de peu d'amplitude composés quasi-essentiellement de Mésozoïque et une zone plissée au sens strict, caractérisée par des plis parallèles de plus de 250 km présentant une régulière longueur d'onde d'environ 15 à 20 km (la Simply Folded Belt) (Sherkati et al., 2006 ; Mouthereau et al., 2006 ; 2007 a et b). En dessous de cette couverture

les évaporites d‘Hormuz constituent un niveau de décollement majeur qui contrôle fortement la réponse différentielle de la couverture et du socle au raccourcissement lié à la convergence Arabie-Eurasie. Ce raccourcissement est de l‘ordre de 34 km dans le Fars à l‘Est de la faille Kazerun contre un raccourcissement de 27 à 33 km dans le Dezful à l‘Ouest de cette dernière (Sherkati et al., 2006) alors que le raccourcissement sur la totalité de la chaîne est de l‘ordre de 50 km dans la province du Fars et de 65 km au niveau du Dezful. (Publication n°3 ; Sherkati et al., 2006). Cette grande différence serait liée à la différence de l‘épaisseur du niveau de décollement d‘Hormuz à l‘Est et à l‘Ouest de la faille Kazerun, avec une épaisseur remarquablement importante sous le Fars contrairement au Dezful.

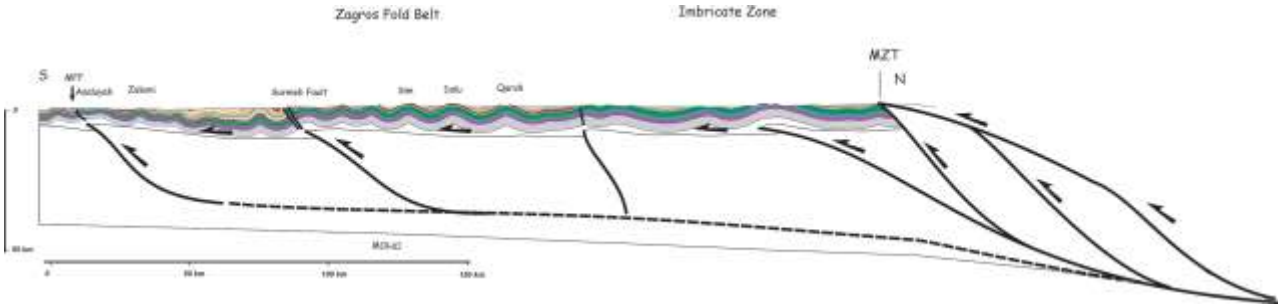


Figure 93: Coupe schématique du Fars. Noter la régularité des plis et l‘homogénéité du raccourcissement entre les zones externes et internes depuis le front de déformation jusqu‘au plateau (Mouthereau et al., 2007)

1.3 Contexte sédimentaire

Le contexte sédimentaire de la chaîne du Zagros et plus précisément de l‘arc du Fars est largement décrit dans le paragraphe 2; intitulé From Rifting to Collision of the Arabian Margin: Stratigraphy of the Zagros Basin de la Publication n° 5. On se contentera ici de présenter une série lithostratigraphique simplifiée de la région du Fars. Cette série présente une couverture sédimentaire quasi-continue qui s‘étend depuis le Cambrien jusqu‘à l‘actuel (Figure 94), d‘une grande épaisseur (jusqu‘à 13 km).

La formation d‘Hormuz, d‘âge Cambrien (à infra-Cambrien), est constituée d‘une série d'argiles et d'évaporites à l‘origine de nombreux diapirs marqués par les dômes perçant les séries sédimentaires jusqu‘à la surface. Cette formation est particulièrement épaisse dans la région du Fars (~1 km) voire plus. Au dessus, la couverture est formée tout d‘abord par des grès marneux avec quelques calcaires de l'Ordovico-Permien. Les séries sont marines durant tout le Mésozoïque et jusqu‘à la fin du Miocène où elles évoluent en séries deltaïques ou très proximales, voire fluviatiles continentales pour les plus récentes. A partir de la fin du Crétacé, on distingue la formation marno-calcaire de Gurpi (Maestrichtien/Paléocène) puis les

calcaires de plate-forme des formations Asmari-Jahrom. Au sommet, on trouve les formations clastiques de Gachsaran (évaporitique par endroits) et de Mishan à dominante marneuse, les formations gréseuses à conglomératiques, d'abord avec la formation Agha Jari, constituée de grès marneux et de micro-conglomérats puis avec la formation conglomératique Bakhtyari. La séquence régressive (Gashsaran-Mishan-Agha Jari-Bakhtyari) marque le comblement du bassin flexural lié à la collision.

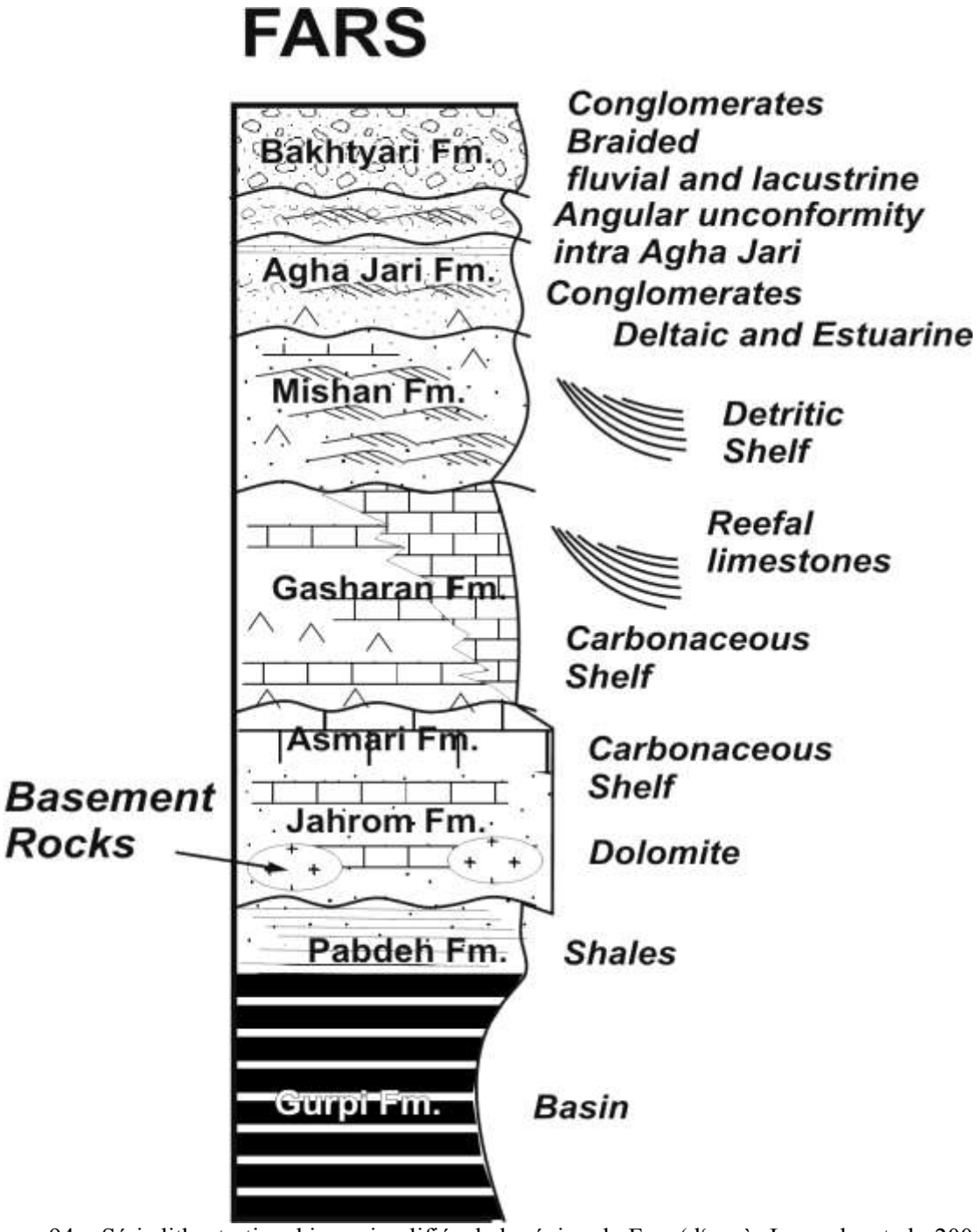


Figure 94: Série lithostratigaphique simplifiée de la région du Fars (d'après Lacombe et al., 2006).

1.4 Données (sismo)-tectoniques

Dans la région du Fars, l'inversion des mécanismes aux foyers des petits tremblements de terre (Tatar et al., 2004) et de tremblements de terre « moyens » (Talebian et Jackson, 2004) montre une compression cohérente orientée N020° (Lacombe et al., 2006).

La reconstitution des paléocontraintes fondée sur l'analyse des failles à stries indique deux régimes de compression. Ces régimes, marqués à la fois par des failles inverses et des décrochements, correspondent à une compression précoce orientée NE-SW et à une compression plus récente orientée N020°. Cette dernière est en bon accord avec l'état actuel des contraintes déduit des mécanismes au foyer des séismes. La compression NE-SW peut être expliquée soit par une déviation des contraintes soit par une rotation de blocs à proximité des systèmes de failles Kazerun-Borazjan/Karebass/Sabz-Pushan/Sarvestan (Publication n°4).

1.5 But de l'étude

Il s'agit tout d'abord, à l'échelle régionale, de caractériser les états de contraintes qui se sont succédés au Tertiaire en relation avec la collision, non seulement dans la chaîne plissée du Zagros (au sud du MZT), mais également au nord du MZT sur le plateau iranien. L'analyse des failles a déjà fourni un canevas préliminaire (Lacombe et al., 2006), mais l'étude devait être étendue et réalisée dans les secteurs où les conditions de faciès et d'affleurement ne sont pas favorables à la collecte de données microtectoniques. La reconstitution des paléo-contraintes de part et d'autre du MZT, suture aujourd'hui inactive, permettra de discuter le couplage entre plateau iranien et prisme d'accrétion du Zagros et les modalités de la transmission des contraintes dans la couverture au travers de la chaîne.

Dans le Fars, la couverture est découplée du socle profond à la faveur d'un niveau du décollement principal constitué par le sel cambrien d'Hormuz. Le socle est par ailleurs impliqué dans la déformation comme le montrent entre autres les séismes (Berberian, 1995; Sherkati et Letouzey, 2004). D'un point de vue structural, la reconstitution des paléo-contraintes, en orientations et en grandeurs, devrait permettre de mieux comprendre la mise en place des plis (Figure 93) et le caractère homogène du raccourcissement de la couverture dans le Fars. L'idée à tester est qu'un fort degré de couplage entre le socle et la couverture conduit à l'enregistrement par les roches de celle-ci de grandeurs de contraintes plus importantes que dans le cas où un niveau de décollement la désolidarise du socle sous-jacent et en permet une

déformation aisée. La discussion de la signification de l'évolution des contraintes à l'échelle de la chaîne devra éventuellement prendre en compte les résultats obtenus à l'échelle d'une structure individuelle (chapitre III), c'est-à-dire notamment les variations des grandeurs des contraintes l'échelle du pli. En effet, dans la première partie de ce mémoire on a pu montrer comment les contraintes évoluent dans le temps et l'espace à l'échelle d'un pli. On peut donc se poser la question de la signification des valeurs de contraintes ou de leur variation à travers toute une chaîne sachant que l'échantillonnage a été effectué sur plusieurs plis avec quasiment un seul échantillon par pli (pour une raison de la maille d'investigation). Néanmoins, le fort enfouissement des plis dans le Zagros dont n'affleurent que les parties sommitales conduit à s'affranchir « naturellement » de la variabilité des grandeurs des contraintes attendus dans les flancs de plis éventuellement similaires à celui de Sheep Mountain, car tous les échantillons ont de fait été collectés dans quasiment la même position structurale, ce qui justifie la comparaison à l'échelle de la chaîne.

Du point de vue des grandeurs des paléocontraintes, il n'existe que très peu de données disponibles sur ces grandeurs au travers d'une chaîne de montagnes (voir Lacombe, 2001), et le Zagros se prête bien à ce type d'analyse. L'analyse de différentes formations carbonatées d'âges différents doit permettre a priori, d'établir potentiellement non seulement un calendrier de la déformation mais également, compte tenu des différences d'enfouissement au moment de la déformation, d'éventuellement discuter l'évolution des grandeurs des paléocontraintes orogéniques avec la profondeur dans la couverture (déformation par maclage avant et après le plissement).

1.6 Étude des états de contraintes et des mécanismes de déformation au Néogène supérieur dans la chaîne du Zagros par l'analyse des macles de la calcite (Publication n°3)

L'analyse des macles de la calcite a permis de reconstituer l'état de contrainte régional en orientation et en grandeur lié à la collision entre les plaques Arabie et Eurasie. Les principaux résultats concernent; (1) l'identification du front de la chaîne jusqu'au plateau iranien d'un régime de contrainte décro-compressif pendant le Néogène supérieur. La direction de compression, orientée N025° est similaire à la direction de compression actuelle déduite des mécanismes aux foyers au niveau des séismes du socle (Lacombe et al., 2006), ce

qui suggère un faible découplage vertical du régime de contrainte entre le socle et la couverture et cela malgré l'épaisseur du sel d'Hormuz. (2) le deuxième résultat montre une constante relative des contraintes différentielles à travers la chaîne et au-delà de la MZT (Main Zagros Thrust), ce qui suggère un couplage horizontal entre la chaîne du Zagros et le plateau iranien. Les valeurs faibles et homogènes de la contrainte différentielle enregistrée à travers la chaîne plissée suggèrent un mécanisme de plissement sur décollement. Cet article montre le potentiel de l'analyse des macles de la calcite à fournir une image régionale, simple et représentative des régimes de contraintes en accord avec la cinématique des plaques, et à contraindre les mécanismes de déformation de la couverture asismique d'une chaîne plissée active.

Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt

O. Lacombe
K. Amrouch
F. Mouthereau
Université P. et M. Curie-Paris 6, Laboratoire de Tectonique, UMR 7072 CNRS, Paris, France
L. Dissez 7/99 Wellington Street, Bondi, NSW 2026, Australia

ABSTRACT

Mechanically induced calcite twins in veins and host rocks of Late Cretaceous to Miocene age in Iran have been used to determine regional Arabia-Eurasia collisional stresses. A late folding stress regime with a compression oriented 025° (±15°) has been identified across the Zagros belt and the southern Iranian Plateau. This late Neogene stress pattern agrees with the current stress field determined from the focal mechanisms of basement earthquakes and suggests that the Hormuz salt décollement poorly decouples the basement and cover stress fields. Our data show that the collisional state of stress has been relatively constant since ca. 5 Ma. The magnitudes of the stresses obtained from the twinning analysis are unexpectedly low, and, to a first approximation, they are constant across the Zagros simply folded belt. This result supports an overall mechanism of buckling of the detached Zagros cover. Internal viscous-plastic processes help to relieve stress within this cover, thus lowering its seismogenic potential. Beyond these regional implications, this study underlines the potential of paleostress analyses in constraining both the tectonics and the mechanics of ancient and active foreland fold belts.

Keywords: Arabia-Eurasia collision, Zagros, calcite twinning, differential stresses, buckling.

INTRODUCTION

The Zagros belt results from the collision between Arabia and central Iran, beginning in Miocene times and continuing today (e.g., Stocklin, 1968). Global positioning system (GPS) studies suggest that about one-third of the Arabia-Eurasia shortening (~7 mm yr^{-1}) is taken up in the Zagros (Vernant et al., 2004) (Fig. 1A). The Zagros belt was built by folding of a 6–8-km-thick Phanerozoic cover detached from the Precambrian basement by the 1–2-km-thick early Cambrian Hormuz salt layer (Colman-Sadd, 1978). Earthquake focal depths (e.g., Talebian and Jackson, 2004), balanced cross sections (e.g., Blanc et al., 2003), and critical wedge modeling (Mouthereau et al., 2006) indicate that the basement is also involved in the collisional shortening.

Current understanding of the kinematics and structural evolution of fold-and-thrust belts has greatly benefited from the analyses of small-scale stress-strain indicators such as calcite twins (e.g., Ferrill and Groshong, 1993; Craddock and van der Pluijm, 1999). However, to date, only a few studies have attempted to define both the orientations and the magnitudes of the stresses across an active fold belt for which the plate kinematics setting and the seismotectonic stress are well constrained (e.g., Taiwan: Lacombe, 2001). In addition, apart from work in the Jura (France) (Becker, 2000), there is a paucity of available information on the stress field above and below the décollement in salt-based fold belts like the Zagros. In this study, we investigate the late Neogene stress pattern across the Zagros belt and in the southern Iranian Plateau, i.e., on both sides of the inactive Arabia–central Iran suture, by carrying out a stress inversion of calcite twin data. Special attention is paid to the timing of the twinning strain relative to fold-and-thrust belt development. By comparing stress patterns in both the detached cover and the basement, we provide further constraints on the way Arabia-Eurasia convergence has been accommodated within the Zagros belt.

GEOLOGICAL SETTING

The Iranian Plateau has a long tectonic history, starting in Paleozoic times and ending in the Late Cretaceous–Paleocene with the accretion of the Sanandaj-Sirjan zone (Fig. 1B). The Miocene marine Qom limestones unconformably overlie the older geological units; they were deposited before the plateau was uplifted to its present-day elevation in response to the collision with Arabia. In the Zagros belt, the High Zagros hinterland domain has been thrust up onto the simply folded belt (Figs. 1B and 2). The late Tertiary evolution of the Zagros foreland basin was marked by deposition of Oligocene-Miocene shallow-marine Asmari-Jahrom limestones and of the Miocene synorogenic clastic sequence of the Gachsaran, Mishan, and Agha Jari Formations. The growth strata of the upper Agha Jari Formation indicate that folding occurred ca. 7–3 Ma across the entire simply folded belt. In the Pliocene–Pleistocene, the Bakhtyari conglomerates were deposited unconformably above the folded strata. Basement seismicity, active faulting and fold amplification near the mountain front, and GPS deformation patterns (Fig. 1C) indicate that the collisional shortening is still ongoing.

CALCITE-TWIN ANALYSIS METHOD

Mechanical e-twinning readily occurs in calcite deformed at low temperature. Calcite twinning requires a low critical resolved shear stress of 10 ± 4 MPa, which depends on grain size (e.g., Rowe and Rutter, 1990) and internal twinning strain and has only a small sensitivity to temperature, strain rate, and confining pressure. Since calcite twin data are basically strain data, Groshong's (1972) strain gauge technique is commonly used to produce a strain ellipsoid, while differential stresses are given by Jamison and Spang's (1976) technique. However, in order to allow comparison with seismotectonic stresses, we use Etchecopar's method of inverting calcite twin data (Etchecopar, 1984; see details in Lacombe, 2001), which simultaneously computes stress orientations and differential stresses. This method applies to small twinning strain that can be approximated by coaxial conditions, so orientation of twinning strain can be correlated with paleostress orientation (Burkhard, 1993). The inversion process takes into account both the twinned and the untwinned planes, the latter of which are those of the potential e-twin planes that never experienced a resolved shear stress value of sufficient magnitude to cause twinning. The inverse problem consists of finding the stress tensor that best fits the distribution of twinned and untwinned planes. The orientations of the three principal stresses $\sigma1$, $\sigma2$, and $\sigma3$ are calculated, together with the Φ ratio [$\Phi = (\sigma2 - \sigma3)/(\sigma1 - \sigma3)$] and the peak differential stresses ($\sigma1 - \sigma3$). If more than ~30% twinned planes in a sample are not explained by a unique stress tensor, the inversion process is repeated with the uncorrelated twinned planes and the whole set of untwinned planes. Where polyphase deformation has occurred, this process provides an efficient way of separating superimposed twinning events.

MICROSTRUCTURAL SETTING AND STRATEGY OF SAMPLING

Sampling was carried out away from fault zones, mainly in the straight limbs of the major folds (Fig. 1B), where road cuts provide fresh exposures. Fifteen samples were collected in the Zagros belt, and three samples were collected in the southern Iranian Plateau. The sampled rocks

© 2007 Geological Society of America. For permission to copy, contact Copyright Permissions, GSA, or editing@geosociety.org.

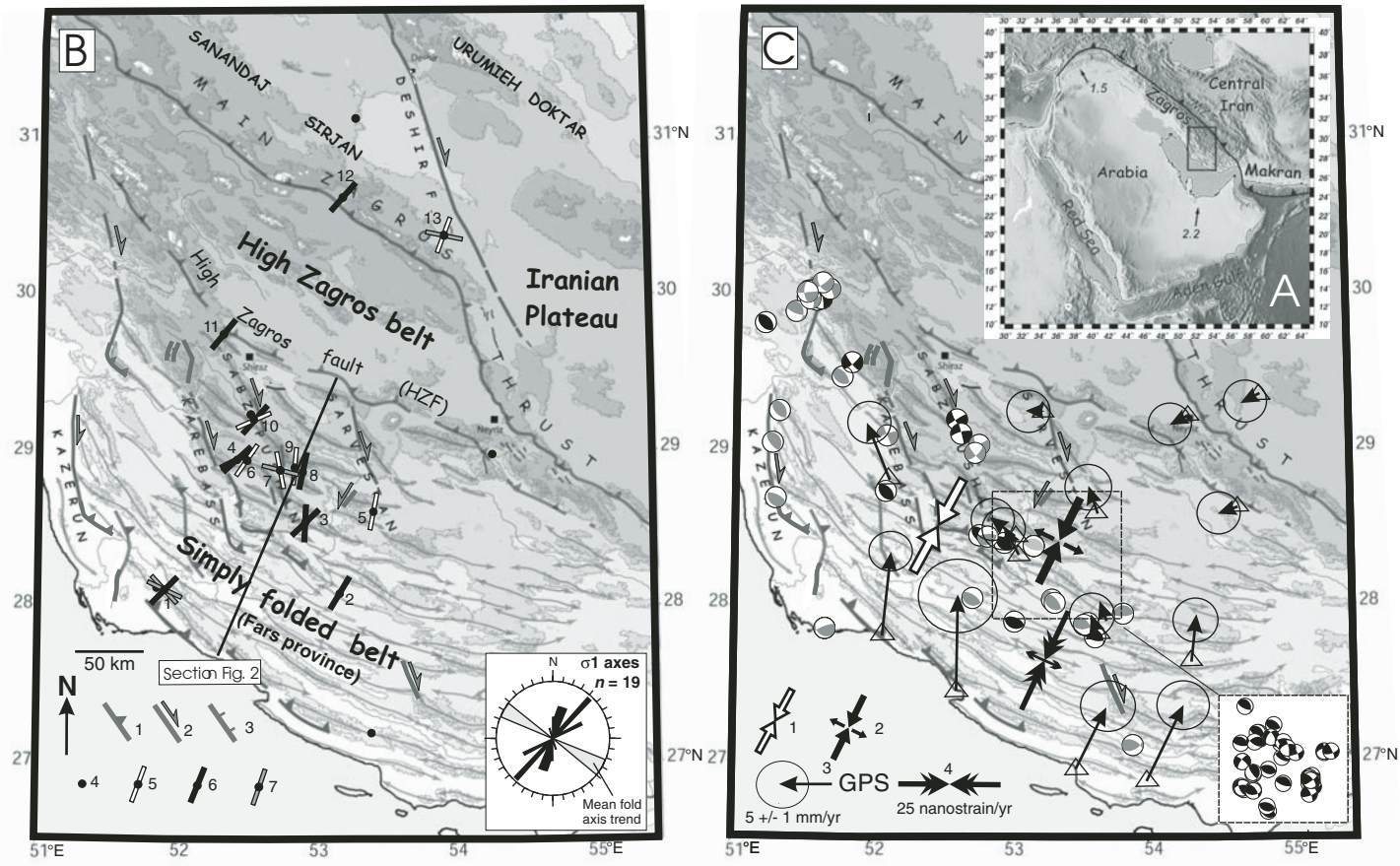


Figure 1. A: Geodynamic setting of Arabia-Eurasia collision. Global positioning system (GPS) convergence vectors after Vernant et al. (2004). Velocities in cm/yr. B: Schematic structural map of Fars. Topographic contours (GTOPO30) and shading every 500 m. Main anticline axes are reported. 1—thrust; 2—strike-slip fault; 3—normal fault; 4—sites of sampling; 5 and 6—main compressional trend, strike-slip and reverse regimes, respectively; 7—belt-parallel extensional trend. Insert: Rose diagram of local σ1 trends. C: Focal mechanisms of moderate earthquakes (Talebian and Jackson, 2004) and microearthquakes (Tatar et al., 2004: insert), and GPS velocity field. 1 and 2—Current compressional trend derived from moderate earthquakes and microearthquakes, respectively (Lacombe et al., 2006). 3 and 4—GPS velocity field relative to central Iran and related strain rate, respectively (Walpersdorf et al., 2006).

are Late Cretaceous to middle Miocene in age. In most sites, minor faults and veins were observed. Pervasive pressure solution is evidenced by widespread stylolitization. Most veins in fold limbs are perpendicular to the bedding and have a strike either perpendicular or parallel to bedding strike; they likely formed coeval with fold growth during the Miocene–Pliocene. Twinned calcite was examined within the coarse-grained matrix in host rocks and/or within veins. Thin twins are dominant in our samples, indicating that calcite deformed below 200 °C (Ferrill, 1998). Twinning strain never exceeds 3%–4%. Our reconstructions therefore meet the assumptions of low finite strain and stress homogeneity required to derive the regional paleostresses of interest. Data collected from both matrix and vein in the same sample, or from mutually perpendicular veins, were analyzed separately and/or together to check for consistency and to constrain the relative timing of separate twinning events. Five samples were discarded because the grain size was too small or because they contained gypsum. Sixteen independent and representative stress analyses were generated (Table 1).

RESULTS

Orientations of Tectonic Stresses across the Zagros Belt (Fars)

The predominant compressional trend is nearly constant throughout the simply folded belt and the southern Iranian Plateau: it is oriented 025° (±15°), at high angle to the folds (Fig. 1B). In Andersonian terms, the stress regime is either truly compressional (vertical σ3 axis) or strike-slip (vertical σ2 axis), without any obvious regional variation in the results. The computed Φ ratios are often lower than 0.3–0.4 (Table 1), indicating that the values of the principal stresses σ2 and σ3 are nearly similar and hence that σ2 and σ3 axes could easily switch between being vertical and horizontal. Some samples also reveal a component of fold-parallel extension.

Age of Twinning Strain and Chronology Relative to Folding

Sampling in fold limbs constrains the chronology of twinning relative to the folding. For example, one might expect that if a twin set formed during the initial phase of layer-parallel shortening and was subsequently tilted with the strata during folding, then one axis of the stress tensor should be perpendicular to bedding and the other two would lie within the bedding plane. In contrast, late or postfolding twin sets should yield two horizontal stress axes and one vertical one (assuming that the regional stress field is in that orientation), within a range of 10° uncertainty. Inspection of the attitude of the stress axes with respect to bedding indicates that in both veins and host rocks, twinning predominantly records the stresses during late-stage fold tightening. Only three samples yield an early, layer-parallel (or possibly a synfolding) NE-directed compression. This study complements earlier work concerned with the relative timing of calcite twinning strain and fold-belt development (e.g., Harris and van der Pluijm, 1998) in that it emphasizes that twinning may record not just layer-parallel shortening, as is often stated or assumed (e.g., Craddock and van der Pluijm, 1999), but also late-stage fold tightening strain.

The age of the sampled rocks (Table 1) together with the timing of twinning and vein formation relative to folding indicate that twinning strain is mainly Miocene–Pliocene in age, or even younger. There is no evidence of any distinct Paleogene tectonic stresses in the older samples.

Magnitudes of Tectonic Stresses across the Zagros Belt and the Southern Iranian Plateau

To a first approximation, peak differential stresses during the 025° compression are low and nearly constant across the simply folded belt and the southern Iranian Plateau. Except for sample 11 adjacent to the High Zagros fault, most values are within a narrow range of 40 ± 15 MPa (Fig. 2).

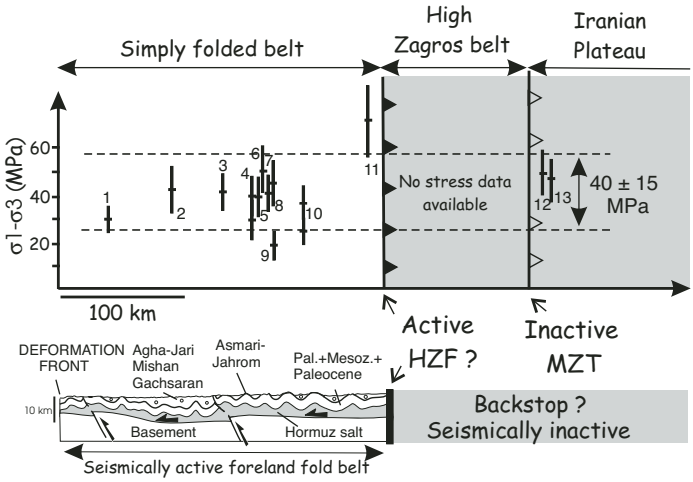


Figure 2. Schematic geological cross section across Zagros simply folded belt and differential stress magnitudes in simply folded belt and southern Iranian Plateau (sites projected perpendicularly on transect of Fig. 1B). Numbers 1 to 13 refer to sites of sampling reported on Fig.1B. HZF—High Zagros fault, MZT—main Zagros thrust.

DISCUSSION

Late Neogene Stress Regime in the Zagros (Fars) and the Accommodation of the Arabia-Eurasia Convergence

The 025° compressional trend (Fig. 1B) agrees well with the current compressional trend revealed by inversion of the focal mechanisms of basement (and of few cover) earthquakes (Lacombe et al., 2006; Fig. 1C); it is also consistent with the geodetic shortening axis (Walpersdorf et al., 2006; Fig. 1C). This implies that the regional compression was approximately constant in space (across the Zagros collision zone) and time (during the late Neogene), in agreement with the stability of the Arabia-Eurasia convergence over the last 25 m.y. (McQuarrie et al., 2003). Our study demonstrates that a reverse-strike-slip stress regime prevailed in the Zagros during the late Neogene, both in the cover and the basement. This regime accounts for the kinematics of the major faults (Fig. 1B) (Berberian, 1995) and for the combination of strike-slip and thrust-type focal mechanisms of earthquakes, whatever their magnitudes and focal depths (Fig. 1C).

Both the stress field and the deformation pattern therefore have remained unchanged in the Zagros at least since ca. 5 Ma, a key period that likely corresponds to a major reorganization of the entire Arabia-Eurasia collision (e.g., Allen et al., 2004). Long-term calcite twin data and short-term earthquake and GPS data are consistent with the idea that in the Fars, the Arabia-Eurasia convergence has been accommodated by both across-strike shortening and strike-slip faulting throughout the cover and the basement, with a minor belt-parallel extension component.

It is worth noting that the Hormuz décollement poorly decouples principal stress orientations in the cover and the basement, although the GPS strain rate is much higher than the seismic strain rate (Masson et al., 2005). The present comparison of the stress field above and below the décollement of the still-active Zagros belt complements earlier work in the Jura belt (Becker, 2000) and yields a potential analogue for ancient, salt-based fold belts.

TABLE 1. RESULTS OF STRESS TENSOR DETERMINATION BASED ON CALCITE TWIN DATA

Site	Name/Age of Sampled Formation	Host or vein or both	Strike (dip) of bedding (°)	Strike (dip) of vein from which measurements were taken (°)	Trend (plunge) of principal stress Axes (°) σ1	σ2	σ3	Ratio between differential stresses (Φ)	Type of stress regime	Total number of data T/UT	Number of data consistent with the tensor T/UT	Estimated peak (σ1-σ3) value for pre/post folding N025° comp.
Zagros Simply Folded Belt (Arabian plate)												
1	Gurpi/Late Cretaceous	vein	095 (30N)	030 (81E)	214 (66)	033 (24)	123 (00)	0.40	E	48/15	28/15	—
		vein		110 (27N)	043 (32)*	301 (19)*	185 (52)*	0.50	R	75/27	37/23	30 (±6)
		vein			310 (89)	051 (00)	141 (01)	0.15	E	38/27	11/24	—
2	Gurpi/Late Cretaceous	vein	117 (12S)	030 (85E)	024 (09)	290 (26)	133 (62)	0.16	R/SS	145/71	58/66	46 (±11)
3	Mishan/Middle Miocene	vein	110 (70S)	105 (23N)	001 (03)	270 (31)	096 (59)	0.23	R	122/46	61/39	40 (±8)
		vein			232 (36)*	114 (33)*	354 (37)*	0.75	R	63/44	25/36	—
4	Asmari-Jahrom/Oligo-Miocene	host	~horizontal		226 (18)	320 (12)	082 (68)	0.40	R	113/72	43/68	40 (±10)
		host			062 (17)	160 (23)	300 (61)	0.40	R	168/72	68/65	28 (±6)
5	Mishan/Middle Miocene	vein	108 (16N)	177 (85W)	009 (12)	159 (76)	278 (07)	0.66	SS	171/66	76/58	39 (±8)
6	Gachsaran/Low.-Mid. Miocene	host	~horizontal		033 (11)	153 (69)	299 (18)	0.16	SS/R	131/43	78/37	51 (±11)
7	Mishan/Middle Miocene	host	024 (13W)		345 (11)	169 (79)	075 (01)	0.30	SS	119/52	54/44	41 (±10)
		host			039 (54)	181 (30)	282 (18)	0.30	E	68/50	28/43	—
8	Mishan/Middle Miocene	host	124 (76N)		010 (24)	277 (06)	174 (65)	0.40	R	177/66	71/62	45 (±11)
9	Mishan/Middle Miocene	host	085 (55N)		183 (10)	305 (71)	090 (15)	0.90	SS/E	51/40	20/37	20 (±4)
10	Asmari-Jahrom/Oligo-Miocene	vein	145 (66S)	Unknown	065 (28)	291 (53)	168 (23)	0.50	SS	96/61	37/50	37 (±8)
		vein			200 (54)*	067 (27)*	325 (22)*	0.19	R/SS	62/58	24/52	28 (±6)
		host			245 (01)	153 (60)	335 (29)	0.30	SS	19/18	10/18	25 (±5)
11	Pabdeh/Paleocene	host	100 (43N)		218 (12)	311 (10)	079 (74)	0.19	R/SS	80/28	40/27	71 (±13)
Iranian Plateau (Central Iran plate)												
12	Qom / Miocene	host	130 (30N)		040 (14)	134 (19)	275 (67)	0.70	R	229/44	80/39	51 (±12)
13	Qom / Miocene	vein	~horizontal	020 (85E)	193 (36)	347 (51)	093 (13)	0.20	SS	74/28	51/27	—
		host			039 (20)	173 (63)	302 (18)	0.10	SS/R	118/50	59/46	—
		both			199 (03)	300 (77)	109 (13)	0.50	SS	192/78	96/72	47 (±11)
		both			182 (77)	011 (13)	281 (02)	0.47	E	96/78	43/63	—

Note: As in Fig.1B, only the stress tensors related to the predominant compressional trend and to the belt-parallel extension are reported for clarity, while the stress tensors of local significance (e.g., extension at the hinge of anticlines or local stress permutations) are not. T/UT—Twinned/Untwinned planes. For stress regime: R—Reverse; SS—Strike-slip; E—Extensional.

*Pre-(syn?) folding (tilted) stress axes.

Evolution of Differential Stress Magnitudes across the Zagros Belt: Insights into Deformation Mechanisms of the Cover Sequence

Our differential stress estimates differ from previously reported stress values in fold belts, which are much higher (e.g., 90–150 MPa in the Idaho-Wyoming belt; Craddock and van der Pluijm, 1999) and show a strong decay across both the fold belt and the undeformed foreland (e.g., 100–20 MPa in the Sevier-Appalachian forelands; van der Pluijm et al., 1997). The relative homogeneity of differential stresses agrees with the homogeneously distributed shortening across the simply folded belt, where no deformation gradient toward the backstop is observed in contrast to classical fold-and-thrust wedges (Fig. 2). This supports buckling of the cover sequence over the weak Hormuz salt as the dominant regional mechanism of deformation. This interpretation differs from the thrust-related folding style commonly considered in previous studies (e.g., McQuarrie, 2004; Sherkati and Letouzey, 2004). The overall constant wavelength of folds, their nearly coeval development, and hence the first-order absence of clear propagation of deformation across the simply folded belt, and their rapid growth rates also support buckling of the cover (Mouthereau et al., 2006). Recent numerical models of buckling of a viscous (non-Newtonian)– elastic layer above a homogeneous viscous (Newtonian) matrix show that such a deformation mechanism is viable for the Zagros cover (Schmalholz et al., 2002).

In the Fars, seismicity is of low magnitude and occurs mainly in the basement, while the cover is almost devoid of large thrusts and mainly earthquake deficient. One possible explanation is the thickness of the seismogenic layer, which is too thin (10–14 km depth range; Tatar et al., 2004) to generate large earthquakes, which cannot propagate upward due to the salt layer. Our observations additionally suggest that the strata of the detached cover are buckling while internally deforming through diffusion mass transfer and calcite twinning. We argue that these viscous-plastic creep mechanisms, although unable to accommodate large strains, help to relieve stresses in the cover, keeping the stress level generally below the frictional yield required for large-scale faulting. This provides a renewed explanation for both the structural style and the low seismogenic potential of the Zagros cover.

CONCLUSIONS

Arabia-Eurasia collisional stresses have been consistently recorded by calcite twinning in the detached cover of the Zagros simply folded belt and in the southern Iranian Plateau. The late Neogene reverse-strike-slip stress regime with a 025° directed compression agrees with the current stress field derived from focal mechanisms of basement earthquakes. Calcite twinning paleopiezometry reveals an unexpected low-level and first-order homogeneity of differential stresses across the simply folded belt, which supports an overall mechanism of buckling of the cover sequence. This study highlights the potential of calcite twin analyses to yield a regionally representative simple picture of the collisional stress pattern consistent with plate kinematics, and to constrain the deformation mechanisms of the aseismic cover of an actively deforming fold belt.

ACKNOWLEDGMENTS

Field work was supported by the Middle East Basin Evolution program and the Geological Survey of Iran. A. Saïdi and S. Kargar are thanked for their friendly help during field trips. D. Stockli, D. Farris, S. Covey-Crump, and an anonymous reviewer are thanked for their constructive comments.

REFERENCES CITED

Allen, M.B., Jackson, J., and Walker, R., 2004, Late Cenozoic re-organization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates: Tectonics, v. 23, TC2008, doi: 10.1029/2003TC001530.

Becker, A., 2000, The Jura mountains: An active foreland fold-and-thrust belt?: Tectonophysics, v. 321, p. 381–406.

Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics: Tectonophysics, v. 241, p. 193–224.

Blanc, E.J.P., Allen, M.B., Inger, S., and Hassani, H., 2003, Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran: Journal of the Geological Society of London, v. 160, p. 401–412.

Burkhard, M., 1993, Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: A review: Journal of Structural Geology, v. 15, p. 351–368.

Colman-Sadd, S., 1978, Fold development in Zagros simply folded belt, southwest Iran: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 62, p. 984–1003.

Craddock, J.P., and van Der Pluijm, B., 1999, Sevier-Laramide deformation of the continental interior from calcite twinning analysis, west-central North America: Tectonophysics, v. 305, p. 275–286.

Etchecopar, A., 1984, Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulation de déformations plastiques [Ph.D thèse]: Montpellier, France, Université Montpellier, 270 p.

Ferrill, D.A., 1998, Critical re-evaluation of differential stress estimates from calcite twins in coarse-grained limestones: Tectonophysics, v. 285, p. 77–86.

Ferrill, D.A., and Groshong, R.H., 1993, Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France: Journal of Structural Geology, v. 15, p. 523–541.

Groshong, R.H., 1972, Strain calculated from twinning in calcite: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 2025–2048.

Harris, J.H., and van der Pluijm, B.A., 1998, Relative timing of calcite twinning strain and fold-thrust belt development: Hudson Valley fold-thrust belt, New York, USA: Journal of Structural Geology, v. 20, p. 21–31.

Jamison, W.R., and Spang, J., 1976, Use of calcite twin lamellae to infer differential stresses: Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 868–887.

Lacombe, O., 2001, Paleostress magnitudes associated with development of mountain belts: Insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills: Tectonics, v. 20, p. 834–849.

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, v. 25, TC1003, doi: 10.1029/2005TC001831.

Masson, F., Chéry, J., Martinod, J., Hatzfeld, D., Vernant, P., Tavakoli, F., and Ghafory-Ashtiani, M., 2005, Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data: Geophysical Journal International, v. 160, p. 217–226, doi: 10.1111/j.1365–246X.2004.02465.x.

McQuarrie, N., 2004, Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran: Journal of Structural Geology, v. 26, p. 519–535.

McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C., and Wernicke, B.P., 2003, Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions: Geophysical Research Letters, v. 30, 2036, doi: 10.1029/2003GL017992.

Mouthereau, F., Lacombe, O., and Meyer, B., 2006, The Zagros folded belt (Fars, Iran): Constraints from topography and critical wedge modelling: Geophysical Journal International, v. 165, p. 336–356, doi: 10.1111/j.1365.246x.2006.02855.x.

Rowe, K.J., and Rutter, E.H., 1990, Paleostress estimation using calcite twinning: Experimental calibration and application to nature: Journal of Structural Geology, v. 12, p. 1–17.

Schmalholz, S.M., Podladchikov, Y.Y., and Burg, J.-P., 2002, Control of folding by gravity and matrix thickness: Implications for large-scale folding: Journal of Geophysical Research, v. 107, doi: 10.1029/2001JB000355.

Sherkati, S., and Letouzey, J., 2004, Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran: Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 535–554.

Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran; a review: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 52, p. 1229–1258.

Talebian, M., and Jackson, J., 2004, A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran: Geophysical Journal International, v. 156, p. 506–526.

Tatar, M., Hatzfeld, D., and Ghafori-Ashtiany, M., 2004, Tectonics of the central Zagros (Iran) deduced from microearthquakes seismicity: Geophysical Journal International, v. 156, p. 255–266.

van der Pluijm, B.A., Craddock, J.P., Graham, B.R., and Harris, J.H., 1997, Paleostress in cratonic North America: Implications for deformation of continental interiors: Science, v. 277, p. 794–796.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chéry, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: Geophysical Journal International, v. 157, p. 381–398.

Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chery, J., and Masson, F., 2006, Difference in the GPS deformation pattern of north and central Zagros (Iran): Geophysical Journal International, v. 167, p. 1077–1088.

Manuscript received 14 August 2006
Revised manuscript received 13 November 2006
Manuscript accepted 20 November 2006

Printed in USA

Chapitre IV

1.7 Comparaison des données de fabriques magnétiques avec les marqueurs de contraintes/déformation dans la région occidentale du Fars (Zagros); Implications tectoniques. (Publication n°4)

La publication n°4 présente une étude tectonique de la région du Fars visant à mieux comprendre et à préciser l'évolution des contraintes et de la déformation dans cette chaîne depuis le Cénozoïque jusqu'à l'actuel, en comparant les données de paléocontraintes fournies par les failles striées et les macles de la calcite, la déformation enregistrées par les fabriques magnétiques des carbonates du Paléocènes et des roches clastiques du Mio-Pliocène et les données GPS et des mécanismes aux foyers correspondant au raccourcissement actuel dans la chaîne. Les analyses de la déformation cassante à petite échelle (Authemayou et al., 2006; Lacombe et al., 2006; Navabpour et al., 2007), du maclage de la calcite (Lacombe et al., 2007) et de l'ASM (Bakhtari et al., 1998; Aubourg et al., 2004) fournissent un panel complet des données de paléocontraintes/déformation permettant d'atteindre cet objectif.

Dans le socle et dans la couverture, tous les marqueurs de contraintes (macles, microfailles striées, séismes) ont enregistré un même champ de contrainte régional en terme d'orientation des axes principaux et en terme de régime de contraintes. Une concordance que l'on retrouve d'un point de vue directionnel entre les (paléo) contraintes néogènes et quaternaires (directions de raccourcissement déduites des tenseurs de taux de déformation géodésiques dans la couverture (Tatar et al. 2002 ; Walpersdorf et al., 2006)). Les fabriques magnétiques identifiées dans les carbonates de Paléocène et les roches clastiques du Mio-Pliocène ont gardé l'enregistrement du raccourcissement parallèle aux couches (LPS) qui s'est produit avant le plissement. Nous proposons que les carbonates du Paléocène enregistrent un LPS N47°± 13° dans la Simply Folded Belt (SFB) durant le plissement dans le High Zagros au Miocène inférieur et moyen. Les formations clastiques miocènes de la SFB auraient enregistré une compression de direction N38°± 32° juste avant ou pendant l'épisode principal de plissement de la couverture dans cette portion de la chaîne.

La combinaison des données de toutes ces méthodes d'analyses conduit à proposer un scénario tectonique, néanmoins encore largement perfectible, de la déformation dans la chaîne du Zagros. Entre le Miocène inférieur et moyen le plissement se produit dans le High Zagros, tandis que du LPS est enregistré dans la SFB par les failles striées (Lacombe et al., 2006 ;

Navabpour et al., 2007) et par l'ASM (Aubourg et al., 2010). Ces données montrent un raccourcissement/compression autour d'une direction NE-SW. Au début du plissement dans la SFB pendant le Miocène moyen-supérieur, les données d'ASM mesurées dans l'Agha-Jari (Aubourg et al., 2010), les macles de la calcite (Lacombe et al., 2007), et les failles dans la SFB (Lacombe et al., 2006) sont compatibles avec une direction de raccourcissement orientée N25° à 45°. Une direction de compression/raccourcissement N020° est pour finir enregistrée par les sédiments quaternaires le long de la faille de Kazerun (Authemayou et al., 2006), par les séismes au niveau de l'Arc occidental du Fars (Lacombe et al., 2006), et aussi par les données GPS (Walpersdorf et al., 2006). Les différentes données de macles, de fracturation et de magnétisme suggèrent une rotation dans le sens anti-horaire de la direction de compression/raccourcissement qui passe d'une direction NE-SW à une direction N20 ° entre le début de la phase de plissement dans le High Zagros et la dernière phase de plissement dans la SFB.

Les résultats de cet article viennent enfin confirmer l'utilité de la combinaison des données des macles de la calcite, de la fracturation et de l'anisotropie des propriétés pétrophysiques pour établir un scénario tectonique quantifié détaillé et précis à l'échelle régionale, comme cela a été fait à une échelle plus locale (pli de Sheep Mountain).

New magnetic fabric data and their comparison with palaeostress markers in the Western Fars Arc (Zagros, Iran): tectonic implications

CHARLES AUBOURG[1]*, BRIGITTE SMITH[2], ALI ESHRAGHI[3], OLIVIER LACOMBE[4], CHRISTINE AUTHEMAYOU[5], KHALED AMROUCH[4], OLIVIER BELLIER[6] & FRÉDÉRIC MOUTHEREAU[4]

[1]*Géosciences & Environnement Cergy, Université Cergy Pontoise, CNRS, 5, mail Gay Lussac, Neuville-sur-Oise, 95031 Cergy, France*

[2]*Géosciences Montpellier, Université de Montpellier 2, CNRS, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France*

[3]*Geological Survey of Iran, Tehran, Iran*

[4]*Laboratoire de Tectonique, Université P. et M. Curie-Paris 6, CNRS, Paris, France*

[5]*Laboratoire Domaines Océaniques, CNRS, Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Brest, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzane, France*

[6]*CEREGE – UMR CNRS 6635 – Aix – Marseille Université, BP 80, Europôle, Méditerranéen de l'Arbois, 13545 Aix-en-Provence, Cedex 4, France*

**Corresponding author (e-mail: aubourg@u-cergy.fr)*

Abstract: The Zagros Simply Folded Belt (ZSFB) is an active fold-and-thrust belt resulting from the still continuing continental collision between the Arabian plate and the Iranian plate, which probably started in the Oligocene. The present-day shortening (N25°) is well documented by focal mechanisms of earthquakes and global positioning system (GPS) surveys. We propose in this study a comparison of published palaeostress markers, including magnetic fabric, brittle deformation and calcite twinning data. In addition, we describe the magnetic fabric from Palaeocene carbonates (10 sites) and Mio-Pliocene clastic deposits (15 sites). The magnetic fabrics are intermediate, with magnetic foliation parallel to the bedding, and a magnetic lineation mostly at right angles to the shortening direction. This suggests that the magnetic fabric retains the record of an early layer-parallel shortening (LPS) that occurred prior to folding. The record of LPS allows the identification of originally oblique folds such as the Mand Fold, which have developed in front of the Kazerun Fault. The shape parameter of the magnetic fabric indicates a weak strain compatible with the development of detachment folds in the ZSFB. The palaeostress datasets, covering the Palaeocene to Pleistocene time interval, support several folding episodes accompanied by a counter-clockwise rotation of the stress field direction. The Palaeocene carbonates in the ZSFB record a N47 LPS during early to middle Miocene detachment folding in the High Zagros Belt (HZB). The Mio-Pliocene clastic deposits recorded a N38 LPS prior to and during detachment folding within the ZSFB at the end of the Miocene–Pliocene. Similarly, fault slip and calcite twin data from the ZSFB also support a counter-clockwise rotation from NE to N20 between the pre-folding stage and the late rejuvenation of folds. This counter-clockwise trend of palaeostress data agrees with fault slip data from the HZB. During the late stage of folding in the ZSFB, the Plio-Quaternary palaeostress trends are consistently parallel to the present-day shortening direction.

In the Zagros active fold-and-thrust belt, the present-day stress and strain fields are now well constrained by geodetic and seismic data (Tatar *et al.* 2002; Talebian & Jackson 2004; Hessami *et al.* 2006; Lacombe *et al.* 2006; Walpersdorf *et al.* 2006). It is, however, also important to elucidate the stress pattern in the different stages of fold-and-thrust belt formation, from layer-parallel shortening (LPS) to folding and thrusting. Palaeostress or -strain can be determined by several means, including analyses of magnetic fabric, striated microfaults and calcite twinning.

From: LETURMY, P. & ROBIN, C. (eds) *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic*. Geological Society, London, Special Publications, **330**, 97–120.
DOI: 10.1144/SP330.6 0305-8719/10/$15.00 © The Geological Society of London 2010.

The objectives of this work are the following. We will first characterize the general pattern of the magnetic fabric in the western Fars Arc, based on new data combined with previously published data. Then we will compare this information with the Late Cenozoic palaeostress data deduced from analyses of both small-scale deformation recorded in the field and calcite twinning. Finally, we will integrate the Late Cenozoic stress pattern in a comprehensive scheme of the tectonic evolution of the Fars.

Palaeostress markers in fold-and-thrust belts

Magnetic fabric is analysed from the measurement of standard cores of *c*. 10 cm^3. In essence, the magnetic fabric averages the 3D preferred orientation of billions of magnetic grains with anisotropy as small as 0.1% (Hrouda 1982). In unmetamorphosed rocks from fold-and-thrust belts, the magnetic fabric generally integrates the record of burial and subsequent deformation (Graham 1966; Hrouda 1982; Borradaile 1987) (Fig. 1). Numerous studies in fold-and-thrust belts have shown that magnetic fabric, when measured with the anisotropy of low-field magnetic susceptibility (AMS), can be used successfully as a record of layer-parallel shortening (LPS), thus behaving as a good proxy for strain (Graham 1966; Kissel *et al.* 1986; Averbuch *et al.* 1992; Hirt *et al.* 1995; Aubourg *et al.* 1997; Parés *et al.* 1999). Generally, the magnetic lineation from AMS (K_1) lies at right angles to the LPS direction whereas the magnetic foliation (the plane containing AMS K_1 and K_2 axes) remains parallel to the bedding. This fabric is labelled 'intermediate fabric' according to the nomenclature proposed by Averbuch *et al.* (1992). When rocks are more strained, the bedding-related magnetic foliation is progressively lost and a tectonic-related magnetic foliation may develop. This fabric is called 'tectonic fabric'. It should be noted that tectonic-related magnetic foliation can develop without its counterpart being visible in the field (such as a cleavage). Several pioneering studies envisaged the quantitative issue of AMS by using appropriate parameters (see the review by Borradaile 1987). However, it appears that, in addition to strain, the nature of magnetic carriers of AMS controls also the magnitude of AMS parameters (Rochette *et al.* 1992; Hrouda *et al.* 1993). Despite this complication, the shape parameter *T* (Jelinek 1981) may provide a valuable indication of the progressive loss of bedding-parallel magnetic foliation during the imprint of LPS in sedimentary rocks from fold-and-thrust belts (Parés *et al.* 1999).

The occurrence of intermediate or tectonic magnetic fabric is apparently dependent on the efficiency of the décollement level and the nature of the sedimentary rocks (Frizon de Lamotte *et al.* 2002). Several researchers observed that claystones, carbonates and clastic deposits have developed distinct magnetic fabrics in response to similar strain history (Bakhtari *et al.* 1998; Sagnotti *et al.* 1998). It is easier to develop a tectonic fabric in carbonates and clastic deposits compared with claystones, where magnetic foliation is strongly controlled by the bedding. When the décollement level is frictionless, as it may be in salt-based thrust belts, intermediate LPS fabric is dominant (Parés *et al.* 1999; Kanamatsu *et al.* 2001). However, when the décollement level has high friction, tectonic LPS fabrics are likely to develop (see discussion by Robion *et al.* 2007). During folding, we may distinguish between detachment folds and fault-related folds.

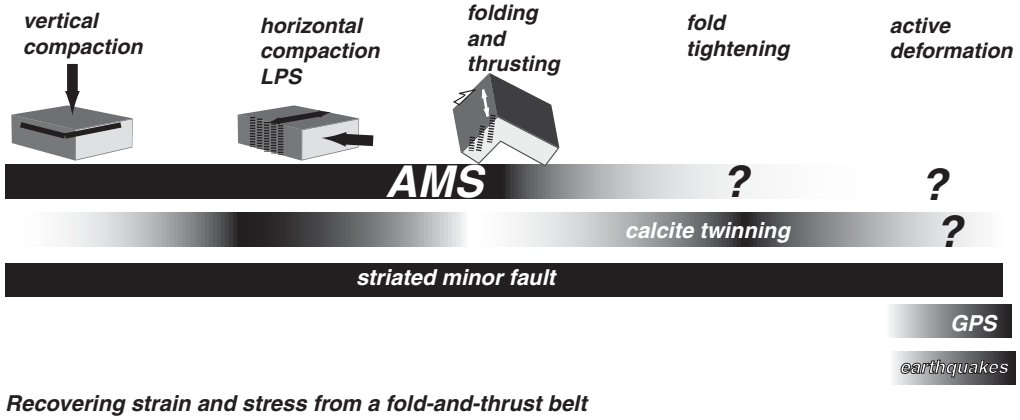


Fig. 1. Record of palaeostress in fold-and-thrust belt by several techniques, all used in this study. Dark shading indicates the timing of the palaeostress record.

In the case of a detachment fold, the strain is weak and the LPS-related magnetic fabric is generally preserved (Aubourg *et al.* 2004). In contrast, when the strain is more pronounced, as it is in a fault-propagation fold, a fold-related magnetic fabric can develop (Saint-Bezar *et al.* 2002) (Fig. 1). The strain imprint by AMS in the later stage of fold-and-thrust belt formation as fold tightening and active deformation occurs is not yet well documented. Hamilton *et al.* (2004) envisaged the record of post-folding strain by AMS in thrust belts.

The analysis of small-scale brittle deformation is performed directly in the field. This consists of inverting fault slip data into stress tensors representative of the fault population (Angelier 1990; Mercier *et al.* 1991). Generally, several tens of striated minor faults are analysed to compute a palaeostress tensor, including the orientations of the three principal stress axes σ_1, σ_2 and σ_3 and the stress ellipsoid shape ratio Φ defined as $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$. This now classical approach has given rise to many theoretical developments and successful applications over the last 30 years, so there is no need to enter into much detail here [refer to Authemayou *et al.* (2006) and Lacombe *et al.* (2006) for basic assumptions, limitations and references on this technique]. To provide time constraints on palaeostress data, several criteria are used such as the age of faulted rocks, the eventual superimposition of striations along the fault plane and the orientation of palaeostress axes with respect to bedding, in addition to evidence of syntectonic sedimentation when available. In favourable situations, it is possible to recover the whole palaeostress story of the thrust belt, from burial to active deformation (Fig. 1).

Mechanical e-twinning readily occurs in calcite deformed at low temperature (Burkhard 1993). Calcite twinning requires a low critical resolved shear stress (CRSS), which depends on grain size (Rowe & Rutter 1990) and internal twinning strain, and has only a slight sensitivity to temperature, strain rate and confining pressure; thus calcite twinning fulfils most of the requirements for palaeopiezometry (Lacombe 2007). In this paper, we used Etchecopar's method of inverting calcite twin data (Etchecopar 1984; see details given by Lacombe 2001, 2007). This method applies to small twinning strain that can be approximated by coaxial conditions, so orientation of twinning strain can be correlated with palaeostress orientation (Burkhard 1993). Calcite twinning analysis is performed optically under a U-stage microscope. From mutually perpendicular thin-sections, tens of calcite grains are analysed for a sample at a given site, from host rock matrix and/or veins. The inversion process takes into account both the twinned and the untwinned planes, the latter being those of the potential e-twin planes that never experienced a resolved shear stress of sufficient magnitude to cause twinning. The inverse problem consists of finding the stress tensor that best fits the distribution of twinned and untwinned planes. As for fault slip data, the orientations of the three principal stresses σ_1, σ_2, and σ_3 are calculated, together with the Φ ratio, but in addition the peak differential stress $(\sigma_1 - \sigma_3)$ is also computed. If more than *c.* 30% twinned planes in a sample are not explained by a unique stress tensor, the inversion process is repeated with the uncorrelated twinned planes and the whole set of untwinned planes. Where polyphase deformation has occurred, this process provides an efficient way of separating superimposed twinning events. The stress inversion technique is to date the only technique that allows simultaneous calculation of principal stress orientations and differential stress magnitudes from a set of twin data, and that therefore allows differential stress magnitudes to be related unambiguously to a given stress orientation and stress regime (Lacombe 2007). To date the palaeostress tensor derived from calcite twinning data we have to take into account the age of rocks, the various generations of calcite veins and the orientation of palaeostress axes with respect to bedding. It is generally assumed that calcite twinning records early LPS (Craddock & van der Pluijm 1999) but several studies have also reported the potential of calcite twinning to record late-stage fold tightening strain (Fig. 1; Harris & van der Pluijm 1998; Lacombe 2001; Lacombe *et al.* 2007).

Geological setting

The Zagros belt is one of the youngest continental collision belts, resulting from the convergence between the Arabian and the Iranian plates (Fig. 2a). The subduction started in the late Jurassic and the continental collision began by the Late Oligocene–Miocene. Geodetic data show that about one-third of the total *c.* 22 mm a^{-1} present shortening between Arabia and Eurasia is accommodated in the external part of the Zagros (Fig. 2b). The Zagros comprises two major NW–SE-trending structural zones, the High Zagros Belt (HZB) and the Zagros Simply Folded Belt (ZSFB) (Fig. 2c). They are bounded by two major thrusts: the Main Zagros Thrust (MZT), which is the inactive suture between the Arabian plate and the Iranian plate (Ricou *et al.* 1977; Berberian 1995), and the High Zagros Thrust (HZT), which marks the NE boundary of the Arabian passive palaeomargin. We limit the presentation of these units to the central Zagros, bracketed between the longitudes 51° and 55°E, where the ZSFB corresponds to the Fars Arc (Fig. 2c). In this study we use the fault

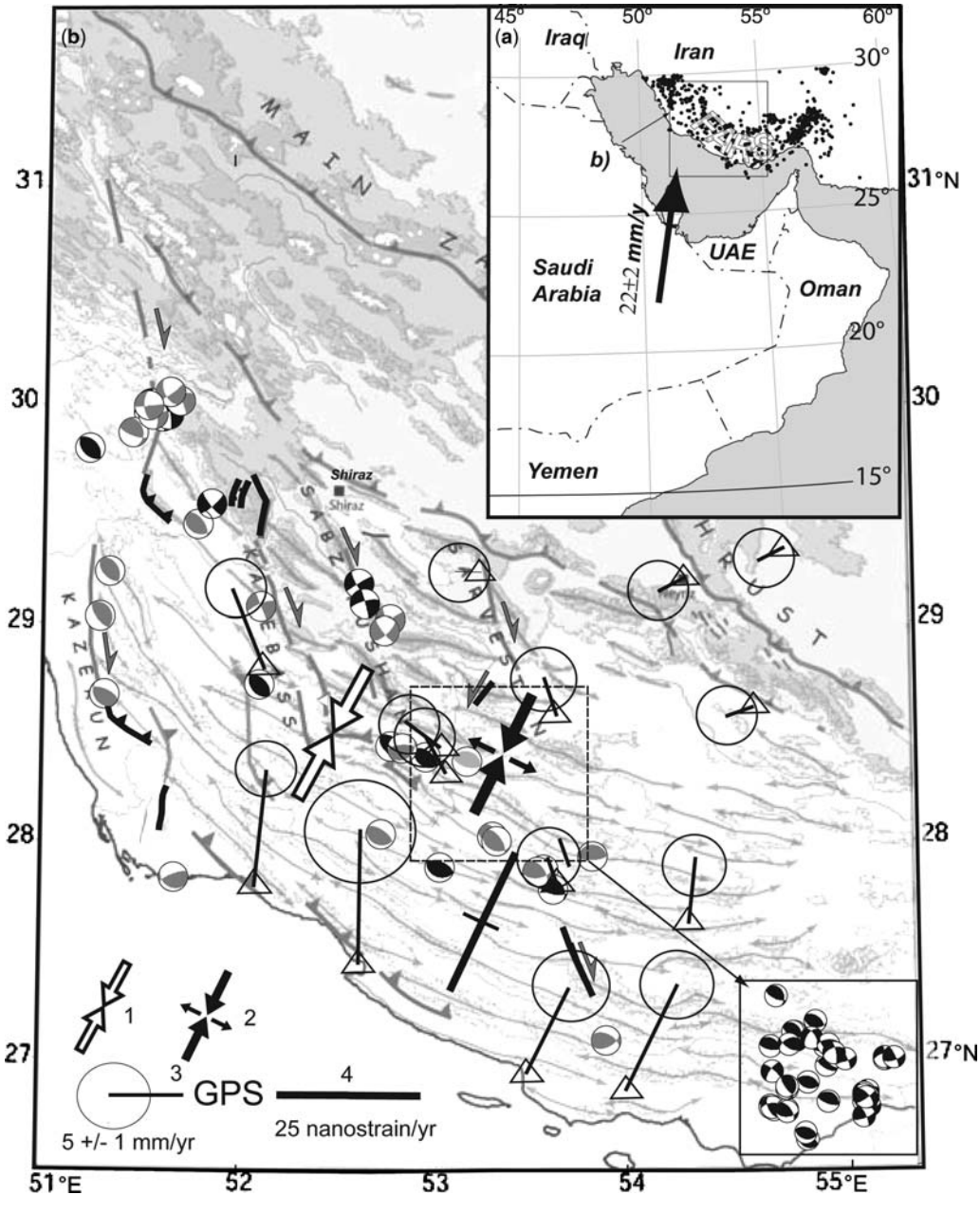


Fig. 2. Present-day deformation and structure of the Fars Arc. (**a**) View of the Arabian plate and the Zagros, marked by a pervasive seismicity. (**b**) Present-day deformation as indicated by seismicity and GPS displacement. Shortening directions inferred from the inversion of earthquake focal mechanisms. 1 and 2, current compressional trend derived from moderate earthquakes and microearthquakes, respectively (Lacombe *et al.* 2006). 3 and 4, GPS velocity field relative to central Iran and related strain rate, respectively (Walpersdorf *et al.* 2006). (**c**) Main tectonic structures of the High Zagros Belt and the Zagros Simply Folded Belt in the setting of Arabian and Iranian plate convergence. The disposition of major blind thrusts (High Zagros Fault, Mountain Front Fault, and Zagros Front Fault) along the Kazerun Fault (KZ) in the western Fars Arc and their intersection in the Eastern Fars Arc should be noted. K, Karehbass Fault; ZMS, Zagros–Makran Syntaxis. We indicate the location of the Mand and Minab anticlines at the western and eastern tips of the Fars Arc, respectively. The magnetic fabric of these anticlines is shown in Figure 6.

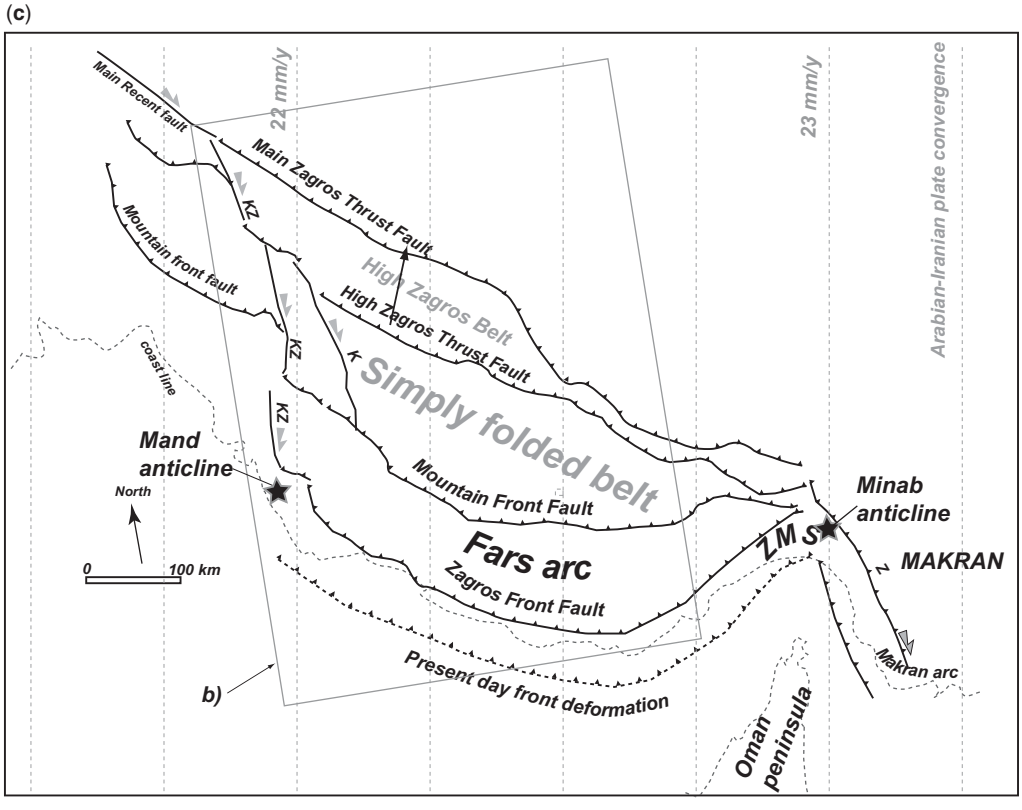


Fig. 2.

nomenclature proposed by Sepehr & Cosgrove (2004) & Sherkaty & Letouzey (2004). The ZSFB is bounded by the High Zagros Thrust to the NE and the Zagros Front Fault to the SW. It should be noted that a blind and active thrust, the Mountain Front Fault (MFF) is localized in the intermediate part of ZSFB. The MFF coincides approximately with the 1500 m topographic contour map and major zone of seismicity (Sepehr & Cosgrove 2004).

The HZB is the most uplifted (up to 4000 m) and eroded part of the Zagros mountain belt. However, its present-day seismic activity is low (Talebian & Jackson 2004). The main folding stage started during the Late Oligocene–Early Miocene and ended in the late Miocene (Sherkati *et al.* 2005). Navabpour *et al.* (2007) documented successive palaeostress fields in the central HZB (Shiraz area) using tectonic analysis of small-scale brittle deformation. They reported a *c*. 50° counter-clockwise rotation of the palaeostress field from the Late Oligocene–Early Miocene (*c*. N53°) to Quaternary (*c*. N2°). They proposed that this counter-clockwise rotation of the palaeostress field reflects large-scale plate kinematic changes (McQuarrie *et al.* 2003). The reconstructed compressional trends are reported in Figure 2b.

In contrast to the inactive HZB, the ZSFB is seismically active (Berberian 1995) and it concentrates *c*. 40% of the convergence between the Arabian and Iranian plates (Tatar *et al.* 2002). Most of the earthquakes take place in the upper part of the basement (at 11–15 km depth) (Tatar *et al.* 2004). A large part (*c*. 95%) of the deformation is thus accommodated aseismically by creep on faults and folding in the cover (Masson *et al.* 2005). Using balanced cross-sections, several studies bracketed the total shortening between 25 and 37 km in the Fars Arc (Blanc *et al.* 2003; Molinaro *et al.* 2003, 2004*a*, *b*; McQuarrie 2004; Sherkati & Letouzey 2004; Sherkati *et al.* 2006; Mouthereau *et al.* 2007*a*, *b*). Both basement and the *c*. 10 km of Palaeozoic to Cenozoic cover are involved in collisional shortening. Folding is still continuing, as Quaternary fold growth is commonly observed along the coast of the Fars Arc (Homke *et al.* 2004; Oveisi *et al.* 2007). The Kazerun Fault (Berberian 1995) laterally

bounds the Fars Arc along its SW margin. The Kazerun Fault has been studied by Authemayou *et al.* (2006), and its satellite faults (Fig. 2b), the Karehbass, Sabz Pushan and Sarvestan faults, by Berberian (1995). It constitutes a system of dextral strike-slip faults along which the cumulative right lateral shear reaches 6 mm a^{-1} (Authemayou *et al.* 2006; Walpersdorf *et al.* 2006).

Based on geodetic data (Walpersdorf *et al.* 2006) and inversion of earthquake focal mechanisms (Lacombe *et al.* 2006), the present-day shortening or compression directions are well constrained in the Northern and Central ZSFB. These directions are parallel and trend *c*. N25. This direction is slightly oblique to the *c*. N10° lithospheric convergence deduced from the Global Iran geodetic data (Vernant *et al.* 2004). This obliquity reflects a partitioning of oblique convergence in the western part of Fars Arc (Talebian & Jackson 2004; Authemayou *et al.* 2006).

Small-scale brittle deformation (Authemayou *et al.* 2006; Lacombe *et al.* 2006; Navabpour *et al.* 2007), calcite twinning (Lacombe *et al.* 2007) and AMS analyses (Bakhtari *et al.* 1998; Aubourg *et al.* 2004) provide a comprehensive pattern of Cenozoic palaeostress and strain data. The main trend of shortening or compression derived from these data is indicated in Figure 2b. It can be seen that a counter-clockwise rotation of the shortening direction is recorded in the Fars Arc from the Middle Miocene to the present. The palaeostress pattern will be discussed in the light of new AMS data.

Aubourg *et al.* (2008) proposed a first pattern of block rotations using palaeomagnetic data in the western Fars Arc. Both counter-clockwise and clockwise rotations have been reported mainly in the Agha-Jari Fm. (Fig. 3a). Although the dominant sense of rotation is clockwise, this first block rotation pattern does not support or rule out the various models of block rotations proposed by several researchers in the western Fars Arc (Bakhtari *et al.* 1998; Talebian & Jackson 2004; Molinaro *et al.* 2005; Authemayou *et al.* 2006; Lacombe *et al.* 2006; Navabpour *et al.* 2007).

New AMS results

Sampling

We sampled 10 sites in the limestone and marly limestone levels of the Palaeocene–Eocene carbonates of the Pabdeh Fm., four sites in the Miocene marly limestones of the Razk Fm., and 11 sites in the Mio-Pliocene clastic deposits of the Mishan and Agha-Jari Fms., from the western part of the Fars Arc, in the ZSFB (Fig. 3a). We cored rocks using a portable drilling machine and determined the geographical orientation using both magnetic compass and sun angles. Table 1 provides information about sampling, rock formation and bedding orientation. In Figure 3b, we indicate the sites in the stratigraphic column. We sampled one site in the Gurpi Fm., nine in the Padbeh Fm., four in the Razak Fm., two in the Mishan Fm. and nine in the Agha-Jari Fm. (Fig. 3). It should be noted that the four sites from the Mand anticline (8K–11K) were sampled in the Pliocene coastal Lahbari member (upper Agha-Jari Fm.). This may represent therefore the youngest deformation recorded by AMS. For palaeomagnetic and magnetic fabric investigations, we selected the finest-grained formations and sampled the paired limbs of anticlines or synclines. The Mio-Pliocene formations are contemporaneous with the folding events, especially the Agha-Jari Fm., where intraformational growth strata are commonly observed (Berberian & King 1981; Hessami *et al.* 2001; Homke *et al.* 2004; Sherkati & Letouzey 2004; Sherkati *et al.* 2005; Lacombe *et al.* 2006). All rocks sampled are weakly strained. Apart from small-scale brittle deformation (joints and faults), we never observed penetrative strain such as cleavage.

The Palaeocene sites are mainly located in the northern part of the ZSFB (north of 35°N latitude) on both sides of the Kazerun Fault (Fig. 3a). The Mio-Pliocene sites are in the southwestern part of the Fars Arc near the Kazerun, Karebass and Sabz-Pushan faults. Sites 1K, 2K, 5K (Palaeocene) and sites 6K and 7K (Mio-Pliocene) are close to the same Kazerun Fault segment. Sites 8K to 11K are in the Mand anticline, which is developed in front of the southernmost thrust termination of the Kazerun–Borazjan Fault (Authemayou *et al.* 2006; Sherkati *et al.* 2006; Oveisi *et al.* 2007). Sites 15K, 16K and 21K are situated in front of the southern termination of the Karebass Fault, where Permo-Triassic rocks are exhumed (Talebian & Jackson 2004). Sites 14K, 17K, 18K and 22K are along the Sabz-Pushan Fault. Only sites 19K and 20K are away from identified strike-slip faults.

AMS data

General behaviour. We measured the anisotropy of low-field magnetic susceptibility (AMS) of 327 standard oriented cores (*c*. 10 cm^3) using an Agico KLY-3S system. We processed the AMS data using standard tensorial Jelinek statistics (Jelinek 1978). Mean AMS data are compiled in Table 1. We plot in equal-area stereoplots the principal axes of the anisotropy ellipsoid ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) for each site, and the density diagrams of the K_1 and K_3 axes for two chronological groups of samples: the Mio-Pliocene and the Palaeocene rocks. We used three systems of coordinates: (1) the geographical coordinates (GC); (2) the stratigraphic coordinates (SC);

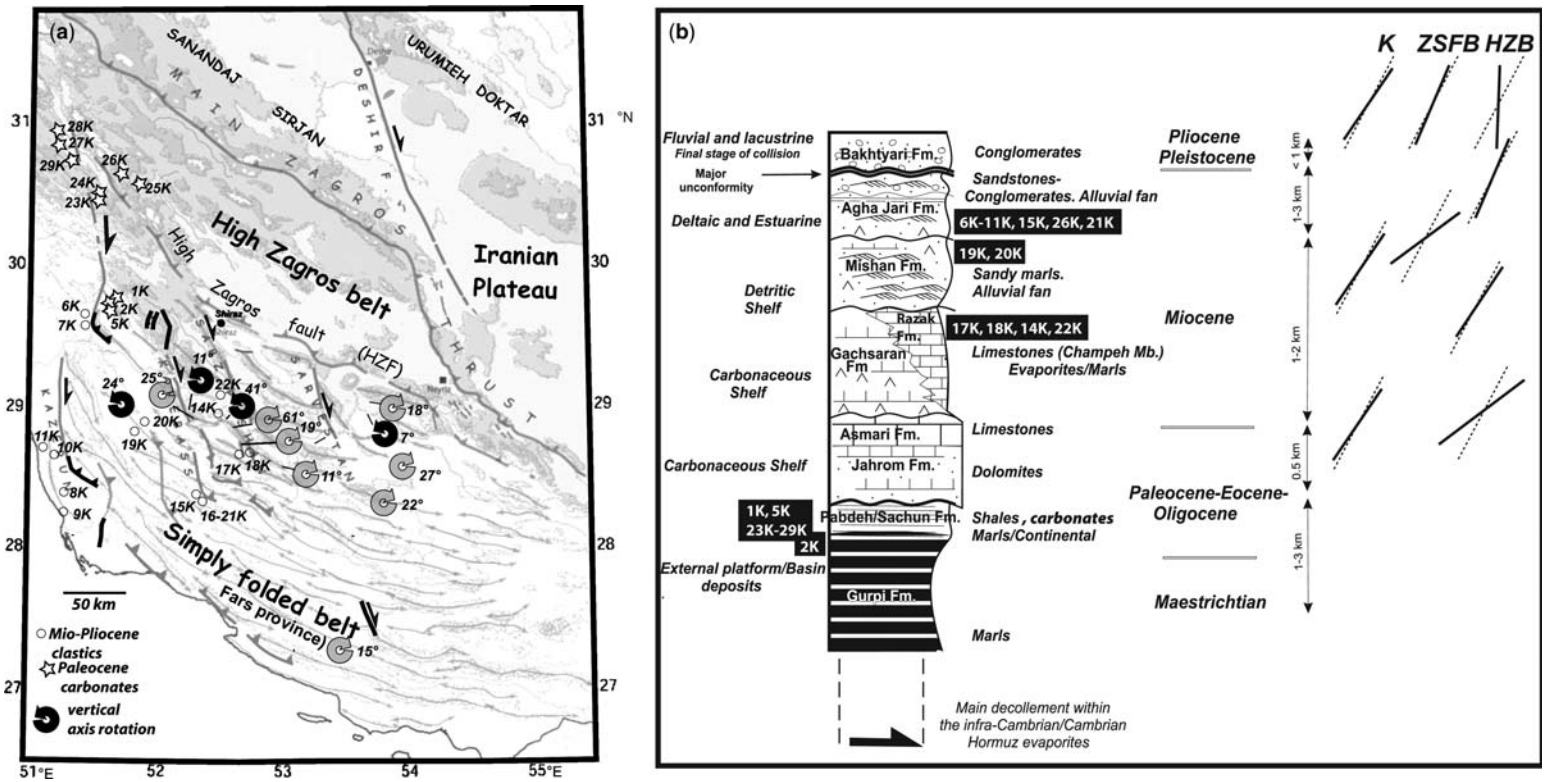


Fig. 3. (**a**) Location of the sites sampled. The vertical-axis rotation derived from palaeomagnetic data (Aubourg *et al.* 2008) is also indicated. (**b**) Stratigraphic column with location of sites. Also indicated is the shortening direction derived from brittle deformation analyses from the Kazerun Fault (K; Authemayou *et al.* 2006), Zagros Simply Fold Belt (ZSFB; Lacombe *et al.* 2006) and High Zagros Belt (HZB; Navabpour *et al.* 2007). Dashed lines represent the present-day shortening direction from GPS data.

Table 1. *Data for sites grouped by fold*

Site	Fold	Fm.	Age	Lithology	Latitude	Longitude	S_0	n	AMS Scalar data			GC				SC	
									K_m	P'	T	K_1	e_1/e_2	K_3	e_1/e_2	K_1	K_3
1 K	Chowgan	Padbeh	Paleocene	carbonates	29°48.10′	51°37.01′	290N25	16	26	1.014	0.64	338-20	27-9	222-14	9-9	161-0	253-76
2 K		Gurpi	Eocene	marls	29°47.65′	51°36.55′	192W12	12	39	1.018	0.62	311-5	11-9	78-82	10-8	131-6	323-84
5 K		Padbeh	Paleocene	carbonates	29°47.06′	51°35.27′	170W19	8	15	1.016	−0.17	226-40*	23-6	318-2*	12-7	232-24	138-9*
6 K	Rudak	Agha Jhari	Mio-Pliocene	red sandstones	29°37.68′	51°26.34′	256NW12	12	577	1.074	0.77	342-8	10-5	150-81	6-2	162-4	18-86
7 K		Agha Jhari	Mio-Pliocene	red sandstones	29°37.83′	51°26.96′	191W53	13	251	1.039	0.72	328-3	10-5	222-80	6-4	328-3	222-80
8 K	Mand	Lahbari	Mio-Pliocene	red sandstones	28°25.81′	51°17.30′	316E25	12	355	1.039	0.71	120-12	12-8	235-65	8-4	116-4	316-86
9 K		Lahbari	Mio-Pliocene	red sandstones	28°15.78′	51°16.84′	134W20	13	310	1.063	0.89	296-4	6-3	36-69	3-1	115-3	320-87
10 K		Lahbari	Mio-Pliocene	red sandstones	28°41.81′	51°12.20′	20E15	12	249	1.044	0.78	131-10	17-8	284-79	11-8	311-4	153-86
11 K		Lahbari	Mio-Pliocene	red sandstones	28°41.48′	51°07.36′	190W15	14	558	1.001	0.80	301-7	7-2	76-4	3-2	121-7	316-83
21 K	Daryau	Agha Jhari	Mio-Pliocene	red sandstones	28°18′46.6″	52°24′26.6‴	300NE34	15	670	1.074	0.44	121-4	5-2	216-55	5-2	119-2	240-86
15 K		Agha Jhari	Mio-Pliocene	red sandstones	28°20′19.6″	52°22′42.7‴	125SW40	15	324	1.024	−0.35	302-3	8-2	211-21	27-5	122-1	31-19
16 K		Agha Jhari	Mio-Pliocene	red sandstones	28°18′51.4″	52°24′25.4‴	295NE25	16	443	1.049	0.24	121-0	7-6	212-51	11-7	302-1	210-83
17 K	Qir	Razak	Miocene	red sandstones	28°51′19.0″	52°41′03.1‴	300NE41	12	93	1.030	0.71	115-11	10-3	216-46	4-2	110-2	315-88
18 K		Razak	Miocene	red sandstones	28°42′06.5″	52°42′32.6″	120SW46	11	72	1.034	0.73	136-10	15-3	36-41	5-3	319-2	71-86
19 K	Bushgan	Mishan	Miocene	marls	28°53′24.3″	51°49′26.9″	140SW15	14	586	1.087	0.59	151-7	5-2	35-76	4-2	152-0	277-89
20 K		Mishan	Miocene	marls	28°54′36.3″	51°52′14.4″	305NE15	12	539	1.121	0.80	143-3	7-2	244-76	3-2	142-7	324-84
14 K	Amirabad	Razak	Miocene	marls	28°57′49.6″	52°33′28.1‴	290NE52	13	91	1.027	0.71	288-3	6-5	195-50	6-3	290-2	47-86
22 K		Razak	Miocene	marls	29°03′49.7″	52°38′36.3‴	127SW57	14	59	1.030	0.62	286-37	4-3	39-28	3-2	266-2	72-88
23 K	Darihsk-East	Padbeh	Paleocene	carbonates	30°31′40.4″	51°32′32.7‴	130SW35	12	25	1.018	0.80	268-14	32-6	29-66	11-2	87-11	242-78
24 K		Padbeh	Paleocene	carbonates	30°32′11.7″	51°34′01.0‴	307N26	12	27	1.012	0.87	360-16	90-11	213-71	10-4	182-5	48-84
25 K	Vasag	Padbeh	Paleocene	carbonates	30°33′08.2″	51°40′18.2″	326NE75	17	14	1.015	0.73	148-7	17-5	241-25	5-5	140-4	30-79
26 K		Padbeh	Paleocene	carbonates	30°34′25.0″	51°39′09.3‴	326NE23	12	20	1.014	0.51	339-5	32-2	240-62	4-2	136-4	308-86
27 K		Padbeh	Paleocene	carbonates	30°43′17.2″	51°19′26.5‴	152SW40	14	10	1.016	0.62	167-13	90-6	62-52	24-5	353-1	239-88
28 K	Darihsk-West	Padbeh	Paleocene	carbonates	30°45′16.8″	51°19′25.5‴	265N15	13	48	1.025	0.66	301-5	7-3	192-75	3-2	121-4	271-86
29 K		Padbeh	Paleocene	carbonates	30°40′54.4″	51°24′45.5′	310N28	13	106	1.043	0.80	320-11	10-2	209-62	3-2	324-5	128-85

The formation (Fm.), stratigraphic age and lithology are indicated. Latitude and longitude locate the sampling sites. For bedding (S_0), numbers give strike (right-hand rule), dip direction, dip. n, number of samples measured. AMS scalar parameter. K_m, mean magnetic susceptibility, where $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$; 10^{-6} SI. P', corrected degree of anisotropy. $P = \exp\sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]}$, where $\eta_i = \ln K_i$ and $\eta_m = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3$. T, shape of AMS ellipsoid. $T = 2(\eta_1 - \eta_2)/(\eta_2 - \eta_3) - 1$. AMS direction K_1 and K_3 (declination/inclination) with their geographical coordinates (GC) and stratigraphic coordinates (SC). Confidence angles e_1/e_2 from Jelinek statistics (Jelinek 1978) are provided for geographical system of coordinates. For K_1, e_1 and e_2 refer to planes K_1–K_2 and K_1–K_3. For K_3, e_1 and e_2 refer to planes K_1–K_3 and K_2–K_3.

(3) the bedding strike coordinates (BSC). Rotating from GC to SC coordinates consists in untilting the AMS directions around the local bedding strike by an amount equal to the dip angle. In the BSC coordinates, a further vertical axis rotation is applied, so that all the local bedding strikes are rotated (clockwise or counter-clockwise) onto an arbitrary north reference direction, by the smallest angle between local strike and north (Aubourg *et al.* 2004). Quantitative information about AMS is provided by standard AMS parameters (Tarling & Hrouda 1993). K_m is the bulk magnetic susceptibility, P' is the degree of anisotropy, and T is the shape parameter. The definition and the mean values of these parameters are given in Table 1. K_m is a measure of magnetic grain concentration, including paramagnetic and ferromagnetic *sensu lato* minerals. P' is proportional to the degree of the magnetic grains' preferred orientation. It is dependent upon strain record, magnetic mineralogy and lithology (Rochette *et al.* 1992). When magnetic mineralogy and lithology are constant, P' is thus indicative of the degree of deformation. The shape factor T is also dependent upon strain, magnetic mineralogy and lithology. However, in thrust belts, the pattern of T from oblate ($+1$) to prolate (-1) is a good indication of increasing strain record (Averbuch *et al.* 1992; Parés *et al.* 1999; Aubourg *et al.* 2004; Robion *et al.* 2007).

To obtain an overall picture of the AMS data, we first show the density diagram of the AMS K_1 and K_3 axes in the three orientation systems (Fig. 4). In geographical coordinates, the K_3 axes are spread along a direction roughly perpendicular to the main fold axis trend. In the Mio-Pliocene formation, the main trend of K_3 axes is around *c*. N35°. In the Palaeocene formation, it is *c*. N45°. The magnetic lineations are subhorizontal. They are well grouped around *c*. N120° and *c*. N310° for the Mio-Pliocene and Palaeocene formations, respectively. In stratigraphic coordinates (Fig. 4), the K_3 are centred on the vertical axis in both the Mio-Pliocene and Palaeocene rocks, indicating that magnetic foliation is mostly parallel to bedding. The maximum density of magnetic lineations is at *c*. N120° and *c*. N130° for the Mio-Pliocene and Palaeocene rocks, respectively. It should be noted, however, that magnetic lineations are scattered around the horizontal plane, and in the NW and SE quadrants. For the Mio-Pliocene rocks, when the bedding strikes are transferred onto the north reference direction (BSC, Fig. 4a), the first maximum density of magnetic lineation is parallel to this direction, but a secondary maximum lies around N140°. In the Palaeocene formations, the magnetic lineations are much more scattered. The first maximum is observed at *c*. N35° (i.e. oblique to the bedding strike) but secondary maxima can also be seen around N10° and N150°.

The overall features of the magnetic fabric (i.e. magnetic foliation parallel to bedding and magnetic lineation parallel to the fold axis) indicate that magnetic fabric is essentially intermediate. The magnitude of the anisotropy parameters, P', as a function of the shape parameter, T, is also shown in Figure 4. The highest anisotropy factors are found in the clastic rocks, particularly in the Mishan black marls, and the lowest in the Palaeocene and Early Miocene carbonates. On average, the Mio-Pliocene clastic deposits and Palaeocene carbonates have values of $P' = 1.06 \pm 0.03$ and $P' = 1.02 \pm 0.01$, respectively. Bakhtari *et al.* (1998) observed the same difference of P' values. For a large majority of sites, the shape parameter is positive, indicating an oblate shape of AMS ellipsoid. On average, the Mio-Pliocene clastic deposits and Palaeocene carbonates have values of $T = 0.57 \pm 0.32$ and $T = 0.52 \pm 0.35$, respectively. Only sites 5K, 15K and 16K show negative values of T. At site 5K, the magnetic fabric, as we will see below, is inverse, which means that there is an exchange of AMS axes and an inverse trend of T value (Rochette *et al.* 1992). At sites 15K and 16K, we will see that there is a loss of bedding-related magnetic foliation as a result of a larger strain imprint, leading to a tectonic magnetic fabric. As a whole, the regional observations of magnetic fabric indicate therefore that the magnetic fabric is intermediate, with a magnetic lineation developing more or less parallel to the strike of the bedding.

Magnetic fabric at the fold scale. We now examine the magnetic fabric fold by fold (Fig. 5). At Mio-Pliocene sites, all magnetic foliations are parallel to bedding except at site 15K. The magnetic lineation is parallel to the strike of bedding and to the fold axis at folds 15K–16K–21K and 17K–18K. However, some magnetic lineations develop also oblique to the strike of bedding at folds 6K–7K, 8K–11K and 19K–20K and at site 22K. As a reference frame, we plot the shortening direction derived from geodetic data and inversion of earthquake focal mechanisms (N25°). We compare this direction with the AMS shortening direction (ASD). ASD is the strike of the vertical plane containing K_2 and K_3 after bedding correction. After bedding correction, we note that ASD, within the 95% uncertainty of mean magnetic lineation, is parallel to the present-day shortening direction at folds 8K–11K, 15K–16K–21K and 17K–18K. In contrast, ASD is rotated clockwise at folds 19K–20K and 6K–7K, and counter-clockwise at fold 14K–22K with respect to the present-day shortening direction. At Palaeocene sites, the magnetic foliation is mainly parallel to bedding. It should be noted, however, that the fabric is inverse at site 5K, where K_2 is close to the pole of bedding.

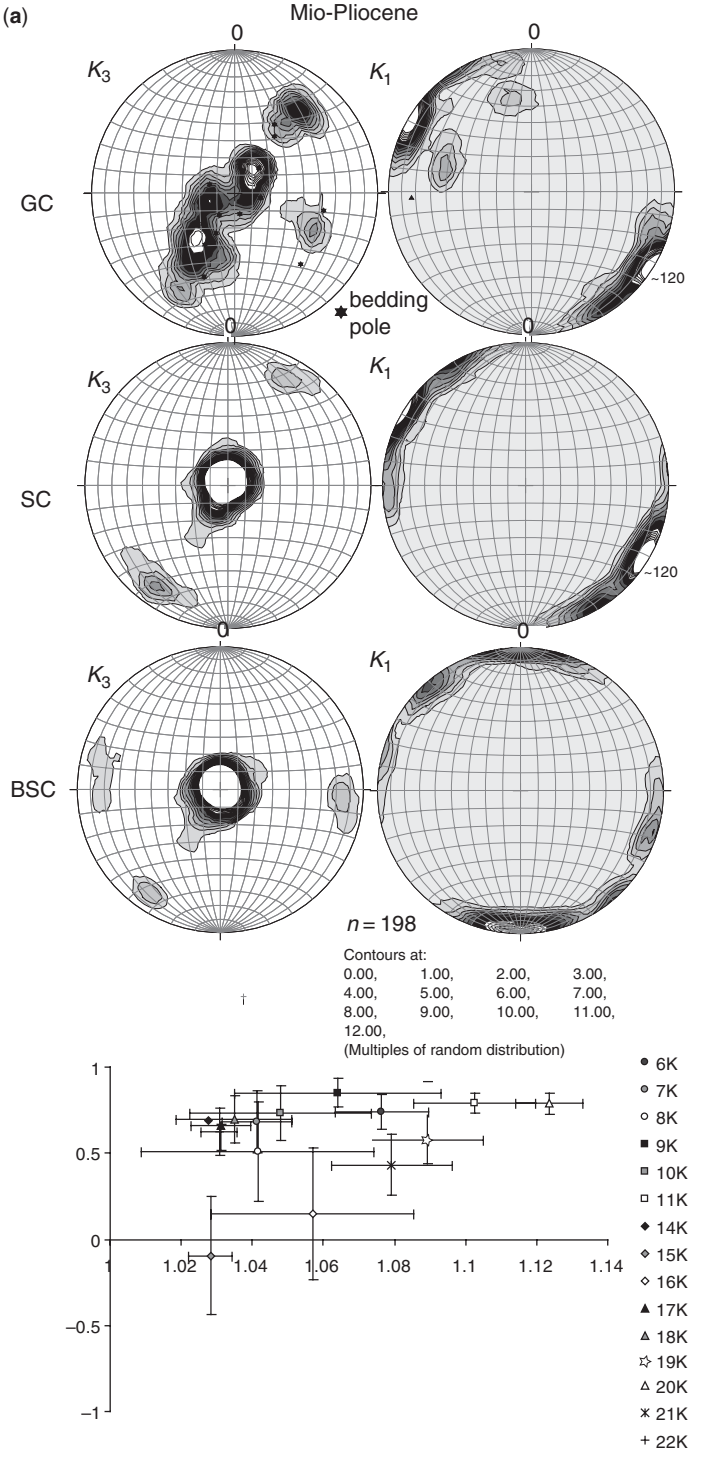


Fig. 4. AMS density diagrams produced using StereoNet. Stereographic projection in the lower hemisphere. GC, geographical coordinate; SC, stratigraphic coordinates; BSC, bedding strike coordinate. P' v. T and their standard deviation are shown (see Table 1 for definition of P' and T).

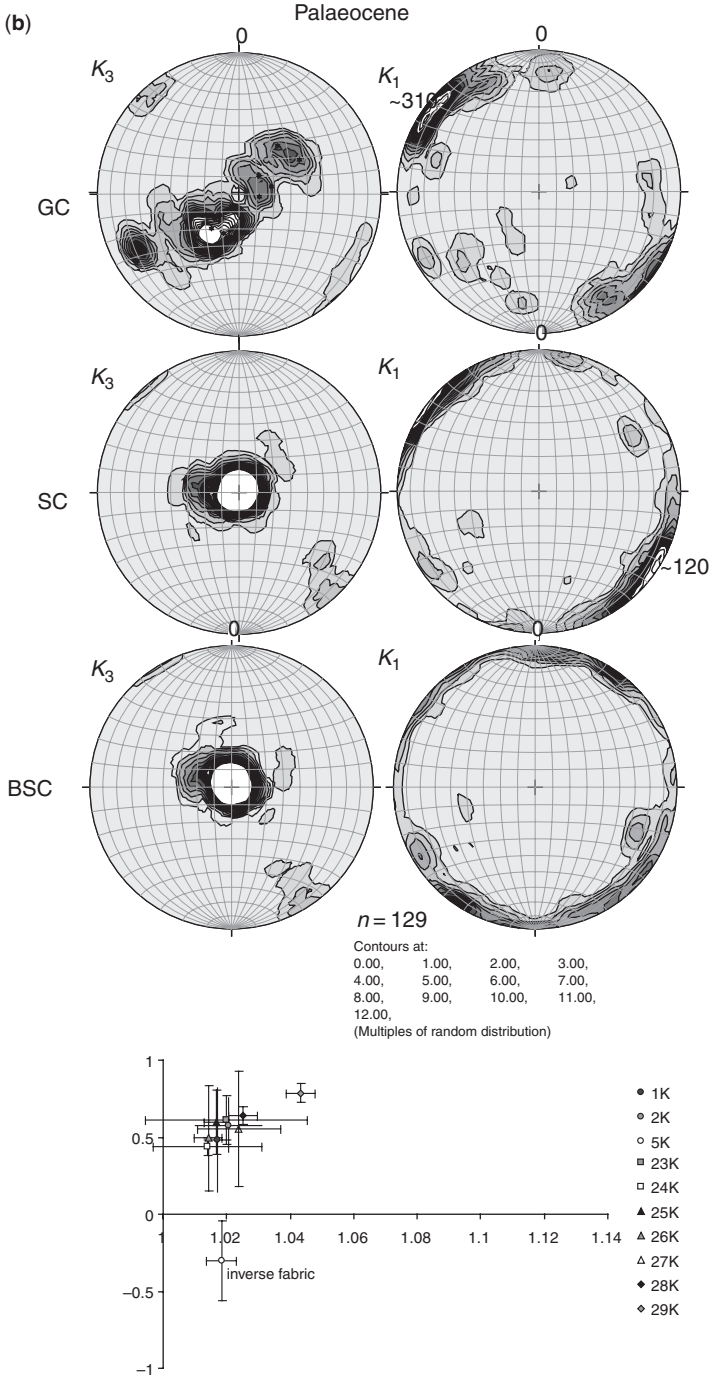

(b)
Palaeocene
0
K_3
K_1
~310
GC
SC
BSC
~120
$n = 129$
Contours at:
0.00, 1.00, 2.00, 3.00,
4.00, 5.00, 6.00, 7.00,
8.00, 9.00, 10.00, 11.00,
12.00,
(Multiples of random distribution)
1
0.5
0
−0.5
−1
1.02
1.04
1.06
1.08
1.1
1.12
1.14
inverse fabric
1K
2K
5K
23K
24K
25K
26K
27K
28K
29K

Fig. 4.

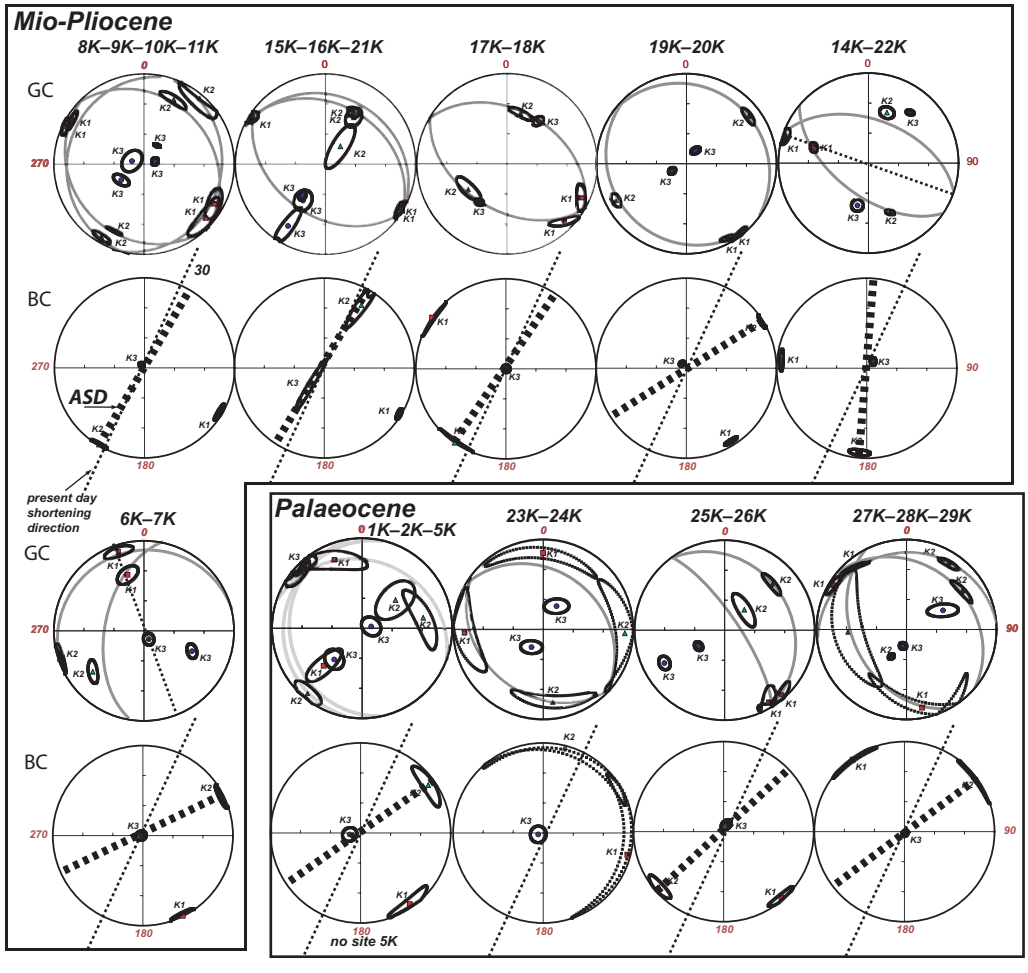


Fig. 5. AMS principal axes for the various folds, using the same conventions as in Figure 4. AMS K_1 (squares) K_2 (triangles) and K_3 (circles) are plotted with their confidence ellipse from the Jelinek's statistics (Jelinek 1978). ASD is the AMS shortening direction deduced from the K_2–K_3 vertical plane in stratigraphic coordinates. The present-day shortening direction is inferred from GPS (Walpersdorf *et al.* 2006).

Contrary to what observed in Plio-Miocene clastic deposits, the magnetic lineations are not as well defined in Palaeocene carbonates (see confidence angles in Table 1) because the magnetic fabric is dominantly of sedimentary origin. This is particularly true at fold 23K–24K, where the scatter of magnetic lineation is too large for any interpretation. However, the magnetic lineations are sufficiently accurate for interpretation in the other folds. ASDs are rotated clockwise with respect to the present-day shortening direction (Fig. 5).

We focus our attention to two specific folds: the Mand anticline, where oblique magnetic lineations are observed, and the syncline that develops in front of the Daryau anticline, where tectonic magnetic foliation is observed.

The Mand anticline provides a good example where the magnetic lineations are strongly oblique to the local strike of the bedding (Fig. 6). It is interesting to compare the Mand fold with its counterpart from the eastern Fars Arc: the Minab fold (Molinaro *et al.* 2004*a*; Smith *et al.* 2005). In both folds, AMS is measured from similar red sandstones. The location of these two folds is indicated in Figure 2c. The Landsat pictures of these folds with the major faults, AMS data, and ASD are shown in Figure 6. The Mand anticline, with its symmetrical *c*. 20° limbs, is a detachment fold that develops above the Cambrian Hormuz décollement level (Sherkati *et al.* 2006; Oveisi *et al.* 2007). The Minab anticline, with steep and asymmetrical limbs, is a fault propagation fold above a shallower

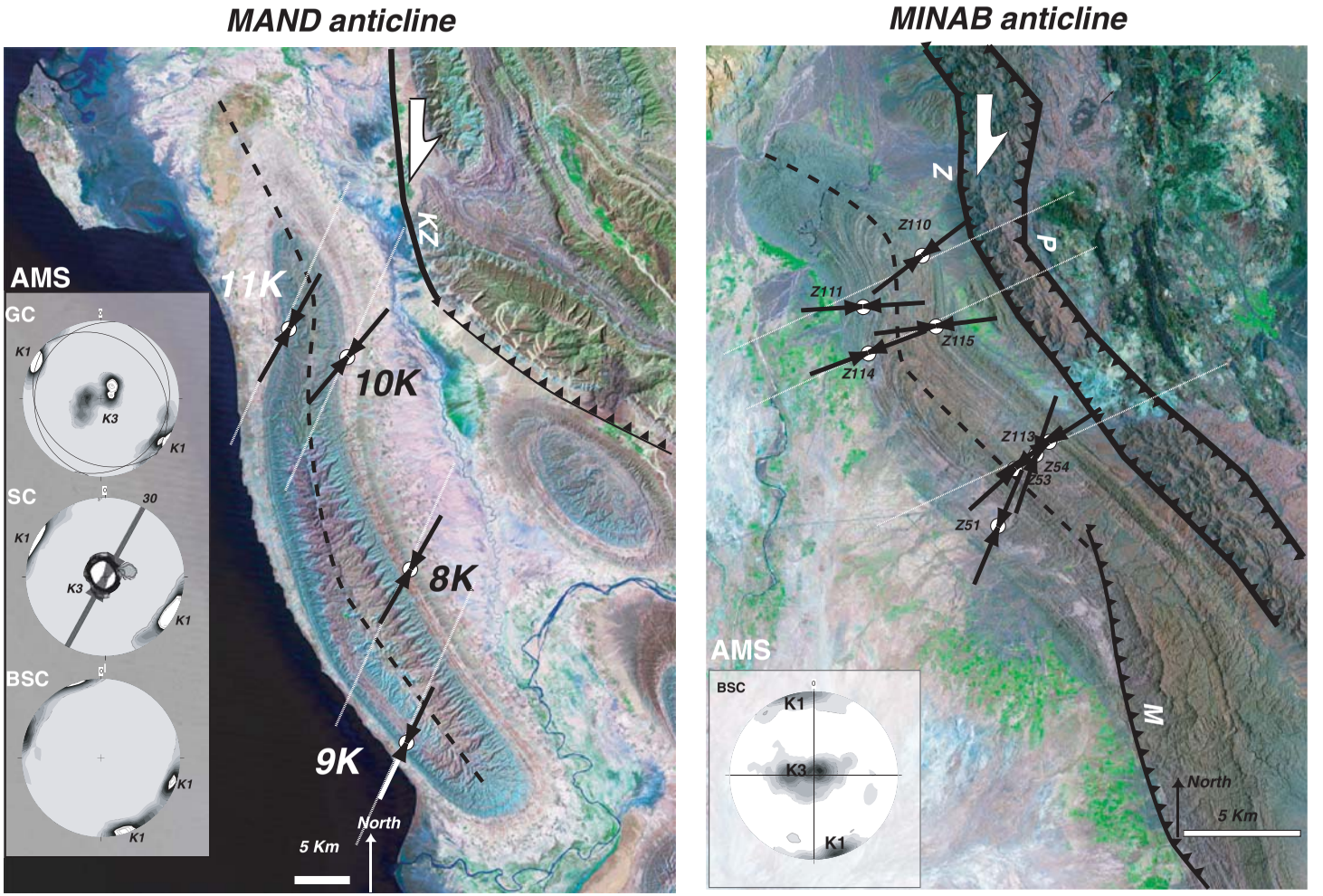


Fig. 6. Magnetic fabric in the Mand and Minab anticlines. (See Fig. 2b for location of these two folds). The Mand anticline is a detachment fold whereas the Minab anticline is a fault propagation fold. Black arrows, AMS shortening direction. It should be noted that the ASD is consistent in the Mand anticline but follows the strike of the bedding in the Minab anticline. White dashed line, present-day shortening direction inferred from GPS. KZ, Kazerun Fault; P, Palami Fault; Z, Zendan Fault; M, Minab Fault.

décollement level at 6 km depth (Molinaro *et al.* 2004*a*). In contrast to the Mand fold, where rocks are weakly strained, the deformation in the Minab anticline is much more pronounced (kink folds, jointing, spaced cleavage) (Aubourg *et al.* 2004; Molinaro *et al.* 2004*a*). The Mand and Minab folds show a distinct torsion in their northern part (Fig. 6). They are bounded to the NE by transpressive faults; the Kazerun Fault in the western Fars Arc (Authemayou *et al.* 2006), and the Zendan Fault in the eastern Zagros Makran Syntaxis (Regard *et al.* 2003). The Minab anticline is thrusted by the Zendan transpressive fault along its northeastern margin (Regard *et al.* 2003).

The AMS pattern is different in the two folds. Whereas the magnetic foliation is parallel to the bedding in the Mand fold, the K_3 axes are slightly scattered along the strain direction in Minab fold (Fig. 6). Aubourg *et al.* (2004) interpreted this pattern as the record of a more intense strain compatible with field observation. The magnetic lineations form a distinguishable pattern in the two anticlines. In the Minab fold, the magnetic lineation follows the change of bedding strike, whereas the palaeomagnetic data demonstrate that the bedding strike torsion is primary (Smith *et al.* 2005). In contrast, the magnetic lineation in the Mand fold remains remarkably constant, despite a significant change (*c*. 50°) of bedding strike azimuth (Table 1). As a result, the magnetic lineations group better in bedding strike coordinates in the Minab fold, whereas magnetic lineations split into two groups in the Mand fold, indicating a moderate (*c*. 20°) and a strong (*c*. 70°) counter-clockwise rotation of the magnetic lineations with respect to the local fold axis strike (Fig. 6). In the Mand fold, the ASD is remarkably parallel to the present-day shortening direction. In the Minab fold, there is also a rather good consistency between ASD and the present-day shortening direction derived from geodetic data (Bayer *et al.* 2006).

Smith *et al.* (2005) proposed that the Minab fold developed above an inherited north–south-trending tectonic structure. Because the palaeostress pattern (AMS and brittle deformation) follows the strike of the bedding, this implies that stresses deviated near the north–south inherited structure, probably before the fault propagation fold development. In the Mand fold, the interpretation is different because there is no deviation of the palaeostress in relation to the strike of the bedding. Our data suggest that strain does not deviate because of inherited structure, if there is any. The obliquity of magnetic lineation with respect to the bedding strike strongly supports the Mand anticline being an oblique fold.

Throughout the western Fars Arc, the intermediate magnetic fabric as developed in the Mand anticline is the rule (Bakhtari *et al.* 1998; Aubourg *et al.* 2004). Nevertheless, a tectonic fabric is observed at sites 15K and 16K (Fig. 7d). These sites are located in a tight syncline, which developed in front of the Daryau anticline where overturned dips of the Guri Fm. are mapped in the core of the anticline (Fig. 7a). This is one of the rare places in ZSFB where overturned dips are identified. The Agha-Jari rocks are, however, weakly strained and only small-scale brittle deformation is observed (Fig. 7b). To better understand the situation of sites 15K and 16K–21K, we sketch the cross-section of the Daryau anticline (Fig. 7c) together with the three axes of the AMS ellipsoids for sites 15K and 16K (Fig. 7d). Some of the magnetic foliations are oblique to bedding and the K_3 axes are spread along a direction perpendicular to the fold trend. It is thus likely that sites 15K and 16K record a tectonic imprint related to the late thrusting stage of the Daryau anticline. Consistent with this, the ASD are parallel to the present-day shortening direction (Fig. 7a).

Interpretation of AMS results

Bakhtari *et al.* (1998) reported that about 55% of magnetic fabrics are intermediate with magnetic foliation parallel to bedding in the Fars Arc. Apart from sites 5K, 15K and 16K, all the sites studied in the present study display intermediate magnetic fabric (*c*. 92% of sites). In the western Fars Arc, we propose that the acquisition of magnetic fabric is mainly coeval with LPS. There are, however, some folds in which a tectonic magnetic foliation can develop simultaneously with folding and faulting near major active faults (Aubourg *et al.* 2004). One striking result of initial AMS studies in the Fars Arc is the recognition of magnetic lineation oblique to the fold axis. Bakhtari *et al.* (1998) observed at the scale of the western and central Fars Arc a *c*. 15° counter-clockwise obliquity between the magnetic lineation and the fold axis. Aubourg *et al.* (2004) reported both clock-wise and counter-clockwise obliquity larger than 30° at *c*. 40% of the sites in the eastern Fars Arc and Zagros–Makran Syntaxis. In the Mio-Pliocene rocks of the present study, the magnetic lineation K_1 is generally parallel to the fold axis trend, except in the Mand anticline (sites 8K–11K), in fold 6K–7K and at site 22K (Fig. 5), where K_1 is rotated counter-clockwise relative to the fold axis direction. At Palaeocene sites, it is difficult to determine an obliquity fold by fold, because the dispersion of the K_1 directions between the two opposite limbs of the folds is large. This is illustrated by the density diagram, where several maxima can be seen in bedding strike coordinates. We note, however, that the first maximum density

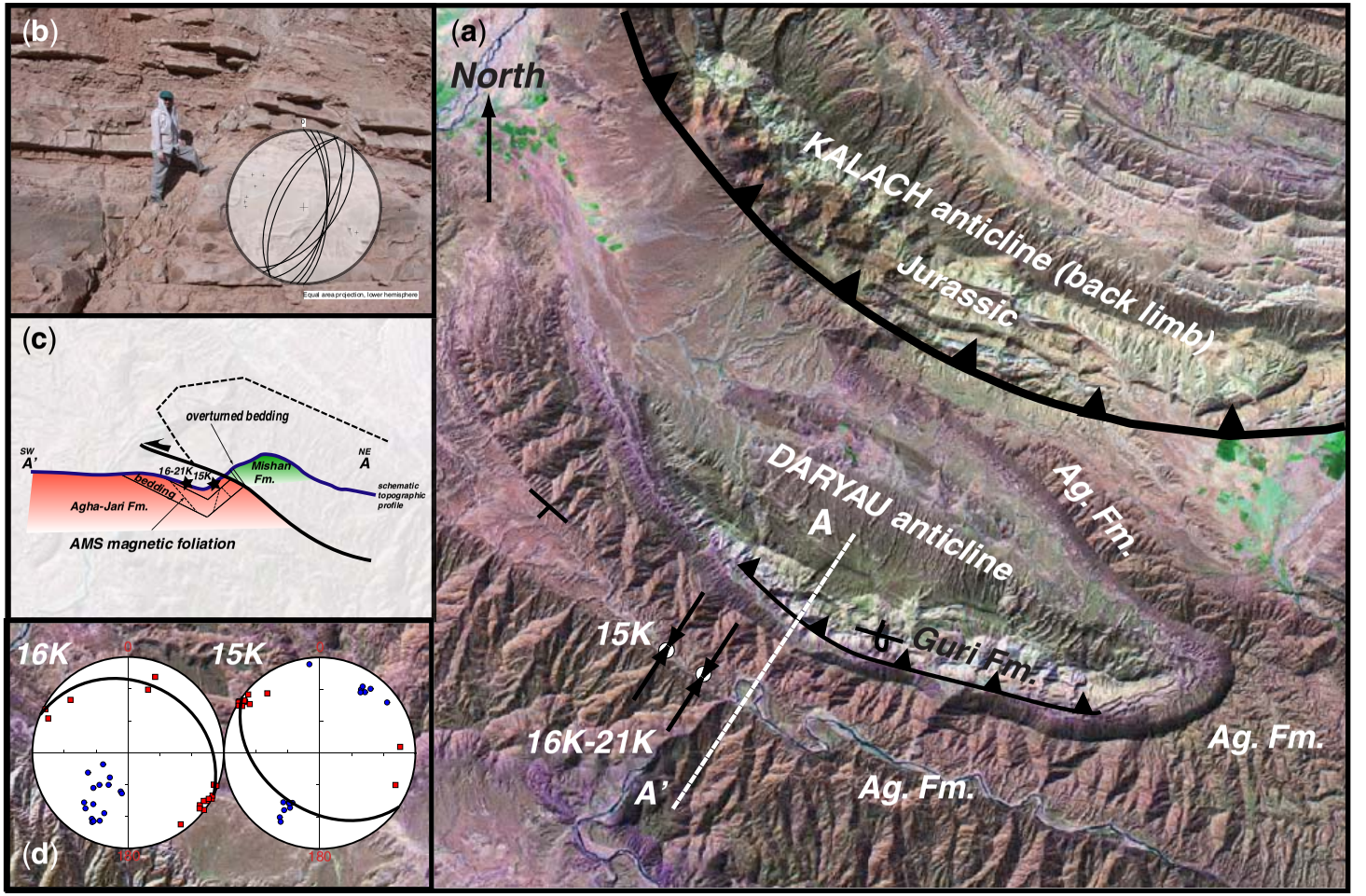


Fig. 7. Magnetic fabric in the footwall of the Daryau thrust. (**a**) Landsat picture. Sites 15K, 16K and 21K are sampled in Agha-Jari Fm (Ag. Fm). ASD is plotted (black arrows). A–A′, line of the cross-section shown in (**c**). (**b**) Photograph of Agha-Jari Fm. at site 16K. We see conjugate normal faults compatible with *c*. N120 extension. (**c**) Schematic cross-section. The attitude of magnetic foliation is sketched with respect to the bedding. (**d**) Magnetic fabric. Same convention as in Figure 5. Only axes K_1 (squares) and K_3 (circles) are plotted. Magnetic fabric is here tectonic, as shown by the incipient loss of bedding-parallel magnetic foliation at site 16K and the appearance of a tectonic magnetic foliation at site 15K.

of magnetic lineations is rotated clockwise with respect to the bedding strike.

Two mechanisms can explain the obliquity of the magnetic lineation with respect to the fold trend or bedding strike. A fold can develop obliquely above an inherited structure (Frizon de Lamotte *et al.* 1995; Smith *et al.* 2005). This is comparable with the 'forced' folds above blind thrusts as proposed in the ZSFB by several workers (Cosgrove & Ameen 2000; Sattarzadeh *et al.* 2000). Another plausible mechanism to explain the obliquity of magnetic lineation that the shortening direction changed between the onset of LPS and folding. We sketch in Figure 8 a two-step deformation phase: LPS followed by folding–faulting systems. We show in this system a blind fault, where forced folds can develop during folding. Between the two events, the shortening direction is rotated counter-clockwise. Our two-step model therefore combines the two mechanisms, oblique fold and rotation of the shortening direction. During LPS, we assume a regular imprint of a magnetic fabric as a result of stress (Fig. 8a). During folding and faulting (Fig. 8b), forced and frontal folds develop along and away from the fault, but in our hypothesis, the LPS-related magnetic fabric is preserved. In this model, we observe two kinds of oblique magnetic lineations. For the forced folds along the blind fault, we note a counter-clockwise obliquity of magnetic lineation with respect to the bedding (Fig. 8b). In contrast, for the frontal folds, we see a clockwise obliquity of magnetic lineation. According to this simple model, the *c.* 15° counter-clockwise obliquity evidenced both by Bakhtari *et al.* (1998) and the present dataset in the Agha-Jari Fm. may be explained either by forced folds above north–south-trending blind faults or by a clockwise rotation of the shortening direction through time, or a combination of both. It should be noted that Bakhtari *et al.* (1998) advocated a block rotation mechanism to explain the obliquity of magnetic lineations. Continuing in the frame of this model, we attempt to explain the oblique magnetic lineations observed at the Mand anticline. Rotation of the shortening direction is unlikely in the Mand anticline as the Lahbari Mb. is the youngest formation of Pliocene age sampled in this study. Thus, to account for the counter-clockwise obliquity of magnetic lineation with respect to the fold axis, the Mand anticline is probably a forced fold above a blind segment of a north–south-trending fault, which may be a possible southward extension of the Kazerun Fault as was suggested by Authemayou *et al.* (2006).

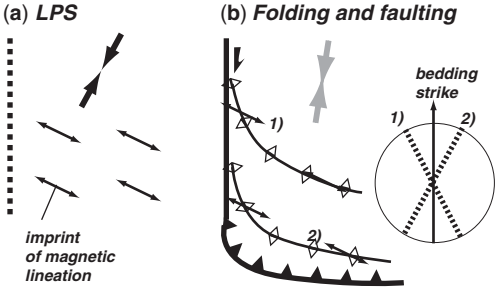


Fig. 8. Model of the development of oblique magnetic lineation. (**a**) Imprint of LPS by magnetic fabric. (**b**) Folding and faulting. Some folds develop oblique to the shortening direction (grey arrow). It should be noted that the shortening direction is rotated counter-clockwise with respect to LPS. Some magnetic lineations are oblique to the fold axis. As a result, magnetic lineations are not parallel to the bedding strike.

Discussion

Comparison of palaeostress markers

In the western Fars Arc, we have the opportunity to compare present-day shortening direction with palaeostress or palaeostrain data, derived from magnetic fabric, small-scale brittle deformation and calcite twinning analyses. These data are reported in Figure 9.

AMS data. The AMS shortening direction (ASD) derived from this study and Bakhtari *et al.* (1998) (Fig. 9a) provides essentially a picture of LPS, prior to folding. We see that the ASD pattern is rather homogeneous, apart from local deviations caused by uncertainties of magnetic lineations (see Table 1) or tectonic complication such as block rotation (see Fig. 3a). From the western to central Fars Arc, ASD swings from a NE–SW to a north–south direction as previously observed by Bakhtari *et al.* (1998). For the new set of AMS data confined to the western Fars Arc, there is an overall good agreement between ASD and present-day shortening direction in the Mio-Pliocene formations to the south, and a systematic *c.* 10° clockwise deviation for the Palaeocene formations (Figs 5 & 9a). When combining AMS data from the present study and from Bakhtari *et al.* (1998) restricted to the western Fars Arc, we obtain an LPS direction at N47° ± 13° (eight sites) for the Palaeocene formations and N38° ± 32° (31 sites) for the Mio-Pliocene formations.

Fault slip data. We report the palaeostress σ_1 trends (Fig. 9b) resulting from the inversion of the small-scale brittle deformation from two studies (Authemayou *et al.* 2006; Lacombe *et al.* 2006). As noted in the introduction, small-scale brittle deformation can record all steps of deformation during the formation of a thrust belt (Fig. 1). The

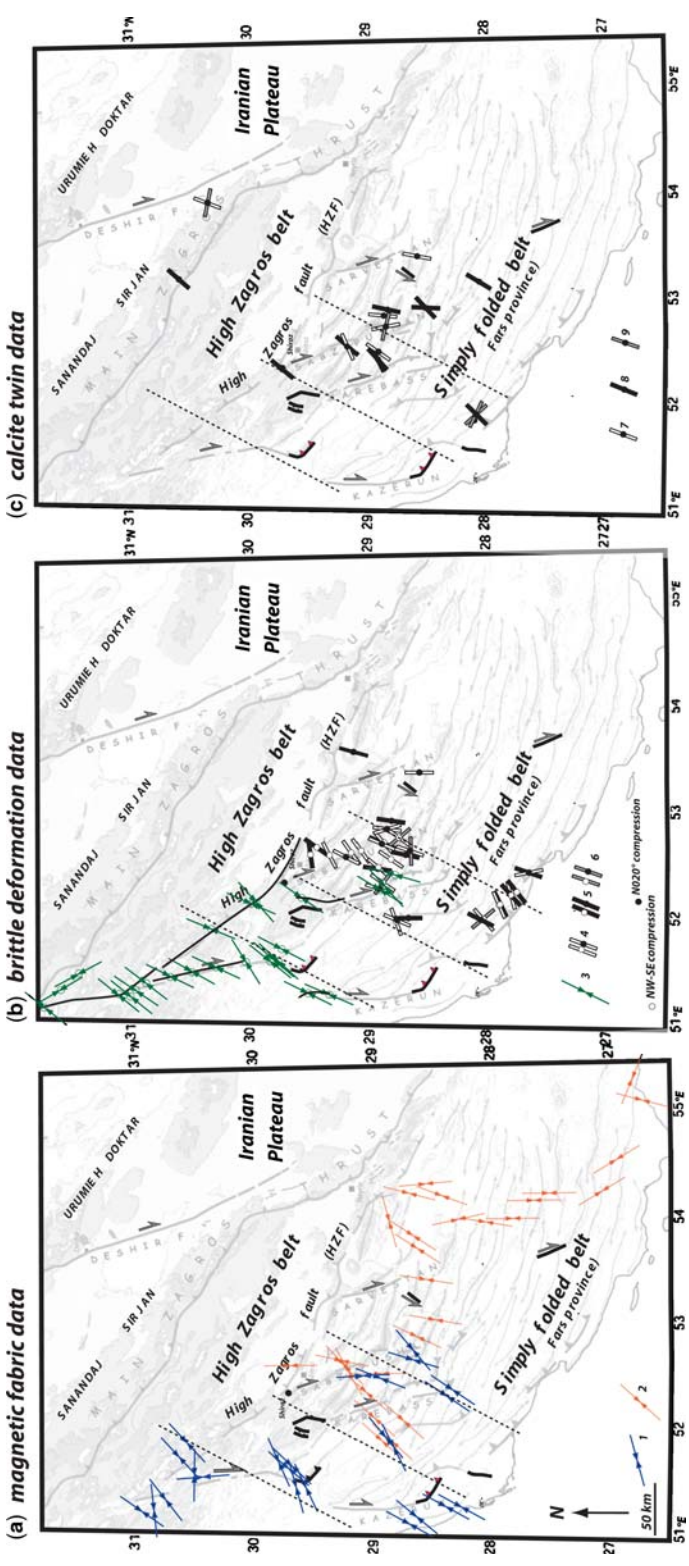


Fig. 9. Palaeostress map. (**a**) AMS shortening direction. 1, From this study; 2, from Bakhtari *et al.* (1998). (**b**) Brittle deformation data. 3, Compressional trends from Authemayou *et al.* (2006); 4–6, compressional or extensional trends from Lacombe *et al.* (2006) (4, compressional trend, strike-slip regime; 5, compressional trend, compressional regime; 6, extensional trend, extensional regime). (**c**) Calcite twin data (Lacombe *et al.* 2007). 7, Compressional trend, strike-slip regime; 8, compressional trend, compressional regime; 9, extensional trend, extensional regime. Dashed lines represent the present-day shortening direction inferred from earthquake focal mechanisms (Lacombe *et al.* 2006).

identification and separation of successive generations of faults and related stress regimes is based on both mechanical incompatibility between fault slips (single misfits of fault slips with the computed stress tensors) and relative chronology observations (e.g. superimposed striations on fault surfaces, crosscutting relationships between faults). To establish a time distribution of tectonic regimes, dating of the brittle structures also requires stratigraphic information about the age of the deformed units and/or evidence of syndepositional tectonism. Particular attention was also paid to horizontal-axis rotations of rock masses as a result of folding. During folding, several cases deserve consideration, because faults may have formed before, during or after folding. For instance, pre-folding strike-slip faults, a common feature in the SFB, can be unambiguously identified by the attitude of the striations, which always lie within the bedding regardless of the strata attitude, and thus have to be interpreted in their back-rotated attitude. Following Anderson (1951), it is assumed that away from major fault zones one of the three principal stress axes of a tensor is generally vertical. If a fault set formed before folding and was secondarily tilted with the bedding, the tensor calculated on this set does not display a vertical axis. Instead, one of the stress axes is generally found to be perpendicular to bedding, whereas the two others lie within the bedding plane. In such a case, the fault system is interpreted after back tilting to its initial position. Within a heterogeneous fault population this geometrical reasoning allows separation of data subsets based on their age relative to fold development (Fig. 10). In the case of the very simple geometry and cylindrical character of folds in the Zagros

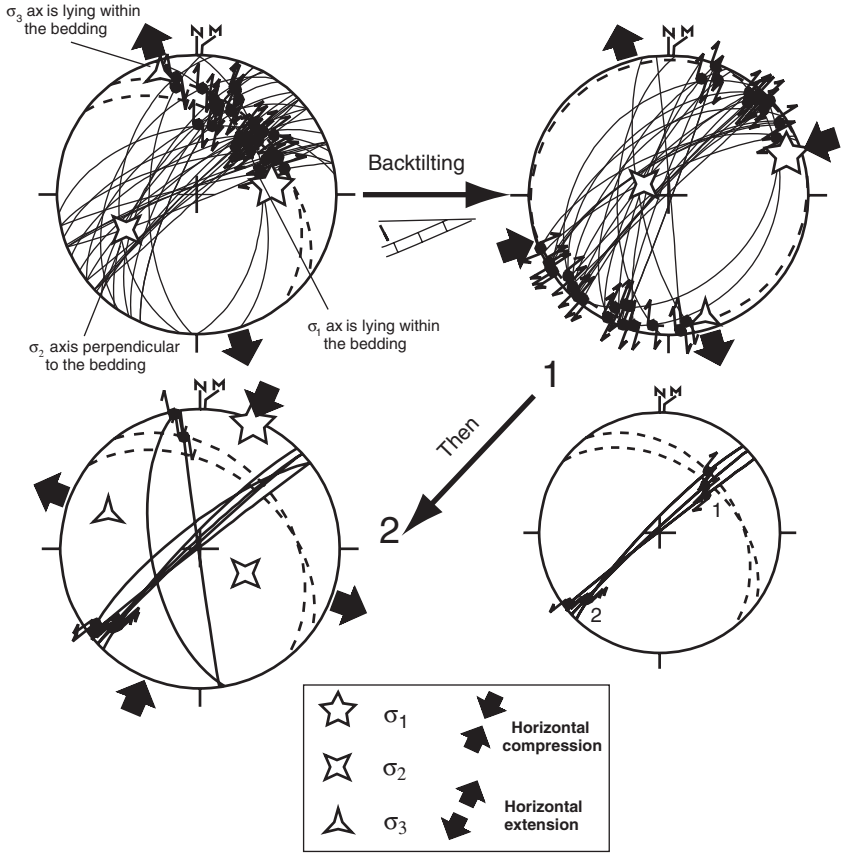


Fig. 10. Example of chronological relationships between faulting related to ENE–WSW compression and faulting related to N020° compression in limestones from the Champeh Member of the Gachsaran Fm. Stereodiagrams in the left part of the figure show striated microfaults in their current attitude (tilted strata), in contrast to the upper right diagram, in which faults related to ENE–WSW compression have been backtilted with bedding. The first strike-slip system predates folding as revealed by the attitude of principal stress axes and striations with respect to bedding; the N020° compression reactivates some faults consistent with the former stress regime and post-dates folding.

SFB, this criterion is of primary importance for establishing a relative chronology. This criterion is further combined with dating of fold development using unconformities and growth strata within synorogenic deposits. The chronology inferred in this way is usually confirmed by identification of superimposed striations on reactivated fault surfaces where observable; it therefore reliably reflects the local succession of faulting events and related stress regimes.

We discuss first the palaeostress pattern in the area of the Karebass and Sabz Pushan faults (Lacombe *et al.* 2006) and then the palaeostress pattern along the Kazerun Fault (Authemayou *et al.* 2006).

For the Karebass and Sabz Pushan faults, the first faulting event is marked by reverse and strike-slip faults and is related to a compressional trend striking NE–SW to ENE–WSW on average. When bed tilting is sufficiently steep to prevent uncertainties, it can be unambiguously identified as having occurred mainly before folding, but also sometimes during and after folding. Although these observations were not always made together at all sites, this compression is clearly associated with the main folding phase at the regional scale.

A more recent faulting event related to a N20° compression has been distinguished from the previous NE–SW compression. At sites where both compressions have been recognized, superimposed striations on fault surfaces and considerations of fault v. bedding attitudes suggest that the N20° compression-related faulting episode postdates that related to the NE–SW compression. We show an example of a superimposed record of pre-tilting and post-tilting deformation (Fig. 10). In this example, some NE–SW-trending strike-slip faults show two striations, the horizontal ones indicating left-lateral motion cutting the NE-dipping ones consistent with right-lateral motion. Additionally, the latter lie within the bedding as the σ_1 and σ_3 axes of the computed stress tensor, whereas the σ_2 axis is perpendicular to bedding. This means that faulting related to the NE–SW compression occurred first, mainly before local folding, and must be interpreted as the earliest event. It predates fault development related to the N20° compression, which clearly occurred after folding. At most sites, faulting related to the N20° compression postdates folding. However, folding may have continued and probably ended during this faulting event, at least locally.

For the Kazerun Fault, inversions of the fault slip data indicate a strike-slip regime with a N35–40°E-trending σ_1 with a mean value of N36° ± 15°. Stress tensors determined within Mesozoic rocks are consistent within 10° with the stress tensors deduced from inversion of data collected within Pliocene to Quaternary sediment (N27°). Consequently, no significant change of σ_1 trend has been observed along the Kazerun system. This constancy could be attributed to the reorientation and partitioning mechanisms near this major structural boundary.

Calcite twin data. We plot the main compressional trends σ_1 resulting from the inversion of calcite twinning data collected in both fold-related veins and host rocks with ages ranging from Late Cretaceous to Middle Miocene (Lacombe *et al.* 2007) (Fig. 9c). The relationship between the palaeostress axes and bedding indicates that calcite twinning mainly recorded the late stage of folding (fold tightening) rather than the LPS. As is generally the case for fault slip data and for earthquake focal mechanisms (Lacombe *et al.* 2006), the stress regime is either truly compressional (vertical σ_3 axis) or strike-slip (vertical σ_2 axis), without any obvious regional variation and chronology in the results (except close to the Kazerun Fault). It should be noted that some samples also reveal a component of fold-parallel extension. On average, σ_1 trends N25 ± 15° (Lacombe *et al.* 2007, on 16 analyses). We observe, however, some departures from the N25 trend. These results are in good agreement with the post-folding palaeostress data of Lacombe *et al.* (2006). In addition, the estimated pre-folding (although few) and post-folding differential stress magnitudes obtained from the twinning analysis are low and, to a first approximation, they are constant across the Zagros Simply Folded Belt. This led Lacombe *et al.* (2007) to propose that most of the folds in the ZSFB formed under low differential stresses and resulted from buckling of the detached Zagros cover, as fault-related folding would be expected to have occurred under higher differential stresses owing to friction on the ramps. The overall constant wavelength of folds, their nearly coeval development and hence the first-order absence of clear propagation of deformation across the SFB, and their rapid growth rates also support buckling of the cover (Mouthereau *et al.* 2006). This is in line with the value of the AMS shape parameter *T*, which is generally larger than 0.5 (see Table), indicating for a weak input of strain and limited internal deformation. Therefore both independent calcite twinning and AMS approaches support the hypothesis that most folds in the ZSFB are mainly detachment folds (Falcon 1961; Molinaro *et al.* 2003; Sherkati *et al.* 2005; Mouthereau *et al.* 2006).

Integrating palaeostress data

Several workers agree on a two-stage model of formation of the Zagros thrust-and-fold belt since the Miocene (Molinaro *et al.* 2004, 2005; Sherkati *et al.* 2005, 2006; Mouthereau *et al.* 2007*a*, *b*).

The first stage is a wide detachment-folding phase (or buckling phase) in both the High Zagros Belt and the Zagros Simply Fold Belt (Mouthereau *et al.* 2007*a*), as a result of the decoupling of the sedimentary cover above the 1 km thick Eo-Cambrian Hormuz Salt Fm. The precise age of this tectonic phase is still debated. It is considered to start in the Early Miocene and finish at the end of Middle Miocene in the HZB, based on the observation of unconformities (Navabpour *et al.* 2007). In the ZSFB, the buckling phase occurred during the Late Miocene to Pliocene, based on the observation of growth strata in the Upper Agha-Jari Fm. (Homke *et al.* 2004; Sherkati *et al.* 2005; Lacombe *et al.* 2006). The second folding stage occurred mainly in the ZSFB after the deposition of the Bakhtyari Fm. It consists mostly of fold reactivation and generalized blind basement faulting. This tectonic phase is still active at present throughtout the ZSFB, although the Quaternary deformation is essentially localized in the frontal folds (Oveisi *et al.* 2007).

Although the above-mentioned studies agree on the broad lines of the folding history and with the major present-day role of the basement, it must be mentioned that there is no general agreement on the timing of these two tectonic phases, nor on the time when the basement was first involved in the Zagros deformation. In the present study, we attempt to combine all the palaeostress and palaeostrain data, including those of Navabpour et al. (2007) for the HZB, in a comprehensive scheme of a two-stage formation of the High Zagros Belt and the Zagros Simply Folded Belt (Fig. 11).

During the buckling stage in the HZB, our data support the idea that rocks older than the Mishan Fm. and Agha-Jari Fm. of the ZSFB experienced both LPS and faulting. This is the first step of our model in Figure 11a. We plot Early to Middle Miocene data of Navabpour *et al.* (2007), pre-folding fault slip data from Lacombe *et al.* (2006), and Palaeocene AMS data (this study) for this first buckling step. It should be noted that pre-folding fault slip data are here interpreted as older than in the previous interpretation by Lacombe *et al.* (2006). It can be seen that there is a good agreement between all the data, indicating a main NE shortening direction. When the buckling stage occurred in the ZSFB during the Late Miocene (Fig. 11b), the AMS data from the Agha-Jari Fm., calcite twin palaeostress data (2007), late Miocene to Early Pliocene palaeostress data from the HZB (Navabpour *et al.* 2007), and syn- to post-folding palaeostress data from the ZSFB (Lacombe *et al.* 2006) are all consistent with a shortening direction between

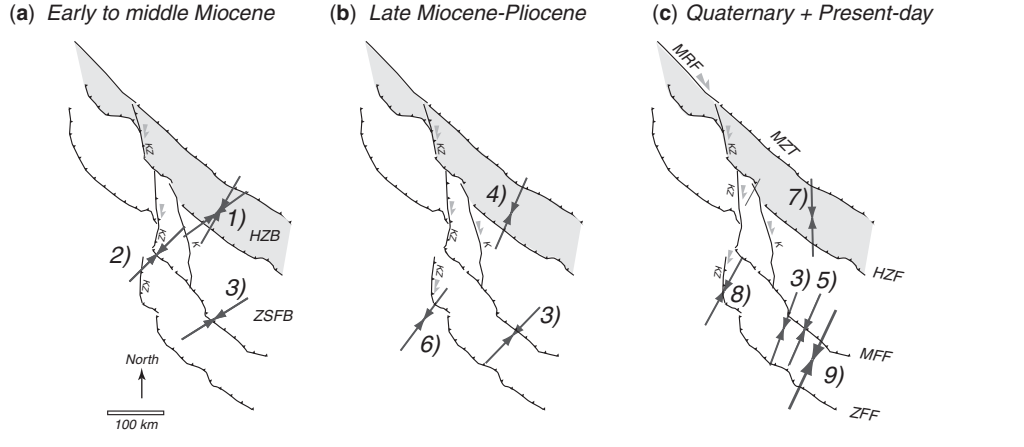


Fig. 11. Tectonic scenario of folding in the Zagros belt and related palaeostress data. (**a**) Detachment folding in the HZB and coeval LPS–faulting in the ZSFB; (**b**) detachment folding in the ZSFB; (**c**) late fold rejuvenation in the ZSFB; only faulting occurred in the HZB. KZ, Kazerun Fault; K, Karebas Fault; HZF, High Zagros Fault; MFF, Mountain Front Fault; ZFF, Zagros Front Fault; MZT, Main Zagros Thrust; MRF, Main Recent Fault.

N25 and N45, although a counter-clockwise rotation of shortening is locally suspected using fault slip data (Lacombe *et al.* 2006). For the second folding phase, which consists mainly of fold rejuvenation, we plot (Fig. 11c) the recent palaeostress recorded by Quaternary sediments along the Kazerun Fault (Authemayou *et al.* 2006), Late Pliocene to recent fault slip data in the HZB (Navabpour *et al.* 2007), inversion of focal mechanisms of earthquakes from the western Fars Arc (Lacombe *et al.* 2006) and the GPS-derived shortening trend (Walpersdorf *et al.* 2006). All these data reveal that the shortening direction remains more or less at N20–N30 in the ZSFB, but instead trends north–south in the HZB.

Our model therefore shows that it is possible to fit the palaeostress data from the HZB and the ZSFB within the uncertainties of the dataset and the history of deformation. A counter-clockwise rotation of at least 10° of the shortening direction between the first stage of folding in the HZB (buckling) and the second stage of folding in the ZSFB (fold rejuvenation) is likely. This rotation is possibly due to far-field geodynamic constraints as discussed by Navabpour *et al.* (2007), or to clockwise block rotations close to the set of right-lateral strike-slip faults bounding the Fars Arc to the west as initially stated by Bahktari *et al.* (1998) and developed by Lacombe *et al.* (2006). Whatever its origin, the counter-clockwise rotation of the shortening direction has consequences for the palaeostress regime during faulting, especially along these major strike-slip faults. Although this tendency is not clear throughout the ZSFB, fault slip data collected from the HZB and along the Kazerun Fault support a temporal evolution from reverse to strike-slip regimes (Authemayou *et al.* 2006; Navabpour *et al.* 2007). This is consistent with a counter-clockwise rotation of the shortening direction, and this may explain how an initial thrust trending NW–SE during the first stage of folding in the HZB evolved into a transpressive fault during the second folding stage in the ZSFB and in the faulting stage in the HZB.

Conclusion

To recover the imprint of palaeostress and -strain during the development of the Zagros Simply Folded Belt, we have performed an integrated study of palaeostress data obtained by different techniques, including magnetic fabric, fault slip and calcite twinning data. The magnetic fabric from Palaeocene carbonates and Mio-Pliocene clastic deposits retains the record of the layer-parallel shortening (LPS) that occurred prior to folding. We propose that the Palaeocene carbonates record a N47° ± 13° LPS during early to middle Miocene detachment folding in the High Zagros Belt. Before or during later (late Miocene–Pliocene) detachment folding in the ZSFB, the Mio-Pliocene clastic deposits recorded the N38° ± 32° LPS. Fault slip and calcite twinning data recorded a two-stage folding in the ZSFB: first the detachment folds and then a reactivation of folds. All the techniques suggest a counter-clockwise rotation of the shortening direction from NE to N20° between the onset of the detachment-fold phase of the HZB and the late stage of the detachment-fold phase of the ZSFB.

This work was funded by a DYETI programme led by D. Hatzfeld. The Geological Survey of Iran, thanks to Dr M. R. Ghassemi, provided invaluable help in logistics and science. We have benefited from constructive discussion with members of the DYETI and MEBE groups. D. Frizon de Lamotte is particularly thanked for reviewing the initial manuscript.

References

ANDERSON, E. M. 1951. *The Dynamics of Faulting*. Oliver & Boyd, White Plains, NY.

ANGELIER, J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, **103**, 363–376.

AUBOURG, C., FRIZON DE LAMOTTE, D., POISSON, A. & MERCIER, E. 1997. Magnetic fabrics and oblique ramp-related folding. A case study from the Western Taurus (Turkey). *Journal of Structural Geology*, **19**, 1111–1120.

AUBOURG, C., SMITH, B. *ET AL.* 2004. Post-Miocene shortening pictured by magnetic fabric across the Zagros–Makran syntaxis. *In*: SUSSMAN, A. B. (ed.) *Orogenic Curvature: Integrating Palaeomagnetic and Structural Analyses*. Geological Society of America, Special Papers, **383**, 17–40.

AUBOURG, C., SMITH, B., BAKHTARI, H., GUYA, N. & ESHRAGHI, A. R. 2008. Tertiary block rotations in the Fars Arc (Zagros, Iran). *Geophysical Journal International*, **173**, 659–673.

AUTHEMAYOU, C., CHARDON, D., BELLIER, O., MALEKZADEH, Z., SHABANIAN, E. & ABBASSI, M. R. 2006. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). *Tectonics*, **25**, TC3002.

AVERBUCH, O., FRIZON DE LAMOTTE, D. & KISSEL, C. 1992. Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold–thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, **14**, 461–474.

BAKHTARI, H., FRIZON DE LAMOTTE, D., AUBOURG, C. & HASSANZADEH, J. 1998. Magnetic fabric of Tertiary sandstones from the Arc of Fars (Eastern Zagros, Iran). *Tectonophysics*, **284**, 299–316.

BAYER, R., CHERY, J. *ET AL.* 2006. Active deformation in Zagros–Makran transition zone inferred from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, **165**, 373–381.

BERBERIAN, M. 1995. Master 'blind' thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, **241**, 193–224.

BERBERIAN, M. & KING, G. C. P. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**, 210–265.

BLANC, E. J.-P., ALLEN, M. B., INGER, S. & HASSANI, H. 2003. Structural styles in the Zagros Simply Folded Zone, Iran. *Journal of the Geological Society, London*, **160**, 401–412.

BORRADAILE, G. J. 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain. *Tectonophysics*, **138**, 327–329.

BURKHARD, M. 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress–strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*, **15**, 351–368.

COSGROVE, J. W. & AMEEN, M. S. 2000. A comparison of the geometry, spatial organisation and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds. *In*: COSGROVE, J. W. & AMEEN, M. S. (eds) *Forced Folds and Fractures*. Geological Society London, Special Publications, **169**, 7–21.

CRADDOCK, J. P. & VAN DER PLUIJM, B. 1999. Sevier–Laramide deformation of the continental interior from calcite twinning analysis, west–central North America. *Tectonophysics*, **305**, 275–286.

ETCHECOPAR, A. 1984. *Etude des états de contraintes en techonique cassante et simulation des déformations plastiques*, PhD thesis, Montpellier University, France, 270.

FALCON, N. L. 1961. Major earth-flexuring in the Zagros mountains of south-west Iran. *Quarterly Journal of the Geological Society*, **117**, 367–376.

FRIZON DE LAMOTTE, D., GUEZOU, J.-C. & AVERBUCH, O. 1995. Distinguishing lateral folds in thrust-systems; examples from Corbières (SW France) and Betic Cordillieras (SE Spain). *Journal of Structural Geology*, **17**, 233–244.

FRIZON DE LAMOTTE, D., SOUQUE, C., GRELAUD, S. & ROBION, P. 2002. Early record of tectonic magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin. Short review and examples from the Corbières transfer zone (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **173**, 461–469.

GRAHAM, J. W. 1966. Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. *In*: STEINHART, J. S. & SMITH, T. J. (eds) *The Earth Beneath the Continents*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, **10**, 627–648.

HAMILTON, T. D., BORRADAILE, G. J. & LAGROIX, F. 2004. Sub-fabric identification by standardization of AMS: an example of inferred neotectonic structures from Cyprus. *In*: MARTIN-HERNANDEZ, F., LUNEBURG, C. M., AUBOURG, C. & JACKSON, M. (eds) *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society, London, Special Publications, **238**, 527–540.

HARRIS, J. H. & VAN DER PLUIJM, B. A. 1998. Relative timing of calcite twinning strain and fold–thrust belt development: Hudson Valley fold–thrust belt. New York, USA. *Journal of Structural Geology*, **20**, 21–31.

HESSAMI, K., KOYI, H. A., TALBOT, C. J., TABASI, H. & SHABANIAN, E. 2001. Progressive unconformities within an evolving foreland fold–thrust belt, Zagros Mountains. *Journal of the Geological Society, London*, **158**, 969–981.

HESSAMI, K., NILFOROUSHAN, F. & TALBOT, C. J. 2006. Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. *Journal of the Geological Society, London*, **163**, 143–148.

HIRT, A. M., EVANS, K. F. & ENGALDER, T. 1995. Correlation between magnetic anisotropy and fabric for Devonian shales on the Appalachian plateau. *Tectonophysics*, **247**, 121–132.

HOMKE, S., VERGES, J., GARCES, M., EMAMI, H. & KARPUZ, R. 2004. Magnetostratigraphy of Miocene–Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*, **225**, 397–410.

HROUDA, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, **5**, 37–82.

HROUDA, F., PROS, Z. & WOHLGEMUTH, J. 1993. Development of magnetic and elastic anisotropies in slates during progressive deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **77**, 251–265.

JELINEK, V. 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility mesured on group of specimen. *Studia Geophysica et Geodaetica*, **22**, 50–62.

JELINEK, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of the rocks. *Tectonophysics*, **79**, 63–67.

KANAMATSU, T., HERRERO-BERVERA, E. & ASAHIKO, T. 2001. Magnetic fabric of soft-sediment folded strata within a neogene accretionary complex, the Miura group, Central Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **187**, 333–343.

KISSEL, C., BARRIER, E., LAJ, C. & LEI, T.-Q. 1986. Magnetic fabric in 'undeformed' marine clays from compressional zones. *Tectonics*, **5**, 769–781.

LACOMBE, O. 2001. Palaeostress magnitudes associated with development of mountain belts: Insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills. *Tectonics*, **20**, 834–849.

LACOMBE, O. 2007. Comparison of palaeostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications. *Journal of Structural Geology*, **29**, 86–99.

LACOMBE, O., MOUTHEREAU, F., KARGAR, S. & 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.

LACOMBE, O., AMROUCH, K., MOUTHEREAU, F. & DISSEZ, L. 2007. Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt. *Geology*, **35**, 263–266.

MASSON, F., CHERY, J., HATZFELD, D., MARTINOD, J., VERNANT, P., TAVAKOLI, F. & GHAFORY-ASHTIANI, M. 2005. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophysical Journal International*, **160**, 217–226.

McQUARRIE, N. 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold–thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, **26**, 519–535.

McQUARRIE, N., STOCK, J. M., VERDEL, C. & WERNICKE, B. P. 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, **30**, 2036, doi: 10.1029/2003GL017992.

MERCIER, J.-L., CAREY-GAILHARDIS, E. & SÉBRIER, M. 1991. Palostress determinations from fault kinematics: Application to the Neotectonics of the Himalayas–Tibet and the central Andes. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **337**, 41–52.

MOLINARO, M., GUEZOU, J.-C., AUBOURG, C., LETURMY, P. & ESHRAGHI, S. A. 2003. Structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros: facts and factors of a subduction to collision transition. *EGS–AGU–EUG Joint Assembly, Nice*.

MOLINARO, M., GUEZOU, J. C., LETURMY, P., ESHRAGHI, S. A. & FRIZON DE LAMOTTE, D. 2004*a*. The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran). *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 735–752.

MOLINARO, M., LETURMY, P., GUEZOU, J.-C. & FRIZON DE LAMOTTE, D. 2004*b*. The structure and kinematic evolution of the south-eastern Zagros Mountains, Iran. *EGU 1st General Assembly, Nice*.

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.

MOUTHEREAU, F., LACOMBE, O. & MEYER, B. 2006. The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modelling. *Geophysical Journal International*, **165**, 336–356.

MOUTHEREAU, F., TENSI, J., BELLAHSEN, N., LACOMBE, O., DE BOISGROLLIER, T. & KARGHAR, S. 2007*a*. Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: the Zagros Folded Belt (Fars, Iran). *Tectonics*, **26**, TC5006.

MOUTHEREAU, F., LACOMBE, O., TENSI, J., BELLAHSEN, N., KARGAR, S. & AMROUCH, K. 2007*b*. Mechanical constraints on the development of the Zagros Folded Belt. *In*: LACOMBE, J. L. O., VERGÉS, J. & ROURE, F. (eds) *Thrust Belts and Foreland Basins: From Fold Kinematics to Hydrocarbon Sytems*. Frontiers in Earth Sciences. Springer, New York, 247–266.

NAVABPOUR, P., ANGELIER, J. & BARRIER, E. 2007. Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics*, **432**, 101–131.

OVEISI, B., LAVÉ, J. & VAN DER BEEK, P. A. 2007. Rates and processes of active folding evidenced by Pleistocene terraces at the central Zagros front (Iran). *In*: LACOMBE, O., LAVÉ, J., ROURE, F. & VERGÈS, J. (eds) *Thrust Belts and Foreland Basins*. Frontiers in Earth Sciences. Springer, New York, 265–285.

PARÉS, J. P., VAN DER PLUIJM, B. A. & DINARÈS-TURELL, J. 1999. Evolution of magnetic fabric during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, Northern Spain). *Tectonophysics*, **307**, 1–14.

REGARD, V., BELLIER, O., THOMAS, J. C., ABBASSI, M. R. & MERCIER, J. L. 2003. Tectonics of a lateral transition between subduction and collision: the Zagros–Makran transfer deformation zone (SE Iran). *In*: *EGS–AGU–EUG Joint Assembly, Nice*.

RICOU, L., BRAUD, J. & BRUNN, J. H. 1977. *Le Zagros*. Mémoires Hors Série de la Société Géologique de France, **8**, 33–52.

ROBION, P., GRELAUD, S. & FRIZON DE LAMOTTE, D. 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW Himalaya, Pakistan). *Sedimentary Geology*, **196**, 181–200.

ROCHETTE, P., JACKSON, J. & AUBOURG, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of ansisotropy of magnetic susceptibility. *Review of Geophysics*, **30**, 209–226.

ROWE, K. J. & RUTTER, E. H. 1990. Palaeostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *Journal of Structural Geology*, **12**, 1–17.

SAGNOTTI, L., SPERENZA, F., WINKLER, A., MATTEI, M. & FUNICIELLO, R. 1998. Magnetic fabric of clay sediments from the external northern Apennines (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **105**, 73–93.

SAINT-BEZAR, B., HEBERT, R. L., AUBOURG, C., ROBION, P., SWENNEN, R. & FRIZON DE LAMOTTE, D. 2002. Magnetic fabric and petrographic investigation of hematite-bearing sandstones within ramp-related folds: examples from the South Atlas Front (Morocco). *Journal of Structural Geology*, **24**, 1507–1520.

SATTARZADEH, Y., COSGROVE, J. W. & VITA-FINZI, C. 2000. The interplay of faulting and folding during the evolution of the Zagros deformation belt. *In*: COSGROVE, J. W. & AMEEN, M. S. (eds) *Forced Folds and Fractures*. Geological Society, London, Special Publications, **169**, 187–196.

SEPEHR, M. & COSGROVE, J. W. 2004. Structural framework of the Zagros Fold–Thrust, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 829–843.

SHERKATI, S. & LETOUZEY, J. 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh Zone and Dezful Embayment, Iran). *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 535–554.

SHERKATI, S., MOLINARO, M., FRIZON DE LAMOTTE, D. & LETOUZEY, J. 2005. Detachment folding in the central and eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachment and final basement control. *Journal of Structural Geology*, **27**, 1680–1696.

SHERKATI, S., LETOUZEY, J. & FRIZON DE LAMOTTE, D. 2006. Central Zagros fold–thrust belt (Iran): new insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. *Tectonics*, **25**, TC4007, doi: 10.1029/2004TC001766.

SMITH, B., AUBOURG, C., GUÉZOU, J. C., NAZARI, H., MOLINARO, M., BRAUD, X. & GUYA, N. 2005. Kinematics of a sigmoidal fold and vertical axis rotation in the east of the Zagros–Makran syntaxis (Southern

Iran): palaeomagnetic, magnetic fabric and microtectonic approaches. *Tectonophysics*, **411**, 89–109.

TALEBIAN, M. & JACKSON, J. 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, **156**, 506–526.

TARLING, D. H. & HROUDA, F. 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London.

TATAR, M., HATZFELD, D., MARTINOD, J., WALPERSDORF, A., GHAFORI-ASHTIANY, M. & CHÉRY, J. 2002. The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, **29**, 19–27.

TATAR, M., HATZFELD, D. & GHAFORY-ASHTIANY, M. 2004. Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. *Geophysical Journal International*, **156**, 255–266.

VERNANT, P., NILFOROUSHAN, F. *ET AL*. 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, **157**, 381–398.

WALPERSDORF, A., HATZFELD, D. *ET AL*. 2006. Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). *Geophysical Journal International*, **167**, 1077–1088.

1.8 Conclusion sur le Fars

Le travail présenté dans cette partie visait à mieux comprendre le champ de contraintes néogène dans la partie ouest de l'arc du Fars.

L'analyse des jeux de failles (Lacombe et al., 2006) révèle pendant la fin du Cénozoïque deux états de contraintes régionaux, une compression précoce NE-SW antérieure ou synchrone du plissement de la couverture dans la SFB puis une compression N020° postérieure au plissement. Cette chronologie a été démontrée grâce aux stries superposées sur les plans de failles, et en considérant les relations entre les axes principaux des contraintes et le basculement par plissement de la stratification. La compression N020° a été également identifiée par l'analyse des macles de la calcite dans la chaîne plissée mais également sur le plateau iranien (direction moyenne de compression N25±15°); elle est en accord avec l'état de contrainte actuel (publication 3).

Les données d'ASM fournissent la direction de raccourcissement (LPS) avant le plissement. Cette direction de raccourcissement est relativement homogène, à l'exception de quelques déviations locales dues soit à un mauvais contrôle sur la direction de la linéation magnétique, soit à des complications tectoniques comme les rotations de blocs (Publication n° 4). D'Ouest en Est dans le Fars central, la direction de raccourcissement tourne respectivement d'une direction NE-SW à N-S comme déjà observé par Bakhtari et al. (1998). En effet, la direction enregistrée dans les formations mio-pliocènes (N38°± 32°) est globalement en accord avec la direction du raccourcissement actuel, alors qu'on observe par contre une déviation horaire systématique d'environ 10° pour les formations paléocènes, avec une direction de LPS de N47°± 13° pour ces dernières.

Les linéations magnétiques sont quelquefois obliques par rapport aux axes des plis. Deux mécanismes peuvent expliquer ce phénomène. Un pli peut par exemple se développer avec une obliquité héritée d'une structure sous-jacente (Frizon de Lamotte et al., 1995; Smith et al., 2005). Ceci est comparable aux plis forcés au-dessus des failles de socle (Cosgrove et Ameen, 2000; Sattarzadeh et al., 2000). Un autre mécanisme possible pour expliquer cette obliquité est un changement dans la direction du raccourcissement entre le début du LPS et le plissement.

Une rotation antihoraire d'au-moins 10° de la direction de raccourcissement entre le LPS enregistré dans la SFB pendant le plissement dans le High Zagros (Miocène inférieur à moyen) et le plissement dans la SFB (Miocène moyen-supérieur) semble avérée (publication 4): elle pourrait être due à un changement cinématique (changement de direction de la convergence Arabie-Eurasie, qui est cependant stable depuis ~20 Ma : McQuarrie et al., 2003), à une rotation régionale des contraintes sans changement de la cinématique (réorientation en relation avec les failles de socle par exemple) ou à une rotation horaire des blocs à proximité des failles décrochantes dextres qui bordent le Fars à l'Ouest (Bakhtari et al., 1998 ; Lacombe et al., 2006).

L'interprétation des données de paléocontraintes dans la chaîne du Fars où la couverture est décollée requiert donc des données indépendantes sur les éventuelles rotations rigides de blocs autour d'un axe vertical, afin de distinguer rotations de contraintes (régionales et liées par exemple à un changement cinématique aux limites, ou locales en relation avec les accidents préexistants) et rotations ou polyphasage « apparents » sans changement du régime de contrainte régional liées à des rotations rigides de blocs. Des rotations de blocs ont effectivement été documentées dans le Fars par une étude paléomagnétique (Aubourg et al., 2008). Les déviations dépassent rarement les 40° horizontalement (selon un axe vertical) et n'excédent pas les 20° verticalement (selon un axe horizontal). Si les rotations anti-horaires sont cohérentes dans la partie Est de l'arc du Fars dans la zone de transition avec le Makran (en relation avec le poinçonnement par la péninsule d'Oman), le schéma d'ensemble cependant reste flou dans la partie ouest d; il semble néanmoins que les rotations horaires dominent ; ceci est corroborée pro parte par la torsion des axes des plis (dont une part pourrait cependant être « primaire »). Ces rotations horaires sont compatibles avec la cinématique dextre des décrochements dans l'ouest du Fars (Kazerun, Karebass, …).

Il faut noter que les données de failles striées collectées le long de la faille de Kazerun (Authemayou et al., 2006) montrent un régime décrochant avec une direction de $\sigma 1$ N35-40° d'une valeur moyenne de N36°±15°, avec une différence de direction ne dépassant pas 10° entre les tenseurs de contraintes enregistrés dans les roches mésozoïques et ceux obtenus dans les roches pliocènes et quaternaires (N27°). Ceci suggère l'absence de changements notables de la direction de $\sigma 1$ tout au long du système Kazerun, ce qui pourrait être expliqué par une

réorientation et un partitionnement des mécanismes de raccourcissement près de cette structure majeure.

Ainsi, si on reconstitue de façon à peu près certaine une rotation anti-horaire du champ de contrainte depuis le Miocène inférieur-moyen dans la partie ouest de l'arc du Fars, il n'est pas facile de conclure sur sa signification en termes de changement cinématique, de déviation de contrainte à proximité de certaines failles de socle (qui préexistent aux déformations orogéniques mais dont le comportement pourrait avoir évolué de failles de transfert pendant le plissement à décrochements récents à actuels : Lacombe et al., 2006) ou de rotations horaires de blocs en relation avec la cinématique des décrochements dextres N-S de Kazerun-Borazdjan/Karebass/Sabz-Pushan le long du flanc ouest de l'arc du Fars, sans changement réel des directions de contraintes. Il semble néanmoins que depuis le Miocène moyen-supérieur (environ 15-10 Ma), l'état de contrainte orogénique soit au premier ordre cohérent avec la déformation actuelle (tenseurs de moments sismiques dans le socle et tenseurs de taux de déformation géodésiques dans la couverture) ; ceci suggère que le régime de déformation est resté à peu près constant dans l'espace –au niveau de la zone de collision du Zagros- et dans le temps -pendant le Néogène supérieur- en relation avec la stabilité de la convergence Arabie-Eurasie sur cette période.

A cette longitude, la convergence faiblement oblique entre l'Arabie et l'Eurasie n'a pas donné lieu à un partitionnement de la déformation dans le Fars occidental, mais a été plutôt accommodée par une déformation distribuée impliquant du raccourcissement et des mouvements décrochants, à la fois dans la couverture (enregistrés par les failles et les macles) et dans le socle (foyers sismiques), avec une composante mineure d'extension parallèle à la chaîne.

Le champ de contrainte enregistré à travers la province du Fars est ainsi fidèlement enregistré dans l'espace (à différentes échelles et au niveau de la couverture comme au niveau du socle) et aussi dans le temps (déformation finie long-terme : maclage, fracturation ou déformation incrémentale court-terme : séismes). Cette cohérence "multiple" indique que le champ de contrainte régional n'a non seulement probablement que peu varié depuis le Néogène, mais également qu'aucun changement majeur (au moins en termes d'orientation et de régime) ne se produit de part et d'autre du niveau de décollement évaporitique d'Hormuz, bien que celui-ci joue actuellement une barrière pour la propagation des séismes vers la

couverture (ce qui explique en partie la nature quasi-asismique de cette dernière). Enfin, la similarité des directions de contraintes néogènes sur le plateau iranien et dans la chaîne du Zagros, c'est-à-dire de part et d'autre de la suture du MZT (Main Zagros Thrust), montre aussi que le couplage interplaque est effectif au moins depuis le Néogène.

En termes de grandeurs, les contraintes différentielles associées à la compression N025° (essentiellement post-plissement) enregistrées par l'analyse des macles de la calcite dans la partie ouest du Fars montrent des valeurs faibles et assez comparables (40 +/- 15 MPa) au travers de la chaîne. Cette homogénéité est en accord avec la distribution homogène du raccourcissement au travers de la SFB.

Ces grandeurs sont faibles par comparaison aux estimations réalisées dans d'autres chaînes (Craddock and van der Pluijm, 1999; van der Pluijm et al., 1997) qui montrent également une décroissance des contraintes des zones internes vers les zones externes. Si on admet que les contraintes différentielles augmentent avec la profondeur (e.g., Lacombe, 2007), les faibles valeurs observées dans le Fars pourraient être expliquées par un niveau d'érosion plus faible que dans les chaînes étudiées par Craddock et van der Pluijm. L'absence de différence (ou la faible différence) entre les magnitudes des contraintes différentielles pre-plissement et post-plissement pourrait suggérer qu'il y a eu très peu d'érosion pendant le plissement et/ou que le plissement s'est effectué à faible niveau de contraintes différentielles.

La faiblesse des grandeurs des contraintes et l'absence de gradient de celles-ci de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne sont en accord avec un décollement et un plissement précoce et rapide de l'épaisse couverture du Fars, et du comportement globalement peu sismique de celle-ci qui « glisse » sur une couche incompétente d'évaporites (Hormuz) et se déforme essentiellement de manière visco-plastique à faible niveau de contrainte. Ceci corrobore l'idée que le plissement dans la SFB est lié fondamentalement à une déformation rapide par pure-shear et flambage des strates sédimentaires et non au développement d'un prisme frictionnel "classique" (Mouthereau et al., 2006, 2007a, b). Le problème d'espace que pourrait provoquer le plissement concentrique dans le Fars pourrait trouver sa solution dans l'abondance des processus plastiques comme le maclage et visqueux comme la pression-dissolution dans les carbonates. Le faible potentiel sismogénique de la couverture serait en partie lié au relâchement partiel des contraintes par une composante visco-plastique de déformation interne des strates due aux mécanismes de maclage et de pression-dissolution.

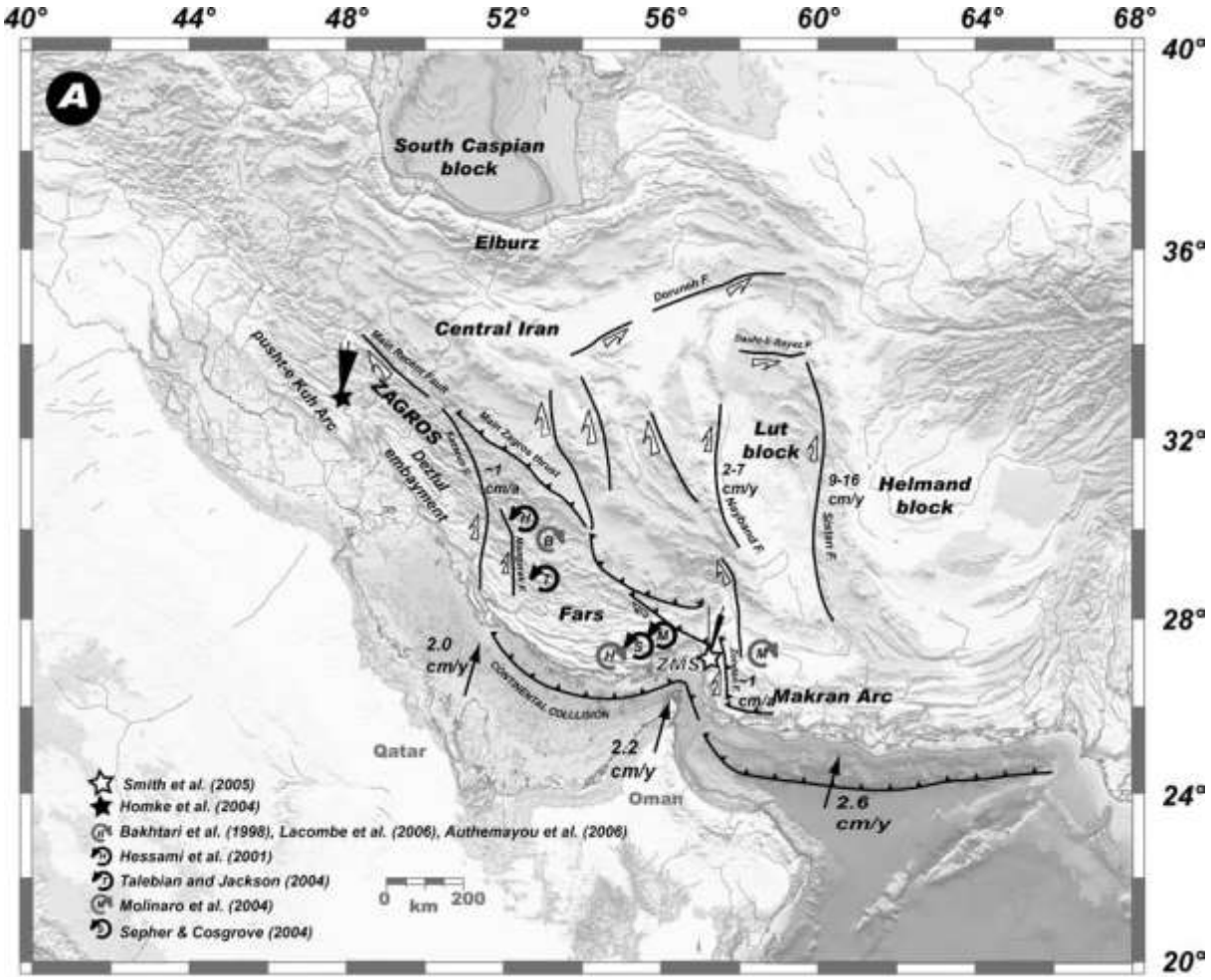


Figure 95: (a) structure géodynamique du SFB et du Makran. Les failles entourant le Zagros sont indiquées avec leurs vitesses de mouvement selon Walker et al. (2003). Les flèches noires montrent les vitesses GPS de migration de la plaque d'Arabie par rapport à la plaque d'Eurasie (Vernant *et al.* 2004). Les étoiles indiquent la localisation des études paléomagnétiques déjà publiées dans la formation Agha-Jhari. Les flèches circulaires correspondent au sens de rotation des blocs proposé dans la littérature (selon Aubourg et al., 2008). Le sens de rotation devant la peninsule d'Oman en ajoutant les données de Smith et al. (2005) (selon Aubourg et al., 2008)

Pour finir, il apparaît la déformation distribuée de type thick-skinned qui a suivi l'inversion initiale de la marge est apparue à la même période que la principale phase de plissement de la couverture (thin-skinned). Cependant la manière avec laquelle socle et couverture ont accommodé le raccourcissement a été différente ; le socle étant pré-fracturé s'est raccourci essentiellement par chevauchement, quand l'épaisse couverture sédimentaire l'a fait par plissement sur une épaisse couche de sel ductile.

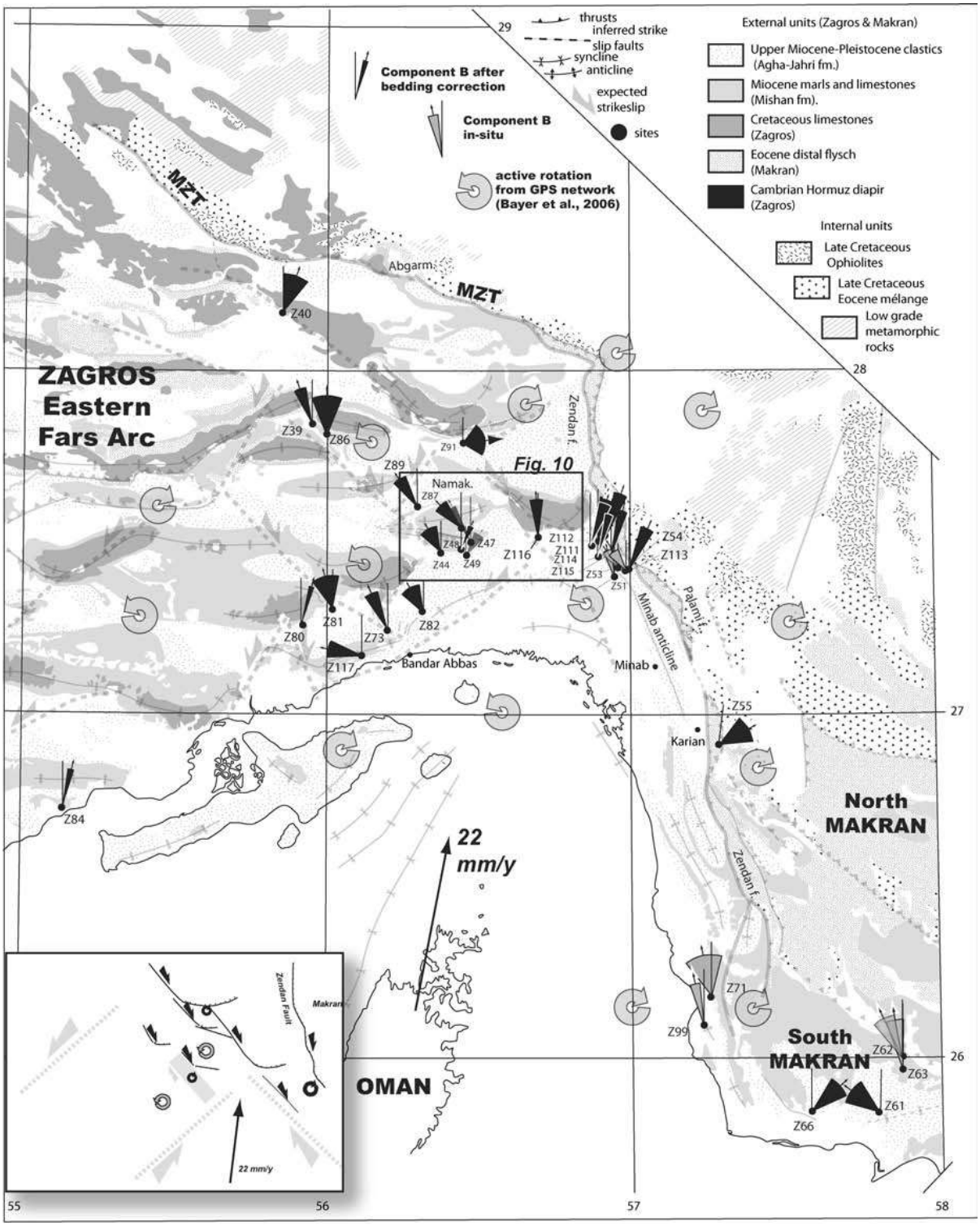


Figure 96: Le sens de rotation devant la peninsule d'Oman en ajoutant les données de Smith et al. (2005) (selon Aubourg et al., 2008)

2 L'analyse des macles de la calcite à l'échelle d'un anticlinal: Exemple de Kuh-e Khaviz (Dezful)

Largement plus grand et moins affleurant que son cousin américain (SMA), l'anticlinal de Khaviz a été analysé différemment. L'analyse des macles de la calcite faite sur ce pli présente des buts assez similaires à ceux précédemment réalisés sur le SMA. La différence est que pour le SMA l'histoire de la fracturation est très bien connue et les différentes études ne montrent pas d'importantes divergences (Bellahsen et al. 2006 ; Fiore 2006 ; Sanz et al., 2008 ; Amrouch et al., 2010a), contrairement aux études de fracturation au niveau de l'anticlinal de Khaviz (Ahmadhadi et al., 2008 ; Wennberg et al., 2007). Le travail ici consiste donc à comparer les données de macle de la calcite avec ceux de la fracturation de ces deux études dont les résultats en terme de scénario tectonique sont différents. L'anticlinal de Khaviz (Kuh-e Khaviz) se trouve dans la région du Dezful qui présente une topographie spécifique contrôlée en général par un style de déformation entre le thick et le thin-skinned avec moins de décollement que dans la région du Fars vu la différence d'épaisseur du niveau de décollement d'Hormuz, ce qui explique peut être l'activation des petits niveaux de décollements intermédiaires (Sherkati et al., 2006), d'où la mal définition de la base du décollement des structures de plissement et de chevauchement (Sherkati et Letouzey, 2004; Molinaro, 2004).

D'un point de vue géométrique, la plupart des plis dans le Dezful sont asymétriques avec, à quelques exceptions près, un flanc SW plus raide (supérieur à 60°) que le flanc NE (20-30°) (Figure 97 et 98). Malgré la mal définition du niveau basal de décollement de ces plis, et en se basant sur l'épaisseur des séquences sédimentaires et la longueur d'onde des plis, on considère au minimum qu'il est au moins à 9-10 km en dessous du niveau marin (Letouzey et al., 2002). A l'échelle régionale, la quantité de raccourcissement diminue en allant du NE au SW avec un raccourcissement moyen qui est de 16% dans la zone d'Izeh et de 6% au niveau du Dezful (Sherkati et Letouzey, 2004). En plus des chevauchements et des niveaux de décollement, les grands accidents à direction N-S (IZHF, KMF ; figure 97) influencent significativement l'allure géométrique de certains plis par leur obliquité à la direction géométrique de la chaîne du Zagros (Ahmadhadi et al., 2008).

Les anticlinaux sont apparemment contrôlés par des chevauchements sous-jacents (pli de propagation, de cintrage de rampe) et/ou par des failles normales réactivées par un jeu inverse (Wennberg et al., 2007). L'anticlinal de Khaviz représente un pli typique de la Formation Asmari (le principal réservoir d'hydrocarbures d'Iran), dans la chaîne de montagnes du Zagros. Les systèmes de fractures affectant cette formation carbonatée ont été étudiés dans plusieurs anticlinaux de la ceinture de plissement-chevauchement du Dezful (Ahmadhadi et al., 2008).

En plus des orientations des familles de fractures et de leur chronologie, une attention particulière a été portée à leur relation avec le plissement (Wennberg et al., 2007) et avec les états de contraintes régionaux et/ou locaux (Ahmadhadi et al., 2008), ainsi qu'au calendrier de la déformation régionale et à son contrôle par les failles de socle.

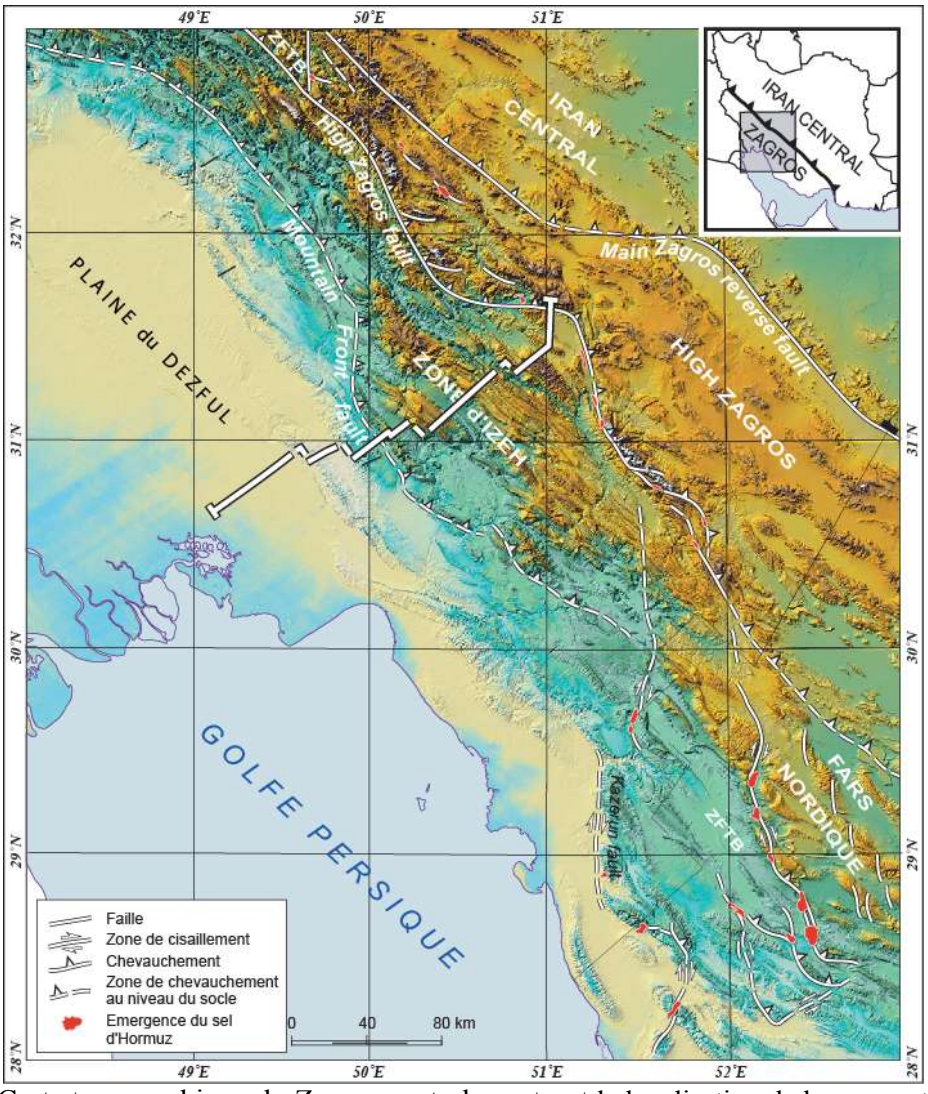


Figure 97: Carte topographique du Zagros central montrant la localisation de la coupe structurale de la figure 98.

2.1 Contexte sédimentaire de la zone du Dezful

La formation Asmari, d'âge Oligo-miocène, est constituée d'une série de carbonates d'origine marine ; elle s'est déposée sur la formation marno-calcaire de Gurpi (Maestrichtien/Paléocène) et elle est limitée au sommet par les formations plutôt clastiques de Gashsaran (évaporitique par endroits) et de Mishan à dominante marneuse. Encore au-dessus, on trouve des formations gréseuses à conglomératiques, d'abord avec la formation Agha Jari, constituée de grès marneux et de micro-conglomérats puis avec la formation Bakhtyari constituée de conglomérats (Figure 99).

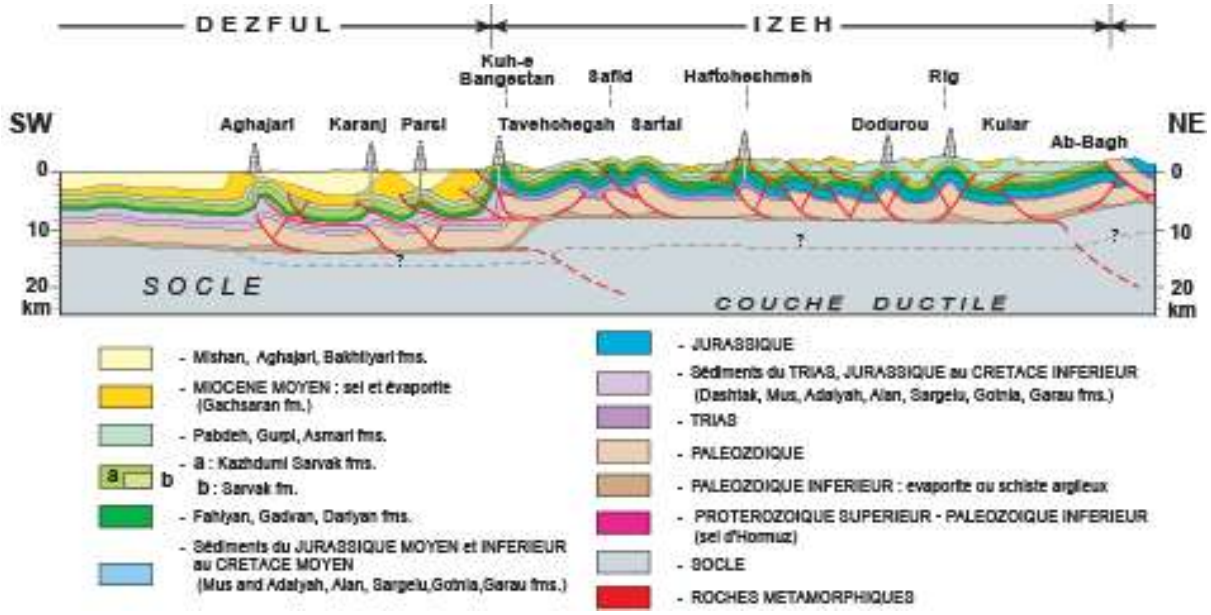


Figure 98: Coupe géologique équilibrée à travers le Zagros central, de la partie interne de la chaîne jusqu'au front de déformation (voir figure 97). La ligne en pointillés près du sommet du socle représente la base supposée des sediments pré-Hormuz.

2.2 L'anticlinal de Khaviz – description structurale

2.2.1 La géométrie du pli

Cet anticlinal est long d'à peu près 40 km pour une largeur de 6 à 8 km avec un axe WNW-ESE. Malgré sa nature généralement non-cylindrique du pli ses flancs peuvent garder leur direction sur de longue distance, par exemple le flanc NE ne semble pas changer de plus de 3° sur plus de 10 km. La crête est sub-horizontale sur 40 km et plonge de 15° au niveau des deux terminaisons du pli. En général le flanc sud avec ses (40°) est un peu plus penté que le flanc nord (30°). Cela dit, près de la terminaison ESE due l'anticlinal le pendage du flanc NE est localement supérieur à 80°.

La charnière la plus marquée est entre la crête et le flanc NE avec un pendage moyen de 38° autour d'un azimuth de 029° (Wennberg et al., 2007). La zone de crête a une largeur de 2-3 km, est correspond à un domaine structural assez complexe. Une charnière peu définie et avec une faible flexure est présente entre la zone de crête et le flanc SW avec un pendage moyen de 38° autour d'un azimuth de 207°.

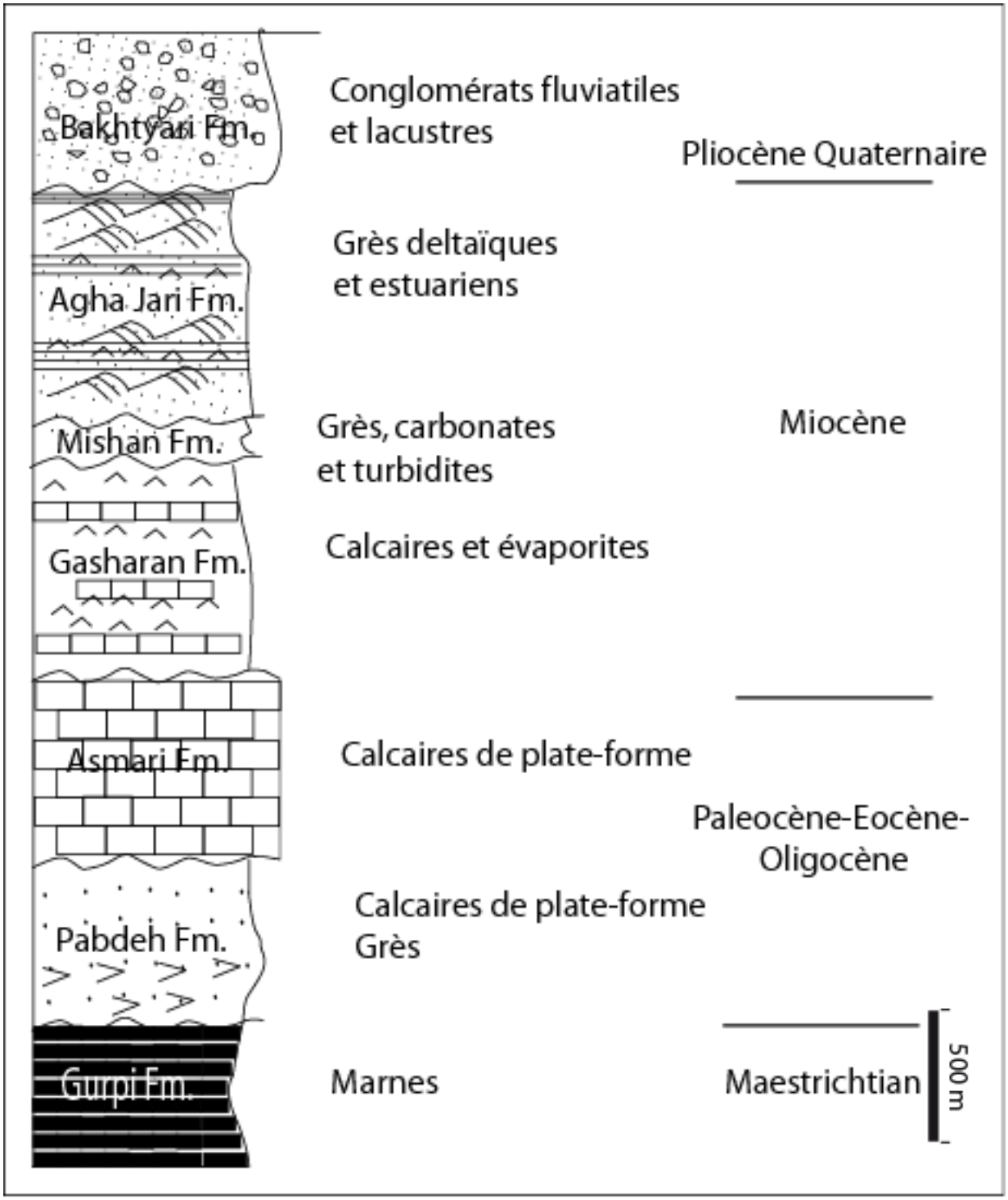


Figure 99: Log stratigraphique de la région du Dezful.

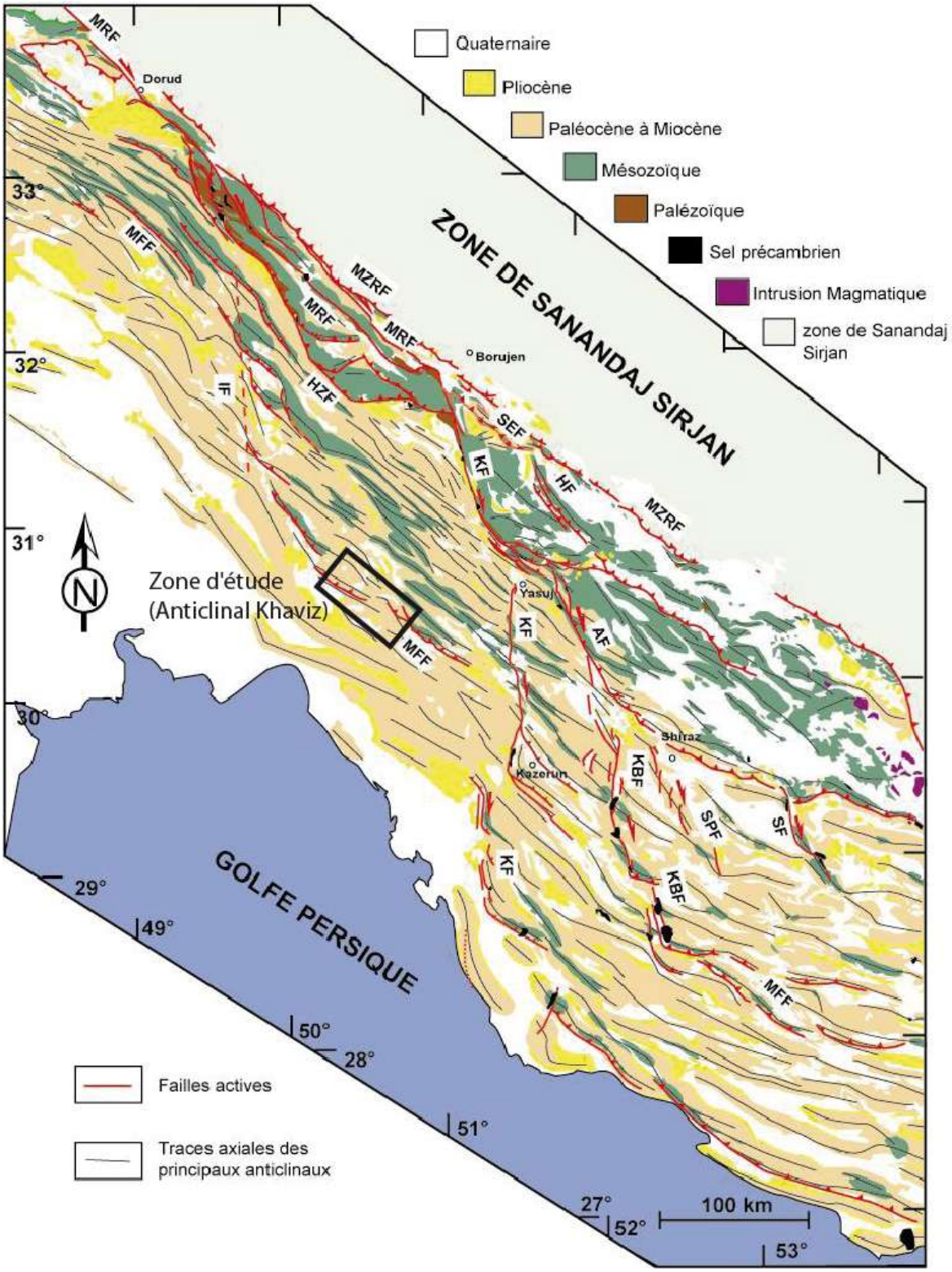


Figure 100: Schéma structural du Zagros central d'après Authemayou (2006). AF - Ardakan Fault; HF: Hanna Faut; HZF – High Zagros Fault; IF - Izeh Fault; KBF - Kareh-Bas Fault; KF - Kazerun Fault; MFF - the Main Frontal Fault; MRF -Main Recent Fault; MZRF - Main Zagros Reverse Fault; SF - Sarvestan Fault; SEF: Semirom Fault, SPF – Sabz-Pushan Fault. Le rectangle noir délimite la zone d'étude.

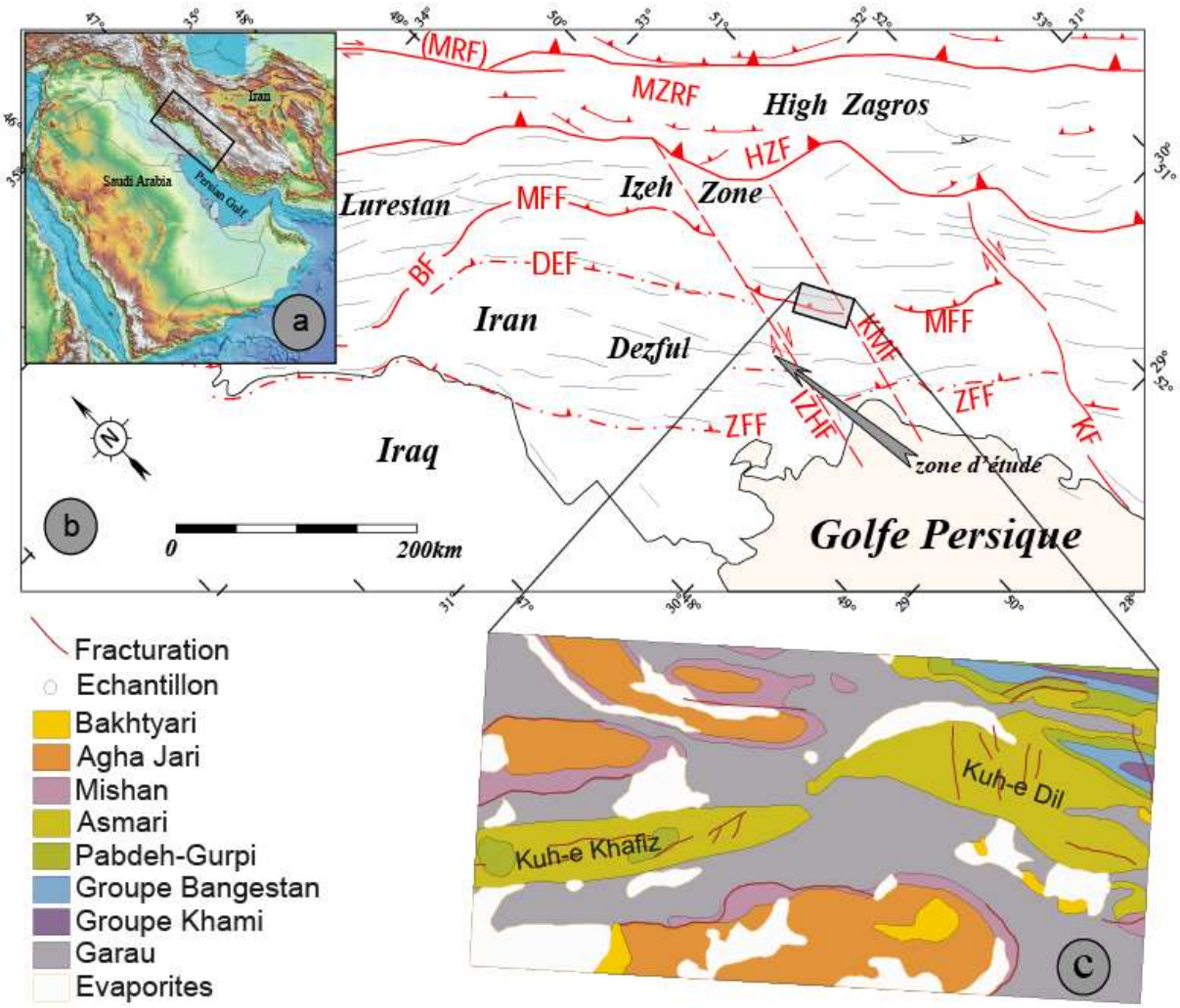


Figure 101: a : Carte représentant la plaque d'Arabie et le Dezful ; b : les gros accident structuraux de la région du Dezful ; c : Carte géologique de la région autour de l'anticlinal de Khaviz. (Ahmadhadi et al., 2008)

2.2.2 Données structurales

L'anticlinal de Khaviz fait partie des anticlinaux les plus étudiés dans la région du Dezful de par son intérêt scientifique et surtout industriel (affleurement de la formation pétrolifère d'Asmari). Avec une longueur d'onde de l'ordre de ~12 km et un affleurement ne dépassant pas quelques centaines de mètres la zone étudiée du pli correspond donc à sa seule partie sommitale.

Les figures 102 et 103 correspondent aux données de fracturation récoltées sur cet anticlinal par Wennberg et al. (2007) et Ahmadhadi et al. (2008). Ces derniers auteurs ont effectué des mesures d'orientations de veines au niveau de la terminaison sud du pli (figure 104). Ils ont pu distinguer quatre familles directionnelles : N150° ± 10°; N50°, N10° ± 10°;

N80° ± 10°. La famille N150° ± 10° semblent être la fréquente (figure 102c), suivie par la N80° ± 10°. La première famille de veines tourne d'une dizaine de degrés dans le sens horaire au niveau de la terminaison sud. L'utilisation d'image satellite Spot a permis l'identification de linéaments (macrofractures, failles) (figure 102b) dans la partie NW de l'anticlinal. Ces linéaments ont été classifiés dans des familles similaires à celle des veines à l'exception de celle de direction N150° qui semble être remplacée par une famille de direction N110°–120° parallèle à l'axe du pli. Au vu de son orientation cette famille N110°–N120° pourrait correspondre à des veines d'extrados. Elle correspond aussi à des failles normales déjà observées sur le terrain (figure 102 et 103) et qui ont été interprétées comme des failles normales dues à des collapses (McQuillan, 1973; Wennberg et al., 2007).

La famille de veines E-W est très développée dans la partie sud de la terminaison du pli, où plusieurs petites failles normales parallèles à cette famille ont été observées. Ces failles présentent aussi un jeu décrochant plus au moins important (Ahmadhadi et al., 2008).

Une chronologie a été établie entre ces différentes familles de veines en se basant sur les relations géométriques entre les veines et leurs remplissages (Ahmadhadi et al., 2008). Deux principaux types de remplissage ont été observés : un premier composé par une calcite blanche et un deuxième avec une calcite riche en Fer distincte par sa couleur brune. La famille de veine N20° est essentiellement remplie par la calcite blanche. Les veines E-W sont remplies par les deux calcites. La blanche est observée dans les bords des veines quand la brune occupe leur centre. Cela montre que la calcite brune précède la blanche. Les veines et fractures N150° sont exclusivement remplies par la calcite brune.

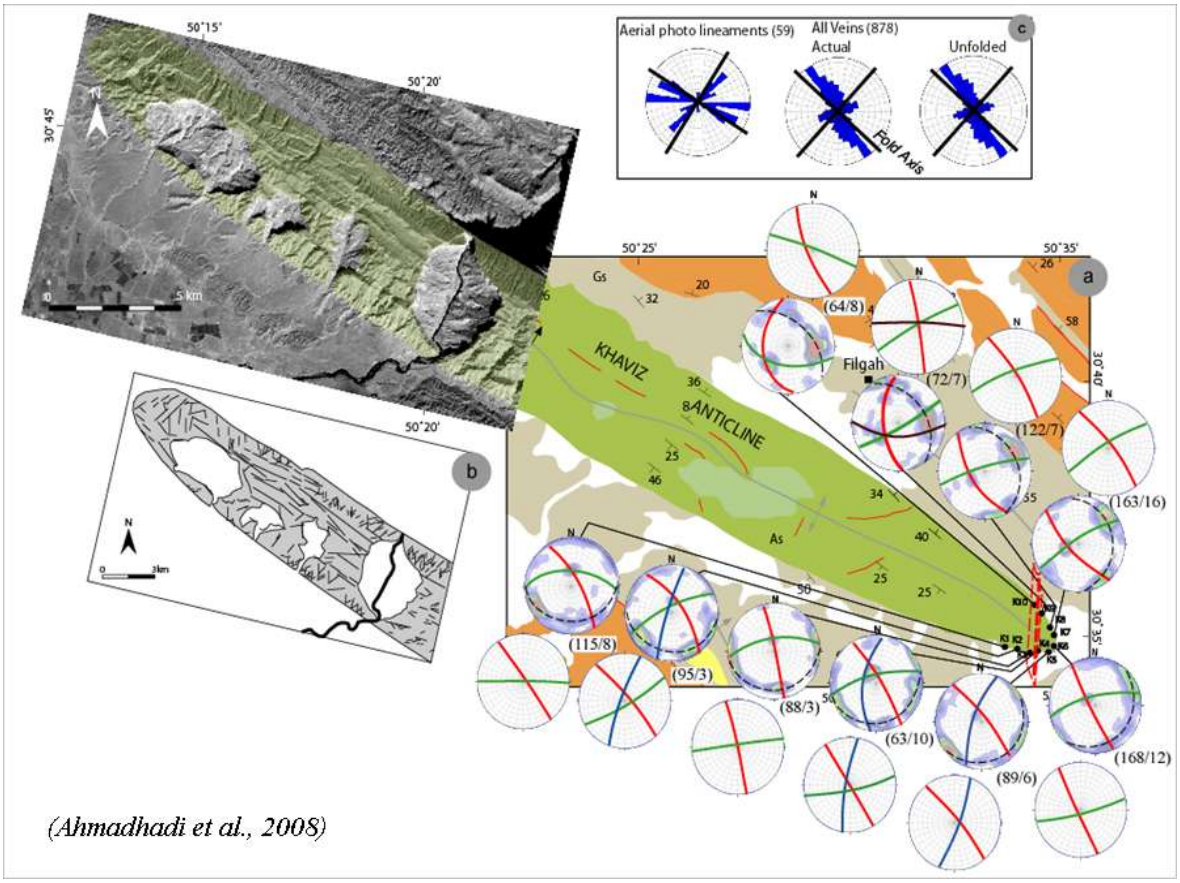


Figure 102: (a) Orientations des veines dans la terminaison SE de l'anticlinale de Khaviz (Stereodiagrammes: Schmidt hémisphère inférieur; le demi-cercle en pointillés correspond au plan de la stratification. On a présenté à la fois les données débasculées (avec un diagramme de densité des fractures) et à l'état actuel (sans diagramme de densité). (b) Des linéaments observés à partir d'une image satellite Spot V sur la partie ouest de l'anticlinal, ces linéaments ont été interprétés comme étant des familles de fractures. (c) Diagramme présentant les familles de veines débasculées et à l'état actuel et les directions des linéaments (le nombre des données est entre parenthèses) (Ahmadhadi et al., 2008).

La quatrième famille N50° reconnue sur le terrain (Ahmadhadi et al., 2008) a une chronologie relative mal contrainte par rapport aux autres familles de veines, et elle semble être la première famille de veine à s'ouvrir. Mais malgré ces incertitudes le cisaillement senestre le long des veines de cette dernière est postérieur à la large ouverture des veines N140°-150°. On peut déduire de cela qu'au niveau de l'anticlinal de Khaviz la compression NNE a été prédominante après l'ouverture des N150° (figure 103).

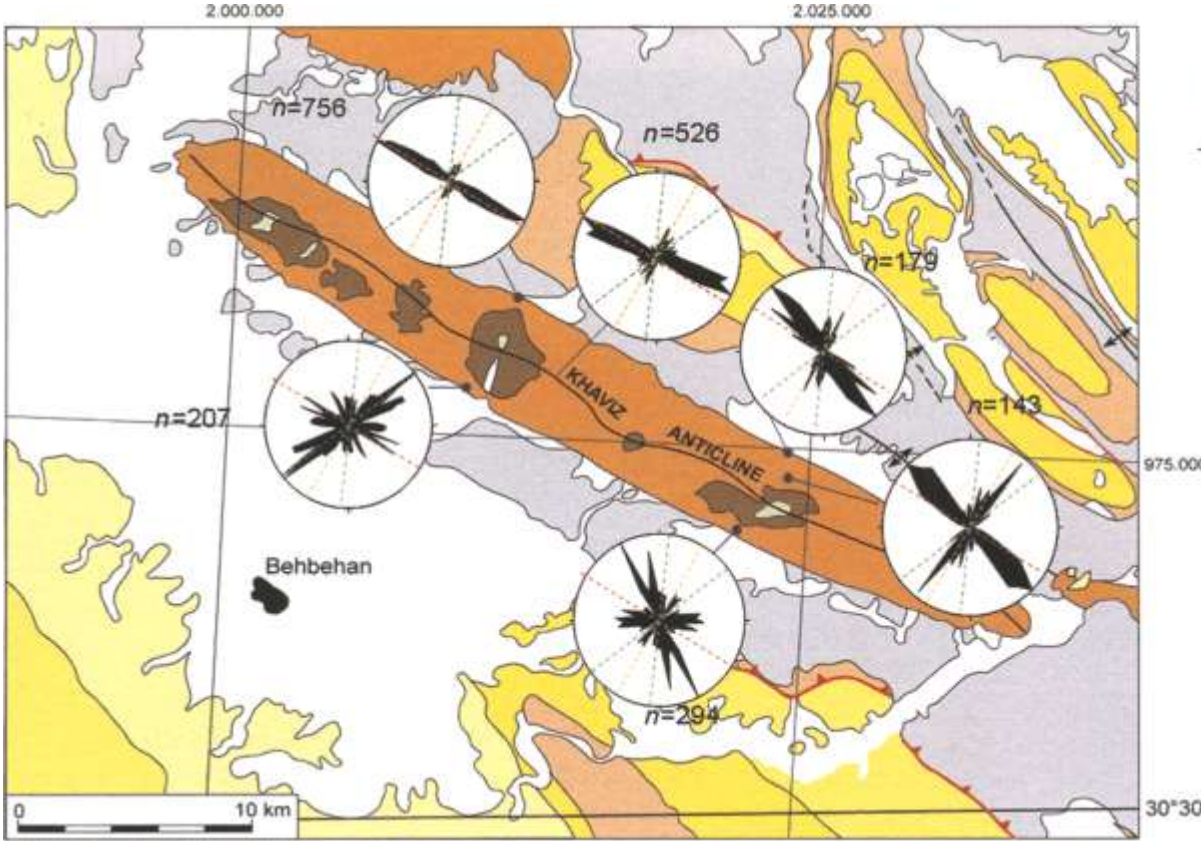


Figure 103: Carte Géologique de l'anticlinal de Khaviz, avec un résumé des diagrammes en rosace des orientations de fractures mesurées (Wennberg et al., 2007).

Ahmadhadi et al. (2007 ; 2008) ont proposé que régionalement les veines N150° se sont développées en réponse à la flexure forcée de la couverture au dessus de la faille de socle réactivée en inverse à direction NW-SE qui aurait pu induire une extension dans les couches les plus élevées (exp : Asmari Fm.). Cette réactivation précoce des failles de socles NW-SE date de l'Oligocène-supérieur et du Miocène inférieur (Ahmadhadi et al., 2007). Le fait que les veines N20° ainsi que les E-W présentent une distribution apparemment contrôlée par la proximité des failles de socles de direction N-S permettrait de suggérer que ces veines ont été formées assez tôt (en tout cas avant le plissement Mio-Pliocène), à cause d'une réactivation en dextre inverse des failles de socle N-S, probablement contemporaine avec la réactivation en compression des failles de socles NW-SE (Figure 105). D'après Ahmadhadi et al. (2008) les différentes familles de veines pré-plis ont été réactivées lors du plissement s.s. comme le montre la figure 105 dans le dernier schéma.

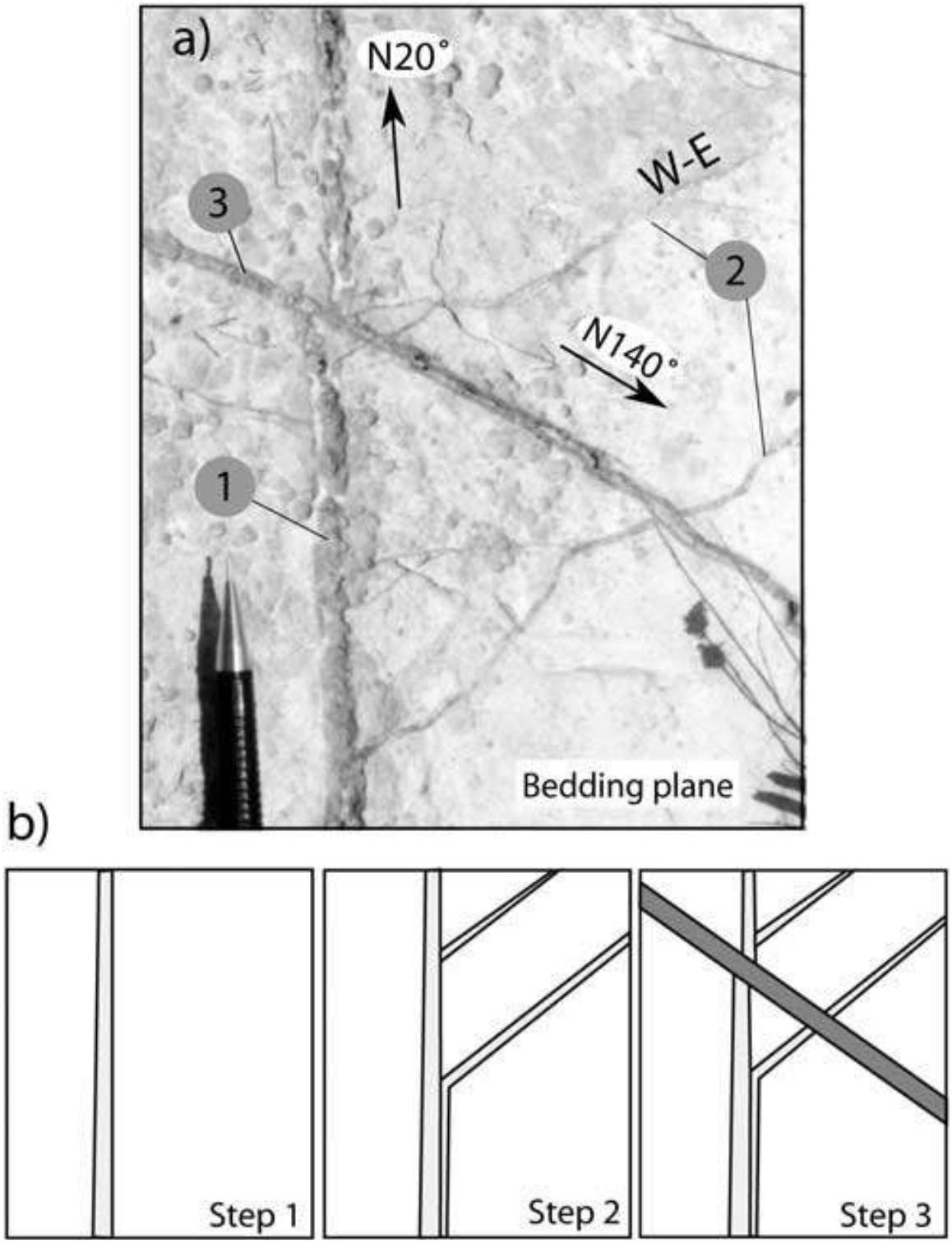


Figure 104: La chronologie entre les veines N20°, E-W et N150° au niveau de la terminaison SE du pli de Khaviz. (a) photo de dalle de calcaire présentant les 3 familles de veines, (b) schéma de l'évolution des veines en prenant en compte la relation d'intersection entre les différentes familles de veines, leur géométrie et la nature de leur remplissage (d'après Ahmadhadi et al., 2008).

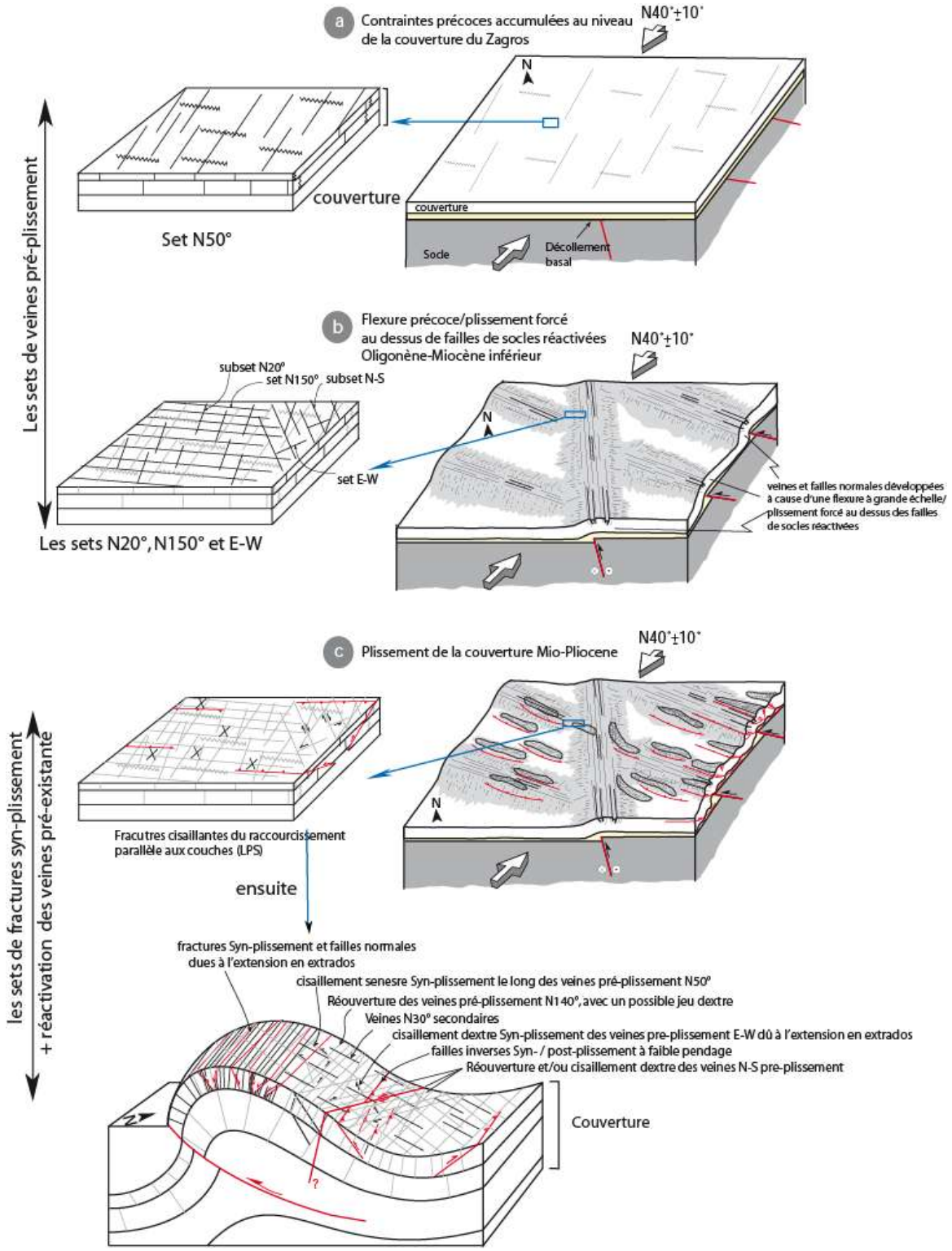


Figure 105: Modèle conceptuel du développement des veines pré et syn-plissement de la couverture au niveau de la formation d'Asmari dans le Dezful (d'après Ahmadhadi et al., 2008).

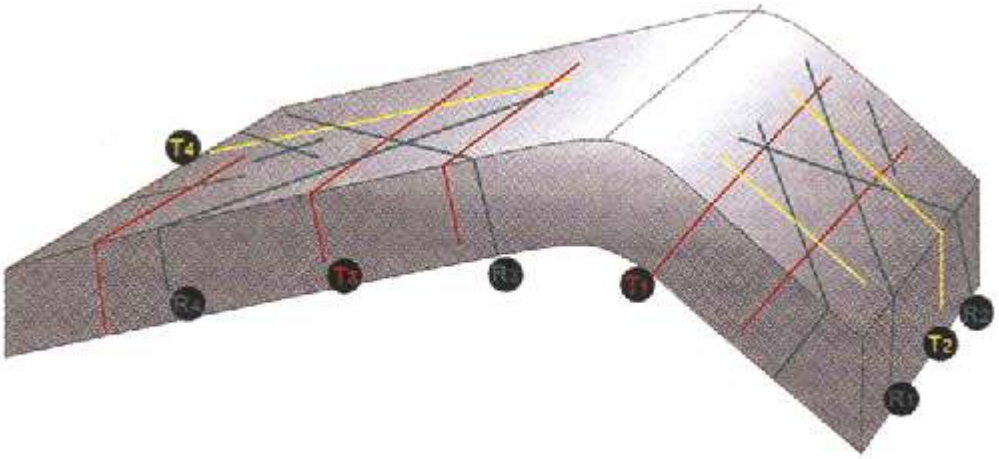


Figure 106: La classification de Price des sets typiques de fractures pour les anticlinaux asymétriques. (modifiée par wennberg et al., 2007 d'après Price, 1966).

A la différence de Ahmadhadi et al. (2008), Wennberg et al. (2007) ont interprété les orientations des fractures dans l'anticlinal de Khaviz comme fold-related en se basant sur le modèle de Price (1966). La majorité des fractures présentent un angle fort par rapport au plan de stratification. Ils ont subdivisé les fractures en deux types de familles T et R dans le forelimb et le backlimb (Figure 106).

Les fractures T correspondent à une famille de fractures perpendiculaires à l'axe du pli, et qu'ils ont appelées T2 dans le forelimb et T4 dans le backlimb. Les T1 et T3 sont parallèles à l'axe du pli et sont situées respectivement dans le forelimb et backlimb. L'orientation et la cinématique des fractures T suggèrent qu'elles sont des veines créées en tension et sans cisaillement. D'après Wennberg et al (2007) ces familles de fractures seraient plus fréquentes dans le backlimb que dans le forelimb. De façon intéressante, la même observation a été effectuée au niveau du pli asymétrique de Sheep Mountain (Bellahsen et al., 2006a).

Les familles de fractures R apparaissent comme des familles conjuguées orientées symétriquement autour des T1 et T2. Ils sont appelées R1 et R2 dans le forelimb, et R3 et R4 dans le backlimb. Le fait que les fractures R soient des fractures conjuguées suggèrent qu'elles soient ouvertes en cisaillement, mais sur le terrain l'effet de ce cisaillement n'apparaît pas beaucoup.

Si les mêmes quatre familles de veines ont été recensées au niveau de l'anticlinal de Khaviz par Wennberg et al. (2007) et Ahmadhadi et al. (2008), ces derniers considèrent que les quatre familles (N50° ; N150° ; N20°/N-S ; N80°/E-W) ont toutes été créées avant le plissement de la couverture s.s. (Figure 105), et qu'elles subissent des réouvertures et des réactivations pendant le plissement, alors que Wennberg et al. (2007) avancent l'hypothèse que ces quatre familles de fractures sont pré- et syn-plissement en se référant au modèle de Price (1966) (Figure 106) sur la fracturation liée aux plis asymétriques. Une récente étude diagénètique sur la formation Asmari (Nader et al., 2009) montre que le remplissage de ces veines présente une température et une pression de diagénèse correspondantes à l'enfouissement maximum qu'aurait subi la roche, ce qui témoigne de l'existence de ces veines là avant le plissement.

Le schéma de la figure 106 montre la correspondance entre les familles de fractures mesurées par Ahmadhadi et al. (2008) et par Wennberg et al. (2007).

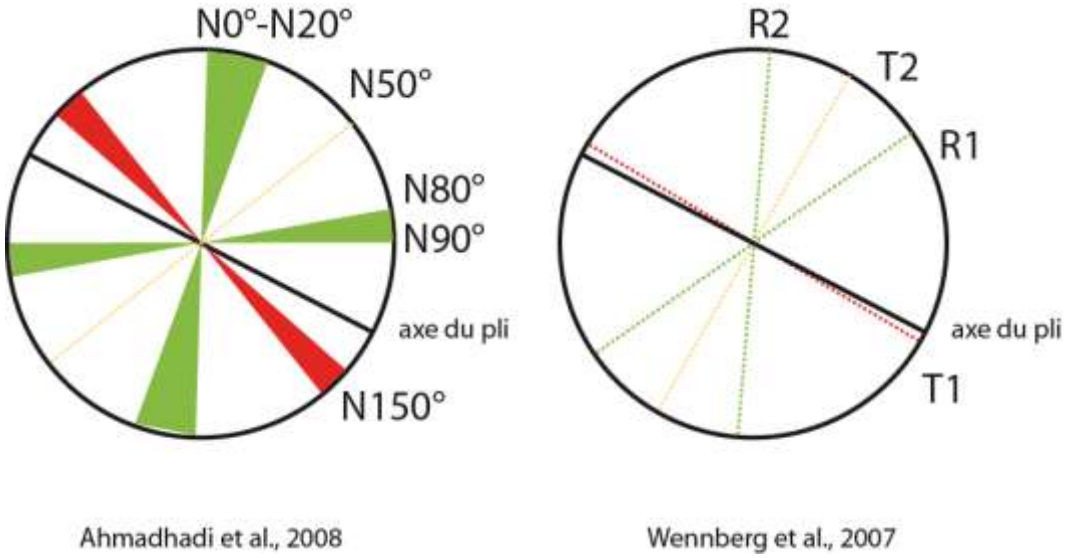


Figure 107: Résumé des données directionnelles de la fracturation dans l'anticlinal de Khaviz.

2.3 Problématique et Objectifs

La zone d'étude présente donc une fracturation complexe avec très peu de failles striées, ce qui rend difficile l'interprétation de ces fractures en termes de contraintes, de chronologie relative et ne permet pas d'affiner les observations. L'objectif de cette étude est d'utiliser la méthode d'analyse des macles de la calcite pour extraire des tenseurs de contraintes et essayer d'établir une chronologie dans le cas d'un polyphasage, et essayer de

mieux contraindre les points communs et les points de divergence existant entre les études réalisées sur ce pli. Le travail consistera donc à :

- Trouver les directions des paléocontraintes responsables des déformations observées à partir de mesures faites à la fois dans des veines et dans la matrice ;
- Établir une chronologie relative entre les différents tenseurs de contraintes ;
- Discerner le lien entre ces tenseurs et la géologie locale, une interprétation régionale ;
- Comparer les données de fracturation avec celles des macles de la calcite.

2.4 Résultats d'analyses des macles de la calcite

Pour cette étude on a traité 2847 plans maclés et 645 plans non maclés répartis sur 5 échantillons. Les tableaux 8 et 9 présentent les résultats récapitulatifs de l'analyse des macles de la calcite sur ces différents échantillons. Les cristaux maclés ont été mesurés dans la matrice et dans les veines, notamment les veines à direction N-S et E-W (figure 108). A part pour l'échantillon P15 la chronologie relative entre les deux familles de veines montre que la famille 1 (N-S) est antérieure à l'ouverture de la famille 2 (E-W).

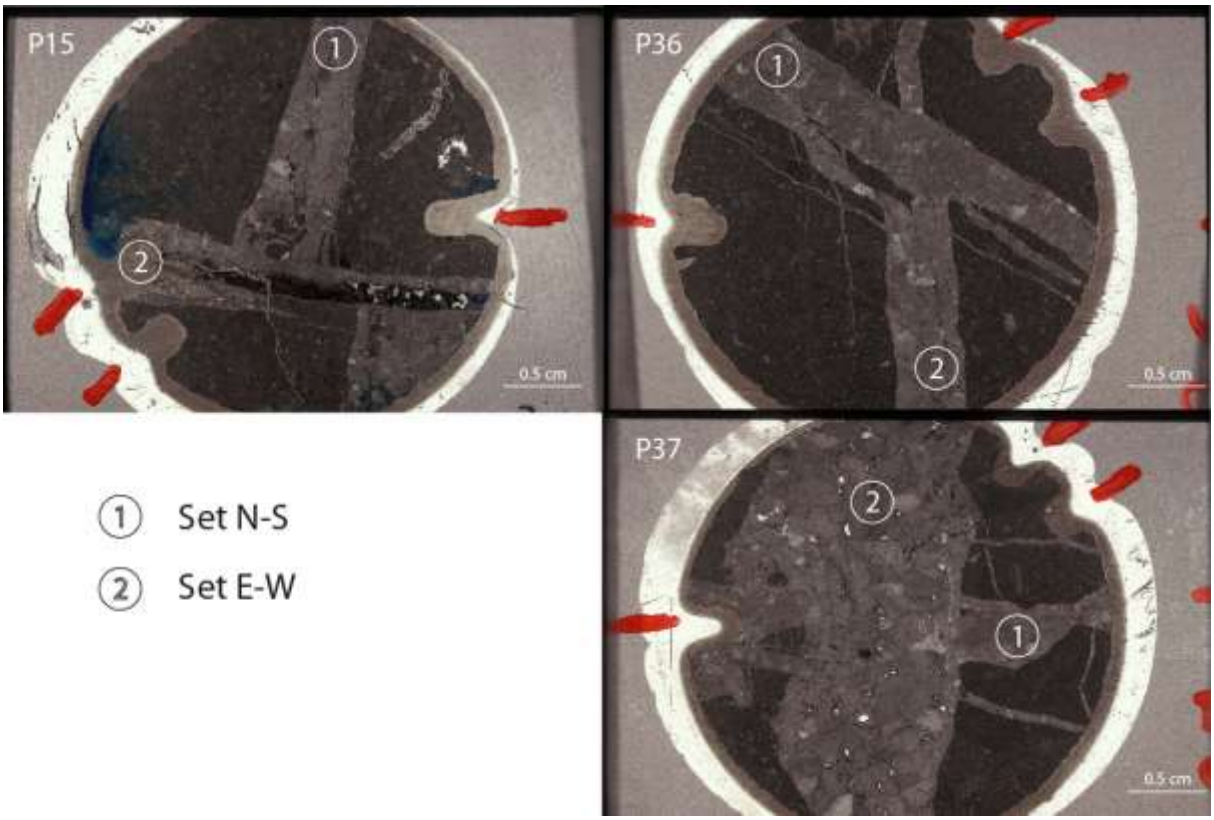


Figure 108: Exemples d'échantillons mesurés pour l'analyse des macles de la calcite.

Remarque : comme le nombre de cristaux dans chaque échantillon dépasse largement le nombre nécessaire pour un traitement, on a choisi de faire quatre tris aléatoires pour que

l'on puisse à la fois utiliser tous les plans mesurés et cela nous a aussi permis de vérifier que les résultats obtenus étaient à chaque fois similaires quel que soit le tri.

Sites		Formation	So		σ1		σ2		σ3		Φ	f	PM/PNM	PMC/PNMI	Taille des	ta	t'a	σ1-σ3
			D	P	D	P	D	P	D	P								
P15	Tri 1	Asman	52	51	200	68	302	5	34	21	0,3	0,33	426/72	161/5	150	9	0,1594	56,46
					227	39	327	12	71	49	0,7	0,27	298/72	80/8				
					69	49	324	13	223	38	0,7	1	219/72	79/9				
	Tri 2				139	84	250	2	340	5	0,3	0,63	412/71	156/9				
					229	40	324	5	60	49	0,7	0,23	264/71	77/3				
					2	23	101	19	226	59	0,5	1,16	197/71	75/18				
	Tri 3				207	66	111	3	20	23	0,2	0,01	322/50	122/2				
					231	60	117	13	20	26	0,2	0	298/50	60/0				
					8	57	132	20	232	25	0,9	0,46	174/50	63/4			0,1651	54,51
	Tri 4				251	78	85	12	355	3	0,4	0,77	308/58	117/6				
					355	21	96	26	230	55	0,5	0,12	195/58	57/6				
					178	57	294	16	33	28	0,4	0,16	170/58	60/3				
	V(N-S)				319	1	49	15	227	75	0,5	0,46	390/78	117/8				
					207	49	65	34	321	20	0,5	0,61	284/78	88/8				
					337	45	147	45	242	5	0,6	0,7	196/78	67/10				
	V(E-W)				42	28	257	57	141	16	0,9	0,6	160/20	80/10				
P37	Tri 1	Asman	157	17	82	63	262	27	172	0	0,9	0,51	281/61	106/9	300	7	0,1996	35,07
					95	34	0	7	261	55	0,5	0	203/61	57/0				
	Tri 2				282	46	72	40	175	15	0,9	0,46	275/70	104/9				
					102	33	6	8	264	55	0,5	0,45	171/70	58/8				
	Tri 3				57	66	258	23	165	8	0,9	0,25	286/59	108/4				
					104	37	4	13	259	50	0,2	0,09	192/59	56/1				
	Tri 4				93	34	279	56	185	3	0,7	0,2	275/67	104/5			0,2115	33,10
					90	44	195	16	300	42	0,3	0	221/67	51/0				
	V(E-W)				75	1	316	88	165	2	0,9	0,1	384/87	115/4				
					100	41	356	13	255	46	0,1	0,09	269/87	79/1				
					83	76	335	4	244	13	0,5	0,04	164/87	45/4				
P36	Tri 1	Asman	157	17	61	38	171	23	284	43	0,5	0,05	284/64	90/1	100	10	0,1159	86,28
					263	69	7	5	99	20	0,4	0,02	194/64	59/1			0,1955	51,15
	V(E-W)				93	0	3	9	184	81	0,1	0,5	134/22	112/10				
	V(N-S)				3	67	252	8	159	21	0	0,63	148/44	112/9				
24	Tri 1	Asmari	70	30	44	34	295	26	176	45	0,4	0,31	116/40	71/10	<50µm		0,1473	
					184	7	54	79	275	8	0,5	0,54	56/40	29/14				
33	Tri 1	Asmari	70	41	235	1	326	51	144	39	0,7	0,43	137/31	71/7	<50µm		0,073	
					194	81	312	4	43	8	0,6	0,29	73/31	41/4				

Résultats des tenseurs de contraintes obtenus par l'analyse des macles de la calcite.

Sites	Formation	Age	S0	orientation des axes principaux du tenseur de déformation (°)						εmin%	εinter%	εmax%	NEV %
				ε min		ε interm		ε max					
24p	Asmari	Oligocène	160, 30 E	22	78	246	8	156	6	-4	1	3	
24n	Asmari	Oligocène	160, 30 E	128	7	33	21	236	66	-3	-0,5	3,5	33
33p	Asmari	Oligocène	160, 41 E	264	42	156	22	46	41	-2,5	-0,5	3	
33n	Asmari	Oligocène	160, 41 E	249	24	347	14	105	61	-1	0	1	41

Résultats des tenseurs de déformation obtenus par l'analyse des macles de la calcite ; NEV : negative expected value, correspond au pourcentage de plans maclés non compatibles avec le tenseur obtenu.

Les données des macles de la calcite donnent quatre étapes tectoniques distinctes. Trois étapes pouvant être anté-plissement, et une dernière étape clairement post-plissement. Les étapes anté-plissement correspondent à une compression NE-SW (Figure 109), une extension également NE-SW (Figure 110) et enfin une deuxième extension ESE-WNW (Figure 111). La figure 112 représente la seule étape tardive (post-plissement) enregistrée par les macles de la calcite, avec une extension N-S. Il faut noter que le deuxième tenseur de

déformation obtenu par l'analyse des macles du NEV de l'échantillon 24 est le seul tenseur non représenté sur ces figures car il correspond à un raccourcissement NW-SE qu'on n'arrive pas à expliquer.

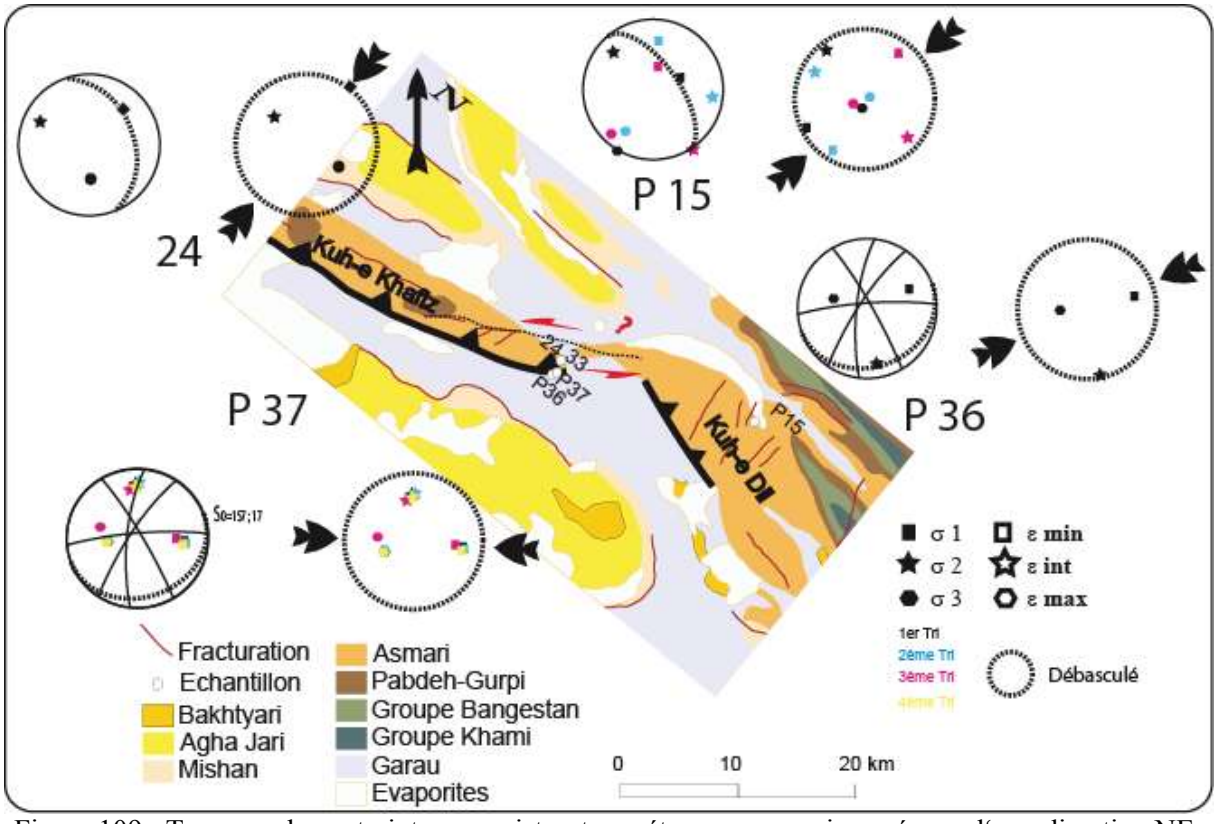


Figure 109: Tenseurs de contraintes enregistrant une étape compression précoce d'une direction NE-SW.

En comparant ces résultats avec ceux obtenus par la fracturation (Wennberg et al., 2007 et Ahmadhadi et al., 2008) on retrouve quatre étapes tectoniques qui pourraient être responsables de l'ouverture de chacune des familles de veines.

La première étape compressive de direction NE-SW correspondrait à l'étape d'ouverture des veines à direction N50° (T2 et T4). Au vu du positionnement des axes des contraintes principales par rapport au plan de stratification, on peut considérer que cette étape a probablement été enregistrée avant le plissement. Cette hypothèse va dans le sens de l'interprétation qu'ont fait Wennberg et al. (2007) et Ahmadhadi et al. (2007) concernent le timing de l'ouverture de ces veines. Selon Ahmadhadi et al. (2007 ; 2008), cette étape correspondrait à la compression régionale responsable de la réactivation des failles de socles.

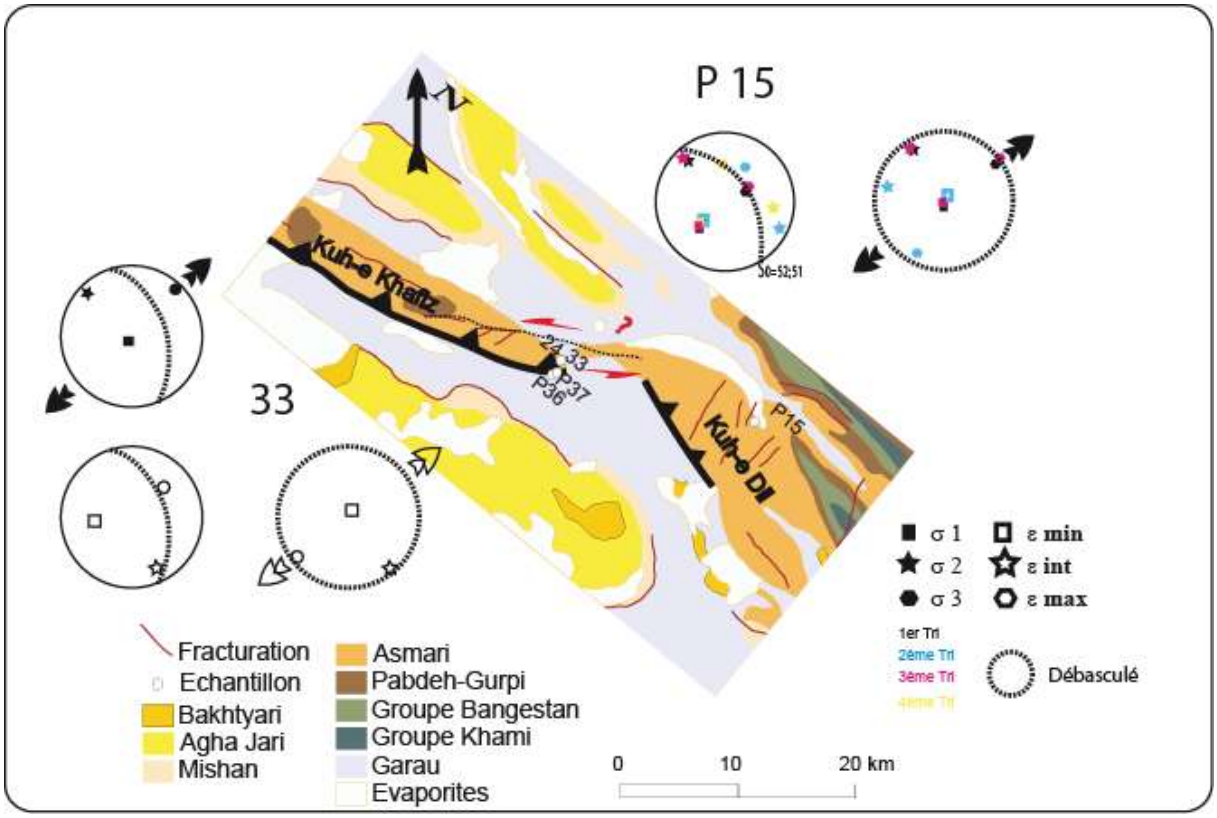


Figure 110: Tenseurs de contraintes enregistrant une étape extensive pré ou synplissement d'une direction NE-SW.

La deuxième étape présente une extension perpendiculaire à l'axe du pli. Cette étape concorde assez bien avec l'ouverture des veines orientées N120-N150°. Cette extension à peu près perpendiculaire à l'axe du pli (Figure 110) pourrait correspondre à l'extension subie par la couverture au dessus des ces failles de socle NW-SE lors de leur réactivation en jeu inverse avant le plissement de couverture (Ahmadhadi et al., 2007), mais également à l'extension d'extrados du pli de Khaviz.

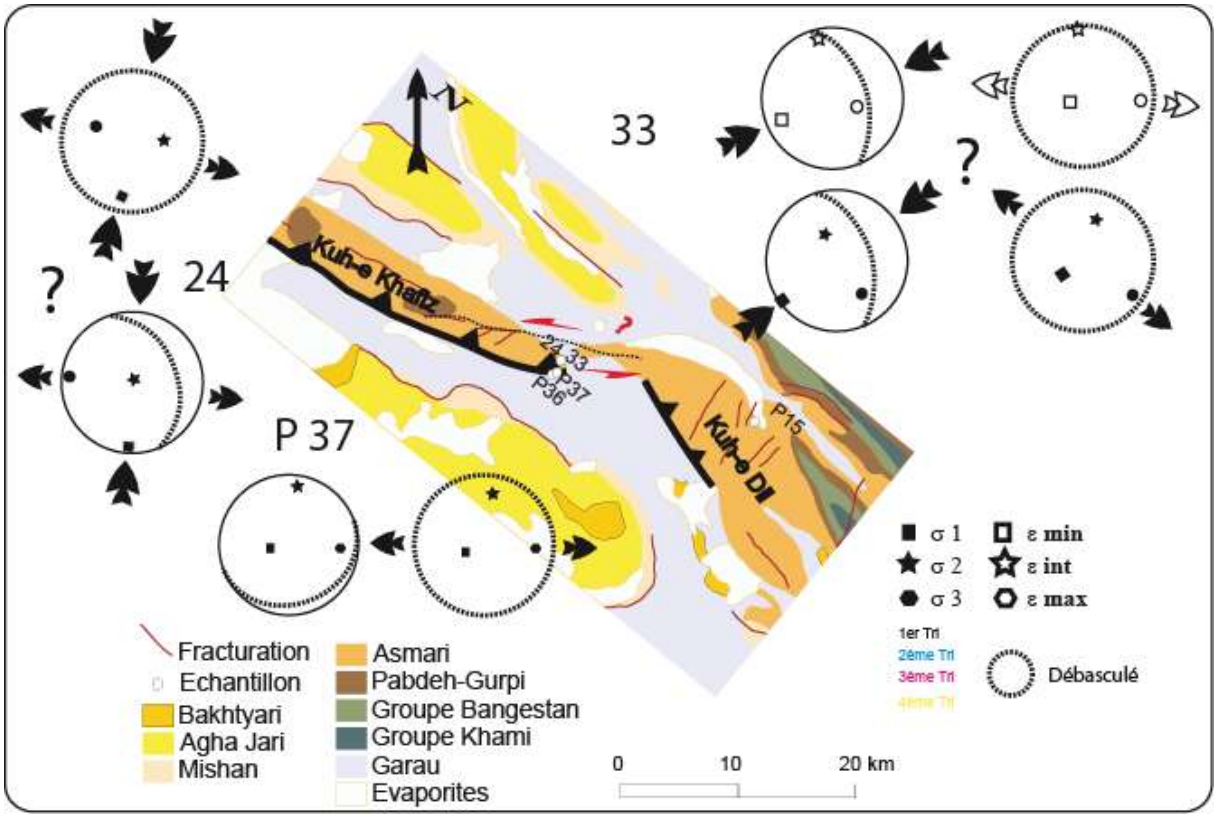


Figure 111: Tenseurs de contraintes enregistrant une étape extensive précoce d'une direction WNW-ESE.

La troisième étape enregistrée par les macles correspond à une extension WNW-ESE. Wennberg et al. (2007) et Ahmadhadi et al. (2008) ont en effet noté l'existence d'une famille de veines à direction à peu près N-S (R2 et R4) qui pourrait coïncider avec cette étape tectonique. Cet état de contrainte pourrait être expliqué aussi par un jeu sénestre d'une probable faille de transfert entre les deux chevauchements de Khaviz et de Dil. En effet dans cette éventualité le jeu dextre de cette faille de transfert générerait des zones d'extension de direction WNW-ESE à ses deux extrémités de cette faille. Elle expliquerait aussi la déviation de l'axe observée à la terminaison N de l'anticlinal de Dil qui semble tourner vers l'axe de l'anticlinal de Khaviz.

La dernière étape tectonique enregistrée par les macles de la calcite paraît être tardive ou postérieure au plissement au vu des positions « andersoniennes » des axes des contraintes principales par rapport à la disposition actuelle des strates. Cette étape correspond aussi à une extension N-S, ce qui concorde avec l'ouverture de la dernière famille de veines (chronologiquement parlant) recensées au niveau de l'anticlinal par Wennberg et al. (2007) et

Ahmadhadi et al. (2008). Il nous semble clair que cette famille de veines a été créée postérieurement au plissement ce qui n'était pas évident d'après les données de fracturation.

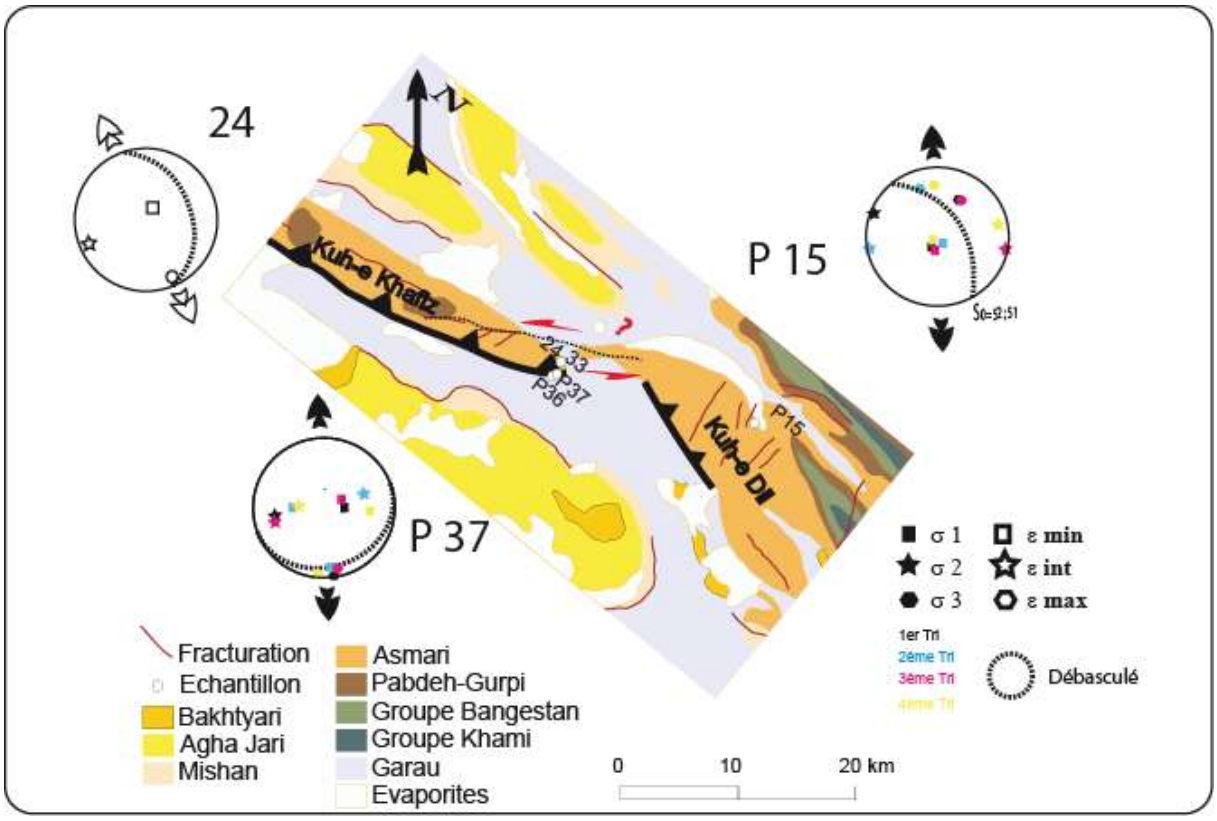


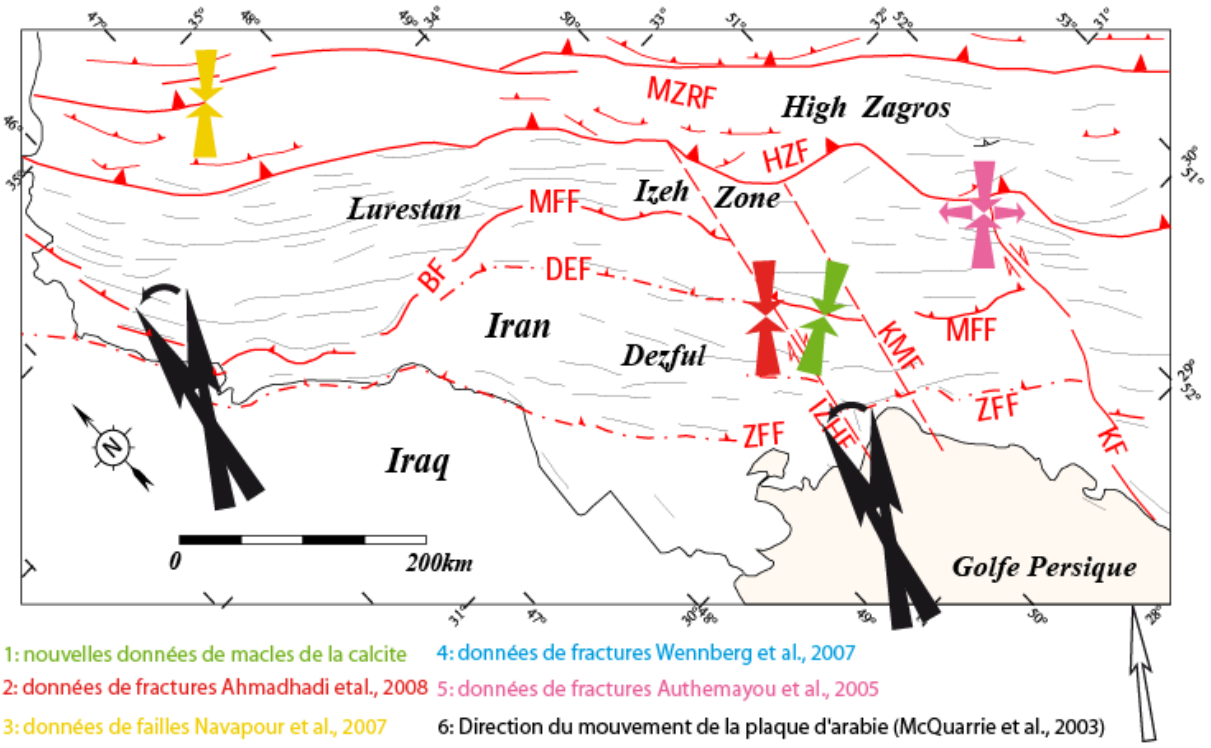
Figure 112: Tenseurs de contraintes et de déformation enregistrant une étape extensive tardive d'une direction N-S.

Pour conclure, la figure 113 présente les directions de contraintes obtenues au cours des différentes études (Authemayou et al., 2005 ; Navapour et al., 2007 ; Wennberg et al., 2007 ; Ahmadhadi et al., 2008 et ce travail). Wennberg et al. (2007) interprètent l'ensemble des fractures obtenues comme liées au développement du pli de Khaviz sous un régime de compression NE-SW. Même si leur interprétation de la chronologie des fractures est différente, Ahmadhadi et al. (2007 ; 2008) reconstituent également une compression NE-SW marquées par des veines N50° et des stylolites anté plissement ; cette compression NE-SW est alors interprétée comme un chargement en contrainte précoce de l'avant-pays arabe (far-field stress transmission), qui sera responsable de la réactivation des failles de socle avant le plissement généralisé de la couverture. La direction de compression identifiée au cours des deux études est NE-SW avant et pendant le plissement, un résultat confirmé par les données de macles de la calcite. L'analyse des macles de la calcite a révélé en plus de cette compression un autre état de contrainte anté-plissement probablement local, une extension de direction proche d'E-W, qui pourrait expliquer l'ouverture pré-plissement des veines N-S (σ3

horizontal et de direction WNW-ESE). Ce dernier état de contrainte peut néanmoins aussi être interprété comme une compression NE-SW post-plissement (par exemple, tenseur de l'échantillon 33, figure 111), ce qui démontrerait la persistence de la compresson NE après le plissement (late stage fold tightening). Les macles ont aussi enregistré une étape extensive de direction NE-SW qui peut être pré- ou syn plissement, car pour la même direction d'axe on a obtenu des tenseurs basculés et non-basculés avec des σ3 NE-SW (figure 110) ; compte-tenu de l'incertitude sur la direction d'extension, cet état extensif pourrait correspondre à l'ouverture des veines N120° décrites par Wennberg et al. (2007) et donc à une extension d'extrados, ou être responsable de l'ouverture des veines pre-plissement N°150 interprétées comme liées au jeu des failles de socles sous-jacentes avant le plissement de la couverture (figure 105) par Ahmadhadi et al. (2008). On n'a pas d'argument pour trancher entre les deux hypothèses d'autant plus que ces tenseurs ont été mesurés à la fois dans la matrice (échantillon 33) et dans la veine N-S (antérieure aux veines N°150, et à la formation du pli) de l'échantillon P15.

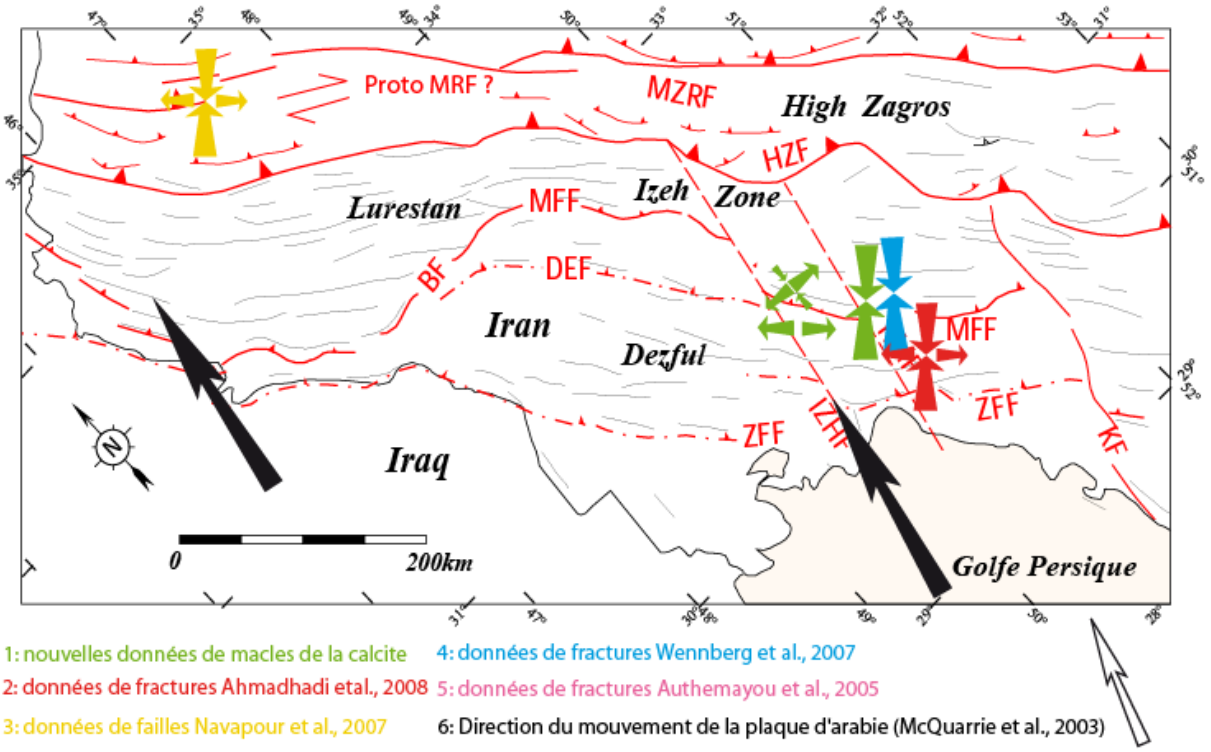
La direction de compression NE-SW est également identifiée par Authemayou et al. (2005) au niveau de la faille Kazerun, et par Navapour et al. (2007) dans le Haut-Zagros au NW du Dezful. Ces études proposent de dater cet état de contrainte de l'Oligo-Miocène (figure 113 A). Cet état de contrainte a dans ce travail été enregistré dans la formation Asmari datée de l'Oligocène supérieur ?-Miocène inférieur, dans la calcite et par les fractures (Ahmadhadi et al., 2008).

L'interprétation régionale de ces directions de paléocontraintes doit se faire dans le cadre cinématique de la convergence Arabie-Eurasie. La direction de convergence relative AR/Eu a changé autour de 20 Ma d'une direction NE à une direction ~ N-S (McQuarrie et al., 2003). Compte-tenu de l'incertitude sur cet âge (19,6-25 Ma ?) et de l'incertitude sur l'âge de la formation Asmari dans laquelle beaucoup de données de fracturation ont été collectées, il persiste un doute sur l'interprétation des directions Oligo(?)-Miocène inférieur en termes de partitionnement de la convergence. Par ailleurs, à cette époque, et même au tout début du Pliocène, le MRF n'existe probablement pas, même s'il n'est pas exclu qu'un « proto » MRF puisse accommoder par un début de partitionnement l'obliquité de la convergence.



1: nouvelles données de macles de la calcite
2: données de fractures Ahmadhadi etal., 2008
3: données de failles Navapour et al., 2007
4: données de fractures Wennberg et al., 2007
5: données de fractures Authemayou et al., 2005
6: Direction du mouvement de la plaque d'arabie (McQuarrie et al., 2003)

A (Oligo)-Miocène inf.



1: nouvelles données de macles de la calcite
2: données de fractures Ahmadhadi etal., 2008
3: données de failles Navapour et al., 2007
4: données de fractures Wennberg et al., 2007
5: données de fractures Authemayou et al., 2005
6: Direction du mouvement de la plaque d'arabie (McQuarrie et al., 2003)

B Mio-Pliocène

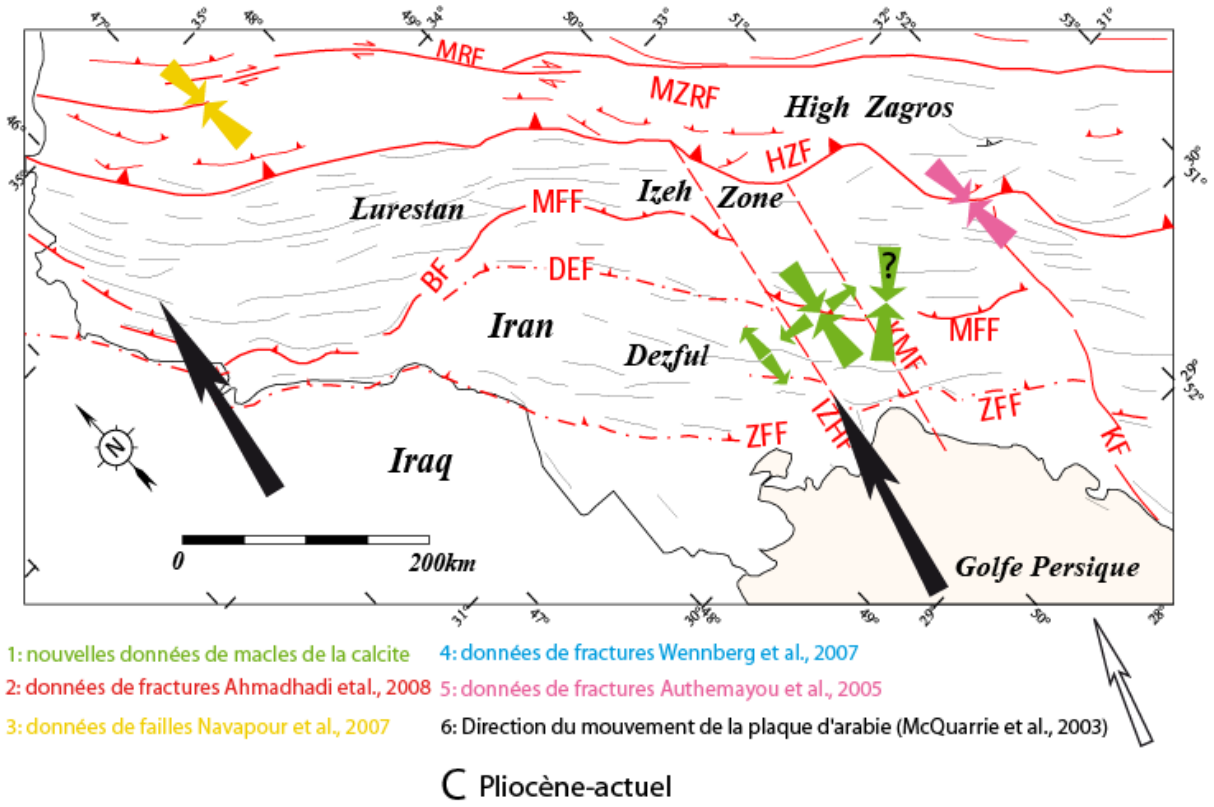


Figure 113: Schéma synthétique de l'évolution des orientations des contraintes obtenues par analyses des failles de la fracturation et des macles de la calcite ; les directions de contraintes représentées par des petites flèches correspondent à des états de contraintes probablement locaux. La flèche blanche représente la direction du mouvement relatif de la plaque Arabe par rapport à l'Eurasie (McQuarrie et al., 2003) au niveau de la province Fars.

Dans le Haut-Zagros, l'état de contrainte compressif décrit par Navapour et al. (2007) a gardé la même direction NE-SW jusqu'au Pliocène inf. (qui correspond à une initiation possible du jeu dextre de la MRF ou à un « proto-MRF » ?), puis a évolué en une compression N-S parallèle à la convergence, ce qui a conduit les auteurs à proposer un « shift » de partitionnement au cours du temps, l'avant-pays « lointain » restant néanmoins toujours soumis à une compression NE-SW. Malgré les incertitudes de datation, nos données confirment effectivement la persistance de la compression NE-SW depuis le Miocène inférieur dans l'avant-pays (les macles de la calcite auraient enregistré une compression NE-SW pendant et après le plissement si l'on considère le tenseur obtenu dans l'échantillon 33 sans le débasculer). La compression N-S identifiée par les macles dans un échantillon pourrait alors être interprétée comme une réorientation locale de la compression NE-SW à proximité des grands accidents de socle sous-jacents orientés N-S.

Ces reconstructions des paléo-contraintes cénozoïques au niveau du Dezful ont montré que la convergence entre l'Arabie et l'Eurasie a été accommodée très tôt par une compression

perpendiculaire à la chaîne (NE-SW) et un décrochement (ou une zone plus diffuse) dextre parallèle à la chaîne de la MRF.

La transition avec le domaine du Fars où il n'y a pas ou peu de partitionnement (convergence frontale) s'effectue via le système de failles de Kazerun-Borazjan. Le rôle de la Faille de Kazerun (KF) dans le transfert des mouvements décrochants résultant du partitionnement de la convergence oblique à l'arrière de la chaîne du Zagros vers l'intérieur de celle-ci a été démontré aussi par l'analyse tectonique d'Authemayou et al. (2005). Ce transfert s'opère sur le système de failles de Kazerun (KF), qui se branche sur la MRF (Main Recent Fault) Pliocène inférieur (Talebian et Jackson, 2002). Les données dans la chaîne plissée du Dezful (Ahmadhadi et al., 2007 ; 2008 et ce travail) confirme la persistance régionale de la compression NE-SW dans l'avant-pays, malgré l'identification d'états de contraintes locaux liés à l'héritage structural, et donc la réalité d'un partitionnement précoce de l'obliquité de la convergence (dès probablement la base du Miocène, ~20 Ma).

La quantification des contraintes différentielles par les macles de la calcite (tableau 8) a donné des valeurs d'une moyenne de 52 MPa qui est plus élevée si on la compare à la valeur moyenne de la contrainte différentielle au niveau du Fars qui est de l'ordre de 40 MPa. Cette quantification permettrait une première comparaison entre les valeurs des contraintes différentielles entre le Fars et le Dezful. Mais la comparaison de ces valeurs aurait plus d'intérêt après un échantillonage plus régional et plus complet dans la région du Dezful.

Conclusions & perspectives

1 Conclusions méthodologiques

Dans cette étude, nous avons réalisé une combinaison de méthodes d‘analyse de différents indicateurs tant de déformation que de contrainte, afin de préciser la distribution et l‘évolution de ces dernières dans le temps et l‘espace, à l‘échelle de la structure plissée et à l‘échelle de la chaîne.

1.1 L‘analyse des macles de la calcite

Ce travail confirme les résultats des précédents travaux sur l‘utilité des macles de la calcite pour caractériser, qu‘il s‘agisse des directions ou comme des grandeurs, la contrainte et la déformation. D‘ailleurs et c‘est une première, une même structure géologique (SMA) a été étudiée en utilisant parallèlement deux techniques d‘analyse des macles de la calcite : la méthode inverse d'Etchecopar et la méthode d‘analyse de déformations de Groshong qui calculent respectivement le tenseur de contraintes et le tenseur de déformation. Malgré le fait que ces deux méthodes aient donné des résultats similaires surtout sur un plan directionnel (co-axialité), elles présentent néanmoins des différences majeures : la prise en compte des plans non maclés par la méthode d'Etchecopar et aussi l‘importance de la taille des grains pour la quantification des contraintes, contrairement à la méthode de Groshong qui ne se base que sur des plans maclés dans le calcul des tenseurs de déformation et la densité de ces plans sans tenir compte de la taille des grains. Grâce aux données de plusieurs analyses des macles de la calcite, on a pu contraindre une courbe empirique qui tient compte de la variation du seuil de maclage par rapport à la taille du grain et au taux de déformation. Dans le cas d‘un polyphasage, il s‘est avéré que la méthode d'Etchecopar est plus performante que l‘autre, ce qui pousse à réfléchir à une combinaison des deux pour améliorer celle de Groshong.

En plus de l‘application régionale de l‘analyse des macles de la calcite (Zagros), cette étude a aussi démontré l‘intérêt qu‘elle pourait apporter dans un cas plus local (SMA), en permettant la caractérisation des orientations et des grandeurs des paléocontraintes associée au plissement au dessus d‘un chevauchement de socle.

1.2 Une première comparaison des méthodes d‘analyses des macles de la calcite (Etchecopar vs Groshong)

Pour la première fois dans une étude géologique, la méthode d'Etchecopar qui calcule les tenseurs de contrainte et celle de Groshong qui détermine les tenseurs de déformation ont été appliqués à l‘étude d‘une même structure. Dans notre étude, la comparaison entre la déformation et la contrainte est légitime car on estime que les quantités de déformation mesurées ne dépassent pas les 3 % (condition de petite déformation). Les résultats directionnels obtenus sont satisfaisants. Les axes de la contrainte maximale $\sigma 1$ et les axes de raccourcissement εmin sont compatibles pour chacune des trois étapes décrites. Cela dit, en cas de polyphasage, les régimes de déformation et de contrainte peuvent quelquefois être différents (compressif vs décrochant). Cela peut être expliqué par le fait que la méthode de Groshong reconstitue des tenseurs de déformation finie, alors que la méthode d'Etchecopar fournit des tenseurs de paléocontraintes et permet aisément l‘identification de régimes de contraintes successifs plus représentatifs des tenseurs de déformation incrémentale successifs subis par l‘échantillon que du tenseur de déformation finie dans lequel ces étapes sont « superposées ». Une autre différence concerne le fait que contrairement à la méthode de Groshong la méthode inverse d'Etchecopar prend en compte en plus des plans maclés les plans non maclés. Fry (2001) a démontré le grand avantage qu'a cette procédure sur la précision des tenseurs calculés par la méthode d'Etchecopar, et surtout dans les traitements des roches qui auraient subi plusieurs phases tectoniques. Gagala a confirmé en 2009 ce résultat, avec une réserve qui concerne essentiellement les cas où les différentes phases tectoniques présenteraient des directions d'axes principaux proches.

Alors que la méthode de Groshong ne prend pas en compte la taille des grains pour estimer la quantité de déformation, la méthode de Groshong prend en compte l‘épaisseur totale de la partie maclée et la "compare" à l‘épaisseur totale du grain pour mesurer le taux de racourcissement. Ce qui veut dire que dans le cas de deux échantillons à cristaux de tailles différentes, un échantillon présentant majoritairement des gros cristaux et un autre se composant essentiellement de petits cristaux de calcite, si par la méthode de Grochong on obtient un même pourcentage de raccourcissement dans les deux échantillons cela risque d‘être mal interprété car, si on ne regarde que le résultats obtenus par la méthode de Groshong, cela suggérerait que les deux échantillons auraient subit le même état de

déformation, alors que d‘un point de vue contrainte, l‘échantillon à petits grains aurait subit une contraintes plus importante que celui à gros grains. Car sachant que le seuil de maclage varie fortement par rapport à la taille des grains de calcite (c.f. 1.1.2.6 chapitre II) il serait dangereux de comparer les deux résultats d‘une manière directe. La méthode d‘Etchecopar par sa considèration de la taille des grains dans le choix de la valeur du seuil permet de remédier à ce problème. Donc selon ces exemples cités ci-dessus et l'étude menée par Fry en 2001, la méthode d'Etchecopar reste l'outil le plus efficace pour étudier les histoires tectoniques polyphasées des roches sédimentaires particulièrement, les roches carbonatées, même s‘il y a encore des incertitudes sur la valeur de seuil de maclage.

1.3 La combinaison macle-fracture-essais mécaniques

En plus de permettre une mesure assez précise des directions des axes de contraintes et de déformation, ainsi qu‘une quantification des contraintes différentielles, l‘analyse des macles de la calcite, grâce à la combinaison avec les résultats des essais mécaniques des roches et de la fracturation (failles et veines) permet d‘établir un scénario complet et détaillé de l‘évolution des contraintes avant, pendant et après un plissement. Dans cette thèse, on a pu, grâce à cette combinaison des données de différentes méthodes d‘analyses struturales, établir un scénario mécanique de l‘histoire tectonique et de la genèse du pli de Sheep Mountain, et retracer l‘évolution des valeurs et des directions des contraintes principales durant les différentes étapes du plissement à la fois dans le temps et dans l‘espace, et on a pu aussi estimer la variation de la pression de fluide durant le plissement ainsi qu‘une estimation de l‘érosion dû à ce dernier. Tous ces résultats contribuent à une meilleure compréhension de la déformation interne des strates à l‘échelle microscopique lors de ce type de plissement.

1.4 L‘analyse de l‘anisotropie pétrophysique

Une autre combinaison de méthodes d‘analyse a été réalisée au cours de cette thèse : l‘ASM, l‘APV et la méthode de Fry. Le résultat nouveau et prometteur de cette étude est la mesure de l‘anisotropie de susceptibilité magnétique dans des roches diamagnétiques et des roches très faiblement paramagnétiques. Cependant, l‘intérêt premier que représente la méthode d‘analyse de déformation par l‘ASM perd de sa valeur. En effet, le temps gagné par la rapide acquisition de la donnée d‘ASM est utilisé dans les analyses complémentaires (pétrographiques, diagénétiques et magnétiques) nécessaires à la détermination du porteur du

signal magnétique. Malgré cet inconvénient, la combinaison établie ici a donné de très bons résultats structuraux en orientation comme en magnitude, car l'asymétrie macroscopique observée dans le pli de SMA a été globalement transcrite par l'analyse des propriétés pétrophysiques des roches, avec une bonne cohérence entre des différents tenseurs et celle du pli. Pour des études beaucoup plus régionales (à l'échelle des chaînes plissées) où l'utilisation de méthodes d'analyses comme l'analyse des macles de la caclite est très consommatrice de temps, la combinaison des analyses magnétiques, qui engloberaient beaucoup plus d'espace et prendraient beaucoup moins de temps pour leur traitement, avec l'analyse précise et ciblée des macles de la calcite serait de plus grande efficacité. Ceci est illustré par les travaux régionaux effectués sur le Fars et local effectué sur le pli de Sheep Mountain, avec une combinaison des analyses magnétiques, de fracturation et des macles de la calcite.

1.5 Signification des fabriques magnétiques dans les carbonates

Il est vrai qu'après l'établissement de la relation quantitative entre la quantité de déformation et des axes de susceptibilité (K_1, K_2 et K_3) par Rathore (1979), la méthode d'ASM est devenue un outil très efficace pour la quantification de la déformation des roches, au vu de l'étroite relation entre la fabrique magnétique et celle des grains. Elle permet la distinction d'un degré de déformation en relation avec le degré de l'évolution de la fabrique magnétique obtenue (Frizon de Lamotte et al., 1997 ; 2002). Cela dit, cette méthode présente certaines limites. Certes, le modèle d'évolution de la fabrique magnétique présenté dans la figure 114 correspond à la plupart des anisotropies magnétiques, surtout quand celles-ci sont portées par la forme des grains (à condition que ces derniers présentent une anisotropie magnétique de forme), ce qui n'est pas le cas par exemple de plusieurs matériaux sédimentaires comme le quartz (constituant essentiel des grès) et la calcite (constituant essentiel des carbonates) (Borradaile et Jackson, 2009). Le premier est isotrope et le second présente une anisotropie cristallographique, donc avant d'utiliser le schéma d'évolution de la figure 114 il faut avoir une idée assez précise sur le porteur du signal et surtout il faudra que ce porteur présente une anisotropie de forme qui n'est pas la seule configuration d'anisotropie présente dans les roches surtout les roches sédimentaires, et spécialement les carbonates.

Plusieurs travaux dont ceux d'Evans et al. (2003) et Borradaile et Jackson (2009) plus récemment, démontrent d'ailleurs que pour les carbonates l'axe K_1 est parallèle à l'axe

optique C, et que par conséquent la direction de la compression/raccourcissement sera parallèle à K_1. Ceci est fort probablement vrai tant que cette compression engendre des macles dans les cristaux de calcite, pour créer une anisotropie due à la déformation par maclage, donc par rotation de l'axe C de 52,30° vers le sens de compression (Chapitre II). Cela veut dire qu'il faut atteindre le seuil de maclage pour qu'il y ait anisotropie portée par la calcite. Donc il faut prendre en compte la valeur du seuil de la contrainte qui pourra provoquer le maclage. Dans le cas de la calcite sparitique (taille des grains superieure à 50µm) le problème ne se pose pas puisqu'il suffit en moyenne d'une contrainte cisaillante résolue = 10 +/- 4 MPa. Sachant que ce seuil dépend très fortement de la taille des grains, la valeur qu'il devrait atteindre pour pouvoir macler de la calcite micritique (taille des grains inférieure à quelques µm) risque d'être fortement élevée, ce qui provoquerait peut-être l'activation d'autres mécanismes de microdéformation ou même de mésodéformation créant ainsi de la néorupture même à petit échelle, ce qui épargnerait la calcite micritique d'un éventuel maclage. Dans ce cas il n'y aurait pas de raison pour que le porteur du signal magnétique dans la calcite micritique soit l'anisotropie des axes optiques C car ceux-ci seraient répartis d'une façon aléatoire qui ne serait pas (ou peu) inflencée par le maclage.

Par contre, ce qui pourrait jouer sur la réorientation des axes C des cristaux de la calcite micritique serait une simple réorientation de ceux-ci. Ce serait possible grâce au fait que la calcite cristallise dans un système cristallin trigonal à réseau rhomboédrique dont la maille primitive est un rhomboèdre aigu ; sachant que l'axe C d'un cristal de calcite est parallèle au sens de l'allongement du rhomboèdre, cela pourrait être une explication pour les fabriques inverses (avec des K_3 perpendiculaire à la direction de compression) enregistrées dans des carbonates "propres" présentant une anisotropie magnétique.

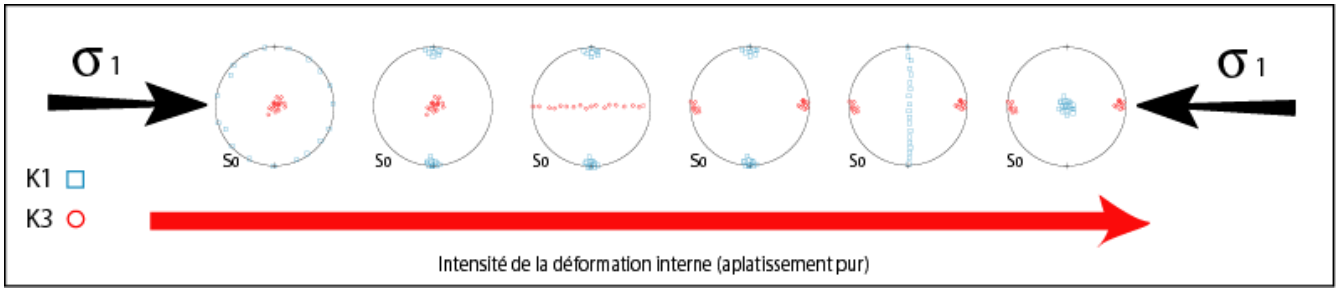


Figure 114: Schéma d'évolution de la fabrique magnétique au cours de la déformation. L'axe de compression est horizontal. Les dessins sont des projections stéréographiques des axes maximum (carrés) et minimum (cercles) de l'ellipsoïde de susceptibilité magn étique. D'après Frizon de Lamotte et al., 1997 et 2002.

1.6 Le transfert d‘échelle

Au cours de cette étude nous avons montré que l‘asymétrie macroscopique du pli de Sheep Mountain (voir conclusions régionales), apparemment due à la faille de socle sous-jacente, est aussi marquée très clairement à l‘échelle méso (fractures, failles) et micro-scopiques (macles de la calcite, ASM, APV, Fry). Il faut tout de même noter que ces mécanismes de déformation méso et microscopique se relaient durant l‘histoire du plissement et semblent rarement cohabiter.

Ce résultat de ce travail permettrait de conclure sur le fait que les observations structurales faites à petite échelle peuvent être transférer à des échelles plus grande. Ce possible transfert d‘échelle constitue une prometteuse approche pour comprendre et mieux étudier les structures et les réservoirs plissés/fracturés enfouis qu‘ils s‘agissent de formation gréseuses ou carbonatées.

2 Conclusions régionales

2.1 A l‘échelle des plis

2.1.1 Le pli de Sheep Mountain

Cette thèse a contribué à une meilleure compréhension de l‘histoire tectonique du pli de Sheep Mountain, et plus généralement du plissement sur faille de socle. La combinaison des données des macles de la calcite, de la fracturation, des failles, de l‘analyse de l‘anisotropie de susceptibilité magnétique, de propagation des ondes et de l‘analyse de Fry, a permis de "disséquer" l‘évolution des contraintes et des déformations (à petite et moyenne échelle) à travers le pli et pendant le plissement.

Les macles de la calcite, dans la matrice et dans les veines des différentes formations de SMA ont enregistré trois étapes tectoniques distinctes. Une première, anté-plissement correspondant à une compression/raccourcissement d‘une direction parallèle au futur axe du pli, que l‘on attribue à la phase orogénique Sevier. Mis à part quelques rares failles et le set I de fractures, ni l‘ASM ni l‘APV et encore moins la méthode de Fry n‘ont pu enregistrer cette phase. Par contre, la deuxième étape, pré-plissement, avec un axe de compression/raccourcissement perpendiculaire au futur axe du pli, a été enregistrée par tous ces indicateurs de contraintes et de déformation. Cela dit, l‘enregistrement diffère selon le

compartiment du pli dans lequel l'échantillon analysé se trouve. En effet, une flagrante distinction est notée entre le forelimb et le backlimb. La dernière étape, quant à elle, a surtout été enregistrée par les macles et les failles et probablement par l'ASM (seulement dans le backlimb). Elle correspond à une compression/raccourcissement dont la direction est également perpendiculaire à l'axe du pli. Ces deux dernières étapes sont rattachées à l'orogénèse Laramienne.

La première étape joue un rôle indirect dans l'évolution tectonique du SMA, à cause des fractures du set I qui sont réactivées lors de la deuxième étape de pré-plissement dans le backlimb et lors de l'étape post-plissement dans le forelimb.

Effectivement, si l'on considère que les deux dernières étapes sont directement liées au plissement, l'histoire "microscopique" diffère entre le forelimb et le backlimb, en relation avec l'existence d'une grande faille inverse sous-jacente qui perturbe l'état de contrainte, en délimitant une zone du futur forelimb et une autre du futur backlimb. Cette différence a été mise en évidence par la variation de la magnitude des contraintes différentielles dans les deux flancs du pli dans le temps (avant et après le plissement) et dans l'espace (les deux flancs du pli). En effet, on note une augmentation du différentiel du backlimb vers le forelimb avant le plissement. La tendance s'inverse après le plissement. On attribue cette accumulation des contraintes dans le forelimb à un probable jeu de la faille de socle sous-jacente (résultat confirmé par les données d'un simple modèle numérique. Le relâchement des contraintes après le plissement pourrait s'expliquer par la réactivation inverse des fractures du set I dans le forelimb combiné au jeu de faille et au basculement du flanc avant. Ces résultats ont été confirmés par les résultats d'analyse de l'ASM, de l'APV et l'analyse de la déformation par la méthode de Fry qui montrent une bonne cohérence directionnelle entre les axes des tenseurs et la structure du pli, notamment un parallélisme très clair entre l'axe du pli et les axes K_1, V_1, le grand axe des ellipses de Fry ainsi que ε_{max}, en plus d'un σ_1 perpendiculaire à l'axe du pli. Aussi d'un point de vue quantitatif, l'histoire tectonique racontée par les macles de la calcite est complétée par ceux apportés par l'ASM et l'APV. En effet, dans le forelimb où l'on a observé une augmentation des contraintes différentielles avant le plissement, la déformation interne des couches révélée par l'ASM est faible, alors que dans le backlimb qui a connu des contraintes différentielles particulièrement faibles avant le plissement, l'ASM a enregistré une

déformation interne significative. Ceci peut être interpréter par le fait qu‘une moindre déformation ne relâche pas efficacement les contraintes qui peuvent alors s‘accumuler.

Pendant le plissement plusieurs mécanismes de déformation à différentes échelles sont à l‘œuvre dans les strates plissées. L‘histoire tectonique d‘un pli connaît des étapes « figées » et d‘autres « mobiles ». Nous désignons par étape figée les périodes pendant lesquelles les couches ne bougent pas ou peu macroscopiquement parlant, et par l‘étape mobile les moments correspondant à des mouvements macroscopiques des couches. Un pli pendant sa genèse traverse trois étapes : une première étape liée au raccourcissement parallèle aux couches (layer parallel shortening, LPS), une deuxième étape correspondante au plissement au sens strict (syn-plissement), et une dernière étape de raccourcissement tardif (late fold tithening, LFT). La première et la dernière étape sont plutôt des étapes figées où les micro-mécanismes de déformation sont très actifs ; réorientation des grains, pression-dissolution, glissement intragrains et maclage. Il faut noter qu‘à cause du durcissement des roches suite à la compaction et au LPS, ces mécanismes sont plus actifs pendant l‘étape LPS que l‘étape LFT. Les mécanismes mésoscopiques prennent la relève surtout pendant l‘étape syn-plissement, par la réactivation d‘anciennes failles (quand elles existent et quand les directions des contraintes appliquées le permettent) et/ou l‘ouverture de veines et/ou la formation de nouvelles failles et le glissement couche à couche. En fait, les micro-mécanismes de déformation dominent tant que les contraintes ne sont pas assez fortes pour activer les mécanismes mésoscopiques (failles et fractures) voir macroscopiques (séismes), mais dès que ces derniers sont activés ils accommodent toute la déformation et inhibent les mécanismes de microdéformation.

2.1.2 Le pli de Khaviz

Les macles de la calcite témoignent de différents états de contraintes qui sont responsables de la création des diverses familles de veines. Une première étape compressive NE-SW est compatible avec la formation des veines de la famille N50°, une deuxième étape extensive également orientée NE-SW pour ouvrir les veines de la famille N150°, une troisième étape anté-plissement extensive à direction E-W est qui semblerait être aussi antérieure à l‘étape de plissement s.s., et elle aurait été la cause dans la création des veines de la famille N-S/N20°, et enfin la seule étape enregistrée postérieurement au plissement qui serait la responsable de l‘ouverture des veines tardives à direction E-W présente une direction

d‘extension N-S, on notera aussi une possible compression tardive de direction NE-SW mais qui reste à vérifier. Contrairement à la zone du Fars les macles de la calcite ainsi que la fracturation semblent montrer un fort contrôle par la préstructuration du socle et de ses gros accidents sur la couverture, probablement à cause de l‘absence d‘une protection assez forte de la part de la couche d‘évaporites d‘Hormuz dans la région du Dezful.

2.2 A l‘échelle de la chaîne

2.2.1 Dezful

Cette région de la chaîne plissée a subi, à cause de l‘accommodation par partitionnement de la convergence oblique de la plaque d‘Arabie vers celle de l‘Eurasie, une compression de direction NE-SW qui a donné lieu aux grands chevauchements iraniens (MZRF, MZF, MFF) ; cette compression a par contre subi une rotation pour devenir N-S dans le Haut-Zagros. Cette nouvelle direction de compression a fait jouer les grands accidents de direction N-S (KF, KMF, IZHF) en décrochement dextre. Cette direction de convergence a été accommodée par une compression perpendiculaire à la chaîne (NE-SW) et un décrochement dextre parallèle à la chaîne (MRF). Nos nouvelles données de calcite suggèrent le commencement précoce du partitionnement.

2.2.2 Fars

L‘analyse des jeux de failles révèle pendant la fin du Cénozoïque deux états de contraintes régionaux, une compression précoce NE-SW puis une compression N020°. La compression N020° a été également identifiée par l‘analyse des macles de la calcite dans la chaîne plissée mais également sur le plateau iranien ; elle est en accord avec l‘état de contrainte actuel. Cette rotation dans le sens anti-horaire serait la cause d‘un répartitionnement du raccourcissement entre les deux plaques d‘Arabie et Eurasie, et qui est d‘autant plus faciliter par la grande épaisseur du sel d‘Hormuz. Cette épaisseur importante a aussi un rôle dans l‘explication des faibles valeurs de contraintes différentielles enregistrées dans la couverture dans la région du Fars. En effet, la couverture s‘est rapidement désolidarisée du socle en accommodant le raccourcissement par une longue série de plissement, ce qui explique aussi la faible sismicité au niveau de la couverture et la focalisation des foyers sismiques dans le socle. Cette convergence de ce raccourcissement qui est faiblement oblique n‘a pas donné lieu à un partionnement dans le Fars occidental, mais a été plutôt accommodée par une déformation distribuée impliquant du raccourcissement et des

mouvements décrochants, à la fois dans la couverture et dans le socle, avec une composante mineure d‘extension parallèle à la chaîne.

La cohérence des états de contrainte orogéniques long-terme (depuis environ 5 Ma) et court-terme, et leur bon accord directionnel avec la déformation actuelle (tenseurs de moments sismiques dans le socle et tenseurs de taux de déformation géodésiques dans la couverture) impliquent que le régime de déformation est resté à peu près constant dans l‘espace (dans la zone de collision du Zagros) et dans le temps (pendant le Néogène sup.), en accord avec la stabilité de la convergence Arabie-Eurasie depuis ~20 Ma.

3 Perspectives

Ce travail permet d‘envisager plusieurs perspectives, tant sur les méthodes utilisées que sur les problèmatiques géologiques.

La première perspective concerne la détermination du seuil de maclage pour les cristaux de calcite dont la taille est inférieure à 50 µm ou supérieure à 700 µm, ce qui permettrait d‘élargir encore plus le champ d‘investigation pour la quantification des paléocontraintes. Deux améliorations aussi sont à prévoir pour l‘utilisation de la méthode de Groshong. La première est en relation avec la prise en compte de la taille des cristaux dans l‘interprétation des grandeurs de déformation. Le deuxième point implique le cas du polyphasage, une combinaison de traitements des deux méthodes pourrait servir à résoudre ce problème. Enfin une automatisation des mesures des plans de macles de la calcite serait d‘un grand intérêt vu le temps que prennent la mesure et le traitement de ces données.

En ce qui concerne les travaux faits sur le plissement, les résultats obtenus en termes de contraintes et de déformation pourront être utilisés pour contraindre les résultats des modèles numériques de restauration de pli associés à des modèles de déformation élastique ou élasto-plastique des strates. Un travail aussi large et complet combinant fractures, failles et macles dans l‘anticlinal de Khaviz permettrait de retracer le scénario mécanique de ce dernier et du coup de mieux comprendre la formation des plis de couverture dans le Dezful, à comparer avec le plissement impliquant le socle à Sheep Mountain.

Liste des figures

Liste des figures

Figure 1 : Les trois principaux mécanismes de plissement dans les roches (d‘après Suppe, 1985); (1) le fléchissement (ou bending), (2) le flambage (ou buckling), (3) l‘amplification passive où l‘on assiste à la distorsion de plis préexistants due au fluage de la roche.

Figure 2 : Exemples de plis forcés. (a) Pli où le fléchissement des couches supérieures est associé au rejet d‘une faille normale située dans le socle sous-jacent. (b) Roll-over : pli où la courbure des couches résulte de leur fléchissement (d‘origine essentiellement gravitaire) au niveau d‘une rampe de faille normale listrique. (c) Pli où le fléchissement des couches supérieures est associé au rejet d‘une faille inverse située dans le socle sous-jacent. (d) Anticlinal de rampe associé au rejet d‘un chevauchement. (e) Bombement hémisphérique se rapportant à la poussée verticale due à une remontée diapirique.

Figure 3 : Les trois principaux types d'interactions pli/faille (d'après Suppe, 1983 ; 1985 ; Jamison, 1987 et Mercier et al., 1996).

Figure 4: Des blocs diagrammes présentant le développement des structures de deformation comme les BPS (Bedding parallel shortening), les LPS (layer parallel shortening), les fractures conjuguées et les fractures hydroliques dans un reservoir carbonate, en relation avec l‘évolution des chaînes d‘avant-pays (d‘après Roure et al., 2005).

Figure 5 : Illustration d'un pli de propagation avec la localisation de la zone de cisaillement. La déformation associée au plissement peut être accommodée par un glissement flexural ou une déformation interne. La fabrique magnétique due à cette déformation interne est montrée au niveau du flanc avant du pli (d'après Saint-Bezar et al., 2002).

Figure 6 : Illustration spatiale de la distribution des micro et méso-structures dans un pli asymétrique (Tavani et al., 2006).

Figure 7 : Modèle classique de distribution des fractures au sein d‘un anticlinal idéalisé inspiré du Teton Anticline, Montana, U. S. A. (d‘après Stearns, 1964, et Stearns et Friedman, 1972).

Figure 8 : Présentation schématique du processus de maclage.

Liste des figures

Figure 9 : Projection stéréographique des pôles des plans de macle e, de clivage r et de l'axe optique C (Turner et Weiss, 1976).

Figure 10 : Graphique de l'intensité moyenne de macles versus l'épaisseur moyenne des plans de macle. Les couleurs sont en relation avec le degré de déformation. Les flèches orange et bleue illustrent respectivement le sens d'augmentation de la déformation pour 200° et 170°. D'après Ferrill et al. (2004).

Figure 11 : Graphiques des caractéristiques du maclage, à partir d'échantillons des Alpes et Appalaches. Les codes de couleur sont en fonction de la température de déformation déduite du maximum d'enfouissement ou des indicateurs métamorphiques. (a) Épaisseur moyenne des macles versus déformation par maclage, (b) densité de maclage versus déformation par maclage, (c) densité de maclage versus épaisseur moyenne des macles, (d) produit de l'épaisseur moyenne des macles et de densité de maclage (rapport cristaux maclés par cristaux non maclés) versus la déformation par maclage. Points incluant des données du tableau 1 de Ferrill (1991), Spraggins et Dunne (2002; données brutes), et Smart et al. (1997; données brutes). Des données microthermométriques non publiées d'inclusions fluides de M.A. Evans ont été utilisées pour contraindre les 65°C, la température des échantillons de Smart et al. (1997) et la température de 235°C définie à partir des données d'Evans et Dunne (1991). Les lignes rouges et bleues séparent les domaines de données caractérisées par la déformation à la température de 170, 170–200, et 200 °C. D'après Ferrill et al. (2004).

Figure 12 : (a) Illustration schématique de l'influence de la température sur la déformation par maclage de la calcite (d'après Burkhard, 1993). Exemples de photos des différents types de macles (lumière polarisée). (b) Macles de type I de la Chaîne Subalpine du nord, France (Ferrill, 1991). La largeur de la photo est de 0.68 mm. (c) Macles de type II du Nord de Mountain thrust sheet dans la Great Valley, Central Appalachian Valley et Ridge Province (Evans et Dunne, 1991). À noter que les macles fines sont localement développées avec les macles épaisses. La largeur de la photo est de 0.22 mm. (d) Macles de type III des Ardon thrust slice des Diablerets nappe dans les Alpes Helvétiques (Burkhard, 1990). La largeur de la photo est de 0.14 mm. (e) Macles de type IV des Doldenhorn nappe (échantillons 199.3) dans les Alpes Helvétiques (Burkhard, 1990). La largeur de la photo est de 0.14 mm. Les photos (d) et (e) sont prises à partir de lames ultra-fines (épaisseur approximative de 5 microns ou moins).

Liste des figures

Figure 13 : Évolution de la valeur du seuil de maclage en fonction de la taille des grains de calcite. Ces résultats sont basés sur les différentes données de macles obtenues sur plusieurs échantillons venant du Fars (Lacombe et al., 2007), d'Albanie (Lacombe et al., 2009), du Pli de Sheep Mountain (Amrouch et al., 2010a) et prend en compte aussi les résultats sur la relation seuil de maclage/taille des grains de Rocher et al. (2004).

Figure 14 : Photo d'une veine de calcite de l'échantillon SMA7 illustrant la différence de taille des cristaux mesurés dans un même échantillon : en bleu des gros cristaux de calcite maclée et en rouge des petits cristaux de calcite maclée.

Figure 15: Exemples de cristaux de calcites maclées avec une densité de maclage qui diminu de gauche à droite ; on note une différence de densité pour l'échantillon (1) entre la veine (faible densité) et la matrice (forte densité de maclage), on peut déduire de cet exemple que le maclage enregistré dans la veine est postérieur à celui enregistré dans la matrice.

Figure 16 : A : valeurs et évolution comparées des seuils de maclage et d'activation des systèmes de glissement avec la température (d'après De Bresser et Spiers, 1997 et Lacombe, 2001).

Figure 17: Photo des veines N-S et S-W de l'échantillon P37, les cristaux de calcite mesurés sont numérotés.

Figure 18 : Platine universelle.

Figure 19 : Illustration des domaines des plans maclés et plans non maclés.

Figure 20 : A : photographie au microscope optique montrant deux veines de calcite qui traversent la matrice. A1 : Lumière naturelle ; A2 : Lumière polarisée. B : photographie au microscope optique montrant quelques vacuoles de calcite dans la matrice (détails voir figure 21).

Figure 21 : photo détaillée d'une vacuole de calcite (échantillon Z3).

A : La valeur de τ'_a en fonction du pourcentage des plans maclés pris en compte.

Liste des figures

B : La valeur du rapport ϕ en fonction du pourcentage des plans maclés pris en compte.

C : La valeur de la fonction de pénalisation en fonction du pourcentage des plans maclés pris en compte.

D : Le pourcentage des plans non maclés incompatible en fonction du pourcentage des plans maclés pris en compte.

E : La direction de σ_1 par rapport au N en fonction du pourcentage des plans maclés pris en compte.

Figure 22 : La variation des paramètres calculés par le programme en fonction du pourcentage des cristaux macles expliqués.

Figure 23 : A : Projections des axes optiques, B : Projections des plans maclés, C : Projections des plans non maclés (projection de Schmidt, hémisphère inférieur).

Figure 24 : Les deux tenseurs obtenus par la méthode des macles de la calcite dans l'échantillon Z19 ; en bleu la veine dans laquelle les mesures ont été eféctuées.

Figure 25 : A : Courbe de la contrainte cisaillante normalisée en fonction du pourcentage de plan maclé ou non maclé. B : pseudo-cercle de Mohr présentant les plans maclés compatibles et non compatibles et les plans non maclés.

Figure 26 : Tenseurs de paléocontraintes reconstitués dans de la calcite matricielle.

Figure 27 : Tenseurs de paléocontraintes reconstitués dans une veine de calcite non basculée.

Figure 28 : Tenseurs de paléocontraintes reconstitués à partir de cristaux de calcite dans une veine non basculée et de la matrice.

Figure 29 : Quelques exemples de calcites maclées dans mesurées dans les formations carbonatées de Sheep Mountain Anticline ; (l'agrandissement montre un effet de poinçonnement qui donne en plus du maclage une micro-fracture intra-grain).

Liste des figures

Figure 30 : Photos de veines sous cathodoluminescence. (A, C) et (B, D) respectivement CL et lumière transmise, avec une luminescence différente entre la calcite Cal-1 et Cal-4 (d'après Vilasi 2009).

Figure 31 : Tenseurs de paléocontraintes mesurés dans une veine de calcite basculée.

Figure 32 : Tenseurs de paléocontraintes mesurés dans deux différentes veines de calcite non basculées dont la chronologie relative est peu évidente sur le terrain.

Figure 33 : Tenseurs de paléocontraintes mesurés dans deux différentes veines de calcite non basculées dont la chronologie relative est bien définie.

Figure 34 : Évaluation des contraintes principales (Lacombe, 2001 ; modifié d'après Lacombe et Laurent, 1992).

Figure 35 : Déformation cisaillante dans un grain de calcite, les valeurs de t1, t2 et t4 correspondent à l'épaisseur des plans de macles grossières, et t3 et t5 à celle des plans de macles fines. w est l'épaisseur du grain selon la direction perpendiculaire au plan de macle, et ψ l'angle du cisaillement du au maclage.

Figure 36 : Comportement, à température constante, de l'aimantation induite J en fonction du champ appliqué H.

Figure 37 : États magnétiques et aimantation spontanée en fonction de la disposition des moments magnétiques (d'après Dunlop et Özdemir, 1997). Les spins sont représentés par des flèches.

Figure 38 : Exemple de désaimantation 3-axes (d'après Lowrie, 1990). Les composantes de haute et basse coercivités présentent deux températures de déblocages différentes : 330°C correspondant à la pyrrhotite et 640°C correspondant à l'hématite. Concernant la composante de faible coercivité, il n'y a que la température de déblocage de la pyrrhotite qui apparaît.

Liste des figures

Figure 39 : Le four Schonstedt TSD-1, utilisé pour la désaimantation thermique des échantillons dans l'intervalle 20°C - 800°C, avec une chambre de chauffage et une autre, dans l'axe de la première, pour le refroidissement en champ nul.

Figure 40 : Dispositif CS-3 (four)-CSL (cryogénique) couplé au susceptomètre KLY-3 (IPG-St. Maure).

Figure 41 : Profil K=f(T) dans le cas de minéraux ferromagnétiques polydomaines, ayant un pic d'Hopkinson (1889). En rouge la courbe de chauffe et en bleu la courbe de refroidissement.

Figure 42 : Cycles d'hystérésis de matériaux différents. Comportement magnétique: (a) paramagnétique; (b) superparamagnétique; (c) diamagnétique; (d) de magnétites SD; (e) d'hématites spéculaires; (f) de magnétites PSD; (g) de magnétites MD. D'après Tauxe (1998).

Figure 43 : Début de cycle d'hystérésis et détermination des susceptibilités totale (k_0) et se rapportant aux dia- et paramagnétiques ($k_{para/dia}$).

Figure 44 : Susceptomètre Kappabridge AGICO KLY-3S et son unité de contrôle.

Figure 45 : Magnétomètre JR5-A et son porte échantillon (a), dans le boîtier contenant les bobines de mesure (b).

Figure 46 : Évolution du pourcentage d'anisotropie de forme dans le signal total en fonction de la susceptibilité mesurée, pour différents rapports de forme des cristaux (3-100). Les calculs sont réalisés d'après Bathal (1971).

Figure 47 : Ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique, avec K_1, K_2 et K_3, les valeurs principales respectivement maximale, intermédiaire et minimale.

Figure 48 : Diagrammes des paramètres de forme de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique et formes des ellipsoïdes associées. A droite le diagramme de Flinn (1962) corrèle le paramètre de linéation L à la foliation F. A gauche, le diagramme de Jelinek (1981) corrèle le facteur de forme T au degré d'anisotropie corrigée P'.

Liste des figures

Figure 49 : Fabrique sédimentaire représentée en projection stéréographique dans l‘hémisphère inférieur.

Figure 50 : Les 3 types de fabrique intermédiaire représentés en projection stéréographique dans l‘hémisphère inférieur.

Figure 51 : Les 2 différents types de fabrique tectonique représentés en projection stéréographique dans l‘hémisphère inférieur.

Figure 52 : Fabrique de cisaillement représentée en projection stéréographique dans l‘hémisphère inférieur.

Figure 53 : La relation entre l‘axe optique C de la calcite et l‘axe K_1 de la susceptibilité magnétique maximale. (a) l‘axe C d‘un cristal non déformé et (b) la forme de son ellipse de susceptibilité magnétique. (c) représente un cristal de calcite maclé avec la réorientation de l‘axe C pour sa partie maclée ; les flèches noires représente le sens de la compression. (d) représente l‘ellipse de susceptibilité du cristal maclé. On remarque que l‘axe K_1 tourne vers le sens de la compression donnant une fabrique inverse (d‘après Evans et al., 2003).

Figure 54 : Diagramme illustrant une composite finale de fabriques magnétiques à partir d‘un ensemble de mécanisme de déformation (selon Evans et al., 2003).

Figure 55 : Schéma simple illustrant les porteurs du signal magnétique; l'évolution de la fabrique magnétique dépend du type de porteur.

Figure 56 : Schéma des différents stades de la formation d'une roche sédimentaire et évolution de sa fabrique magnétique; A : Grés ; B : Carbonates.

Figure 57 : Schéma d‘un plan de pression dissoulution entre grain dans un grès. La zone ombrée représente la diminution de contrainte en s‘éloignant du point de contact des grains. Dans les deux cas la perte de volume induit une concentration de matériel « insoluble » dans les zones de dissolution. Exemple des grains ferromagnétiques représentés en petits rectangles noirs (Evans et al., 2003).

Figure 58 : Les facteurs influençant l'AVP.

Liste des figures

Figure 59 : (a) Schéma représentant le dispositif de mesure de temps de propagation d‘ondes P. (b) Zoom sur l'écran de l'oscilloscope.

Figure 60 : (a) La position des trois cylindres orthogonaux percés dans un bloc. (b) Un exemple de mesure commencée avec un angle q depuis l'axe Z. (c) 24 positions de mesures représentées par une projection stéréographique (Louis et al., 2004).

Figure 61 : Exemple de diagramme normalisé de Fry dans un plan vertical et parallèle à la direction de pendage de la stratification. La ligne en pointillée repréente la trace de la stratification et la flèche correspond au sens de son pendage. La ligne noire est le grand axe (X) de l‘ellipsoïde et phi est l‘angle entre l‘axe X et la trace de la stratification.

Figure 62 : Exemple d‘échantillon traité par la méthode de Fry. A. Micro-photographie d'une dimension de 3 x 2.5 mm prise avec lentille à quart d'onde, ce qui donne ces différentes couleurs aux grains de quartz. B. Segmentation des différentes zones de la photo selon la couleur. C. Délimitation des bord de chaque couleur. D. Nettoyage des zones de superposition entre zones délimitées. E. Résultat en forme d‘ellipse.

Figure 63 : Image d'une lame mince sous cathodoluminescence chaude montrant des grains de quartz ne présentant pas de surcroissance. En orange, on distingue la matrice calcitique.

Figure 64 : Localisation du pli de Sheep Mountain. A : Carte du côté ouest de l‘Amérique du nord présentant les fronts de déformation des orogénes Sevier et Laramienne (d‘après Bird 1998). B : Carte géologique de l‘état du Wyoming. C : Carte géologique du pli de Sheep Mountain (d‘après Bellahsen et al., 2006a et Amrouch et al., 2010a). D et E : Une coupe schématique montrant les grands accidents structuraux dans le Wyoming (Marshak et al., 2000). E : Une coupe schématique montrant le style structural du Sheep Mountain Anticline (SMA) (la ligne rouge en pointillé représente le sommet du socle), ces coupes montrent bien le style thick-skinned de l‘orogénèse Laramienne contrairement à l‘orogénèse Sevier qui est de style Thin-skinned.

Figure 65 : a- Photo aérienne de Sheep Mountain présentant ses formations sédimentaires. b- Log stratigraphique des formations qui affleurent dans le pli de Sheep Mountain (d‘après Bellahsen et al., 2006). Abbreviations : Chugwater (Chugw), Phosphoria

Liste des figures

(Phospho), Tensleep (Tensl), Carbonifère (Carb), Pennsylvanien (Penn.), Mississippien (Miss.).

Figure 66 : Différentes hypothèses émises sur la structure profonde du SMA. I : d'après Brown, 1984; II: D'après Hennier and Spang, 1983; III : Forster et al., 1996; IV: Erslev, 2004.

Figure 67 : 6 coupes géologiques à travers le SMA.

Figure 68 : Un modèle numérique de terrain du pli de Sheep Mountain d'une résolution de 7.5m par 7.5 m (United States Geological Survey).

Figure 69 : Image satellite et les contours des formations sédimentaires affleurant au niveau du pli A : vue d'en haut ; B : Vue du NW ; Violet : toit Madison ; Bleu foncé : toit Phosphoria ; Bleu claire : toit Chugwater.

Figure 70 : Schéma montrant le callage fait entre les contours topographiques et les coupes géologiques des formations du pli de Sheep Mountain (vue Sud).

Figure 71 : Une vue Sud de la surface représentant le toit de la formation Madison (hors érosion).

Figure 72 : Une vue Nord d'une grille à densité de maillage variable du toit de la formation Madison.

Figure 73: Vue S-E de la grille de maillage représentant la couche de la Madison à l'état actuel (en bleu) et déplié (en violet).

Figure 74 : Illustration de la disposition des différents sets de fractures mesurés au niveau de la partie Nord du pli de Sheep Mountain (Bellahsen et al., 2006a).

Figure 75 : 1. Une dalle carbonatée de la formation Phosphoria dans le backlimb. 2. Une dalle de la formation Phosphoria dans le forelimb. En rouge les veines du set I (N 110), en noir les veines de Set II (N 45) et en bleu les queues de cheval correspondant à un jeu senestre des veines du set II. Dans le forelimb les veines du set I ont été reprises par un jeu inverse post-plissement.

Liste des figures

Figure 76 : Schéma représentant les différentes étapes que subit un échantillon de roche jusqu'à la rupture.

Figure 77 : Enveloppes de Mohr.

Figure 78 : Presse utilisée pour les essais mécaniques.

Figure 79 : Schéma d‘un essai brésilien.

Figure 80 : Photo des jauges collées à l‘échantillon déformé.

Figure 81 : Courbes de fissuration pour deux échantillons : un de la formation Madison et un de la formation Phosphoria. Elles sont fondées sur les résultats des essais brésiliens uniaxiaux et triaxiaux.

Figure 82: Enveloppe moyenne d‘endommagement et courbe de friction de Byerlee, utilisées dans l‘interprétation mécanique.

Figure 83 : Résumé scénario de fracturation au niveau du pli de Sheep Mountain (d‘après Bellahsen et al., 2006 ; Fiore, 2006 ; Amrouch, 2008 ; Beaudoin, 2009 ; Amrouch et al., 2010a). (a) Set I (bleu); (b) Set II (rouge); (c) Set III (violet).

Figure 84 : Illustration de l‘état de contrainte durant la phase LPS du Sevier.

Figure 85 : Illustration de l‘état de contrainte durant la 1ère étape anté-plissement Laramienne.

Figure 86 : Illustration de l‘état de contrainte durant la 2ème étape anté-plissement Laramienne.

Figure 87 : Illustration de l‘état de contrainte durant la dernière étape anté-plissement Laramienne.

Figure 88 : Photo d‘une veine horizontale dans le backlimb qui témoigne d‘une d‘une pression de fluide supérieure à σvlitho.

Liste des figures

Figure 89 : Illustration de l‘état de contrainte durant l‘étape de post-plissement Laramienne.

Figure 90 : Variation de la pression de fluide pendant le plissement de Sheep Mountain Anticline (avec une incertitude égale à 10%).

Figure 91 : Schéma récapitulatif du scenario mécanique correspondant au plissement de SMA.

Figure 92 : Contexte géodynamique de la chaîne plissée du Zagros. Les flèches noires montrent la convergence actuelle entre la plaque d‘Arabie et celle de l‘Eurasie (De Mets et al., 1994). Ce modèle prédit une convergence actuelle de l‘ordre de ~3±0.5 cm/an orientée à peu près N-S au front de la chaîne. La figure en bas à gauche représente la distribution des séismes dont la magnitude est entre 2.4 et 7.4 et dont la profondeur du foyer est inférieure à 35 km (entre 1965-2003). D. pour Dezful et F. pour le Fars.

Figure 93 : Coupe schématique du Fars. Noter la régularité des plis et l‘homogénéité du raccourcissement entre les zones externes et internes depuis le front de déformation jusqu‘au plateau (Mouthereau et al., 2007).

Figure 94 : Série lithostratigaphique simplifiée de la région du Fars (d‘après Lacombe et al., 2006).

Figure 95 : (a) structure géodynamique du SFB et du Makran. Les failles entourant le Zagros sont indiquées avec leurs vitesses de mouvement selon Walker et al. (2003). Les flèches noires montrent les vitesses GPS de migration de la plaque d‘Arabie par rapport à la plaque d‘Eurasie (Vernant et al. 2004). Les étoiles indiquent la localisation des études paléomagnétiques déjà publiées dans la formation Agha-Jhari. Les flèches circulaires correspondent au sens de rotation des blocs proposé dans la littérature (selon Aubourg et al., 2008).

Figure 96 : Le sens de rotation devant la peninsule d‘Oman en ajoutant les données de Smith et al. (2005) (selon Aubourg et al., 2008).

Liste des figures

Figure 97 : Carte topographique du Zagros central montrant la localisation de la coupe structurale de la figure 96.

Figure 98 : Coupe géologique équilibrée A à travers le Zagros central, de la partie interne de la chaîne jusqu'au front de déformation (voir figure 87 pour localiser la coupe). La ligne en pointillé près du sommet du socle représente la base suppose des sediments pré-Hormuz.

Figure 99 : Log stratigraphique de la région du Dezful.

Figure 100 : Schéma structural du Zagros central d'après Authemayou (2006). AF - Ardakan Fault; HF: Hanna Faut; HZF – High Zagros Fault; IF - Izeh Fault; KBF - Kareh-Bas Fault; KF - Kazerun Fault; MFF - the Main Frontal Fault; MRF -Main Recent Fault; MZRF - Main Zagros Reverse Fault; SF - Sarvestan Fault; SEF: Semirom Fault, SPF – Sabz-Pushan Fault. Le rectangle noir délimite la zone d'étude.

Figure 101 : a : Carte représentant la plaque d'Arabie et le Dezful ; b : les gros accident structuraux de la région du Dezful ; c : Carte géologique de la région autour de l'anticlinal de Khaviz. (Ahmadhadi et al., 2008).

Figure 102 : (a) Orientations des veines dans la terminaison SE de l'anticlinale de Khaviz (Stereodiagrammes: Schmidt hémisphère inférieur; le demi cercle en pointillé correspond au plan de la stratigraphie. On a présenté à la fois, les données débasculées (avec un diagramme de densité des fractures) et à l'état actuel (sans diagramme de densité). (b) Les traits interprétés à partir de l'image satellite Spot V sur la partie ouest de l'anticlinale. (c) Diagramme présentant les familles de veines débasculées et à l'état actuel et les directions des traits (linéations) (le nombre des données est entre parenthèse) (Ahmadhadi et al., 2008).

Figure 103 : Carte Géologique de l'anticlinal de Khaviz, avec un résumé des diagrammes en rosace des orientations de fractures mesurées (Wennberg et al., 2007).

Figure 104 : La chronologie entre les veines N20°, E-W et N150° au niveau de la terminaison SE du pli de Khaviz. (a) photo de dalle de calcaire présentant les 3 familles de veines, (b) schéma de l'évolution des veines en prenant en compte la relation d'intersection

Liste des figures

entre les différentes familles de veines, leur géométrie et la nature de leur remplissage (d‘après Ahmadhadi et al., 2008).

Figure 105 : Modèle conceptuel du développement des veines au niveau de la formation d‘Asmari dans le Dezful. (d‘après Ahmadhadi et al., 2008).

Figure 106 : La classification de Price des sets typiques de fractures pour les anticlinaux asymétriques. (modifiée par wennberg et al., 2007 d‘après Price 1966).

Figure 107 : Résumé des données directionnelles de la fracturation dans l‘anticlinal de Khaviz.

Figure 108 : Exemples d‘échantillons mesurées pour l‘analyse des macles de la calcite.

Figure 109 : Tenseurs de contraintes enregistrant une étape compression précoce d‘une direction NE-SW.

Figure 110 : Tenseurs de contraintes enregistrant une étape extensive pré ou synplissement d‘une direction NE-SW.

Figure 111 : Tenseurs de contraintes enregistrant une étape extensive précoce d‘une direction WNW-ESE.

Figure 112 : Tenseurs de contraintes et de déformation enregistrant une étape extensive tardive d‘une direction N-S.

Figure 113 : Schéma synthétique de l‘évolution des orientations des contraintes obtenues par analyses des failles de la fracturation et des macles de la calcite ; les directions de contraintes représentées par des petites flèches correspondent à des états de contraintes probablement locaux. La flèche blanche représente la direction du mouvement relatif de la plaque Arabe par rapport à l‘Eurasie (McQuarrie et al., 2003) au niveau de la province Fars.

Figure 114 : Schéma d‘évolution de la fabrique magnétique au cours de la déformation. L‘axe de compression est horizontal. Les dessins sont des projections stéréographiques des axes maximum (carrés) et minimum (cercles) de l‘ellipsoïde de susceptibilité magnétique. D‘après Frizon de Lamotte et al., 1997 et 2002.

Liste des figures

Tableau 1 : Tableau comparatif des résultats de traitement des macles de la calcite de cristaux de différentes tailles. GR : cristaux dont la taille est supérieure à 300 μm ; PTT : cristaux dont la taille est inférieure à 300 μm. τa : seuil de maclage, $\phi = (\sigma1-\sigma3)/(\sigma1-\sigma2)$; τa _: seuil interne de maclage (cf. partie 1.3.1.2 de ce chapitre).

Tableau 2 : Illustration des différents degrés de déformation obtenus dans les échantillons de Sheep Mountain.

Tableau 3 : Propriétés magnétiques des principaux minéraux ferromagnétiques. Ms représente l'aimantation à saturation et Tc la température de Curie, d'après McElhinny et McFadden (2000).

Tableau 4 : Différents paramètres utilisés pour définir la forme des ellipsoïdes d'anisotropie. K_1, K_2 et K_3 sont respectivement les axes principaux maximal, intermédiaire et minimal.

Tableau 5 : Résumé des contraintes à la fissuration et à la rupture.

Tableau 6 : Résumé des résultats obtenus pour la quantification des contraintes pendant le plissement dans le forelimb. FL : forelimb.

Tableau 7: Résumé des résultats obtenus pour la quantification des contraintes pendant le plissement dans le backlimb. BL : backlimb.

Tableau 8 : Résultats des tenseurs de contraintes obtenus par l'analyse des macles de la calcite.

Tableau 9 : Résultats des tenseurs de déformation obtenus par l'analyse des macles de la calcite ; NEV : negative expected value, correspond au pourcentage de plans maclés non compatibles avec le tenseur obtenu.

Bibliographie

Bibliographie

A

Ahmadhadi F., Lacombe O. et Daniel J.M., 2007. Early reactivation of basement faults in Central Zagros(SW Iran): evidence from pre-folding fracture populations in the Asmari Formation and Lower Tertiary paleogeography, in Thrust Belts and Foreland Basins; From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems, Frontiers in Earth Sciences, edited by O. Lacombe, J. Lavé, J. Vergès, and F. Roure, Springer Verlag, Chapter 11, 205 – 208.

Ahmadhadi F., Daniel J.M., Azzizadeh M. et Lacombe O., 2008. Evidence for pre-folding vein development in the Oligo-Miocene Asmari Formation in the Central Zagros Fold Belt, Iran. Tectonics, 27, TC1016, doi:10.1029/2006TC001978.

Akimoto S., Katsura T. et Yoshida M., 1957. Magnetic properties of the Fe2Ti O4-Fe3O4 system and their change with oxidation. Journal Geomag. Geoelectr., 9, 165-178.

Allmendinger R.W., 1982. Analysis of microstructures in the Meade Plate of the Idaho-Wyoming foreland thrust belt, U.S.A., Tectonophysics, 85 (3 – 4), 221 – 251.

Allmendinger R.W.,Sharp J.W., Tish D.V., Serpa L., Brown L., Kaufman S., Olivier J. et Smith R.B., 1983. Cenozoic and Mesozoic structure of the eastern Basin and Range province, Utah, from COCORP seismic reflection data. Geology, 11, 9, 532-536.

Allmendinger R.W., 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. Tectonics 17 (4), 640–656.

Amrouch K., 2009. Caractérisation de la microdéformation en relation avec la structure plissée de Sheep Mountain Anticline. Rapport Interne. Institut Français du Pétrole. Rueil-Malmaison; France. n° 60748.

Amrouch K., Lacombe, O., Mouthereau, F., Dissez et L., 2005. Quantification of orientations and magnitudes of the late Cenozoic paleostresses in the Zagros folded belt from calcite twin analysis, in: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F. (convenors), Joint Earth Science Meeting SGF-SGE, Thrust belts and foreland basins, Rueil, Décembre 2005, Extended abstract volume, 31-35.

Amrouch K., Lacombe O., Bellahsen N., Daniel J.M. et Callot J-.P., 2010a. Stress/strain patterns, kinematics and deformation mechanisms in a basement-cored anticline: Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA). Tectonics 29, TC1005, doi:10.1029/2009TC002525.

Amrouch K., Robion P., Callot J.-P., Lacombe O., Daniel J.-M. et Bellahsen N., 2010b. Constraints on deformation mechanisms during folding based on rock physical properties: Example of Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA). Journal Geophysical International, accepté.

Bibliographie

Anastasio D.J., Fisher D.M., Messina T.A. et Holl J. E., 1997. Kinematics of decollement folding in the Lost River Range, Idaho, Journal of Structural Geology, 19 (3 – 4), 355 – 368.

Anderson D.W. et Picard, M.D., 1974. Evolution of synorogenic clastic deposits in the intermontane Uinta Basin of Utah. Spec. Publ. - Soc. Econ. Paleontol.Mineral. 22, 167-189.

Anderson E.M., 1951. The dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain: London, Oliver and Boyd, 206.

Angelier J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets, Journal of Geophysical Research 89 (B7) 5835–5848.

Angelier J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. Journal of Structural Geology 11 (1/2), 37– 50

Angelier J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III: A new rapid direct inversion method by analytical means, Geophysical Journal International 103, 363–376.

Argyle K.S. et Dunlop D.J., 1990. Low-temperature and high-temperature hysteresis of small multidomain magnetites (215-540 nm). Journal of Geophysical Research, 95, p.7069-7083.

Arlegui-Crespo L.E. et Simon-Gomez J.L., 1993. El sistema de diaclasas N±S en el sector central de la Cuenca del Ebro. Relacion con el campo de esfuerzos neogeno. Revista de la Sociedad Geologica de Espana 6, 115±123.

Armstrong R.L., 1968. Sevier erogenic belt in Nevada and Utah. Geol. Sot. Am. Bull., 79: l-5.

Armstrong F.C. et Oriel, S.S., 1965. Tectonic development of the Idaho-Wyoming thrust belt. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49, 1847-1866.

Aubouin J., Blanchet R., Roure F. et Tardy M., 1986. Traits généraux des cordillères de l'Ouest des Etats-Unis. Bull. Soc. Géol. France, 8 (II), 5, 741-754.

Aubourg C. et Robion P., 2002. Composite ferromagnetic fabrics (magnetite, greigite) measured by AMS and partial AARM in weakly strained sandstones from western Makran: Geophysical Journal International, 151, 729-737.

Aubourg C., Rochette P. et Vialon P., 1991. Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian-Oxfordian black shales (French Alpes), Tectonophysics 185, 211–223.

Aubourg C., Frizon de Lamotte D., Poisson A. et Mercier E., 1997. Magnetic fabrics and oblique ramp-related folding : A case study from the western Taurus (Turkey), Journal of Structural Geology 19, 1111-1120.

Bibliographie

Aubourg C., Smith B., Bakhtari H., Guya N., Eshraghi S. A., 2008. Tertiary bloc rotations in the Fars Arc (Zagros, Iran). Geophysical Journal International, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03732.x.

Aubourg C., Smith B., Bakhtari H., Guya N., Eshraghi S. A., Lallemant S., Molinaro M., Braud X. et Delaunay S., 2004. Post Miocene Shortening Pictured by Magnetic Fabric Across The Zagros-Makran Syntaxis (Iran), Orogenic curvatures ; integrating paleomagnetic and structural analyses), Special paper - Geological Society of America, 17-40.

Aubourg C., Smith B., Eshrahi A., Lacombe O., Authemayou C., Amrouch K., Bellier O. et Mouthereau F., 2010, New magnetic fabric data and their comparison with stress/strain markers from the Western Fars arc (Zagros); tectonic implications. In –Tectonic and Stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Meso-Cenozoic", Geological Society of London, Special Publication, sous presse.

Authemayou C., Bellier O., Chardon D., Malekzadeh Z. et Abbassi M. R., 2005. Role of the Kazerun fault system in active deformation of the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). C. R. Geoscience, 337, 539–545

Authemayou C., Chardon D., Bellier O., Malekzadeh Z., Shabanian E. et Abbassi M. R., 2006. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran): Tectonics, 25, (3), TC3002.

Averbuch O. Frizon de Lamotte D. et Kissel C., 1992. Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France) Journal of Structural Geology, 14 (4), 461-474.

Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D. et Kissel, C., 1993. Strain distribution above a lateral culmination: an analysis using microfaults and magnetic fabric measurements in the Corbières thrust belt (NE Pyrenees, France). Annales Tectonicae, VII (1), 3-21.

B

Bahat D., 1988. Early single layer and late multi-layer joints in the lower eocene chalks near Beer Sheva, Israel. Annales Tectonicae, II, (1), 3-11, 1988.

Baker C.E. et Kopp O.C., 1991. Luminescence microscopy and spectroscopy. Qualitative and quantitative applications. - SEPM Short course: 25, Dallas/Texas.

Bakhtari H., Frizon de Lamotte D., Aubourg C. et Hassanzadeh J., 1998. Magnetic fabric of Tertiary sandstones from the Arc of Fars (Eastern Zagros, Iran): Tectonophysics, 284, 299-316.

Barber D.J. et Wenk H.R., 1979. On geological aspects of calcite microstructure. Tectonophysics, 54, (1-2), 10, 45-60

Bibliographie

Barton C.A., Zoback M.D. et Burns K.L., 1988. In situ stress orientation and magnitude at the Fenton Hill geothermal site. New Mexico, deterrnined from wellborebreakouts. Geophysical Research Letters, 15, 467-470.

Bastida F. A., 1993. New method for the geometrical classification of large data sets of folds. Journal of Structural Geology, 15, (1), 69-78

Bathurst R., 1971. Carbonate Sediments and Their Diagenesis. Elsevier.

Beaudoin N., 2008. Etude géochimique et microstructurale de la fracturation de Sheep Mountain Anticline : mise en évidence de paléocirculations de fluides et implications structurales. Mémoire de Master 2. Paris VI. 65.

Bellahsen N., Fiore P. et Pollard D.D., 2006a. The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming. Journal of Structural Geology, 28(5), 850 – 867.

Bellahsen N., Fiore P. et Pollard D.D., 2006b. Growth of basement fault-cored anticlines: the example of Sheep Mountain Anticline, Wyoming, Geophysical Research Letters 33, L02301, doi: 10.1029/2005GL024189.

Berberian M. et King G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonicevolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265.

Berberian M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics: Tectonophysics, 241, 193-224.

Berg R.R., 1962. Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 46: 2019-2032.

Bergbauer S. et Pollard, D.D., 2004. A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints, based on field data from the Immigrant Gap anticline. Geological Society of America Bulletin, 116, 294-307.

Bergerat F., Bergues J. et Geyssant J., 1985. Estimation des paléocontraintes liées à la formation de décrochements dans la plate-forme d'Europe du Nord. Geol. Rundschau 74, 311-320.

Bergerat F., Bouroz-Weil C. et Angelier J., 1992, Paleostresses inferred from macrofractures, Colorado Plateau, western U.S.A.: Tectonophysics, 206, 219-243.

Bhathal, R. S. 1971. Magnetic anisotropy in rocks. Earth-Science Reviews 7: 227-253.

Bina M. et Daly, L., 1994. Mineralogical change and self-reversed magnetizations in pyrrhotite resulting from partial oxidation ; geophysical implications. Phys. Earth Planet. Inter., 85, 83-99.

Bird P., 1998. Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°-49°N, western United States. Tectonics 17, 780-801.

Bibliographie

Bird P., 2002. Stress direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma. Tectonics 21, 1014, 10.1019/2001TC001319

Bjorlykke K., 1983. Diagenetic reactions in sandstones. In sediment diagenesis. Riedel Publication Company

Bjorlykke K. et Aagaard P., 1992. Clay Minerals in North Sea Sandstones. In Houseknecht, D.W. et Pittman, E.D. eds., Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones, SEPM Special Publication 47. 65-80.

Blackstone Jr. D.L., 1990. Rocky Mountain foreland structure exemplified by the Owl Creek Mountains, Bridger Range and Casper Arch, central Wyoming, in Specht, R.W., eds., Wyoming sedimentation and tectonics: Wyoming Geological Association, 41st Field Conference, Guidebook, 151-166.

Blanc et al., 1999. Systematic cathodoluminescence study of apatite crystal. American Mineralogist, 86, 473-484.

Borradaile F.J et Jackson M., 2009. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). Journal of Structural Geology. S0191-8141(09)00204-1. 10.1016/j.jsg.2009.09.006.Ref. SG 2371

Borradaile G. et Tarling D.H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabric in weakly deformed rocks. Tectonophysics 77, 151–168.

Borradaile, G.J., 1987a. Analysis of strained sedimentary fabrics. Can. J. Earth Sc., 131: 121-125.

Borradaile G.J., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain. Tectonophysics, 138: 327-329.

Borradaile G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. Tectonophysics 156, 1-20.

Borradaile G.J., 1991. Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). Pure Appl. Geophys. 135, 15-29.

Borradaile G. J., 2003. Statistics of Earth Science Data. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg & New York. 351, 177 illus., 52 Tables, hardcover ISBN: 3-540-43603-0

Borradaile G.J. et Hamilton T., 2004. Magnetic fabrics may proxy as neotectonic stress trajectories, Polis rift, Cyprus, Tectonics, 23, TC1001, doi:10.1029/2002TC001434.

Borradaile G.J. et Henry B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. Earth Sci. Rev. 42, 49–93.

Borradaile G.J. et Werner T., 1994. Magnetic anisotropy and some phyllosilicates. Tectonophysics 235, 223–248.

Bibliographie

Bouchez J.-L., 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. C. R. Acad. Sci. Paris, 330, 1-14.

Bourne S.J., 2003. Contrast of elastic properties between rock layers as a mechanism for the initiation and orientation of tensile failure under remote compression. Journal of Geophysical Research 108, 2395.

Brosch F., Schachner K., Blumel M., Fasching A. et Fritz H., 2000. Preliminary investigation results on fabrics and related physical properties of an anisotropic gneiss. Journal of Structural Geology 22, 1773–1787.

Brown W.G., 1981. Surface and subsurface examples from the Wyoming foreland as evidences of a regional compressional origin of the Laramide orogeny, in Boyd, D.W. et Lillegraven J.S., eds., Rocky Mountain foreland basement tectonics: University of Wyoming Contributions to Geology 19, 175–177.

Brown W.G., 1984. Basement involved tectonics – foreland areas. American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Note Series, no. 26, 92.

Brown W.G., 1988. Deformation style of Laramide uplifts in the Wyoming foreland, *in* C.J Schmidt and W.J. Perry, Jr., eds., Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt: Geological Society of American Memoir 171, 53-64.

Brudy M., Zoback M.D., Fuchs K., Rummel F. et Baumgartner J., 1997. Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drill holes: implications for crustal strength. Journal of Geophysical Research, 102, 18453-18475.

Buil D., 2002. L'approche cinématique du plissement naturel: intérêts et limites. Développements autour de la notion de "Trishear". Mémoire de thèse de Doctorat-ès-Sciences, Univ. Sciences et Techniques Cergy-Pontoise, 138.

Burchfiel B.C. et Davis G.A., 1975. Nature and controls of Cordilleran orogenesis, western United States, extensions of an earlier synthesis. Am. J. Sci., 275-A: 363- 396.

Burchfiel B.C. et Davis G.A., 1976. Compression and crustal shortening in Andeantype orogenesis. Nature, 260, 693-695.

Burkhard, M., 1990. Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperatures (150–350 8C). In: Knipe, R.J., Rutter, E.H. (Eds.), Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics. Special Publication of the Geological Society of London 54. 241–257.

Burkhard M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. Journal of Structural Geology 15, 351-368.

Burlini L. et Kunze K., 2000. Fabric and seismic properties of carrara marble mylonite. Phys. Chem. Earth (A) 25, 2, 133–139.

Bibliographie

Burmeister K.C., Harrison M.J., Marshak S., Ferré E.C., Bannister R.A. et Kodama K.P., 2009. Comparison of Fry strain ellipse and AMS ellipsoid trends to tectonic fabric trends in very low-strain sandstone of the Appalachian fold–thrust belt. Journal of Structural Geology. In press.

Butler R.F., 1992. Paleomagnetism : Magnetic domains to geologic terranes. Blackwell scientific publications, Boston, 319.

Byerlee J.D., 1978. Friction of rocks. Pure Appl. Geophys. 116, 615– 626.

C

Callot J-.P., Geoffroy L., Aubourg C., Pozzi J.-P. et Mege D., 2001. Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic studies. Tectonophysics, 335, 313-329.

Callot J-.P. et Guichet X., 2003. Rock texture and magnetic lineation in dykes, a simple analytical model. Tectonophysics, 366, 207-222.

Callot J-.P., Hamon Y., Mengus J.M. et Barbier M., 2008. Sur la route de la Madison, Recherche de sites complémentaires à Sheep Mountain. Rapport interne, Institut Français du Pétrole. Rueil-Malmaison; France. n° 60715.

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

Carrio-Schaffhauser E. et Gaviglio P., 1990. Pressure solution and cementation stimulated by faulting in limstones. Journal of Structural Geology, 12, 8, 987-994

Casey M., Rutter E., Schmid S., Siddans A. et Whalley J., 1978. Texture development in experimentally deformed calcite rocks. Texture of Materiels 2: 231-240.

Chapin C.E. et Cather S.M., 1981. Eocene tectonics and sedimentation in the Colorado Plateau-Rocky Mountain area, dans Dickinson W.R. et Payne W.D., eds., Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, 14, 173-198.

Chapin C.E. et Cather S.M., 1983, Eocene tectonics and sedimentation in the Colorado Plateau-Rocky Mountain area, *in* Lowell, J.D., eds., Rocky Mountain foreland basin and uplifts: Denver, Colorado, Rocky Mountain Association of Geologists Guidbook, 33-56.

Cheng, C. 1993. Crack models for a transversely isotropic medium. Journal of Geophysical Research, 98, B1, 675–684.

Chester, J.S., Chester, F.M., 1990. Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. Journal of Structural Geology 12, 903–910.

Chester, J.S., 2003. Mechanical stratigraphy and fault-fold interaction, Absaroka thrust sheet, Salt River Range, Wyoming. Journal of Structural Geology 25, 1171–1192.

Bibliographie

Cifelli F., Mattei M., Hirt AM. et Gunther A. 2004a. The origin of tectonic fabrics in "undeformed" clays: The early stages of deformation in extensional sedimentary basins. Geophysical Research Letters. 31. 9. L09604.

Cifelli F, Rossetti F, Mattei M, Hirt A.M. Funicello R, Tortorici L.2004b. An AMS, structural and paleomagnetic study of quaternary deformation in eastern Sicily. Journal of Structural Geology, 26, 1, 29-46.

Cifelli F, Mattei M, Chadima M, Hirt AM, Hansen A. 2005. The origin of tectonic lineation in extensional basins: Combined neutron texture and magnetic analyses on "undeformed" clays. Earth and Planetary Science Letters. 235, 1-2. 62-78.

Coey, J.M.D., Moukarika, A. et Ballet O., 1982. Magnetic order in silicate minerals. J. Appl. Phys., 53, p.8320-8325.

Colman-Sadd, S.P., 1978. Fold Development In Zagros Simply Folded Belt, Southwest Iran. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 62, 984-1003.

Coney, P.J., 1972. Cordilleran tectonics and North American plate motion. Am. J. Sci., 272: 603-628.

Cooke M.L. et Underwood C.A., 2001, Fracture termination and step-over at bedding interfaces due to frictional slip and interface opening. Journal of Structural Geology, 23, 223-238.

Cooper, M., 1992. The analysis of fracture systems in subsurface thrust structures from the foothills of the Canadian Rockies. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London. 391–405.

Corbett K., Friedman M. et Spang J., 1987. Fracture development and mechanical stratigraphy of Austin chalk, Texas. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71, 17-28.

Couples G.D., Lewis H., 2000. Effects of interlayer slip in model forced folds. In: Cosgrove, J.W., Ameen, M.S. (Eds.), Forced Folds and Fractures. Geological Society Special Publication 169, London, 129–144.

Couzens B.A. et Dunne W.M., 1994. Displacement transfer at thrust terminations: The Saltville Thrust and Sinking Creek Anticline, Virginia, U.S.A., Journal of Structural Geology, 16(6), 781 – 793.

Craddock J.P., Moshoian A. et Pearson A.M., 1991. Kinematic analysis from twinned calcite strains in the marble mylonites of the central Grenville province, Canada. Geol. Soc. Am. Abstr. Prog. 15, 236.

Craddock J.P., Jackson M., Van De Pluijm B. et Versical R.T., 1993. Regional shortening fabrics in eastern north America: far-field stress transmission from the Appalachian – Ouachita orogenic belt. Tectonics 12 (1), 257– 264.

Bibliographie

Craddock J.P. et Pearson A., 1994. Non-coaxial horizontal shortening strains preserved in amygdule calcite, DSDP Hole 433C, Suiko Seamount. Journal of Structural Geology 16, 719–724.

Craddock J.P., Pearson A., McGovern M., Moshoian A. et Donnelly K., 1997. Post-extension shortening strains preserved in calcites of the Keweenawan rift. Geol. Soc. Am. Mem. 312, 115–126.

Craddock J.P. et Van Der Pluijm B.A., 1999. Sevier-Laramide deformation of the continental interior from calcite twinning analysis, west-central North America. Tectonophysics, 305, 275-286.

Craddock J.P. et Relle M.K., 2003. Fold axis-parallel rotation within the Laramide Derby Dome fold, Wind River basin, WY. Journal of Structural Geology 25, 1959e1972.

Craddock J.P., Farris D.W. et Roberson A., 2004. Calcite-twinning constrains on stress-strain fields along the Mid-Atlantic Ridge, Iceland. Geology 32, 49–52.

Crampin S. et Booth D.C., 1985. Shear-wave polarization near the North Anatolian fault. Interpretation in terms of crack-induced anisotropy. Geophys. J. R. Astron. Soc. 83, 75–92.Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced crosssections. Canadian Journal of Earth Sciences 6, 743–757.

D

Dahlstrom C.D.A., 1969. Balanced cross sections. Can. J. Earth Sci.. 6, 743-757.

Dahlstrom C.D.A., 1990. Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 74, 336–344.

Daly L., 1970. Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. Thèse d'état, Paris, 240p.

Day R., Fuller M.D. et Schmidt V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites : grain size and composition dependance. Phys. Earth. Planet. Inter., 13, 260-267.

De Bresser J.H.P. et Spiers C.J., 1997. Strength characteristics of the r, f and c slip systems in calcite. Tectonophysics, 272, 1-23.

DeCelles P.G. et Coogan J.C., 2006. Regional structure and kinematic history of the Sevier fold-and-thrust belt, central Utah: Geological Society of America Bulletin, 118, 841–864, doi: 10.1130/B25759.1.

DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F. et Stein S., 1990. Current plate motions, Geophys. J. Int., 101(2), 425 – 478.

DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. et Stein S., 1994. Effects of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, Geophysical Research Letters, 2191–2194.

De Sitter L.V., 1956. Structural Geology: McGraw-Hill, New York, 551.

Dekkers M.J., 1988. Some rock magnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine-grained hematite. Thèse d'état, Utrecht, 231 p.

Dekkers M.J., 1990. Magnetic monitoring of pyrrhotite alteration during thermal demagnetization. Geophysical Research Letters, 17, 779-782.

Dickinson W.R. et Snyder W.S., 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny. Geological Society of America Memoir 151, 355-366.

Dickinson W.R., Klute M.A., Hayes M.J., Janecke S.U., Lundin E.R., Mckittrick M.A. et Olivares M.D., 1988. Paleogeographic and paleotectonic setting of laramide sedimentary basins in the central rockymountain region. Geological Society of America Bulletin 100, 7, 1023-1039

Doyen P.M., 1988. Premeability, conductivity and pore geometry of sandstone, Journal of Geophysical Research, 93, 7729-7740.

Dullien F.A.L., 1979. Porous Media-Fluif Transport and Pore Structure, 391, Academic San Diego, California.

Dunlop D.J., 1986a. Coercive forces and coercivity of submicron magnetites. Earth Planet. Sci. Lett., 78, 188-295.

Dunlop D.J., 1986b. Hysteresis properties of magnetite and their dependance on particle size : A test of pseudo-single domain remanence models. J. Geophys. Res., 91, 9569-9584.

Dunlop D.J et Özdemir, Ö., 1997. Rock magnetism : Fundamentals and frontiers. Cambridge University Press, 573.

Dunne W.M., Onasch C.M. et Williams R.T., 1990. The problem of strain-marker centers and the Fry method. Journal of Structural Geology, 12, 933-938.

Durney D.W. 1972. Solution transfer, an important geological deformation mechanism. Nature, London, 235, 315-317

Durney D.W., 1976. Pressure-solution and crystallization deformation. Philosophical Transactions of the Royal Society, London, A 283, 229–240

Dvorkin J. et Nur A., 1996. Elasticity of High-Porosity Sandstones: Theory for Two North Sea Datasets, Geophysics, 61, 1363-1370.

Bibliographie

Elliott D., 1965. The quantitative mapping of directional minor structures. J. Geol. 73, 865-880.

Elliott D., 1976. The Energy balance and deformation mechanism of thrust sheets. Philos. Trans.-R. Soc. Lond., Ser. A., 283, 289–312.

Engebretson D.C., Cox A. et Gordon R.G., 1985. Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin. Geological Society of America Special Paper 206.

Engelder T., 1979. The nature of deformation within the outer limits of the central Appalachian fold–thrust belt in New York State. Tectonophysics, 55, 289–310.

Engelder T., 1987, Joints and some fractures in rocks, in Atkinson, B., ed., Fracture Mechanics of Rock, Academic Press, 27-69.

Engelder T. et Geiser P., 1979. The relationship between pencil cleavage and lateral shortening within the Devonian section of the Appalachian Plateau. Geology, 7, 460–464.

Engelder T., Gross M.R. et Pinkerton P., 1997. Joint development in clastic rocks of the Elk Basin anticline, Montana-Wyoming: in Hoak, T., Klawitter, A., and Blomquist, P., eds., An analysis of fracture spacing versus bed thickness in a basement-involved Laramide structure: Rocky Mountain Association of Geologists 1997 Guidebook, Denver, Colorado, 1-18.

Engelder T. et Peacock D.C.P., 2001 Joint development normal to regional compression during flexural-flow folding: the Lilstock buttress anticline, Somerset, England. Journal of Structural Geology, 23, 259-277

Erslev E.A., 1988. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. Journal of Structural Geology 10, 201-209.

Erslev E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. Geology 19, 617–620.

Erslev E.A., 1993. Thrusts, back-thrusts and detachment of Rocky Mountain foreland arches, in Schmidt, C.J., Chase, R.B., and Erslev, E.A., eds., Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States: Geological Society of America Special Paper 280, 339-358.

Erslev E.A. et Mayborn K.R., 1997. Multiple geometries and modes of fault-propagation folding in the Canadian thrust belt, Journal of Structural Geology, 19 (3 – 4), 321 – 335.

Eshelby J., 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems. Proc. Roy. Soc. A241, 1226, 376–396.

Etchecopar A., 1984. Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulation de déformation plastique (approche mathématique). Thèse Doctorat-es-Sciences, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier. 270.

Bibliographie

Evans M.A. et Dunne W.M., 1991. Strain factorization and partitioning in the North Mountain thrust sheet, central Appalachians, U.S.A. Journal of Structural Geology, 13, 1, 21-35.

Evans M.A. et Groshong R.H., JR., 1994. Microcomputer techniques and applications: A computer program for the calcite strain-gauge technique. Journal of Structural Geology, 16, 2, 277-281.

Evans M.A., Lewchuk M.T. et Elmore R.D., 2003. Strain partitioning of deformation mechanisms in limestones: examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). Journal of Structural Geology, 25, 9, 1525-1549.

Evans M.A. et Elmore R.D., 2006. Corrigendum to: Fluid control of localized mineral domains in limestone pressure solution structures. Journal of Structural Geology, 28, 284–301.

F

Faccenna C., Speranza F., Caracciolo F.D., Mattei M. et Oggiano G., 2002. Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc back-arc transitional regime. Tectonophysics. 356, 4, 213-232

Faill R.T., 1973. Kink band folding. Valley and Ridge province, Pennsylvania. Geological Society of America Bulletin, 84, 1289–1314.

Falcon N., 1974. Southern Iran: Zagros mountains. In A. Spencer (Ed), Mesozoic-Cenozoic Orogenic belts, Geological Society of London Spec. Publ., 4, 199-211.

Ferrill D.A., 1998. Critical re-evaluation of differential stress estimates for calcite twins in coarse-grained limestone. Tectonophysics, 285, 77–86.

Ferrill D.A., Groshong, R.H. Jr, 1993. Deformation conditions in the northern Subalpine Chain, France, estimated from deformation modes in coarse-grained limestone. Journal of Structural Geology, 15, 995–1006.

Ferrill D.A., Morris A.P., Evans M.A., Burkhard M. Groshong R.H. et Onasch C.M., 2004. Calcite twin morphology: A low temperature deformation geothermomenter. Journal of Structural Geology. 26, 8, 1521-1529.

Fiore P.E., 2006. 3D characterization and mechanics of brittle deformation in thrust fault related folds. PhD thesis, Stanford University, California, USA.

Fisher D.M. et Anastasio D.J., 1994. Kinematic analysis of a large-scale leading edge fold, Lost River Range, Idaho, Journal of Structural Geology, 16(3), 337 – 354.

Fischer M.P., Woodward N.B. et Mitchell M.M., 1992. The kinematics of break-thrust folds, Journal of Structural Geology, 14(4), 451 – 460.

Bibliographie

Fischer M.P., Jackson P.B., 1999. Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. Journal of Structural Geology, 21, 613–633.

Fischer M.P. et Wilkerson M.S., 2000. Predicting the orientation of joints from fold shape: results of pseudo-three-dimensional modeling and curvature analysis. Geology, 28, 15–18.

Flinn D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. Q. J. Geological Society of London, 118, 385-433.

Florez-Nino J.M., Aydin A., Mavko G., Antonellini M. et Ayaviri A., 2005. Fault and fracture systems in a fold and thrust belt; an example from Bolivia, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 89, 4, 471-493.

Forster A., Irmen A.P. et Vondra C., 1996. Structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Bighorn Basin, Wyoming. Wyoming Geological Association Guidebook, 47, 239–251.

Fouch T.D., Lawton T.F., Nichols D.J., Cashion W.B. et Cobban W.A., 1983. Patterns and timing of synorogenic sedimentation in Upper Cretaceous rocks of central and northeast Utah. In: Reynolds, M.W., Dolly, E.D. (Eds.), Mesozoic Paleogeography of the West-central United States. Rocky Mountain Paleogeography Symposium, 2, 305–328.

Fowler T.J. et Winsor C.N., 1997. Characteristics and occurrence of bedding-parallel slip surfaces and laminated veins in chevron folds from the Bendingo–Castelmaine goldfields: implications for flexuralslip folding. Journal of Structural Geology, 19, 799–815.

Friedman M., 1964. Petrofabric techniques for the determination of principal stress directions in rocks. In Judd, W.R., ed., State of stress in the Earth‘s Crust, Elsevier, New York, 451-552.

Friedman M. et Heard H.C., 1974. Principal stress ratios in cretaceous limestones from Texas Gulf coast. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 58, 1, 71-78.

Friedman M., Teufel L.W. et Morse J.D., 1976. Strain and stress analysis from calcite twin lamellae and macrofractures, Teton anticline, Montana. Geol. Soc. Am. Bull., A283, 87-107.

Frizon de Lamotte D., Mercier E., Dupré la Tour A., Robion P. et Averbuch O., 1997. Cinématique du plissement et déformation interne des roches; l‘exemple du pli de Lagrasse (Aude France). C. R. Acad. Sci., Paris 324, 591–598.

Frizon de Lamotte D., Souque C., Grelaud S. et Robion P., 2002. Early record of tectonic magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin. Short review and examples from the Corbières transfer zone (France). Bulletin de la Société Géologique de France 175, 461–469.

Frost H. J. et Ashby M. F., 1982. Deformation-mechanism maps. Oxford, Pergamon Press.

Fry N., 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. Tectonophysics 60, 89-105.

Fry N., 2001. Stress space: striated faults, deformation twins, and their constraints on paleostress. Journal of Structural Geology, 23, 1–9

Fuller M.D., 1963. Magnetic anisotropy and paleomagnetism. Journal of Geophysical Research, 68, 293-309.

Fuller M.D., 1964. On the magnetic fabrics of certain rocks. Journal of Geology, 72, 368-376.

G

Gagala L., 2009. Reliability of selected procedures of stress inversion and data separation for inhomogeneous populations of calcite twins and striated faults: insights from numerical experiments. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 98, 461–479.

Geiser P.A., 1988. The role of kinematics in the construction and analysis of geological cross-sections in deformed terranes. In Geometries and Mechanisms of Thrusting (édité par Mitra G. et Wojtal S.) Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 222, 47-76.

Gidon, M., Berthier, F., Billiault, J.-P., Halbronn, B. et Maurizot, P., 1974. Sur les caract´eres et l'ampleur du coulissement de la "Main Fault" dans la r´egion de Borudjerd-Dorud (Zagros oriental, Iran), C. R. Acad. Sci., 278, 701–704.

Gonzales-Casado J.M. et Garcia-Cuevas C., 1999. Calcite twins from microveins as indicators of deformation history. Journal of Structural Geology, 21, 875–889.

Gonzalez-Casado J.M. et Garcia-Cuevas C., 2002. Strain analysis from calcite e-twins in the Cameros basin, NW Iberian Chain, Spain. Journal of Structural Geology, 24, 1777–1788.

Gonzalez-Casado J.M., Jiménez-Berrocoso A., Garcia-Cuevas C. et Elorza J., 2003. Strain determinations using inoceramid shells as strain markers: a comparison of the calcite strain gauge technique and the Fry method. Journal of Structural Geology, 25, 1773–1778.

Gonzalez S., Sherwood G., Böhnel H. et Schnepp E., 1997. Palaeosecular variation in Central Mexico over the last 30000 years: the record from lavas. Geophysical Journal International, 130, 201-219.

Graham J.W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. Geological Society of America Bulletin, 65, 1257-1258.

Graham J.W., 1966. Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. In: Steinhart, J.S., Smith, T.J. (Eds.), The Earth Beneath the Continents, Geophys. Monograph. 10, 627– 648.

Graham J.W., 1978. Quantitative deformation studies in the Permian rocks of the Alpes-Maritimes. Proc. Symp. in honour of Prof. J. Goguel (B.R.G.M.), 219-238.

Graham W.B.R., 2006. Influence of depositional setting and sedimentary fabric on mechanical layer evolution in carbonate aquifers. Sedimentary Geology, 184, 203-224

Granar L., 1958. Magnetic measurements on Swedish varved sediments. Arkiv. f. Geofysik, 3, 1-40.

Gratier J.P., 1984. La deformation des roches par dissolution-cristallisation. Aspects naturels et experimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. Thèse de Doctorat-ès-Sciences, Université de Grenoble, 315p.

Grelaud S., Buil D., Hardy S. et Frizon de Lamotte D., 2000 Trishear kinematic model of fault-propagation folding and sequential development of minor structures : The Oupia anticline (NE Pyrenees, France) case study. Bulletin de la Société Géologique de France, 171, 4, 441-449.

Gries R., 1983. North-south compression of Rocky Mountain foreland structures, in Lowell, J.D., eds., Rocky Mountain foreland basin and uplifts: Denver, Colorado, Rocky Mountain Association of Geologists Guidbook, 9-32.

Gries R., 1990. Rocky Mountain foreland structures: Changes in compression direction through time, in Letouzey, J., eds., Petroleum and tectonics in mobil belts: Paris, Editions Technip, 129-148.

Groshong Jr. R.H., 1972. Strain calculated from twinning in calcite. Geological Society of America Bulletin. 83, 2025–2038.

Groshong Jr. R.H., 1974. Experimental test of least-squaresstrain calculations using twinned calcite. Geological Society of America Bulletin, 85, 1855–1864.

Groshong Jr. R.H., 1975. Strain, fractures, and pressure solution in natural single-layer folds. Bulletin of the Geological Society of America, 86, 1363–1376.

Groshong Jr. R.H., Teufel L.W. et Gasteiger C.M., 1984. Precision and accuracy of the calcite strain-gauge technique. Geological Society of America Bulletin, 95, 357-363.

Groshong Jr. R.H., 1988. Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. Geological Society of America Bulletin, 100, 1329-1360.

Guiton M.L.E., 2001. Contribution de la fracturation diffuse à la déformation d‘ensemble durant le plissement de roches sédimentaires. Thèse de doctorat de l‘école polytechnique, 257 p.

Guiton M., Leroy Y.L. et Sassi W., 2003a. Activation of diffuse discontinuities and folding of the sedimentary layers. Journal of Geophysical Research, 108, 2183, doi:10.1029/2002JB001770.

Guiton M., Sassi W., Leroy Y.L. et Gauthier B.D.M., 2003b. Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in the folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas. Journal of Structural Geology, 25, 1317–1330.

H

Hamilton T.D., Borradaile G.J. et Lagroix F., 2004. Sub-fabric identification by standardization of AMS, an example of inferred neotectonic structures from Cyprus. In Magnetic Fabrics (Eds. F. Martín-Hernandez, C.M. Lünenburg, C. Aubourg, M. Jackson.) Geological Society of London Special Publication, 238, 527-540.

Hardy S. et Ford M., 1997. Numerical modelling of trishear fault-propagation folding and associated growth strata. Tectonics, 16, 841-854.

Harris J.H. et Van Der Pluijm B.A., 1998. Relative timing of calcite twinning strain and fold-thrust belt development: Hudson Valley fold-thrust belt, New York, USA, Journal of Structural Geology, 20, 21-31.

Hecht K., 1962. Magnetic susceptibility anisotropy of beach sand. Sc.M. thesis, Brown University.

Heim A., 1878. Untersuchungen ~~u~~ber den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der T ~~o~~di-Windg~~a~~llen-Gruppe: Basel, Benno Scwabe, 3 volumes (I, II, Atlas).

Heller P.L., Bowdler S.S., Chambers H.P., Coogan J.C., Hagen E.S., Shuster M.W., Winslow N.S. et Lawton T.F., 1986. Time of initial thrusting in the Sevier orogenic belt, Idaho-Wyoming and Utah: Geology, 14, 388–391, doi: 10.1130/0091- 613(1986)14<388:TO ITIT>2.0.CO;2.

Hennier J. et Spang J., 1983. Mechanisms for deformation of sedimentary strata at Sheep Mountain anticline, Big Horn Basin, Wyoming. Wyoming Geological Association Guidebook, 34th Annual Field Conference, 97–111.

Hennier J. H., 1984. Structural analysis of the Sheep Mountain anticline, Bighorn basin, Wyoming: Master‘s thesis, Texas A&M University, Texas, 118.

Hennings P.H., 2000. Combining outcrop data and three-dimensional structural models to characterize fractured reservoirs: An example from Wyoming, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 84(6), 830.

Hennings P.H., Olson J.E. et Thompson L.B., 2000. Combining outcrop data and threedimensional structural models to characterize fractured reservoirs; an example from Wyoming. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 84, 830–849.

Henry B., 1997. The magnetic zone axis: a new element of magnetic fabric for the interpretation of magnetic lineation. Tectonophysics 271, 325– 331.

Handin J.W. et Griggs D., 1951. Deformation of Yule marble, Predicted fabric changes. Bulletin of Geological Society of America, 62, 863-886.

Hirt A.M., Evans K.F. et Engalder T., 1995. Correlation between magnetic anisotropy and fabric for devonian shales on the Appalachian plateau. Tectonophysics, 247(1-4): 121-132.

Bibliographie

Hnat JS, van der Pluijm BA, van der Voo R, et Thomas WA. 2008. Differential displacement and rotation in thrust fronts: A magnetic, calcite twinning and palinspastic study of the Jones Valley thrust, Alabama, US Appalachians. JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY. 30, 6, 725-738.

Hoffmann V., 1992. Greigite (Fe3S4): Magnetic properties and first domain observations. Phys. Earth Planet. Inter., 70, 288-301.

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

Hoppin R.A., 1970, Structural development of Five Springs Creek area, Bighorn Mountains, Wyoming: Geological Society of America Bulletin, 81, 2403-2416.

Housen B.A., Richter C. et Van der Pluijm B.A., 1993. Composite magnetic anisotropy fabrics: experiments, numerical models, and implications for the quantification of rocks fabrics. Tectonophysics, 200, 1-12.

Hrouda F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys. Surv., 5, 37-82.

Hrouda F., 1986. The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. Stud. Geophys. Geodet. 30, 39–45.

Hrouda F., 1991. Models of magnetic anisotropy variations in sedimentary thrust sheets. Tectonophysics, 185, 203-210.

Hrouda F., Pros, Z. et Wohlgemuth, J., 1993. Development of magnetic and elastic anisotropies in slates during progressive deformation. Physics of Earth Planetary Interiors, 77, 251-265.

Hudleston P.J., 1973. An analysis of –Single-layer" folds developed experimentally in viscous media Tectonophysics, 16, 3-4, 189-214.

Hudson J., 1980. Overall properties of a cracked solid. Math. Proc. Cambridge Phil. Soc., 88, 371–384.

Hudson J., 1981. Wave speed and attenuation of elastic waves in material containing cracks. Geophys. J. R. astr. Soc., 64, 133–150.

I

Ihmlé P.F., Hirt A.M. et Lowrie W., 1989. Inverse magnetic fabric in deformed limestones of the Morcles nappe, Switzerland. Geophysical Research Letters, 16, 1383–1386.

Irmen A.P., 1994. Zur Geologie der Umgebung von Sheep Mountain (Wyoming, USA). Unter besonderer Beruecksichtigung der Schichtenfolge Unterkarbon-Mitteljura: unpubl. M.S.-Thesis Universitaet Bonn, Bonn, Germany, 135.

J

Jackson M.J., Craddock J.P., Ballard M.M., Van der Voo R. et McCabe C., 1989. Anhysteretic magnetic anisotropy and calcite twin strains in Devonian carbonates from New York State. Tectonophysics, 161, 43-53.

Jackson M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: A brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. Pageoph., 136, 1, 1-28.

Jackson M., Tauxe L., 1991. Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: developments in the characterization of tectonic, sedimentary, and igneous fabric. Geophysical Research Letters, 29, 371–376.

James G.A. et Wynd J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49 (12), 2182 – 2245.

Jamison W.R. et Spang J.H., 1976. Use of calcite twin lamellae ton infer differential stress. Geological Society of American Bulletin, 87, 868-872

Jamison W.R., 1992. Stress controls of fold thrust style. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London, 155–164.

Jamison W.R., 1997. Quantitative evaluation of fractures on Monkshood Anticline, a detachment fold in the foothills of Western Canada, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 81 (7), 1110 – 1132.

Jamison W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes Journal of Structural Geology, 9 (2), 207-219.

Janssen C., Rybacki E. et Dresen G. 2007. Critical Re-Evaluation of Calcite Twins as a Low-Temperature Deformation Geothermometer. Geophysical Research Abstracts, 9, 1607-7962/gra/EGU2007-A-02228.

Jelinek V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on group of specimens. Stud. Geophys. Geodet. 22, 50–62.

Jelinek V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of the rocks. Tectonophysics, 79, 63–67.

Johnson G.D., Garside L.J. et Warner A.J., 1965. A study of the structure and associated features of Sheep Mountain Anticline, Big Horn County, Wyoming. Iowa Academy of Science, 72, 332–342.

Johnson K.M. et Johnson A.M., 2000. Localization of layer-parallel faults in San Rafael swell, Utah and other monoclinal folds Journal of Structural Geology, 22 (10), 1455-1468.

Johnston J. et Christensen N., 1995. Seismic anisotropy of shales. Journal of Geophysical Research, 100, B4, 5991–3003.

Jordan P. et Noack T., 1992. Hanging wall geometry of overthrust emanating from ductile decollements. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London, 311–318.

K

Kachanov M., 1992. Effective elastic properties of cracked solids: critical review of some basis concepts. Appl Mech Rev., 45 (8), 304–335.

Kachanov M., 1993. Elastic solids with many cracks and related problems. Adv. Appl. Mech., 30, 259–445.

Katz O., Reches Z., Baer G., 2003. Faults and their associated host rock deformation; Part I, Structure of small faults in a quartz-syenite body, southern Israel, Journal of Structural Geology, 25, 10, 1675-1689

Katz A.J. et Thompson A.H., 1987. Prediction of rock electrical conductivity from mercury injection measurements. J. Geophys. Res., 92 (B1), 599-607.

Kern H., 1993. P- and S-wave anisotropy and shear-wave splitting at pressure and temperature in possible mantle rocks and their relation to the rock fabric. Phys. Earth Planet. Inter., 78 (3– 4), 245– 256.

Kern H., Liu B. et Popp T., 1997. Relationship between anisotropy of P- and S-wave velocities and anisotropy of attenuation in serpentinite and amphibolite. J. Geophys. Res. 102 (B2), 3051–3065.

Keunen P. H. et De Sitter L. U., 1938. Experimental investigation into the mechanisms of folding. Leidsche Geol. Mag., 10, 217-240.

King R.F., 1955. The remanent magnetism of artificially deposited sediments. Mon. Not. R. Astr. Soc., 7, 115-34.

King M.S., 1965. Wave velocities in rocks as a function of changes in overburden pressure and pore fluid saturants. Geophysics, 31, 50– 73.

Kissel C., Barrier E., Laj C. et Lee T-Q., 1986, Magnetic fabric in «undeformed» marin clays from compressional zones, Tectonics, 5, 769 - 781.

Kligfield R., Lowrie W. et Dalziel I.W.D., 1977. Magnetic susceptibility anisotropy as a strain indicator in the sudbury bassin, Ontario. Tectonophysics, 40, 287–308.

Kligfield R., Owens W.H. et Lowrie W., 1981. Magnetic susceptibility anisotropy, strain, and progressive deformation in Permian sediments from the Maritim Alps (France). Earth Planet. Sci. Lett., 55, 181-189.

Bibliographie

Kohlstedt D.L. et Weathers M.S., 1980. Deformation-induced microstructures, paleopiezometers and differential stress in deeply eroded fault zones. J. Geophys. Res., 85, 6269-6285.

König W., 1887. Magnetische Untersuchungen an Krystallen. Wied Ann. (Annalen der Physik), 31, 273-302.

Koyi H.A., Sans M., Teixell A., Cotton J. et Zeyen H., 2003. The significance of penetrative strain in contractional areas. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics and Petroleum Systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 82, 207–222.

L

Lacombe O., 1992. Maclage, fracturation et paléocontraintes intraplaques : application à la plateforme carbonatée ouest-européenne, Ph.D. Thesis, VI, Université de Paris, 316.

Lacombe O., 2001. Paleostress magnitudes associated with development of mountain belts : insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills. Tectonics, 20, 6, 834-849.

Lacombe O., 2007. Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications. Journal of Structural Geology, 29, 86-99.

Lacombe O., Angelier J., Laurent P., Bergerat F. et Tourneret C., 1990. Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: Burgundy as a case study. Tectonophysics, 182, 279-300.

Lacombe O. et Laurent P., 1992. Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data. Tectonophysics, 202, 83–93.

Lacombe O., Amrouch K., Mouthereau F. et Dissez L., 2007, Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt. Geology, 35, 3, 263-266, doi:10.1130/G23173A.1.

Lacombe O., Angelier J., Chen H.W., Deffontaines B., Chu H.T. et Rocher M., 1997. Syndepositional tectonics and extension – compression relationships at the front of the Taiwan collision belt: a case study in the Pleistocene reefal limestones of Kaohsiung (SW Taiwan). Tectonophysics, 274, 83-96.

Lacombe O., Angelier J. et Laurent P., 1993, Calcite twins as markers of recent compressional events in an active orogen : The reefal limestones of southern Taiwan as a case study. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 316 (II), 1805-1813.

Lacombe O., Angelier J., Rocher M., Bergues J., Chu H.-T. Deffontaines B. et Hu J-.C., 1996a. Contraintes et plissement au front d'une chaîne de collision: l'exemple des calcaires récifaux pliocènes de Yutengping (Taiwan). Bulletin de la Société Géologique de France, 167, 361-374

Bibliographie

Lacombe O. et Laurent P., 1996. Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples : preliminary results. Tectonophysics, 255, 189-202.

Lacombe O., Laurent P. et Rocher M., 1996b. Magnitude de la contrainte déviatorique pyrénéenne dans l'avant-pays nord-pyrénéen. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, t. 322 (II), 229-235.

Lacombe O., Malandin J., Vilasi N., Amrouch K. et Roure F., 2009. From paleostresses to paleoburial in fold–thrust belts: Preliminary results from calcite twin analysis in the Outer Albanides. Tectonophysics, the Geology of Vertical Movements of the Lithosphere, 475, 128-141.

Lacombe O., Mouthereau F., Kargar S. et 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.

Ladd R.E., 1979. The geology of Sheep Canyon Quadrangle: Wyoming. Iowa State University, PhD dissertation, 124.

Lagroix F., Borradaile G. J., 2000b. Tectonics of the circum-Troodos sedimentary cover of Cyprus, from rock magnetic and structural observations. Journal of Structural Geology, 22, 453-469.

Lamarche G. et Rochette P., 1987. Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of some Alpine slates. Tectonophysics, 139, 285-293.

Lan C.Y., 1974. Petrological study of dikes on Musconetcong Mountain, Bloomsbury Quadrangle, N.J.: M.S. thesis, Rutgers University, New Brunswick, N.J., 90 p.

Langevin P., 1905. La théorie cinétique du magnétisme et les magnétrons. Paris, Gauthier-Villars.

Latta D.K. et Anastasio D.J., 2007. Multiple scales of mechanical stratification and décollement fold kinematics, Sierra Madre Oriental foreland, northeast Mexico. Journal of Structural Geology, 29, 1241-1255.

Laubscher H.P., 1976. Geometrical adjustements during rotation of a Jura fold limb. Tectonophysics, 36, 347-365.

Laurent P., Bernard P., Vasseur G. et Etchecopar A., 1981. Stress tensor determination from the study of e twins in calcite: A linear programming method Tectonophysics, 78, 1-4, 651-660.

Laurent P., 1984. Les macles de la calcite en tectonique: nouvelles méthodes dynamiques et premières applications. Thèse Doctorat-es-Sciences, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier. 324p.

Bibliographie

Laurent P., Tourneret C. et Laborde O., 1990. Determining deviatoric stress tensors from calcite twins: Application to monophased synthetic and natural polycrystals, Tectonics, 9, 379-389.

Laurent P., Kern H. et Lacombe O., 2000, Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples. Part II. Axial and triaxial stress experiments, Tectonophysics, 327, 131-148.

Lee T.-Q., Kissel C., Laj C., Shorn-Shern H. et Yi-Teh L., 1990. Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene sedimentary formations of the coastal range of Taiwan. Earth Planet. Sci. Lett., 98, 23-32.

Lespinasse M. et Cathelineau M., 1995. Paleostress magnitudes determination by using fault slip and fluid inclusions planes data. Journal of Geophysical Research, 100 (B3), 3895-3904.

Letouzey J., 1986, Cenozoic paleostress pattern in the Alpine foreland and structural interpretation in a platform basin, Tectonophysics, 132, 215 – 231.

Letouzey J., Sherkati S., Mengus J.M., Motiei H., Ehsani M., Ahmadnia A., et Rudkiewicz J.L., 2002, A regional structural interpretation of the Zagros mountain belt in northern Fars and high Zagros (SW Iran), Annual Meeting Expanded Abstracts - American Association of Petroleum Geologists, 102.

Lisle R.J., 2000. Predicting patterns of strain from three-dimensional fold geometries: Neutral surface folds and forced folds, Geol. Soc. Spec. Pub., 169, 213 – 221.

Lo T.-W., Coyner K.B. et Toksöz M.N., 1986. Experimental determination of elastic anisotropy of Berea Sandstone, Chicopee shale, and Chelmsford granite. Geophysics, 51, 164–171.

Lonsdale K., 1938. Magnetic anisotropy of crystals. Science Progress, 32, 677-693.

Lisle R. J., 2000. Predicting patterns of strain from three-dimensional fold geometries: Neutral surface folds and forced folds, Geological Society of London, Special Publication, 169, 213 – 221.

Louis L., David C. et Robion P., 2003. Comparison of the anisotropic behaviour of undeformed sandstones under dry and saturated conditions. Tectonophysics, 370, 193–212.

Louis L., Robion P. et David C., 2004. A single method for the inversion of anisotropic data sets with application to structural studies. Journal of Structural Geology, 26, 2065-2072.

Louis L., David C., Metz V., Robion P., Menendez B. et Kissel, C., 2005. Microstructural control on the anisotropy of elastic and transport properties in undeformed sandstones. Inter. J. Roc. Mec. Min. Sci., 42, 911–923.

Bibliographie

Louis L., Robion P., David C. et Frizon de Lamotte D., 2006. Multiscale anisotropy controlled by folding: the example of the Chaudrons fold (Corbières, France) Journal of Structural Geology, 28, 549-560.

Lowell J.D., 1974. Plate tectonics and foreland basement deformation. Geology, 2, 275-278.

Lowrie W. et Hirt A.M., 1987. Anisotroy of magnetic suceptibility in the Scaglia Rossa pelagic limestone, Earth Planet. Sci. Let. 82, 349 - 356.

Lowrie W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in rock by coercitivity and unblocking temperature properties. Geophysical Research Letters, 17, 159–162.

Lüneberg C.M., Lampert S.A., Lebit H.D., Hirt A.M., Casey M. et Lowrie W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). Tectonophysics, 307, 51-74.

M

Maillot B., Barnes C., Mengus J-.M. et Daniel J-.M., 2007. Constraints on friction coefficients by an inverse analysis of sand box thrust dips. Journal of Structural Geology, 29, 117-128.

Maillot B. et Koyi H., 2006. Thrust dip and thrust refraction in fault-bend folds : analogue experiments and theoretical predictions, \it Journal of Structural Geology, 28, 36-49.

Maillot B., Leroy Y.M., 2006. Kink-fold onset and development based on the maximum strength theorem, Journal of the Mechanics and Physics of Solids, 54, 2030-2059.

Maillot B. et Leroy Y.M., 2003. Optimal dip based on dissipation of back thrusts and hinges in fold-and-thrust belts. Journal of Geophysical Research, 108 (B6), 2320–2336.

Mainprice, D., Barruol, G., Ben Ismaïl, W., 2000. The seismic anisotropy of the earth‘s mantle: from single crystal to polycrystal. Geophys. Monogr. 117, 237–264.

Marfil R, Caja, MA et Tsige, M., 2005, Carbonate-cemented stylolites and fractures in the Upper Jurassic limestones of the Eastern Iberian Range, Spain: A record of palaeofluids composition and thermal history. Sedimentary Geology, 178, 237-257

Marshak S., Karlstrom K. et Timmons, J.M., 2000. Inversion of Proterozoic extensional faults: An explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States. Geology, 28, 735–738.

Martin-Hernandez F. et Hirt A., 2003. The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. Tectonophysics, 367, 13-28

Mattei M., Sagnotti L., Facenna C. et Funiciello R., 1997. Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in Italian peninsula: relationship with compressional and extensional tectonics. Tectonophysics, 271, 107-122.

Bibliographie

Mattei M., Speranza F., Argentieri A., Rossetti F., Sagnotti L. et Funiciello R., 1999. Extensional tectonics in the Amantea basin (Calabria, Italy) : a comparison between structural and magnetic anisotropy data. Tectonophysics, 307, 1-2, 33-49.

Mavko G., Mukerji T. et Dvorkin J., 1998. The rock physics handbook - Tools for seismic analysis in porous media. Cambridge University Press, Cambridge.

McConaughy D.T., et Engelder T., 2001. Joint initiation in bedded elastic rocks Source. Journal of Structural Geology, 23, 2-3, 203-221

McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D. et Tealeb A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, Geophysical Journal International, 155 (1), 126 – 138.

McElhinny M.W. et McFadden P.L., 2000. Paleomagnetism: continents and oceans. Academic Press, Int. Geophys. Series, 73, California, 386.

McGarr A., Gay N.C., 1978. State of stress in the earth‘s crust. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 6, 405-436.

McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. et Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, Geophysical Research Letters, 30, 20-36, doi:10.1029/2003GL017992.

McQuillan H., 1973. Small-scale fracture density in Asmari Formation of Southwest Iran and its relation to bed thickness and structural setting. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57 (12), 2367 – 2385.

McQuillan H., 1974. Fracture patterns on Kuh-e Asmari anticline, Southwest Iran. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 58(2), 236 – 246.

Medwedeff D.A., Suppe J., 1997. Multibend fault-bend folding. Journal of Structural Geology, 19, 279–292.

Mercier E., Outtani F. et Frizon de lamotte D., 1996. Late-stage evolution of fault-propagation folds: principles and example. Journal of Structural Geology, 19 (2) 185-193

Mitra G., 1992. The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States : Hatcher, R. D. Jr., Thomas, W. A. et Viele, G. W. (éditeurs) 1989. Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A. 767 + 12 plates in slipcase, (ISBN 0-8137-5209-4.). Journal of Structural Geology, 14 (6) 753-754.

Mitra G., 1994. Strain variation in thrust sheets across the sevier fold-and-thrust belt (Idaho-Utah-Wyoming): implications for section restoration and wedge taper evolution. Journal of Structural Geology, 16 (4) 585-602

Mitra S., 2003. A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. Journal of Structural Geology, 25, 1659-1673.

Bibliographie

Molinaro M., 2004. Geometry and kinematics of the SE Zagros Mountains (Iran) : structural geology and geophysical modelling in a young collisional fold-thrust belt. Thèse de Doctorat science de l'Univers Paris XI Orsay. 264

Morgan J.K. et Karig D.E., 1995. Kinematics and balanced cross-section across the toe of the eastern Nankai accretionary prism. Journal of Structural Geology 17, 31–45.

Motiei H., 1993. Geology of Iran, Zagros Stratigraphy. Geological Society of Iran Publications

Mouthereau F., Lacombe O. et Meyer B., 2006. The Zagros folded belt (Fars, Iran): Constraints from topography and critical wedge modelling. Geophysical Journal International, 165 (1), 336 – 356.

Mouthereau F., Lacombe O., Tensi J., Bellahsen N., Kargar S. et Amrouch K., 2007a, Mechanical constraints on the development of the Zagros Folded Belt. In "Thrust belts and Foreland Basins : From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems", O. Lacombe, J. Lavé, François Roure and J. Verges (Eds), Frontiers in Earth Sciences, Springer, chapter 13, 247-266.

Mouthereau F., Tensi J., Bellahsen N., Lacombe O., Deboisgrollier T. et Kargar S., 2007b. Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thickskinned collision belt: The Zagros Folded Belt (Fars, Iran), Tectonics, 26, TC5006, doi:10.1029/2007TC002098.

Mulchrone K.F. et Meere P.A., 2001. A windows program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. Computers and Geosciences, 27, 1253–1257.

Muxworthy A.R., 1999. Low-temperature susceptibility and hysteresis of magnetite. Earth Planet. Sci. Lett., 169, 51-58.

N

Nader F.H., Moradpour M.,, Samani P., Hamon Y., Hosseiny A., Daniel J-M., Moallemi A. et Pickard N., 2009. Diagenesis of the Asmari Formation (Oligo-Miocene; SW Iran): Implications on reservoir modelling of a giant oil field. Shiraz 2009 - First International Petroleum Conference & Exhibition.

Navabpour P., Angelier J. et Barrier E., 2007. Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). Tectonophysics, 432, 101-131.

Neely, T.G. et Erslev E.A, 2009. The interplay of fold mechanisms and basement weaknesses at the transition between Laramide basement-involved arches, north-central Wyoming, U.S.A. Journal of Structural Geology, doi: 10.1016/j.jsg.2009.03.008.

Nemcok M., Kovac D. et Lisle R.J., 1999. A stress inversion procedure for polyphase calcite twin and fault/slip data sets. Journal Structural Geology, 21, 597-611.

Neretin L.N., Bottcher M.E., Jorgensen B.B., Volkov I.I., Luschen H. et Hilgenfeldt K., 2004. Pyritization processes and greigite formation in the advancing sulfidization front in the Upper Pleistocene sediments of the Black Sea. Geochim. Cosmochim. Acta, 68 (9), 2081-2093.

Newman J., 1994. Influence of grain size and grain size distribution on methods for estimating paleostresses from twinning in carbonates. Journal of Structural Geology 16 (12), 1589– 1601.

Nye J.F., 1957. The physical Properties of Crystals. Clarendon Press, Oxford 322.

Nye J. F. 1985. Physical properties of crystals, Clarendon Press. 329.

O

Oliva-Urcia B., Larrasoana J.C., Pueyo E.L., Gil A., Mata P., Pares J.M., Schleicher A.M. et Pueyo O., 2009. Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). Journal Of Structural Geology, 31 (2), 163-176.

Onasch C.M., 1983. Dynamic analysis of rough cleavage in the Martinsburg formation, Maryland. Journal of Structural Geology, 5 (1), 73-81.

O'Reilly W., 1984. Rock and mineral magnetism. Blackie, Glasgow, 230.

Owens W.H. et Bamford D., 1976. Magnetic, seismic, and other anisotropic propreties of rock fabrics. Phil. Trans. Royal Aced. Soc., London, 283, 55-68.

Owens W.H. et Rutter E.H., 1978. The development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 16, 215-222.

Özdemir Ö. et Dunlop D.J., 1995. Single-domain state in a large (3mm) multidomain magnetite crystal (abstract). EOS (Trans. Am. Geophys. Un.), 76, Fall Meeting suppl., F160.

P

Parés J.M., Van Der Pluijm B.A. et Dinarès-Turell J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). Tectonophysics, 307, 1-14.

Parés J.M. et Van Der Pluijm B.A., 2002. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. Tectonophysics, 350, 283-298

Parés J.M., 2004. How deformed are weakly deformed mudrocks? Insights from magnetic magnetic anisotropy. In: Martin-Hernandez, F., Lüneburg, C., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), Magnetic Fabrics: Methods and Applications. Geological Society, Special Publications, London, 238. 191–203.

Passchier C.W. et Trouw R.A.J., 1996. Microtectonics, Springer-Verlag, New York.

Paterson M.S., 1978. Experimental Rock Deformation-The Brittle Field. Springer, Berlin.

Paterson S.R. et Yu H., 1994. Primary fabric ellipsoids in sandstones; implications for depositional processes and strain analysis. Journal of Structural Geology, 16, 505–517.

Pauling L., 1979. Diamagnetic anisotropy of the carbonate ion in calcite, aragonite, strontianite and witherite and of other non cyclic planar atomic groups with resonance structures; Zeitshrift für Kristallographie, 150 (1-4), 155- 161.

Paylor E.D., Muncy H.L., Lang H.R., Conel J.E. et Adams S.L., 1989, Testing some models of foreland deformation at the Thermopolis anticline, southern Bighorn Basin, Wyoming, Mountain Geologist, 26, 1-22.

Petit J.P. et Barquins M., 1988. Can natural faults propagate under mode II conditions? Tectonics, 7 (6), 1243-1256.

Pfiffner O.A., 1982. Deformation mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. Journal of Structural Geology, 4, 429-442.

Pfiffner O.A. et Burkhard M., 1987. Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data.Annales Tectonicae, 1, 48-57.

Pfleiderer S. et Halls H.C., 1993. Magnetic pore fabric analysis: verification through image autocorrelation, Journal of Geophysical Research, 98, 4311-4316.

Pfleiderer S. et Halls H.C., 1994. Magnetic pore fabric analysis: a rapid method for estimating permeability anisotropy, Geophysical Journal International., 116, 39-45.

Pfleiderer S. et Kissel C., 1994. Variation of pore fabric across a fold-thrust structure. Geophysical Research Letters, 21 (19), 2147-2150.

Pine R.J., Ledingham P. et Merrifield C.M., 1983. In situ stress measurement in the Carnmenellis Granite, II, Hydrofracture tests at Rosemanowes Quarry to depths of 2000 rn. Int. I. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr., 20, 63-72.

Pollard D.D et Aydin A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century.Geological Society of America Bulletin, 100, 1181-1204

Potter D.K., Stephenson A., 1988. Field-induced magnetic anisotropy in a dilute dispersion of gamma-Fe2O3 particles. J. Appl. Phys. 63, 1691–1693.

Povarennykh A.S., 1964. On the magnetic properties of minerals. In M.H. Battey, and S.I. Tomkeieff, Eds. Aspects of theorical mineralogy in the USSR, Pergamon Press Oxford, 451-463.

Price N.J. 1966. Fault and Joint Development in Brittle and Semi-brittle Rocks. Pergamon, Oxford.

Price N.J. et Cosgrove J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, Cambridge, U.K. 511.

Price R.A., 1981. The cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In: Mc Clay K.R. and Price N.J. Eds., Thrust and nappe tectonics. Geol. Soc. London, sp. Publ. 9, 427-488.

R

Ramberg H., 1964. Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. Tectonophysics. 1 (4), 307-341.

Ramsay J.G., 1962. The geometry of conjugate fold systems. Geol. Mag., 99, 516-526.

Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New York. 568

Ramsay J.G., 1974. Development of chevron folds. Geological Society of America Bulletin, 85, 1741–1754.

Ramsay, J.G. et Huber M., 1983. The techniques of modern structural geology. Academic press, 307.

Raposo M.I.B., McReath I. et D'Agrella-Filho M.S., 2006. Magnetic fabrics, rock magnetism, cathodoluminescence and petrography of apparently undeformed Bambui carbonates from São Francisco Basin (Minas Gerais State, SE Brazil): An integrated study. Tectonophysics, 418 (1-2), 111-130.

Rathore J.S., 1979. Magnetic susceptibility anisotropy in the Cambrian slate belt of North Wales and correlation with strain. Tectonophysics, 53, 83-97.

Rathore J.S., 1985. Some magnetic fabric characteristics of sheared zones. Journal of geodynamics, 2 (2-3), 291-301

Rathore J., Fjaer E., Holt R. et Renlie L., 1994. P- and S-wave anisotropy of a synthetic sandstone with controlled crack geometry. Geophys. Prosp., 43, 711–728.

Rathore J.S., 1985. Some magnetic fabric characteristics of sheared zones. J. Geodyn., 2, 291-301.

Rawnsley KD, Peacock DCP, Rives T, et Petit J.P. 1998. Joints in the Mesozoic sediments around the Bristol Channel Basin. Journal of Structural Geology, 20 (12), 1641-1661.

Reches Z., 1978. Analysis of faulting in 3-dimensional strain field. Tectonophysics, 47, 109-129.

Reches Z., Baer G. et Hatzor Y., 1992. Constraints on the strength of the upper crust from stress inversion of fault slip data. J. Geophys. Res., 97 (B9), 12481-12493.

Bibliographie

Rees A.I., 1965. Preliminary measurements of anisotropy of magnetic susceptibility of Franciscan Formation of central California. Geological Society of America Bulletin, 76, 975-979.

Reuss A., 1929. Berechnung der fliessgrenzen von mischkristallen auf grund der plaztizitatsbedingung fur einkristalle. Zeitschrift fur Angewandte Mathematik und Mekanik, 9, 49–58.

Rich J.L., 1934. Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust Block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 18, 1584-1596.

Rioux R.L., 1958. Geology of the Spence-Kane area, Bighorn County, Wyoming. Unpublished Ph.D. thesis, University of Illinois, 182.

Rioux R.L., 1994. Geologic map of the Sheep Mountain-Little Sheep Mountain area, Big Horn County, Wyoming. Scale 1 (31), 680. USGS open-file report, 94–191.

Roberts A.P. et Turner G.M., 1993. Diagenetic formation of ferrimagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments: South Island, New Zealand. Earth Planet. Sci. Lett, 115, 257-273.

Roberts A.P., 1995. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe3S4). Earth Planet. Sci. Lett., 134, 227-236.

Robion P., Averbuch O. et Sintubin M., 1999. Fabric development and metamorphic evolution of lower Paleozoic slaty rocks from the Rocroi massif (French-Belgian Ardennes): new constraints from magnetic fabrics, phyllosilicate preferred orientation and illite crystalinity data. Tectonophysics, 309, 257-273.

Robion P., Grelaud S. et Frizon de Lamotte D., 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-andthrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW — Himalaya, Pakistan)?. Sedimentary Geology, 196, 181–200.

Rocher M., Lacombe O., Angelier J. et Chen H.-W, 1996. Mechanical twin sets in calcite as markers of recent collisional events in a fold-and-thrust belt: evidence from the reefal limestones of southwestern Taiwan. Tectonics, 15, 984-996.

Rocher M., 1999. Tectogene`se des avant-pays de chaıˆnes de collision: les piedmonts occidentaux de Taiwan et le bassin Sudaquitain. Mémoire de thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris. 461p.

Rocher M., Lacombe O., Angelier J., Deffontaines B. et Verdier F., 2000. Cenozoic folding and faulting in the south Aquitaine Basin (France): insights from combined structural and paleostress analyses Journal of Structural Geology, 22 (5), 627-645.

Bibliographie

Rocher M., Cushinga M., Lemeille F., Lozac'h Y, Angelier J., 2004. Intraplate paleostresses reconstructed with calcite twinning and faulting: improved method and application to the eastern Paris Basin (Lorraine, France). Tectonophysics, 387, 1 –21

Rochette P., 1983. Propriétés magnétiques et déformations de roches sédimentaires alpines. Etude du Dogger de la zone Dauphinoise. Mémoire de thèse de Doctorat, Université de Grenoble, 195.

Rochette P. et Lamarche G., 1986. Evolution des propriétés magnétiques lors de transformation dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes Françaises). Bull. Mineral., 109, 687-696.

Rochette P., 1988. Relations entre déformations et métamorphismes alpins dans les schistes noirs helvétiques : l'apport de la fabrique magnétique. Geodynamica Acta, 2, 17-24.

Rochette P. et Fillion G., 1989. Field and temperature behavior of remanence in synthetic goethite : paleomagnetic implications. Geophysical Research Letters, 16, 851-854.

Rochette P., Jackson J. et Aubourg C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Rev. Geophys., 30, 209-226.

Rochette P., Aubourg C. et Perrin M., 1999. Is this magnetic fabric normal ? A review and case studies in volcanic formations. Tectonophysics, 307, 219-234.

Roure F., Howell D.G., Guellec S. et Casero P., 1990. Shallow structures induced by deep-seated thrusting. Petroleum and Tectonics in Mobile belts, J. Letouzey ed., Technip, Paris, 15-30.

Roure F. et Colletta B., 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps, in Ziegler P.A. et Horvath F. ed, Peri-tethys Memoir 2, Structure and Prospects of Alpine basins and forelands, Mém. Mus. Nat. Hist. nat., 170, 173-209.

Roure F., Bordas-Lefloch N., Toro J., Aubourg C., Guilhaumou N., Hernandez E., Lecornec-Lance S., Rivero C., Robion P. et Sassi, W., 2003. Petroleum Systems and Reservoir Appraisal in the Sub-Andean Basins (Eastern Venezuela and Eastern Colombia Foothills). In: The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics, Bartolini, C., Buffler, R.T. et Blickwede, J.F. (eds.), AAPG Mem., 79, Ch. 34, 750-775.

Roure F., Swennen R., Schneider F., Faure JL., Ferket H., Guilhaumou N., Osadetz K., Robion P. et Vandeginste V., 2005, Incidence and importance of tectonics and natural fluid migration on reservoir evolution in foreland fold-and-thrust belt. Oil Gas Sci. Tech., 60, 67-106.

Rowe KJ. et Rutter EH., 1990. Paleostress estimation using calcite twinning – experimental calibration and application to nature. Journal of Structural Geology, 12 (1), 1-17

Rummel F., Mohring-Erdmann G., Baumgärtner J., 1986. Stress constraints and hydrofracturing stress data for the continental crust. Pure Appl. Geophys., 124, 875-895.

Rusnak G.A., 1957. The orientation of sand grains under conditions of 'unidirectional' fluid flow. J. Geol., 65, 384-409.

Rutter E.H., 1976. The kinetics of rock deformation by pressure solution. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A283, 203–219.

S

Sagnotti L., Faccenna C., Funiciello R. et Mattei M., 1994. Magnetic fabric and structural setting of pliopleistocene clayey units in an extensional regime – the tyrrhenian margin of central Italy. Journal of Structural Geology, 16 (9), 1243-1257.

Sagnotti L., Sperenza F., Winkler A., Mattei M. et Funiciello R., 1998. Magnetic fabric of clay sediments from the external northern Apennines (Italy), Phys. Earth Planet. Int., 105, 73-93.

Sagnotti L., Winkler A., Montone P., Di Bella L., Flonrindo F., Mariucci M.T., Marra F., Alfonso L. et Frepoli A., 1999. Magnetic anisotropy of Plio-Pleistocene sediments from the Adriatic margin of the northern Apennines (Italy) : implications for the time-space evolution of the stress field. Tectonophysics, 311 (1-4), 139-153.

Sagnotti L. et Winkler A., 1999. Rock magnetism and paleomagnetism of greigite-bearing mudstones in the Italian peninsula. Earth Planet. Sci. Lett., 165, 67-80.

Saint-Bezar B., Hebert R.L., Aubourg C., Robion P., Swenen R. et Frizon de Lamotte D., 2002. Magnetic Fabric and petrographic investigations of hematite-bearing sandstones within ramp-related folds: examples from the South Atlas Front (Morocco). Journal of Structural Geology, 24, 1507–1520.

Salvini F., Storti F., McClay K., 2001. Self-determining numerical modeling of compressional fault-bend folding. Geology, 29, 839– 842.

Sales J.K., 1968, Crustal mechanics of Cordilleran foreland deformation, regional and scale-model approach: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 52, 2016-2044.

Sans M., Verges J., Gomis E., Parés J.M., Schiattarella M., Trave A., Calvet F., Santanach P. et Doulcet A., 2003. Layer parallel shortening in salt-detached folds: constraint on cross-section restoration. Tectonophysics, 372, 85–104.

Sanz P.F., Borja R.I. et Pollard D.D., 2007. Mechanical aspects of thrust faulting driven by farfield compression and their implications to fold geometry. Acta Geotechnica, 2, 17–31.

Sanz P.F., Pollard D.D., Allwardt P.F. et Borja R.I., 2008. Mechanical models of fracture reactivation and slip on bedding surfaces during folding of the asymmetric anticline at Sheep Mountain. Wyoming, Journal of Structural Geology, 30 (9), 1177-1191.

Sassi W., Guiton M.L.E., Daniel J.M., Faure J.L., Mengus J.M., Schmitz J., Delisle S., Leroy Y. et Masset J., 2003. Mechanical reconstruction of fracture development in Weber sandstone formation, Split Mountain (Utah). American Association of Petroleum Geologist

Meeting, Calgary, Abstract with program. Savage, HM. et Cooke, ML., 2004. The effect of non-parallel thrust fault interaction on fold patterns Journal of Structural Geology, 26, 905-917.

Sayers C., 1994. The elastic anisotropy of shales. J. Geophys. Res., 99 (B1), 767–774.

Sayers C. et Kachanov M., 1995. Microcrack-induced elastic wave anisotropy of brittle rocks. J. Geophys. Res. 100 (B3), 4149–4156.

Schmid S.M. et Paterson M.S., 1977. Strain analysis in an experimentally deformed oolitic limestone. In: Saxena, K., Battacharji, S. (Eds.), Energetics of Geological Processes. Springer-Verlag, New York, 67– 93.

Schmid S.M., Panozzo R. et Bauer S., 1987. Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. Journal of Structural Geology, 9 (5-6), 747 - 778,

Schmidt V., Günther D. et Hirt, A.M., 2006. Magnetic anisotropy of calcite at room temperature. Tectonophysics, 418, 63-73.

Schmidt V., Hirt A.M., Burlini L., Leiss B. et Walter J.M., 2006. Measurement of calcite crystallographic preferred orientations by magnetic anisotropy and comparison to diffraction methods. Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie 11 in Göttingen, Germany, March 2006.

Schmidt V., Hirt A.M., Hametner K. et Günther, D. 2007. Magnetic anisotropy of carbonate minerals at room temperature and 77 K. American Mineralogist, 92, 1673-1684.

Schmidt V., Hirt A.M., Leiss B., Burlini L. et Walter J.M., 2009. Quantitative correlation of texture and magnetic anisotropy of compacted calcite-muscovite aggregates. Journal of Structural Geology, 31 (10), 1062-1073.

Sherkati, S. et Letouzey J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran, Mar. Petrol. Geol., 21, 535-554.

Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. and Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the central and eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachment and final basement control. Journal of Structural Geology, 27, 680-696.

Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. Tectonics, 25.

Shipton Z.K. et Cowie P.A., 2003. a conceptual model for origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone. Journal Of Strictural Geology, 25 (3), 333-344.

Siegesmund S., Kern H. et Vollbrecht A., 1991. The effect of oriented microcracks on seismic velocities in an ultramylonite. Tectonophysics, 186 (3-4), 10, 241-251.

Siegesmund S., Ullemeyer K. et Dahms M., 1995. Control of magnetic rock fabrics by mica preferred orientation: a quantitative approach. Journal of Structural Geology, 17 (11), 1601-1613.

Sierra F., Schedl A., McCabe C. et Robbins D.R., 1993. Deformation and magnetization of the Hudson Valley, eastern New York: Results of a study of calcite twinning and anisotropy of magnetic remanence in the Onondaga Limestone. Tectonophysics, 217, (3-4), 30, 321-329.

Silliphant LJ., Engelder T. et Gross MR., 2002. The state of stress in the limb of the Split Mountain anticline, Utah: constraints placed by transected joints. Journal of Structural Geology, 24 (1), 155- 172.

Simmons S.P. et Scholle P.A., 1990. Late Paleozoic uplift and sedimentation, Northeast Bighorn Basin, Wyoming. Wyoming Geological Association, Guidebook, 41, 39–55.

Smart K.J., Dunne W.M. et Krieg R.D., 1997. Roof response to emplacement of the Wills Mountain duplex: the roles of forethrusting and scales of deformation. Journal of Structural Geology, 19, 1443–1459.

Smith B., Aubourg C., Guezou J.-C., Nazari H., Molinaro M., Braud X. et Guya N., 2005. Kinematics of a sigmoidal fold and vertical axis rotation in the east of the Zagros–Makran syntaxis (southern Iran): Paleomagnetic, magnetic fabric and microtectonic approaches: Tectonophysics, 411, 89-109.

Sonnenfeld M.D., 1996. An integrated sequence stratigraphic approach to reservoir characterization of the lower Mississippian Madison Limestone, emphasizing Elk Basin field, Bighorn basin, Wyoming and Montana: Ph.D. thesis, Colorado School of Mines, Golden, 438p.

Soto R., Casas-Sainz A.M., Villalaín J.J. et Oliva-Urcia B., 2007. Mesozoic extension in the Basque–Cantabrian basin (N Spain): Contributions from AMS and brittle mesostructures. Tectonophysics, 445 (3-4), 373-394.

Soto R., Larrasoaña J.C., Arlegui L.E., Beamud E., Oliva-Urcia B. et Simón J.L., 2009. Reliability of magnetic fabric of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings. Journal of Structural Geology, 31 (5), 512-522.

Souque C., Robion P. et Frizon de Lamotte D., 2002. Cryptic magnetic fabric of tectonic origin revealed by heating of sedimentary samples from the corbières, France. Phys. Chem. Earth (A) 27, 1253-1267

Souque C., Frizon de Lamotte D., Leturmy P. et Robion P., 2003. Duplex at the lateral tip of a thrust fault: the –La Cagalière" example (NE Pyrenees, France), Geodinamica Acta, 16 (2), 89-98.

Spang J.H. et Groshong Jr. R.H., 1981. Deformation mechanisms and strain history of a minor fold from the Appalachian Valley and Ridge Province. Tectonophysics, 72, 323–342.

Spiers C.J., 1979. Fabric development in calcite polycrystals deformed at 400°C. Bull. Mineral., 102, 282-289.

Spiers C.J., 1982. The development of deformation textures in calcite rocks. PhD Thesis. University of London, England, UK.

Spiers C. J. et Rutter, E. H. 1984. A calcite twinning paleo-piezometer. Progress in Experimental Petrology, D25, 241-245.

Spraggins S.A. et Dunne, W.M., 2002. Deformation history of the Roanoke recess, Appalachians, USA. Journal of Structural Geology, 24, 411–433.

Srivistava D.G., Engelder T., 1990. Crack-propagation sequence and pore-fluid conditions during fault-bend folding in the Appalachian Valley and Ridge, central Pennsylvania. Geological Society of America Bulletin, 102, 116–128.

Srivastava V. et Gairola V.K., 1999. Geometrical classification of multilayered folds. Tectonophysics, 301 (1-2), 159-171.

Stacey F.D., Joplin G. et Lindsay J., 1960. Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from S.E. Australia. Geophysica Pura Appl., 47, 30-40.

Stacey F.D. et Banerjee S.K., 1974. The physical principles of rock magnetism. Elsevier, Amsterdam, 195.

Stanton H.I., 2002. Rotational fault-bend folding and backlimb thitening in Rocky Mountain basement-involved. Sheep Mountain, Bighorn Basin, Wyoming: Unpublished MS thesis, Colorado State University, 123p.

Stanton H.I. et Erslev E.A., 2004. Sheep Mountain Anticline: backlimb tightening and sequential deformation in the Bighorn Basin, Wyoming. Wyoming Geological Association, Guidebook, 53, 75–87.

Stearns D.W., 1964. Macrofracture patterns on Teton anticline N.W. Montana, A. G. U., 45.

Stearns D.W., 1968. Certain aspects of fractures in naturally deformed rocks. Rock Mechanics Seminar. R.E. Riecker, Bedford, Terrestrial Sciences Laboratory, 97–118.

Stearns D.W. et Friedman M., 1972. Reservoirs in fractured rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 16, 82–100.

Stearns D.W., 1978. Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland. In: Matthews, V. (Ed). Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States. Geological Society of America Memoir, 151, 1-37.

Stephenson A., Sadikun S. et Potter K., 1986. A theoritical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 84, 185-200.

Stock J.M., Healy J.H., Hickman S.H. et Zoback M.D., 1985. Hydraulic fracturing stress measurements at Yucca Mountain. Nevada and relationship to the regional stress field. Journal of Geophysical Research, 90, 8691-8706.

Stocklin J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229- 1258.

Stocklin J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran, in The Geology of Continental Margins (eds C.A. Burk and C.L. Drake). Berlin : Springer, 873-87.

Stone D.S., 1969. Wrench faulting and Rocky Mountain Tectonics: Mountain Geologist, 6, 67-79.

Stone D.S., 1993. Basement-involved thrust generated folds as seismically imaged in sub-surface of the central Rocky Mountain foreland. In: Schmidt, C.J., Chase, R.B., Erslev, E.A. (Eds.), Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States Geological Society of America Special Paper, 280, 271–318.

Stone D.S., 2004. Rio thrusting, multi-stage migration and formation of vertically segregated Paleozoic oil pools at Torchlight Field on the Greybull Platform (Eastern Bighorn basin): implications for exploration. The Mountain Geologist 41, 119–138.

Storti F. et Salvini F., 1996. Progressive rollover fault-propagation folding: a possible kinematic mechanism to generate regional scale recumbent folds in shallow foreland belts. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 80, 174193.

Storti F. et Salvini F., 2001. The evolution of a model trap in the Central Apennines, Italy: Fracture patterns, fault reactivation and development of cat- aclastic rocks in carbonates at the Narni Anticline, J. Pet. Geol., 24(2), 171 – 190.

Suppe J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend-folding. American Journal of Science, 283, 684-721.

Suppe J. et Medwedeff D.A., 1984. Fault-propagation folding. Geological; Society of America Bulletin, Abstracts with Programs 16, 670.

Suppe J., 1985. Principles of Structural Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ. 537

Suppe J. et Medwedeff D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. Eclogae Geologicae Helvetiae, 83, 409-454.

Suppe J. et Connors C.D., 2004. Shear Fault-bend Folding. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics and Petroleum Systems. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 82, 303–323.

T

Talebian, M. et Jackson, J., 2002. Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of theArabia–Eurasia collision zone, Geophysical Journal International, 150, 422–439.

Talebian M. et Jackson J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran: Geophysical Journal International, 156, 506-526.

Tarling D.H. et Hrouda F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman et Hall eds., London, 217.

Tatar M., Hatzfeld D., Martinod J., Walpersdorf A., Ghafori-Ashtiany M. et Chéry J., 2002. The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements. Geophys. Res. Lett., 29(19), 1927, doi: 10.1029/2002GL015427.

Tatar M., Hatzfeld D. et Ghafory-Ashtiany M., 2004. Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. Geophysical Journal International, 156, 255-266.

Tauxe A., 1998. Paleomagnetic principles and practice. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht.

Tavani S., Louis L., Souque C., Robion P., Salvini F. et Frizon de Lamotte D., 2004. Folding related fracture pattern and physical properties of rocks in the Chaudrons ramp-related anticline (Corbières, France). In: Swennen, R., Roure, F., Granath, J. (Eds.), Deformation, Fluid Flow and Reservoir Appraisal in Foreland Fold and Thrust Belts. AAPG Hedberg Series 1. 257–275.

Tavani S., Storti F., Fernandez O., Munoz J.A. et Salvini F., 2006, 3-D deformation pattern analysis and evolution of the Anisclo anticline, southern Pyrenees, Journal of Structural Geology, 28, 695 – 712.

Tavani S., Storti F. et Salvini F., 2005. Rounding hinges to fault-bend folding: geometric and kinematic implications. Journal of Structural Geology, 27, 3–22.

Tavani S., Storti F. et Salvini F., 2007. Modelling growth stratal architectures associated with double edge faultpropagation folding. Sedimentary Geology, 196, 1-4, 15, 119-132

Tchalenko, J.S. et Braud, J., 1974. Seismicity and structure of the Zagros: the Main Recent Fault between 33◦ and 35◦N, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A., 277, 1–25.

Thomas L.E., 1965. Sedimentation and structural development of the Bighorn Basin. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49, 1867–1877.

Thomas A.L., 1993. Poly3D: A three-dimensional, polygonal element, displacement discontinuity boundary element computer program with applications to fractures, faults, and cavities in the Earth‘s crust, M.S. thesis, Stanford Univ., Stanford, Calif.

Thompson R.I., 1981. The nature and significance of large blind thrusts within the northern Rocky Mountains of Canada. In Thrust and Nappe Tectonics, eds K. R. McClay and N. J. Price, Special Publication of Geological Society London, 9, 449-462.

Thompson A.H., Katz A.J. et Krohn C.E., 1987. The microgeometry and transport properties of sedimentary rock, adv. Phys., 36, 625-694.

Thomsen L., 1986. Weak elastic anisotropy. Geophysics, 51, 1954–1966.

Thomsen L., 1995. Elastic anisotropy due to aligned cracks in porous rocks. Geophys. Prosp., 43, 805–829.

Thorbjornsen K.L. et Dunne W.M., 1997. Origin of a thrust-related fold; geometric vs kinematic tests, Journal of Structural Geology, 19(3 – 4), 303 – 319.

Tissot B., 2001. Quel avenir pour les combustibles fossiles ?, C. R. A. S., T333, n°12, série Iia, numéro spécial « Energie et climat », 787-796.

Tourneret C., 1990. Maclage et état de contraintes dans les roches carbonatés du domaine fragile. Application à des plates-formes d'avant pays de chaînes (Pyrénées, Alpes). Thèse de doctorat. Université Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 196.

Tourneret C. et Laurent P., 1990. Paleostress orientations from calcite twins in the north Pyrenean foreland, determined by the Etchecopar inverse method. Tectonophysics, 180, 287–302.

Treagus S.H., 1982. A new isogon-cleavage classification and its application to natural and model fold structures. Geol. J. 17, 49–64.

Tsvankin I., 1997. Anisotropic parameters and P-wave velocity for orthorhombic media. Geophysics 62, 1292–1309.

Tullis T.E., 1980. The use of mechanical twinning in minerals as a measure of shear stress magnetudes. Journal of Geophysical Research, 85, 6263-6268.

Turner F.J., 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. American Journal of Science, 251, 276-298.

Turner F.J., Griggs D.T. et Heard H., 1954. Experimental deformation of calcite crystals. Geological Society of America Bulletin, 65, 883–934.

Turner F.J. et Weiss L.E., 1976. Structural analysis of magnetic tectonites. Mcgraw-Hill Book Co. New York, 545.

Twiss R.J., 1977. Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. Pageoph, 115, 227-234.

Twiss R.J. et Moores E.M., 1992. New York: W.H. Structural Geology. Freeman and Company.

Bibliographie

Twiss R.J. et Unruh J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? Journal of Geophysical Research. 103, B6, 12205-12222

Tyndall J., 1851. Ueber Diamagnetismus und magnekrystallische Wirkung. Poggendorffs Annalen der Physik und Chemie, 83, 384-416.

U

Uyeda S., Fuller M.D., Belshe J.C. et Girdler R.W., 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. Journal of Geophysical Research, 68, 279-291.

V

Varga R.J., 1993. Rocky Mountan foreland uplifts: products of rotating stress field or strain partitioning? Geology, 21, 1115-1118.

Van Der Pluijm B.A., Craddock J.P., Graham B.R. et Harris J.H. 1997. Paleostress in cratonic north America : implications for deformation of continental interiors, Science, 277, 796-796

Van Hise C.R., 1894. Principles of North American Pre-Cambrian Geology. U.S. Geol. Surv. 16th Annu. Rep., 571– 843.

Vernant P. et Chery J., 2006. Mechanical modelling of oblique convergence in the Zagros, Iran, Geophysical Journal International., 165(3), 991 – 1002.

Vernik L. et Zoback M.D., 1992. Estimation of maximum horizontal principal stress magnitude from stress induced well bore breakouts in the Cajon Pass scientific research borehole. Journal of Geophysical Research, 97, 5109-5119.

Vilasi N., Malandain J., Barrier L., Callot J-.P., Amrouch K, Guilhaumou N., Lacombe O., Muska K., Roure F. et Swennen R., 2009. From outcrop and petrographic studies to basin-scale fluid flow modelling: The use of the Albanian natural laboratory for carbonate reservoir characterisation, Tectonophysics, 474, 367–392.

Villien A., 1986. Evolution tectonique de l'Overthrust Belt en Utah central; géométrie structurale et deformation polyphasée. Bull. Soc. Géol. France, II, 5, 793-807.

Voigt W., 1889. Uber die beziehung zwischen den beiden elastizitatkonstanten isotroper k¨orper. Wied. Ann. 3, 573–587.

Voigt W. et Kinoshita S., 1907. Bestimmung absoluter Werte von Magnetisierungszahlen insbesondere für Kristalle. Annalen des Physik, 24. 492-514.

W

Wall H., Bestmann M. et Ullemeyer K., 2000. Anisotropy of diamagnetic susceptibility in Thassos marble: A comparison between measured and modeled data. Journal of Structural Geology, 22, 11-12, 1761-1771

Walpersdorf A., Hatzfeld D., Nankali H., Tavakoli F., Nilforoushan F., Tatar M., Vernant P., Chery J. et Masson F., 2006. Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). Geophysical Journal International, 167, 1077-1088.

Walsh J., 1965. The effect of cracks on the uniaxial elastic compression of rocks. Journal of Geophysical Research, 70, 2, 399–411.

Weathers M.S., Bird J.M., Cooper R.F. et Kohlstedt D.L., 1979. Differential stress determined from deformation-induced microstructures of the Moine thrust zone. Journal of Geophysical Research, 84, 7495-7509.

Wenk H.R., Kern H., VanHoutte P. et Wagner F., 1986. Heterogeneous strain in axial deformation of limestone, textural evidence, in Mineral and Rock Formation: Laboratory studies, Geophys. Monogr., edited by B.E. Hobbs and H.C. Heard, AGU, Washington, D.C., 36, 287-295.

Wennberg O.P., Azizzadeh M., Aqrawi A.A.M., Blanc E., Brockbank P., Lyslo K.B., Pickard N., Salem L.D. et Svana T., 2007. The Khaviz Anticline: an outcrop analogue to giant fractured Asmari Formation reservoirs in SW Iran. The Geological Society of London. Special Publications, 270, 33-42.

Wetmore P.H., 2003. Investigation into the Tectonic Significance of Along Strike Variations of the Peninsular Ranges batholith, Southern and Baja California. Ph.D. thesis, University of Southern California.

Wilkins S.J.G., Michael R., Wacker M., Eyal Y. et Engelder, T., 2001. Faulted joints; kinematics, displacement-length scaling relations and criteria for their identification. Journal of Structural Geology, 23, 315–327.

Willis B., 1893. The mechanics of Appalachian structures. US Geological Survey Annual Report 13 (1891–1892), part. 2, 217–281.

Wiltschko D.V., Medwedeff D.A., Millson H.E., 1985. Distribution and mechanisms of strain within rocks on the northwest ramp of Pine Mountain block, southern Appalachian foreland: a field test of theory. Geological Society of America Bulletin, 96, 426–435.

Wise D.U. et Obi C.M., 1992. Laramide basement deformation in an evolving stress field, Bighorn Mountain front, Five Springs areas, Wyoming. American Association of Petroleum Geologist Bulletin., 76, 1586-1600.

Woodward N.B., 1999. Competitive macroscopic deformation processes. Journal of Structural Geology 21, 1209–1218.

Worm H.-U. et Markert H., 1987. Magnetic hysteresis properties of fine particule titanomagnetites precipitated in a silicate matrix. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 46, 84-93.

Z

Zagorcev I.S., 1993. The geometrical classification of folds and distribution of fold types in natural rocks. Journal of Structural Geology, 15, 3-5, 243-251

Zoback M.D., Hickman S., 1982. In situ study of the physical mechanisms controlling induced seismicity at Monticello reservoir, South Carolina. Journal of Geophysical Research, 87, 6959-6974.

Zoback M.D., Healy J.H., 1992. ln situ stress measurements to 3.5 km depth in the Cajon Pass scientific research borehole: Implications for the mechanics of crustal faulting. Journal of Geophysical Research, 97, 5039-5057.

Zoback M.D., Harjes H.P., 1997. Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site. Germany. Journal of Geophysical Research, 102, 18477-18491.

Annexes

Mechanical Constraints on the Development of the Zagros Folded Belt (Fars)

F. Mouthereau · O. Lacombe · J. Tensi · N. Bellahsen · S. Kargar · K. Amrouch

Abstract. We synthesize available structural, seismotectonics and microtectonics studies, mechanical modelling of the topography as well as stratigraphic constraints on the timing of Plio-Pleistocene folding and Zagros basin evolution in order to examine which mechanical behaviour would explain the development of the Zagros Folded Belt at both local and regional scale.

At the local scale we focus on the mechanism of cover folding and internal deformation of cover rocks. At the regional scale we focus on crustal rheology that led to the observed regional topography. Recent mechanical constraints derived from a critical wedge modelling of the regional topography together with available structural studies and seismotectonic studies confirm that the basement is necessarily involved in the deformation. Additionally, crustal rheology should involve a sufficiently strong lower crust to maintain the topography.

Stratigraphic data on the basin scale suggests that the deformation in the Zagros Folded Belt initiated by inversion of the inherited N-S and NW-SE-trending marginal structures in the early Miocene. At 5–3 Ma, the intraplate stresses have increased sufficiently in response to ongoing convergence to exceed the brittle strength of the pre-fractured basement and then to produce the initiation of the Zagros uplift. This event occurred simultaneously with the rapid development of cover folding until the Bakhtyari conglomerates were deposited unconformably on these structures as the fold growth decreased. The Hormuz salts at the base of the pile allowed the upper sedimentary cover to be decoupled from the basement but there is no evidence of independent development through time. This is confirmed by the kinematical consistency of the Mio-Pliocene small-scale faulting in the cover and seismogenic faulting reflecting the internal deformation of basement and cover, despite the occurrence of the thick Hormuz salt layer. Buckling of the cover rocks, rather than thin-skinned propagation of the Zagros Folded Belt, is proposed to be a more reliable mechanism to account for stratigraphic data, field observations, structural studies, microtectonic data and mechanical modelling.

We finally conclude that the overall thick-skinned deformation that followed the initial margin inversion was probably coeval with cover folding (buckling). The way basement and cover deform is thus remarkably different; the basement is pre-fractured so it shortens preferentially by faulting. In contrast, the folding (buckling) of the sedimentary cover developed with the assistance of plastic-viscous processes.

1 Introduction

The Zagros Mountains form a broad orogenic domain in Iran, approximately 2000 km long and 100–200 km wide in front of the Turkish-Iranian plateau (Fig. 1). The mountain range results from the accommodation of the convergence between the rifted continental margin of the Arabian plate and the Iranian continental block, which followed the closure of the neo-Tethys ocean during the Tertiary [Stocklin, 1968; Berberian and King, 1981; Koop and Stoneley, 1982]. The present-day convergence between Arabia and Eurasia is ~3 cm/yr and about 7 mm/yr is currently accommodated across the Zagros collision belt [Vernant et al., 2004].

The collision suture zone is outlined by the Main Zagros Thrust that separates the Sanandaj-Sirjan domain to the North from the Imbricate Zone and the Zagros Folded Belt (ZFB) to the South. The Sanandaj-Sirjan belt is a broad tectono-metamorphic belt which represents the former active margin of the Iranian microplate (Fig. 2). To the South, the Imbricate Zone and the Zagros Folded Belt, separated by the High Zagros Fault, form a large folded domain within the rifted Arabian continental margin. The Imbricate Zone is mainly composed of folded Mesozoic strata (Fig. 2) but locally along the Main Zagros Thrust, ophiolitic rocks, remnants of the obducted ocean or one of its derivatives (e.g., back-arc or fore-arc oceans) are preserved [Stoneley, 1990; Ziegler, 2001].

In this paper we focus on the Central Fars province of the ZFB (Fig. 2). This area is located between the Dezful-Izeh domain to the northwest recently documented by several studies [e.g. Blanc et al., 2003; Sherkati and Letouzey, 2004], and the Bandar-Abbas province at the southeastern extremity of the Fars area investigated by Molinaro et al. [2005]. The Central Fars is a 200 km-wide arcuate folded belt, which results from folding of a thick pile of sedimentary rocks up to 12 km in thickness [Stocklin, 1968] including Paleozoic, Meso-Cenozoic strata and Neogene syno-

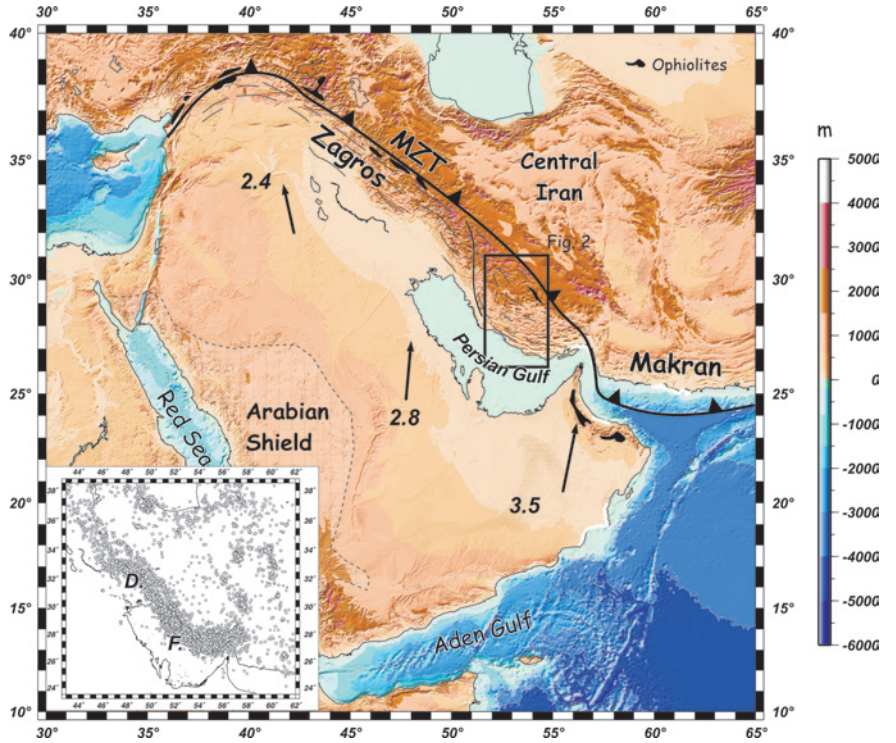


Fig. 1. Geodynamic framework of the Zagros Folded Belt. *Black arrows* show the present-day convergence between the Arabian plate and stable Eurasia deduced from current global plate motion Nuvel 1A [De Mets et al., 1994]. It predicts a present-day convergence of ~3±0.5 cm/yr oriented N-S on average at the front of the Zagros Mountains. The *grey rectangle* indicates the study area of the Fars province. The *inset* shows the distribution of earthquakes (2.4 <mb <7.4) in the Zagros collision belt with focal depths lower than 35 km issued from ISC and CMT catalogs (1965-2003). Many of the earthquakes in the Zagros correspond to events occurring in the basement. Inset : D. for Dezful and F. for Fars areas

rogenic deposits (Fig. 3). The deformation in the Fars area is characterized by periodic folding with axial lengths sometimes greater than 200 km (Fig. 2).

The exceptional geomorphic expression of folding is linked to the presence, within the folded pile, of the competent carbonates of the Asmari Formation, Oligo-Miocene in age, which is one of the main oil reservoirs in the Zagros. The Fars domain of the ZFB is limited to the West by a main structural, topographic and paleogeographic boundary: the Kazerun fault [Motiei, 1993; Sepher and Cosgrove, 2005] (Fig 1). It is a major N-S trending active right-lateral strike-slip fault inherited from the Late Proterozoic fault system of the Pan-African basement [Talbot and Alavi, 1996].

Cover folding is generally thought to be explained by the occurrence of a thick (up to 2 km) incompetent layer of salt at the base of the cover within the Eo-Cambrian series of the Hormuz Formation (Fig. 3). This basal décollement allows decoupling of the sedimentary cover from the underlying Precambrian series and crystalline basement. In addition to this main décollement, second-order shallower detachment levels lying in the sedimentary pile present in other parts of the Zagros Folded Belt [Sherkati and Letouzey, 2004; Molinaro et al., 2005a] may also have been potentially active during folding in our study area. One of the major issues that should be addressed is the mechanisms of folding that produce such a large folded belt. Indeed, no consensus exists so far on whether folding is simply thrust-related folding accommodating shortening in a brittle cover [McQuarrie, 2004; Sherkati and Letouzey, 2004; Molinaro et al., 2005] or a consequence of buckling of the sedimentary rocks [e.g. Schmalholz et al., 2002; Mouthereau et al., 2006]. In the first type of models, it is the accommodation of deformation associated with cover thrusting which produces folding. In contrast, for the second type of models, folding is caused by mechanical instabilities within the competent cover overlying an incompetent layer. In this case, if faulting occurs it is not the cause but rather the consequence of folding. It is obvious that the mechanical implications of both models in terms of rocks rheology and mechanics of the folded belt are very different.

A second controversy concerns the recent uplift of the ZFB. If the timing of the Zagros uplift is relatively well constrained by a regional unconformity, two different mechanisms have been proposed to explain it: crustal shortening [Mouthereau et al., 2006] or thermal anomaly [Molinaro et al., 2005b]. Whatever the uplift mechanism, seismotectonic studies [Berberian, 1995; Talebian and Jackson, 2004; Tatar et al., 2004] together with subsurface data and cross-section balancing [Blanc et al., 2003; Sherkati and Letouzey, 2004] have suggested that basement-involved shortening may be essential to explain the anatomy of the Zagros folded belt.

Our objective in this paper is to examine which type of mechanical behaviour would better explain particular features observed in the Zagros folded belt at both local and regional scales. On the local scale we

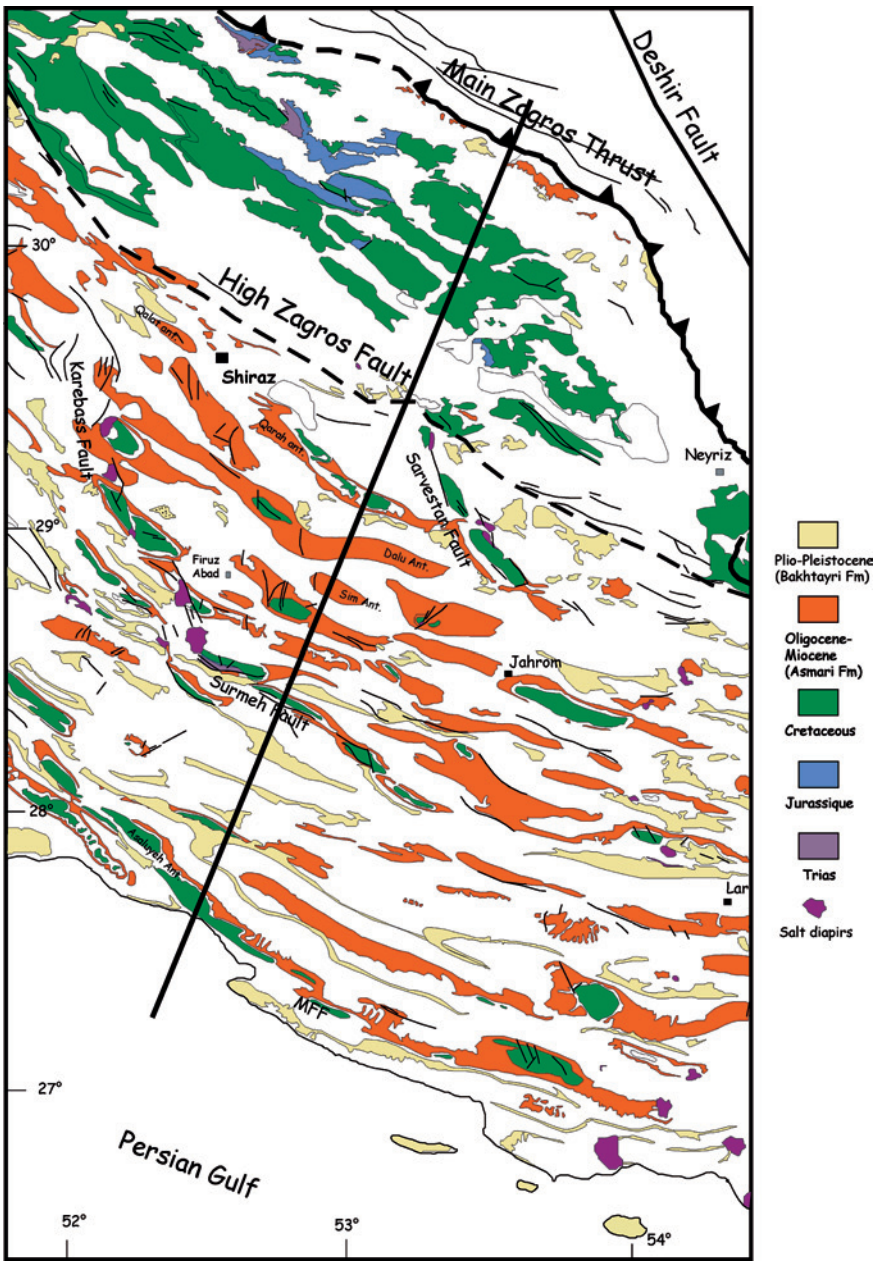


Fig. 2. Simplified geological map of the Fars province of the Zagros Folded Belt (based on the National Iranian Oil Company [1977]. The Imbricate Zone to the North of the High Zagros Fault is clearly distinguished from the Zagros Folded Belt to the South by the lack of Oligo-Miocene deposits. The *heavy black solid line* displays the location of geological section of Fig. 4

focus on the mechanics of cover folding and how internal deformation is accommodated in cover rocks. On the regional scale we focus on crustal rheology. To this aim, we synthesize available structural studies to constrain the first-order geometry of folds and the location of major basement thrust faults. These data are used to build a crustal-scale section of the Central Fars. Recent modelling of critical wedges [Mouthereau et al., 2006] as well as recently published seismotectonics and microtectonics studies [Lacombe et al., 2006] including recent results on calcite twinning [Amrouch et al., 2005] are combined together with new field observations to constrain the mechanics and the timing of deformation that prevailed in both the sedimentary cover and the basement.

2 From Rifting to Collision of the Arabian Margin: Stratigraphy of the Zagros Basin

We first introduce the Zagros collision belt in the framework of the opening then the closure of the Neo-Tethys. To this purpose, we summarize hereinafter the

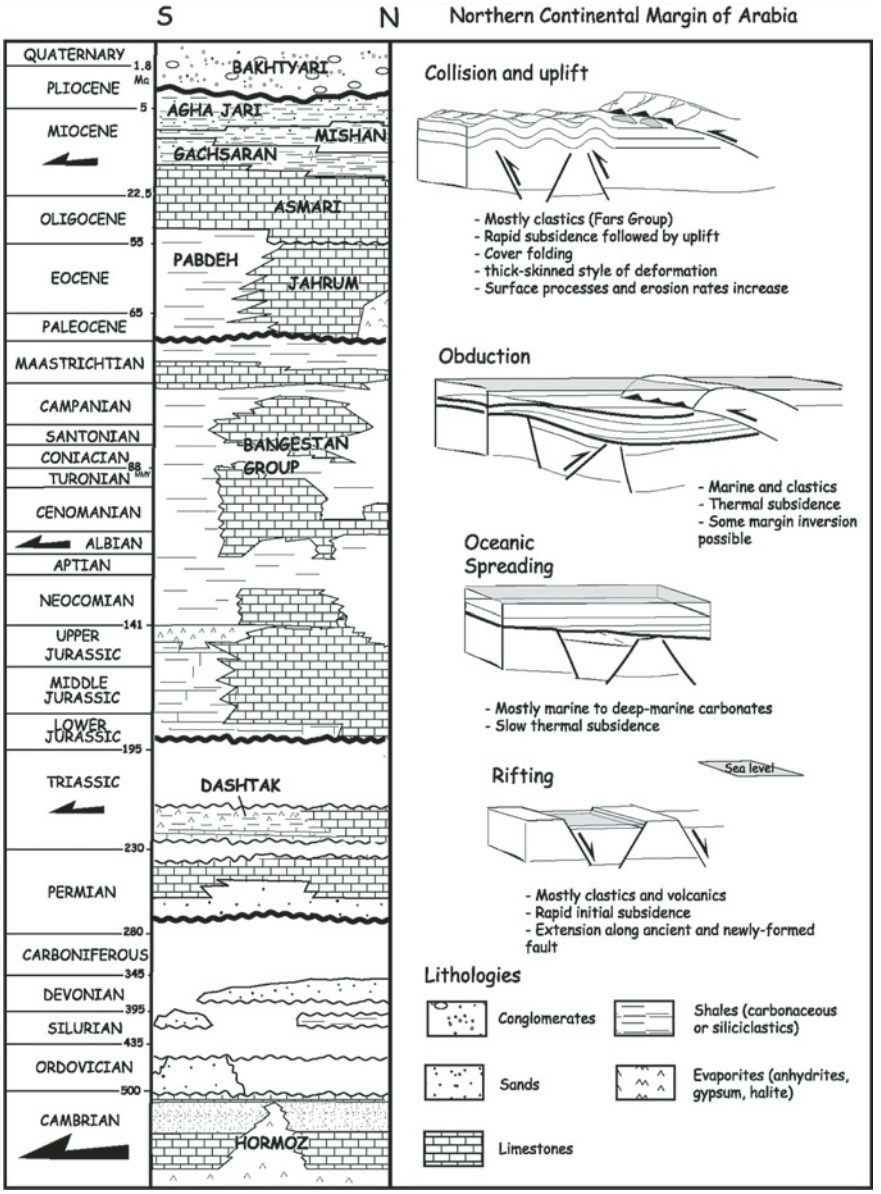


Fig. 3. S implified chronostratigraphic chart and lithologies encountered in the Central Fars folded belt after [Motiei, 1993]. *Sketches on the right* show the main tectonic events reported on the Arabian continental margin. The basal décollement (*black arrow*) of the folded cover lies within the Eo-Cambrian salts of the Hormuz formation. *Other black arrows* refer to second-order detachment levels encountered in other parts of the Zagros belt

main tectonic events recorded on the Arabian continental margin in the ZFB since the Paleozoic.

Following the Hercynian orogeny, by the end of the Paleozoic, the Arabian lithosphere was stretched (Fig. 3). This episode is recorded in the Zagros basin by a main unconformity at the base of mid-Permian carbonates together with the occurrence of Permian clastics and volcanics in the High Zagros [Koop and Stoneley, 1982]. Extension affected the Zagros crystalline basement and produced a series of NW-trending grabens parallel to the current orientation of the Zagros Belt [Sepher and Cosgrove, 2004]. This fracture pattern is superimposed on an older Precambrian set of fractures in the basement trending N-S oblique to the Zagros main trend [Talbot and Alavi, 1996]. The Neo-Tethyan rifting initiated at the Trias-Jurassic boundary. A major unconformity at the base of the Jurassic series records this transition. Since this time, the Arabian continental passive margin developed with a different sedimentological pattern than in Central Iran which has drifted away. During the Upper Cretaceous (Campanian), isopachs reveal the presence of a narrow trough located to the south of the present position of the MZT [Koop and Stoneley, 1982]. From the Upper Cretaceous-Paleocene limit until the Eocene the conditions of deposition changed dramatically and subsidence clearly increased to the NW, especially in the Dezful-Izeh domain of the ZFB [Koop and Stoneley,

1982; Sherkati and Letouzey, 2004]. The early Neogene period is characterized by deposition of the carbonates of the Asmari Formation on the Arabian continental margin and of the Qom Formation on the Iranian plateau. Biostratigraphic constraints yield an age ranging from upper Oligocene to lower Miocene for both formations (Chattian-Aquitanian boundary) [Schuster and Wielandt, 1999]. Post-Asmari clastics, known as the Fars Group including the Gashsaran, Mishan and Agha Jari Formations (Early Miocene to Pliocene), have a total thickness of up to 3 000 m in the Fars area [Koop and Stoneley, 1982] indicating a rapid tectonically-controlled subsidence. This Group forms a progradational synorogenic sequence in the subsident Zagros foreland basin fed by the products of the erosion of the hinterland that was thickening and uplifting. This stage is considered by several authors as being controlled by the final closure of the Neo-tethyan ocean [Elmore and Farrand, 1981; McQuarrie et al., 2003; Agard et al., 2005] leading to the development of the Zagros orogeny.

The presence of local angular unconformities and disconformities within the folded belt indicates that the Arabian continental margin was probably deforming earlier than generally thought. For instance, Hessami et al. [2001] suggested that folding in the ZFB started at the end of the Eocene and then propagated in-sequence southwards in thin-skinned style. Sherkati and Letouzey [2004] suggested from isopach maps in the NW Zagros that compressive deformation might have been initiated in the upper Eocene-Oligocene times.

Ahmadhadi et al. [this issue] also report an early Miocene reactivation and inversion of NW-trending inherited Tethyan normal faults in the Zagros foreland. This emphasizes that the Arabian continental margin underwent compression, inversion and basement-involved shortening during the early stage of the collision.

The last period of sedimentation is characterized by the deposition of alluvial conglomerates of the Bakhtyari Formation throughout the ZFB whose base is dated at 3 Ma in the Northeastern part of the ZFB [Homke et al., 2004]. As continental deposits, the Bakhtyari Formation is probably diachronous both along-strike and a cross-strike of the Zagros Folded Belt. Regarding the Fars Group whose first-order sedimentary characteristics support ongoing foreland basin evolution, the unconformable deposition of conglomerates on top of previously folded strata suggests that the main phase of shortening in the ZFB occurred before 3 Ma. It is worth noting that such changes in the type of deposition suggest modifications in the efficiency of erosion driven by global cooling well documented at that time [e.g., Molnar and England, 1990] or/and by uplift related to Zagros collision.

3 Mechanical Modelling of the Topography: a Critical Wedge Approach

3.1 Thin-Skinned versus Thick-Skinned Model: a Short Review

The presence of a thick and weak salt-bearing formation (i.e., the Hormuz Formation) has led for years to interpret the style of cover folding as resulting from fault-related folding that developed in a thin-skinned style, in agreement with the critical wedge model described by Davis and Engelder [1985]. These authors applied the theory of Coulomb wedges to thin-skinned frictional wedges overlying a ductile decollement. Such salt-based wedges are characterized by low topographic slopes and the absence of clear vergence of folding. The lack of clear fold vergence (Fig. 4) and the observations of low topographic slopes < 0.5° (Fig. 5) seem to support this model. Sand-box experiments involving silicone putty as analogous to viscous properties of salt décollement provided additional constraints on the way the spatial distribution of salt controls the shape of the Zagros Folded Belt and the sequence of deformation [Jackson et al., 1990; Weijermars et al., 1993; Costa and Vendeville, 2002; Bahroudi and Koyi, 2003]. Ongoing cover folding is further supported today by GPS surveys across the ZFB [Walpersdorf et al., in press] and is consistent with quaternary folding at the Mountain Front evidenced through dated tilted marine terraces [Oveisi et al., this issue].

On the other hand, seismotectonic studies over the last 20 years have provided several lines of evidence that the Precambrian basement is shortening and thickening [Jackson, 1980; Berberian and King, 1981; Ni and Barazangi, 1986; Berberian, 1995]. Active basement-involved shortening was confirmed by new accurate estimates of the depths of earthquakes [Talebian and Jackson, 2004; Tatar et al., 2004]. Furthermore, balanced cross-sections have shown that different topographic elevations of the base of the Paleozoic and Mesozoic Formations required basement involvement [Blanc et al., 2003; Sherkati and Letouzey, 2004; Molinaro et al., 2005a].

It consequently appears that the Zagros Folded Belt is actively deforming by superimposed thin-skinned and thick-skinned styles. In order to examine the relative involvement of both thin-skinned and thick-skinned deformation to explain the origin of the present topographic slope, a critical wedge modelling has been recently carried out [Mouthereau et al., 2006]. The main results are summarized hereafter. This work aimed at comparing the observed topographic slopes with that derived from modelling of 1) a shallow brittle wedge of sedimentary cover detached above a salt

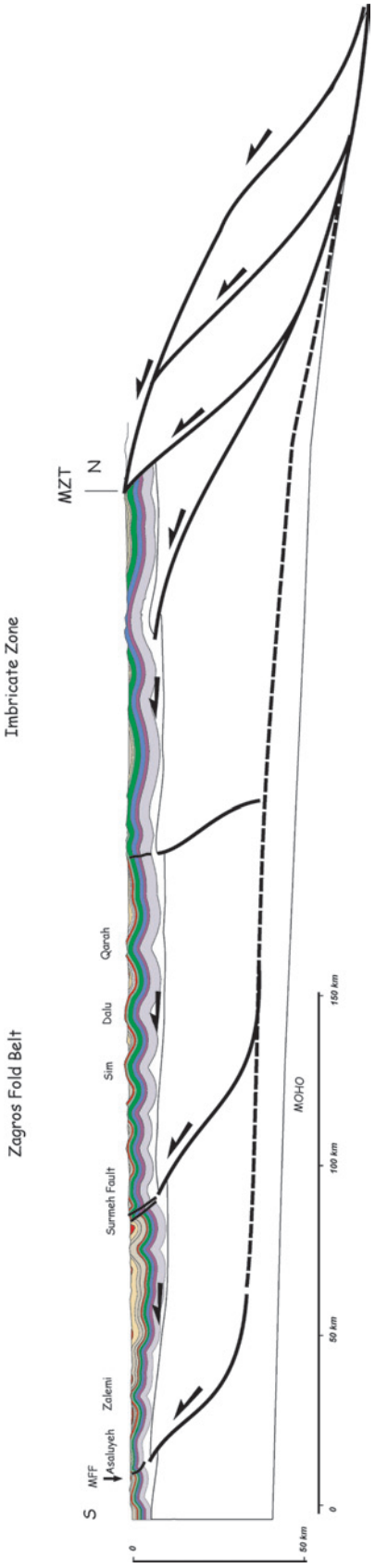


Fig. 4. Crustal-scale geological section across the Zagros Folded Belt in the Central Fars. This section attempts at accounting for 1) faulting in the basement especially along the MFF and the Surmeh Fault, 2) decoupling between cover folding and seismogenic basement-involved deformation, 3) lack of evidence for fault-related folds features in the cover as well as 4) the variations in sedimentary rock thicknesses. Note the decrease of fold wavelengths from the Imbricate Zone toward the Surmeh Fault

décollement; 2) a thick brittle wedge of upper crystalline basement decoupled above a ductile lower crust.

3.2 Mechanical Modelling of the ZFB as a Thin-Skinned Critical Wedge

In this model the strength of sedimentary rocks is limited by a Coulomb failure criterion. The convenience of this simple model is that it can be directly compared with structural constraints in existing cross-sections, which assumes fault-related fold geometries, or with other models of salt-based fold-thrust belts. When the state of stress within the wedge attains a critical value, a critical taper is achieved, which is defined by the sum of the dip of its base β (taken positive toward the hinterland) and the dip α of its upper topographic slope (taken positive toward the foreland). The equation that provides the relationship between the wedge taper angle $\alpha+\beta$ and the basal shear stress τ_b and internal friction angle ϕ in the thrust wedge (after [Davis and Engelder], 1985]) is given by

$$\alpha + \beta = \frac{\beta + \left(\frac{\tau_b}{\rho_{sed} g H}\right)}{1 + (1-\lambda)\left(\frac{2}{[1/\sin(\phi)]-1}\right)} \qquad (1)$$

where α is the topographic slope of the wedge (positive toward the foreland), β is the slope of the basement (positive toward the hinterland), λ is the pore fluid pressure ratio within the wedge, τ_b is the yield stress of the salt, ϕ is the angle of internal friction (between 30° and 40°), ρ_{sed} is the average volumetric mass of the wedge and H is the thickness of the wedge.

The forces in the salt resisting the advancement of the wedge are believed to be accommodated by simple shear. To constrain the value of the décollement dip β (basement top) we assumed that the top of the basement is parallel to the Moho discontinuity. The dip of the Moho ranges between 0.6° and 1° based on seismological constraints [Hatzfeld et al., 2003] and inversion of gravity data [Snyder and Barazangi, 1986], respectively. Taking into account the slope of the basement

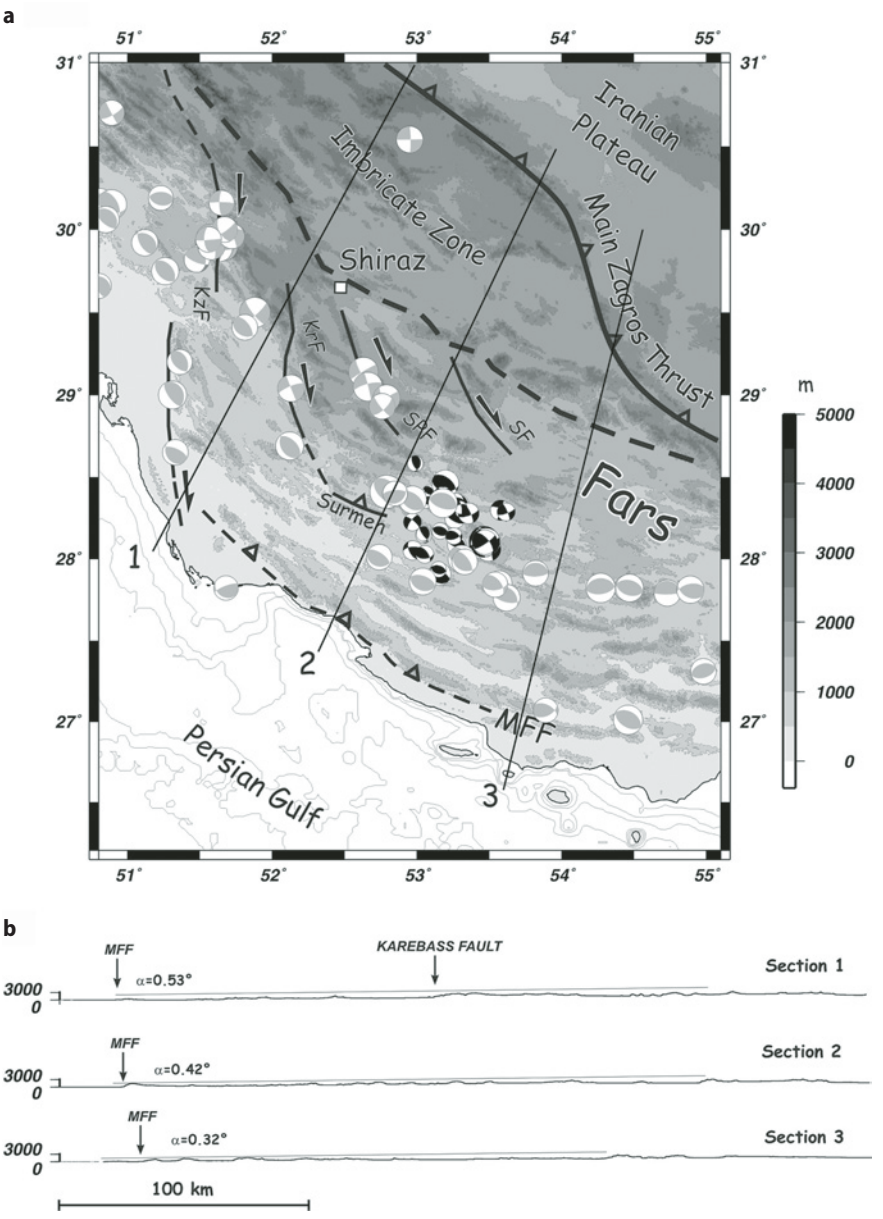


Fig. 5. **a** Topography (SRTM data) and main structural features and **b** topography derived from SRTM data and topographic slopes estimated along sections 1, 2 and 3 located in a. The folded sedimentary cover is decoupled from the basement above the Hormuz Salt Formation. The present-day and long-term deformation within the basement is attested along the MFF and the Surmeh Fault in agreement with the position of the main basement faults presented by several works [Berberian, 1995; Talebian and Jackson, 2004]. Focal mechanisms reveal that the basement is deforming and thickening along distributed faults probably inherited from Permo-Triassic rifting. Fault plane solutions (4.6 <Mw < 6.7) [from Talebian and Jackson, 2004] are shown with focal spheres in light gray. Focal mechanisms of small earthquakes (1.7 < ML < 4.1) determined from local network [Tatar et al., 2004] are shown with black focal spheres

derived from restored sections [McQuarrie, 2004] we finally adopted a value of 0.5°.

The "steepest" topography or the highest topographic slope (~ -0.33°) is obtained for the highest basal shear stress (443 kPa) and the lowest angle of internal friction (30°) (Fig. 6a). The lowest topographic slope (~ - 0.39°) is obtained for a lower basal shear stress (11 kPa) and a higher internal friction (40°). It is clear, despite relatively important variations between each model, that the predicted topography is essentially flat. This result reveals that the sedimentary cover and the underlying salts are both remarkably thick in the Zagros. As a result, the ratio $\tau_b / \rho_{sed} gH$ in Eqn (1) is very small of the order of 10^{-3}. This illustrates that when a thick layer of salt (relatively to its overburden) forms the basal décollement it is generally too weak and cannot support the growth of significant topography. We concluded that the observed topographic slopes across the ZFB can not be reproduced by a salt-based wedge model.

3.3 Mechanical Modelling of the ZFB as a Thick-Skinned Critical Wedge

An alternative is to consider that the Zagros topography results from the thickening of the brittle basement, in agreement with current seismogenic activity,

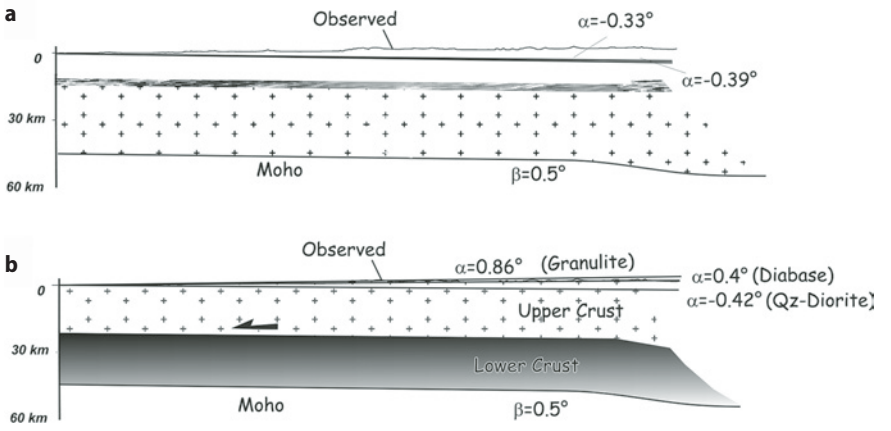


Fig. 6. **a** Topographic slopes modelled by a thin-skinned wedge of brittle materials overlying a ductile décollement. **b** Topographic slopes modelled by a thick-skinned critical wedge of brittle upper crust sliding over a ductile (non-Newtonian) lower crust for which different rock types are used [after Mouthereau et al., 2006]

that is decoupled above a viscous lower crust. Studies of receiver functions revealed a crustal thickness of 45 km and a ~25 km-thick lower crust [Hatzfeld et al., 2003]. This is consistent with the deepest small earthquakes, observed at 18 km by Tatar et al. [2004] and the depth distribution of major and moderate earthquakes shown by Maggi et al. [2000]. At such depths, temperature-activated ductile deformation in the crust predominated and dislocation creep of minerals occurs. The deviatoric yielding stresses in the lower ductile crust thus follow a power law that is dependent on temperature and strain rates. In order to cover a wide range of viscosities, different rock types such as quartzite for weak lower crust and mafic composition like diabase, quartz-diorite or granulite for stronger lower crust were tested. A cold crustal geothermal gradient of 10–15°C/km was assumed in agreement with temperatures required, at Moho depth, to produce continental subduction.

Assuming a quartz-diorite rheology, a negative value of -0.42° (taper angle of 0.08°) is obtained for α (Fig. 6b). In this case, similarly with the salt-based wedge hypothesis, the lower crust is too weak and cannot maintain the observed topography. In contrast, when stronger rheologies (diabase or granulite) are used, positive topographic slopes of 0.4° and 0.86°, respectively (equivalent to tapers of 0.9° and 1.36°), are obtained in agreement with the observed topography.

In contrast to the thin-skinned hypothesis, we demonstrate that the shortening of the basement above a viscous lower crust is able to reproduce the observed topography. We note that rock composition in the lower crust should necessarily comprise sufficiently strong (mafic) materials. We conclude that although thin-skinned deformation obviously occurs, basement-involved shortening is responsible for the present-day topography.

After having demonstrated that basement-involved shortening is the only viable mechanism to account for the current regional topography, we now examine both geological observations and constraints from the topography, which support long-lived basement tectonics.

4 Evidence for Long-Lived Faulting in the Basement

4.1 Topographic Steps Related to Basement Faulting

Despite the apparent continuity of structures, morphology and surface geology, two locally important topographic steps and structural features are recognized: the Mountain Front Fault (MFF) and the Surmeh Fault, 100 km apart (Fig. 5). Using wavelengths analysis of the topography, these faults clearly affect the overall topography over distance comprised between 40 km and 100 km [Mouthereau et al., 2006].

In the following, we have used the nomenclature defined by Berberian [1995] for major faults. The MFF [Berberian, 1995] is also called the Mountain Front Flexure by Falcon [1961] or the Zagros Frontal Fault by Sepher and Cosgrove [2004]. These latter authors named the Surmeh Fault, the Mountain Front Fault.

The Mountain Front Fault is not directly observable in the field. Its topographic expression is however clearly depicted along the coastline of the Persian Gulf as it is formed by a girdle of en-échelon folds over more than 200 km (Fig. 7). Topographic profiles show a clear topographic step, across the MFF, which is outlined by the uplift of the local base level up to 700 m (e.g., Asaluyeh anticline, profile 1 of Fig. 7). The second topographic offset is about 500 m and occurs across the faulted Surmeh Anticline, one of the few folds of the ZFB where Paleozoic strata are exposed.

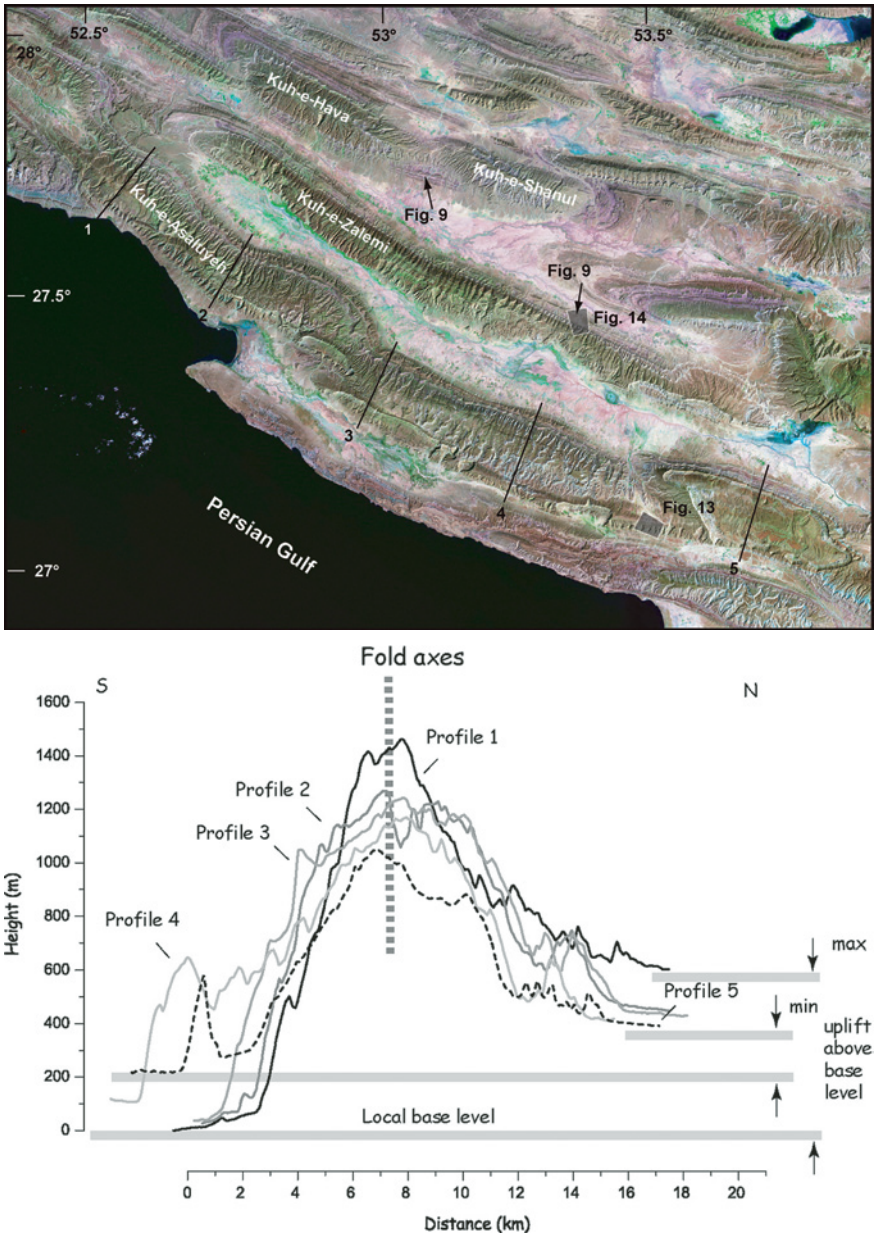


Fig. 7. *Top*: Landsat 7 (TM) image of the southern Central Fars province. Large-scale folds bordering the Persian Gulf and related to the Mountain Front Fault (including the Asaluyeh anticline) are well depicted. Topographic profiles across these folds are shown *below*. All topographic profiles are plotted with a common reference frame, i.e. their fold axes

4.2 Current State of Stress in the Basement

Most of the thrust earthquakes in the Zagros Folded Belt occur between the coast of the Persian Gulf and the Surmeh thrust zone (Fig. 5). In this context, the present-day activity of the Mountain Front and Surmeh faults has been demonstrated by extensive seismotectonic analyses by Berberian [1995]. For instance, recent destructive earthquakes like the Ghir (1972, M_S=6.9) and the Lar (1966, M_S=6.2) earthquakes [Berberian, 1995] aligned along the trace of the Surmeh topographic step and form the Surmeh-Ghir thrust zone. The Surmeh-Ghir thrust zone is connected with the Karebass Fault, a major right-lateral transverse fault rooted into the basement (Fig. 5). For the MFF, Berberian [1995] has suggested that the location of the Asaluyeh anticline coincides exactly with the trace of a major seismic trend along which large-to-moderate earthquakes occur on buried, high-angle basement reverse fault segments.

The present-day stress regimes in the Fars have been recently derived from available focal mechanisms of earthquakes [Lacombe et al., 2006]. The inversion process applied to a set of moderate earthquakes [Talebian and Jackson, 2004] and microearthquakes [Ta-

tar et al., 2004] led to subhorizontal σ1 axis trending N209°(±15) a nd N 206°(±5) r espectively. N oticeably, the value of the Φ=(σ2-σ3/σ1-σ3) ratio in both cases is low (<0.3) suggesting σ2/σ3 stress permutations. Such a regime and the absence of clear structural relationships between strike-slip/reverse mechanisms and major strike-slip/reverse (Surmeh-Ghir) faults shows that basement deformation depicted by microearthquakes at the local scale is rather distributed and occurred under both reverse faults and right-lateral strike-slip faults.

The computed N020–030° compressional trend is in good agreement with the pattern and kinematics of active faults in the western Fars [Baker et al., 1993; Berberian, 1995]. It is also consistent with current geodetic (cover) and seismic (basement) strain shortening axes which are coaxial and oriented N010° on average [Masson et al., 2005].

4.3 Long-Lived Basement Thrusting: Constraints from Middle Miocene Basin Geometry

The Mishan Fm is a well-defined transgressive interval within the Fars Group outlined by the deposition of limestones, silts and bioclastics throughout the Zagros foreland basin. In the Zagros basin, the isopachs of the Mishan Formation provide further constraints on the paleo-topography at the time of deposition, i.e. in Middle to Upper Miocene times (Fig. 8).

The base of the Mishan Fm varies from about 600 m depth at the latitude of Firuz Abad and attains about 900 m s outhward. A l arge de pocenter de veloped i n the Coastal Fars area between the MFF and the Surmeh Fault and a l arge p ortion o f t he n orthern Fars domain, roughly limited by the Sabz-Pushan and the Karebass strike-slip faults, is uplifted. Since the subsidence is more pronounced in the depression located in the hangingwall of the Karebass-Surmeh fault, we infer the possibility that basement-involved deformation locally affected the Zagros basin during the Middle Miocene. On average, the isopachs south of Shiraz suggest that the overall subsidence in the basin was controlled regionally by plate flexure and locally by basement thrust loading.

At t he s outhern b order o f t he Z agros b asin, i n the forelimb o f t he A saluyeh a nticline, t he G ashsaran Formation and the base of the Mishan Formation are missing above the Asmari Limestones [Mouthereau e t a l., 2 006]. This field observation is correlated with isopach maps o f the Neogene strata showing at larger s cale t hat t he M ishan a re c ontinuously t hinning toward the MFF. Furthermore, it is also across this anticline that the morphological step is the largest suggesting long-lived basement thrusting along the MFF (Fig. 7). We suggest that this stratigraphic hiatus was locally uplifted above sea-level during the upper Miocene. This might be a consequence of basement involvement along the buried MFF, but alternative possibilities such as forebulge uplift or local amplification due to cover folding should be also envisaged.

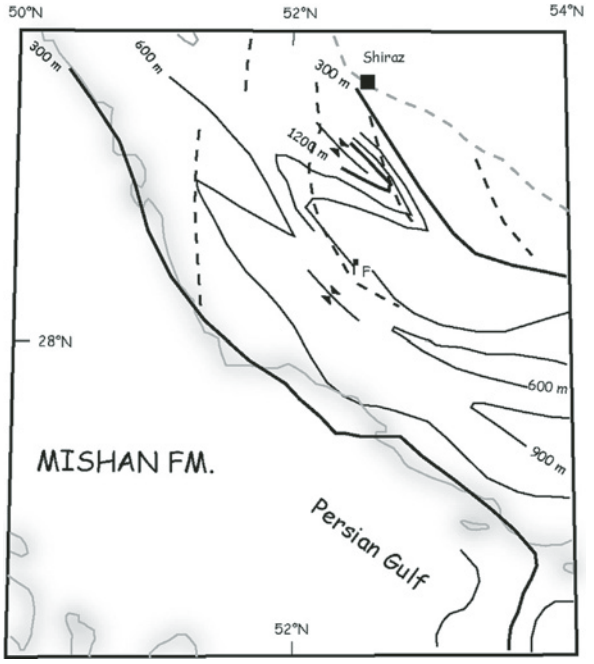


Fig. 8. Isopach maps of the Mishan Formation. Equidistance is 300 m . M ain d epocenters a re s hown by *converging ar rows*. F: Firuz Abad. *Black dashed lines* correspond to major active transverse structures, e.g., the *one passing* close to Firuz Abad depicts the position of the Karebass-Surmeh Fault

Whatever the style of deformation, this would suggest that the deformation had already reached the current location of the Mountain Front Fault by Middle-Miocene times.

In summary, it appears that basement-involved deformation occurs mainly by faulting and initiated at least in the Middle Miocene during an early phase of margin inversion.

5 The Main Phase of Cover Folding: Evidence from Unconformities within the Agha Jari and Bakhtyari Formations

We have seen that basement-involved shortening along the Surmeh-Karebass faults segment or the MFF initiated in the Middle Miocene prior to the main phase of cover folding.

On the other hand, GPS studies [Walpersdorf et al., in press] and dated tilted marine terraces [Oveisi et al., this issue] indicate that cover folding is currently ac-

tive with a significant accommodation of shortening across the MFF. According to field observations, the existence of intraformational unconformities within the Agha Jari Formation has been recognized for years in the Dezful or Lorestan areas [e.g. Hessami et al., 2001; Homke et al., 2004]. This places strong constraints on the timing of the initiation of folding in the cover and the rate at which these folds developed. However, no evidence of such unconformities has been described in the Central Fars so far.

During our field investigations in the Central Fars, numerous unconformities ord isconformities have been reported within the Agha Jari Fm. However, many of them are not progressive unconformities but rather correspond to unconformities of limited extension, typically of several tens of meters, probably not related to tectonics (Fig. 9). On the other hand, when synclinal sections were available, several progressive intraformational unconformities were observed that are clearly correlated with fold growth.

The first example of folds that clearly display progressive intraformational unconformities within the Upper Agha Jari Formation is found to the North of Shiraz in the vicinity of the Qalat anticline (Fig. 10). The total thickness of the Agha Jari Formation and Bakhtyari Formation reaches 700 m and form cliffs on both limbs of the Qalat fold. The older strata, i.e. the Upper Agha Jari Fm, show progressive unconformities revealing coeval fold activity to the north. The Bakhtyari strata do not display progressive unconformities but are rather onlapping the underlying folded strata of the Upper Agha Jari Fm toward the crest of the fold.

Another observation of progressive unconformities is found in association with the growth of the Karbasi anticline about 200 km southeast (Fig. 11). Despite the large distance between both folds several similarities are found. For instance, the cliff formed by the Bakhtyari conglomerates displays no evidence of intraformational unconformity. In contrast, the lower and older strata belonging to the Agha Jari Fm show progressive unconformities that can be related to the development of the Karbasi anticline.

Though more observations and stratigraphic constraints are required to draw an accurate image of the sequence of folding, we suggest that the upper Agha Jari strata are synfolding whereas the overlying Bakhtyari conglomerates are mainly post-folding.

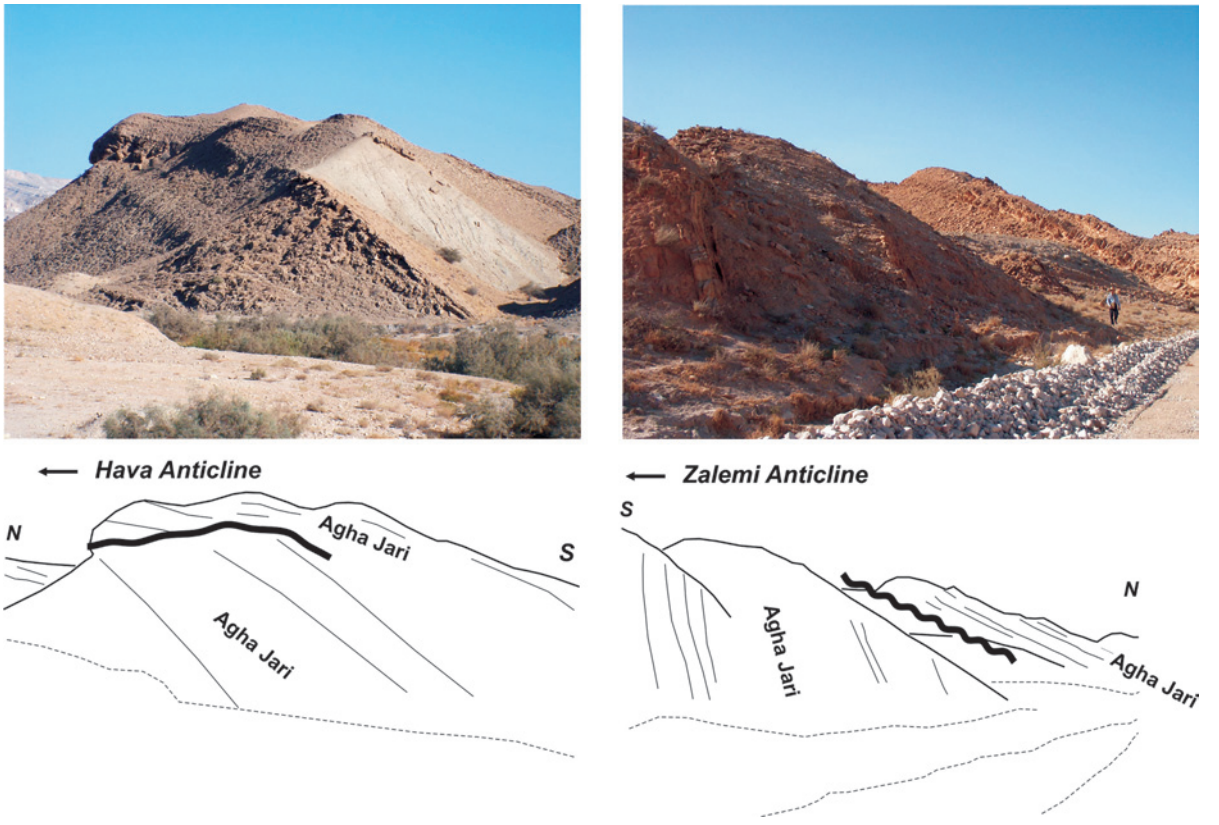


Fig. 9. Examples of intraformational unconformities within the Agha Jari Formation of two fold limbs located in the Southern Central Fars (see Fig. 7 for location). These unconformities are not progressive and of local extent. They are probably not related to fold activity but rather to sedimentary processes in the ancient alluvial plain

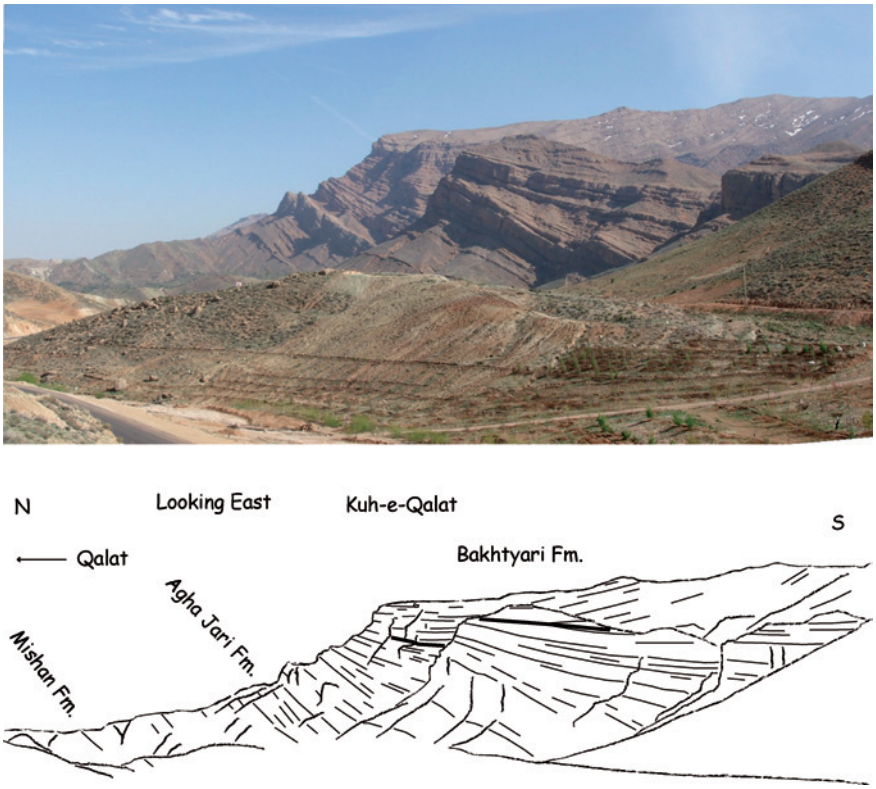


Fig. 10. I ntraformational unconformities within the upper Agha Jari strata North of the Qalat anticline (see Fig. 2 for location). The upper alluvial conglomeratic beds of the Bakhtyari Fm onlap the older strata of the Agha Jari thus suggesting a slowing down of fold uplift relatively to sedimentation rates

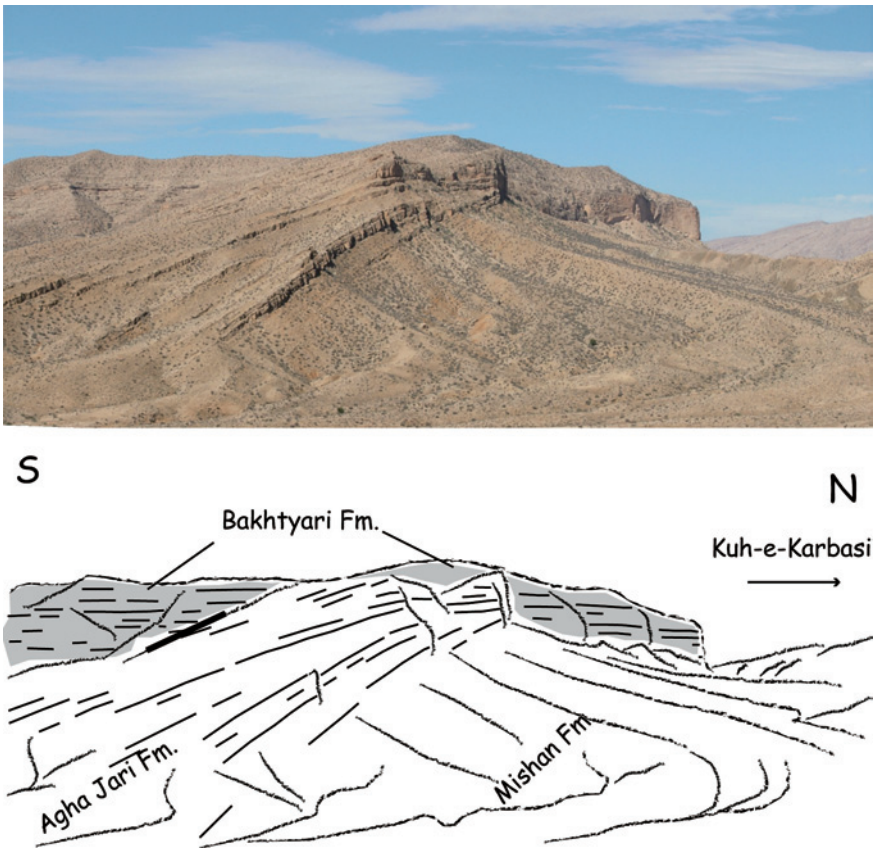


Fig. 11. I ntraformational unconformities within the upper Agha Jari strata to the South of the Karbasi anticline (see Fig. 2 for location). The cliff shows the upper alluvial conglomeratic beds of the Bakhtyari Fm. They clearly onlap the older strata of the Agha Jari again suggesting a slowing down of fold uplift relatively to the sedimentation rates

The same chronology has been proposed in the Dezful area [e.g. Homke et al., 2004]. In the Coastal Fars, this inference is supported by the observation that the youngest conglomerates usually unconformably overlie folded strata. The duration of synfolding unconformities ca. 2–2.5 Ma. is approximated by the age of the top of the folded strata, i.e. Upper Agha Jari Fm, and the age of the base of the Bakhtyari Fm provided by Homke et al. [2004] in the Dezful-Izeh area.

This indicates that the folds growth was initially rapid in association with limb rotation. The lack of evidence for diachronous folding further suggests that folding rather occurred coevally across the strike of the belt. Moreover, the geometry (onlaps) of the Bakhtyari conglomerates with respect to underlying folded Agha Jari Formation reveals that the rate of fold uplift decreased with respect to the rate of deposition of the Bakhtyari conglomerates in the Zagros foreland. This provides constraints on the overall mechanism which produced rapid fold development coevally across the Zagros Folded Belt.

6 Long-Term Rheology of Folded Cover Rocks: Insights from Folding Geometry and Mesoscale to Microscale Tectonic Studies

Figure 4 shows a schematic 300-km-long cross-section of the Zagros Fold Belt including the Imbricate Zone. This section has been constructed using structural constraints from NIOC geological maps [National Iranian Oil Company, 1977], structural dips at surface, variations in layers thickness within the Meso-Cenozoic strata based on well data [Motiei, 1993]. The lack of faults at the surface except where active basement thrusts are reported (e.g. MFF, Surmeh, Karebass, Sabz-Pushan fault zone) makes dubious a systematic involvement of thrusting to explain folds in the sedimentary cover. We do not exclude however, when shortening increased and fold limbs rotated, that faulting occurred due to deformation in the fold hinges, but this is not supported by any field observations in our study area.

6.1 Distribution of Fold Wavelengths and Topographic Signature of Folding

Figure 12 shows the distribution of fold wavelengths for 149 folds measured between two successive synclines, in the Eastern and Western Fars areas. A monomodal distribution of the fold widths clearly appears on the graph showing a dominant wavelength of cover folding between 10 and 20 km representing 70% of the measured folds. One important parameter that mechanically controls the observed dominant wavelength of folding is the thickness of the deformed competent units. Despite some scatter, the Gaussian distribution of fold widths would suggest that a single main competent level is involved. It is worth noting that the presence of intermediate detachment layers described in the Dezful and Bandar-Abbas areas [Sherkati and Letouzey, 2004; Molinaro et al., 2005] is weakly supported by field observations in the Central Fars. Though probably not exhaustive, field observations carried out in the Central Fars only reported the possible involvement of intermediate detachments close to the MFF (Figure 13). Inversely, when well-known incompetent layers such as the Gashsaran Fm can be observed at the surface, they are not involved in the compressional deformation (Figure 14). If other potential detachment like the evaporitic Dashtak Fm (Trias) present only in the Coastal Fars accommodates folding it would lead to lower dominant wavelengths of folds, which are not observed. It thus comes that intermediate detachment layers are of second-order importance to explain the wavelength of folding. Indeed, they only affect the superficial folding style at a scale lower than the dominant wavelength of folding.

As a consequence this would not change our main conclusion that folding is mechanically explained to a first-order by one single detachment level.

A simple relation might exist between the depth to which crustal deformation occurs and the wavelength of its topographic expression; the thicker the deformed unit the larger the wavelengths of deformation. The analysis of wavelengths in the topography can be also qualitatively used as a proxy to distinguish different

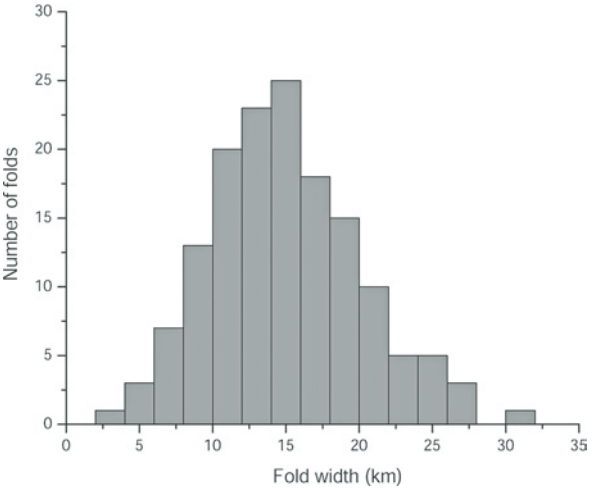


Fig. 12. Distribution of fold widths measured for 149 anticlines in the Fars (see text for explanation). Fold widths have been estimated as the distance between two adjacent synclines independently from the stratigraphy of the folded strata. 101 folds (70% of the measured folds) have wavelengths between 10 and 20 km

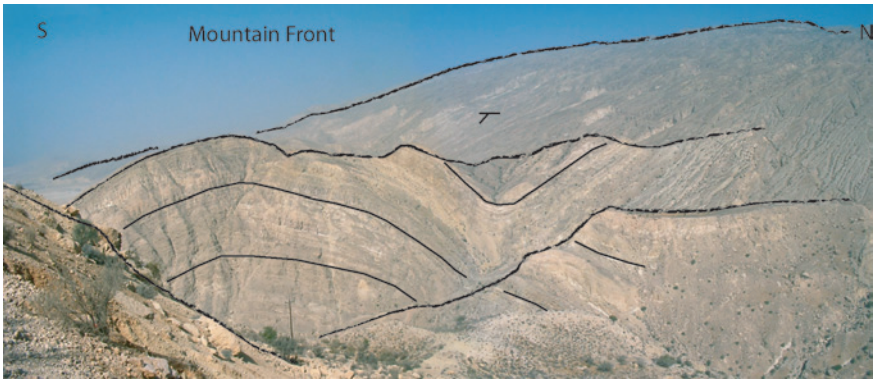


Fig. 13. Example of smaller scale folding in the southern limb of one of the larger scale folds in relation to the Mountain Front Fault (see location on Fig. 7). Such features are atypical in the Central Fars domain and mostly observed along the Mountain Front

Fig. 14. Northern limb of the Zalemi anticline (see location on Fig. 7). Note the normal stratigraphic succession in the Fars Group (Mishan Fm is not visible on this photograph) above the Asmari carbonates. Like many other examples over the Central Fars, the incompetent layers of the Gashsaran Fm (mainly gypsum with marls) do not act as an intermediate detachment

levels of deformation [Mouthereau et al., 2006]. Figure 15 shows 2-D analysis of topographic wavelengths along the strike of the Fars folded belt along three topographic sections. High-pass and low-pass filters were applied to the 3' x 3' gridded SRTM topography.

For example, when wavelengths larger than 40 km, i.e. the maximum wavelength of cover folding (Fig. 15), are removed, the remaining topography of folds shows amplitude reaching 1000 m. These are found 1) close to major active basement fault zones, e.g., the sharp increase of the elevation near the Gulf corresponds to the position of the MFF (Sects 2 and 3), 500 to 1000 m are correlated with the position of active transpressive strike-slip faults such as Kazerun (KzF), Karebass (KrF), Sabz-Pushan (SPF) or Sarvestan (SF) faults; 2) for folds flanked by more deeply incised synclinal valleys or 3) for folds whose development is perturbed by the ascent of salt diapirs, especially in the southern-eastern part of the ZFB (Sect 3). Despite such local perturbations, the deformation associated with folding is remarkably homogeneous in amplitudes and wavelengths and is consequently not visible on the residual topography. This topographic pattern again suggests, in addition to the distribution of fold widths, that the mechanism of folding is primarily controlled by the thickness of the competent cover. Independently from mechanical assumptions, similar conclusions are also supported by balanced cross-sections [McQuarrie, 2004; Sherkati and Letouzey, 2004]. The quasi-sinusoidal shape of the short-wavelength component of the topography related to folding appears simply superimposed onto larger wavelengths, i.e. larger than 40 km, which reflects basement-involved thickening (Fig. 16).

6.2 Mechanical Behaviour of the Cover Sequence: Constraints from Mesoscale Faulting and Microscale Calcite Twinning

Field observation of folding has revealed that mesoscale faulting is often associated with shear calcite fibers in the few carbonaceous beds of the Fars Group or in the Asmari Formation and gypsum fibers in local evaporite facies from Gachsaran Formation and Agha Jari Formation. In addition, pervasive pressure solution accompanied faulting as evidenced by widespread stylolitization. Hydraulic breccia in some sites indicates that local high fluid pressures assisted faulting. Moreover, analysis of calcite twin strain (Fig. 17) has been carriedout for limestones of the Pabdeh-Gurpi, Asmari-Jahrom, Gachsaran and Mishan Formations [Dissez, 2004; Amrouch, 2005]. The twin shapes reveal that the deformation occurred at temperature lower than 150–200°C and that internal strain did not

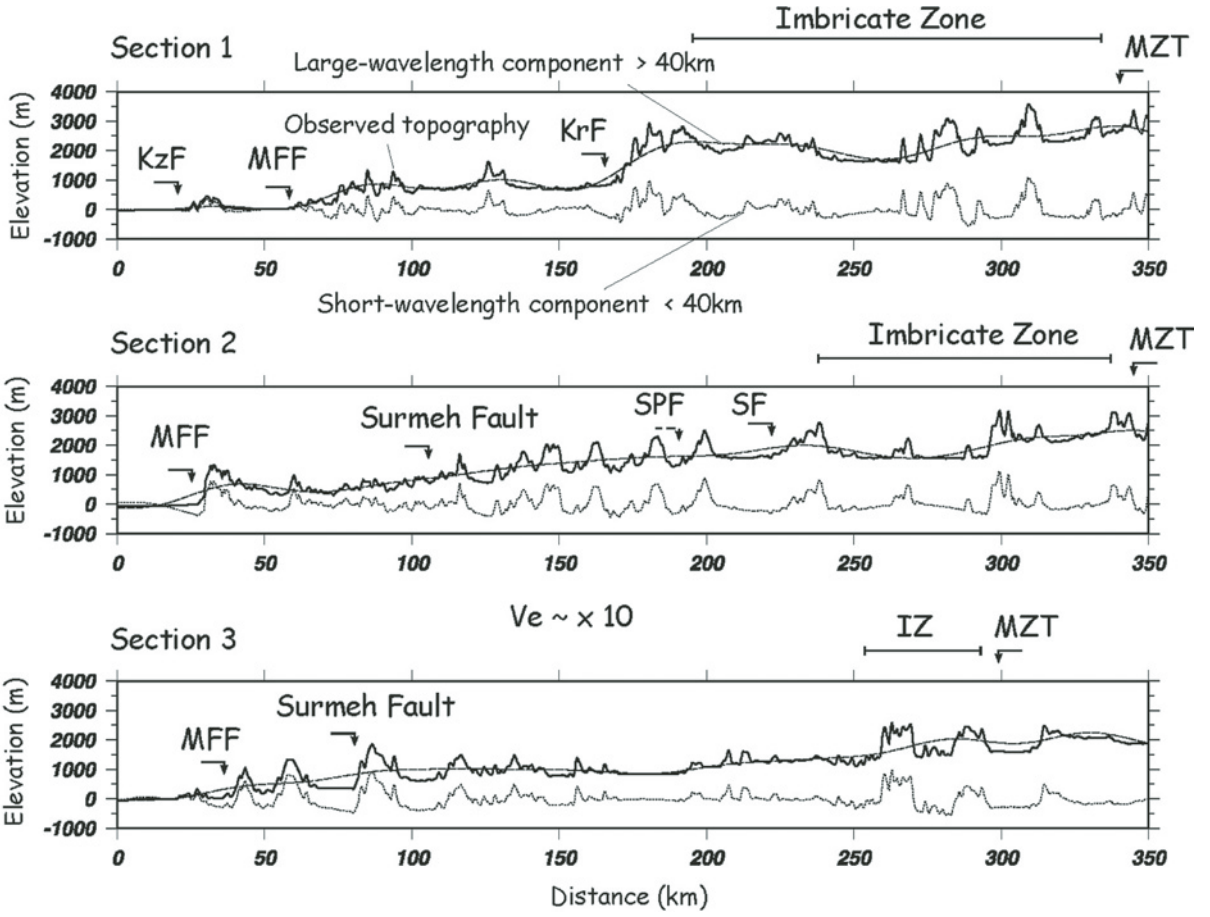


Fig. 15. Wavelength analysis of the topography along transects 1, 2 and 3 (whose location is also presented in Fig. 5). The profiles show the observed topography (*solid lines*) and the filtered topography for both large- and short-wavelength components of the topography (*dashed and dotted lines, respectively*). The main fault zones are the MFF (Mountain Front Fault), SPF (Sabz-Pushan Fault), KzF (Kazerun Fault), KrF (Karebass Fault), SF (Sarvestan fault) and Surmeh (Surmeh Fault). In the northern part of the Fars, the MZT (Main Zagros Thrust) and the Imbricate Zone are also shown

exceed 3–4%. This suggests that even at low depths, viscous-plastic processes were active in cover rocks and has assisted the fold growth.

The reconstructed paleostress orientations from the inversion of calcite twins show a homogeneous mean N020° compression throughout the folded belt and the southern part of the Iranian plateau [Amrouch et al., 2005]. This result is consistent with the compressional stress orientations obtained from the inversion of fault slip data and present-day compression derived from the inversion of focal mechanisms of earthquakes [Lacombe et al., 2006].

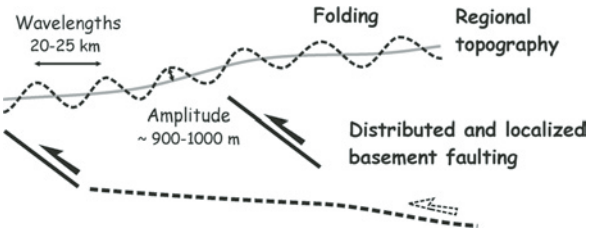


Fig. 16. Schematic representation of the way the different wavelengths of deformation including basement-involved shortening and cover folding interact

Noticeably, all computed stress tensors show a low $\Phi=(\sigma2-\sigma3/\sigma1-\sigma3)$ ratio suggesting that σ2 and σ3 are comparable, accounting for the coeval occurrence of reverse and strike-slip faulting in the cover and the basement. These results suggest that the Hormuz layer, although acting as a major cover-basement décollement and as a mechanical boundary for the upward propagation of most earthquakes, poorly decouples the states of stress within the cover and the basement.

In addition, due to the existence of a constant critical resolved shear stress (CRSS) for twinning, differential stress magnitudes related to a given stress tensor can further be estimated. For a given palaeostress

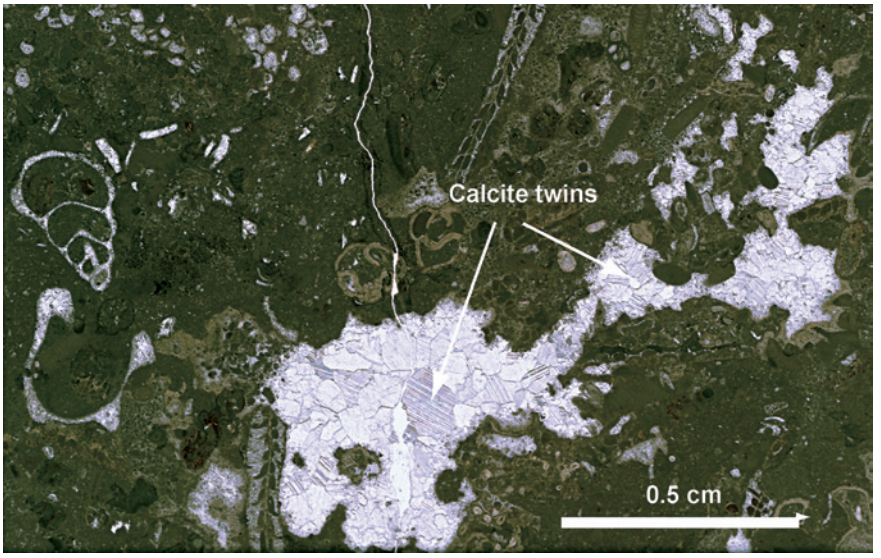


Fig. 17. Photograph illustrating examples of calcite twins formed in vesicles of this shallow-water bioclastic carbonate within the Gashsaran Formation (Meymand fold, northern Central Fars)

orientation, the (σ1-σ3) values correspond to the peak differential stresses attained during the tectonic history of the rock mass.

To a first-order, differential stress values corresponding to the post-folding N020° compression are low and lie within an early similar range (45 ± 15 MPa) in the southern Iranian plateau and across the ZFB [Amrouch et al., 2005]. These differential stress values across the ZFB unexpectedly differ from previously reported stress values in fold belts, which are much higher (e.g., 90–150 MPa in the Idaho-Wyoming thrust belt [Craddock and Van der Pluijm, 1999]) and show a strong decay across both the fold belt and the undeformed foreland (e.g., from 100 to 20 MPa in the Sevier-Appalachian forelands: [Van der Pluijm et al. 1997]).

These low and homogeneous stress values highlight major differences in the mechanics of the ZFB compared to other fold belts. The fact that the sedimentary cover sequence is currently aseismic would support that a significant part of the convergence is accommodated by internal ductile mechanisms in the rocks' mass including pression-solution or plastic strain.

The relatively narrow range of variation of differential stress magnitudes across the ZFB agrees with the homogeneously distributed shortening in the folded cover, where no deformation gradient toward the backstop is observed (Fig. 4).

6.3 Mechanical Implications of Cover Buckling

Large-scale critical wedge modelling together with consistency of internal cover plastic (calcite veins) deformation with seismogenic basement stress regime suggest that the cover rocks in the Zagros Folded Belt do not simply behave to first-order as a brittle medium.

Moreover, the sequence of folding has suggested a rapid development of folding coevally across the strike of the belt with no clear evidence of southward propagation. Hereafter, we focus on the possibility that most characteristics of cover folding in the ZFB be explained by buckling.

Several analytical and numerical models have already considered folding in the Zagros Folded Belt as a case example for studying mechanisms of buckling [Biot, 1961; Schmalholz et al., 2002; Turcotte and Schubert, 2002]. The theory of buckling predicts that a single competent layer with random perturbations overlying a weaker matrix will develop into a regular fold train when subjected to layer-parallel shortening [e.g, Biot, 1961; Zhang et al., 1996]. The fold train results from the process of selection and amplification of initial perturbations that is dependent on the competency contrasts between matrix and layer.

Practically, only the perturbations with maximum growth rates will transform into finite folds.

Moreover, the initiation of fold growth is exponential when the dominant wavelength is selected and then gradually slows down. At least three observations may support such development in the Zagros Folded Belt:

1. The rapid growth of folds in probably less than 3 Ma while the collision-related compressive deformation on the Arabian continental margin likely started in Middle Miocene times (ca. 20 Ma);
2. Tolds probably initiated coevally across the ZFB;

3. Progressive onlaps of Bakhtyari conglomerates onto older growth strata suggest a slowing down of fold growth (relatively to the rate of deposition).

The thick Paleozoic and Mesozoic carbonates can be treated as a single competent layer overlying a homogeneous and finite viscous matrix lying in the Cambrian salts. It has been noticed for years that the pure elastic solution for buckling dominant wavelengths given by

$$\lambda_b = 2\pi H \sqrt{E/\sigma}$$

often requires unrealistic high layer-parallel stress σ to fit observed buckling wavelengths. However, it has been proposed that folding wavelengths averaged to values of ~20 km in the ZFB may be roughly approximated by a brittle-elastic solution [Mouthereau et al., 2006]. Indeed, the observed wavelengths can be reproduced assuming a layer-parallel stress that must be at least 300 MPa and a low value of Young's modulus E of 10^9 Pa as suggested by recent mechanical experiments on Miocene carbonates [Amrouch, 2005]. The result is however largely dependent on the effective elastic thickness H we chose for the competent layer. A value of less than 2 km, i.e., representing only a quarter of the value of the unfolded layer, i.e. the thickness of the sedimentary cover, is compatible with fold curvature-1 (> 10^{-5} m) and brittle yielding in a brittle/elastic layer. If this mechanism may account for the failure of the thin-skinned critical wedge model and the sequence of folding, it however fails to reproduce the internal pression-solution processes observed and supported by the poor seismogenic potential of the cover sequence.

On the other hand, a pure viscous solution for buckling dominant wavelengths given by

$$\lambda_b = 2\pi H 6^{-1/3} \sqrt[3]{\eta_l/\eta_m}$$

is limited by viscosity contrasts between layer and matrix of less than two orders of magnitudes [Schmalholz et al., 2002]. The viscosity of the Hormuz evaporites has typical viscosities (Newtonian) of salts between 10^{17} and 10^{18} Pa s. In that case, fold wavelengths may be reproduced using a viscous layer of H=2 km with viscosity η_l of 10^{19} Pa s.

There are several limitations to both models. First they assume infinitesimal deformation which is only applicable at the initial stages of folding. Second, they are small-scale models that neglect the effects of gravity. Finally, they implicitly consider that the weak viscous matrix is infinitely thicker than the competent layer, which is obviously not the case in the Zagros; e.g. Fig. 4 shows average ratios of the matrix thickness to layer thickness between 0.1 (1:8) and 0.3 (2:7) maximum. A better fit of the observed wavelengths of folding in the Zagros has been obtained for a more realistic solution involving buckling of a viscous (non-Newtonian)-elastic layer resting on a homogeneous Newtonian matrix with finite thickness [Schmalholz et al., 2002].

Figure 4 shows that from the Imbricate Zone toward the Surmeh Fault, fold wavelengths progressively decrease from 35 km to 11 km as fold amplitudes increase (e.g., Dalu and Sim anticlines in Fig. 2). Then toward the MFF, fold wavelengths increase again from 11 km close to the Surmeh Fault up to 17 km on average. We suggest that folding might have initially developed with homogeneous and relatively lower amplitude/wavelength ratio. Such wavelengths are currently preserved in the Imbricate Zone or close to the MFF. A possible control by basement-involved deformation cannot be excluded. Then as shortening increased, wavelength of folds reduced, limbs rotated, as exemplified by intraformational unconformities, and fold amplitude increased leading to higher amplitude/wavelength ratios. This is especially the case where the southward propagation is limited by the presence of topographic high like the Surmeh Fault.

Conclusions

The aim of the paper was to discuss which type of mechanical behaviour better explains the development of the Zagros folded belt in terms of cover folding, internal deformation of cover rocks and on the regional scale the crustal rheology that led to the observed regional topography.

The available structural studies combined with seismotectonic constraints demonstrate that the basement is necessarily currently involved in collisional deformation. Additional mechanical constraints derived from a critical wedge modelling of the regional topography confirm this result. The basic assumptions in Coulomb critical wedge models and the present day stress regimes together suggest that the state of stress within the upper crust of the Arabian continental margin has everywhere reached the brittle strength of the crust in agreement with Byerlee's law. However, the lack of seismogenic strain derived from the summation of seismic tensors [Jackson et al., 1995] suggests that aseismic deformation is likely to occur in the (lower ?) crust.

In agreement with the failure of a thin-skinned critical wedge model for the Fars, the distribution of deformation in the cover rocks does not display a gradient of deformation increasing rearward (i.e., toward the MZT) as it is usually observed for typical thin-skinned thrust wedges.

The thickness distribution of the Mishan Formation suggests that the Arabian continental margin was

inverted as early as the Middle Miocene in response to continent-continent collision. Margin inversion occurred by the reactivation of NW-SE-trending Tethyan normal faults (e.g., Surmeh Fault, Mountain Front Fault) and Panafrican inherited N-S fault trend (Karebass, Sabz-Pushan, Sarvestan transcurrent faults). During this episode, the sedimentary cover suffered little shortening near active basement faults and deformation was localized along the main basement faults, i.e., the Surmeh Fault and the MFF. This episode is probably a consequence of the intraplate stress build up in the margin following the initiation of the collision.

By the Pliocene-Pleistocene period, cover folding developed rapidly in a few million years all over the ZFB in agreement with the field observations of growth strata associated with folds uplift. At this point, the foreland basin transformed into an orogenic belt controlled by the propagation of a brittle upper crustal wedge. Reverse movements along already inverted basement structures (MFF and Surmeh Fault) increased and faulting was generalized within the upper brittle crust, leading to the current seismic activity in the ZFB. At the same time, the growth of folds rapidly diminished as suggested by the observations that youngest syn-orogenic strata (Bakhtyari Fm) often onlap older synfolding strata (upper Agha Jari Fm).

Observations in the field of the internal deformation of rocks reveal that the rheology of the sedimentary cover during folding was dominated by viscous-plastic and local brittle behaviours. Numerous characteristics of cover folding suggest that folds developed mainly as buckle folds. A mechanical model involving a viscous (non-Newtonian)-elastic layer representing the thick cover (~10 km) resting on a homogeneous Newtonian matrix represented by the Hormuz salt satisfactory reproduces the observed distribution of folds widths.

We conclude that the distributed thick-skinned deformation that followed the initial margin inversion occurred coevally with the main phase of cover folding. The way they deform however is different; the basement is pre-fractured so it shortens preferentially by faulting. In contrast, the folding of the thick sedimentary cover developed by buckling over an incompetent layer of salt with the assistance of plastic-viscous processes.

Acknowledgments

This work has been supported by the Middle East Basin Evolution (MEBE) program.

The authors thank the Geological Survey of Iran for its support for fieldwork and especially A. Saidi, P. Navabpour. We are indebted to John Cosgrove, Stephane Homke and Jaume Vergès for their thoughtful reviews of the manuscript.

References

Agard, P., J. Omrani, L. Jolivet, and F. Mouthereau, Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, Intern. Journ. of Earth Sciences, doi:10.1007/s00531-005-0481-4, 2005.

Ahmadhadi, F., O. Lacombe, and J.-M. Daniel, Early reactivation of basement faults in Central Zagros (SW Iran): evidence from pre-folding fracture patterns in Asmari Formation and Lower Tertiary paleogeography, this issue.

Amrouch, K., Quantification des orientations et des magnitudes les paléocontraintes tertiaires dans la chaîne plissée du Zagros par l'analyse des macles de la calcite, Master thesis, Université P. et M. Curie (Paris 6), Paris, France, 2005.

Amrouch, K., O. Lacombe, F. Mouthereau, and L. Dissez, Quantification of orientations and magnitudes of the late Cenozoic paleostresses in the Zagros folded belt from calcite twin analysis, in Thust Belts and Foreland Basins, International Meeting, Rueil-Malmaison, 31–35, 2005.

Bahroudi, A., and H.A. Koyi, Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach, Journ. of Geolog. Soc. of London, 160, 1–15, 2003.

Baker, C., J.A. Jackson, and K. Priestley, Earthquakes on the Kazerun Line in the Zagros mountains of Iran: Strike-slip faulting within a fold- and-thrust belt, Geophys. Journ. Intern., 115, 41 – 61, 1993.

Berberian, M., Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface tectonics surface morphotectonics, Tectonophysics, 241, 193–224, 1995.

Berberian, M., and G.C.P. King, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre, 18, 210–265, 1981.

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

Blanc, E.J.-P., M.B. Allen, S. Inger, and H. Hassani, Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran, Journal of the Geological Society of London, 160, 401–412, 2003.

Craddock, J.P., and B.A. van der Pluijm, Sevier-Laramide deformation of the continental interior from calcite twinning analysis, west-central North America, Tectonophysics, 305, 275–286, 1999.

Costa, E., and B.C. Vendeville, Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement, Journ. of Struct. Geol., 24, 1729–1739, 2002.

Davis, D.M., and T. Engelder Role of Salt in Fold-and-Thrust Belts, Tectonophysics, 119,6788, 1985.

De Mets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, Effects of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, Geophysical Research Letters, 2191–2194, 1994.

Elmore, R.D., and W.R. Farrand, Asphalt-bearing sediment in synorogenic Miocene-Pliocene molasse, Zagros Mountains, Iran, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 65, 1160–1165, 1981.

Falcon, N.L., Major earth-flexuring in the Zagros Mountains of south-west Iran, Quarterly Journ. of the Geol. Soc. of London, 177, 367–376, 1961.

Hatzfeld, D., M. Tatar, K. Priestley, and M. Ghafori-Ashtiany, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain Belt (Iran), Geophys. Journ.l Intern., 403–410, 2003.

Hessami, K., H.A. Koyi, C.J. Talbot, H. Tabasi, and E. Shabanian, Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains, Journ. of the Geol; Soc., 158, 969–981, 2001.

Homke, S., J. Verges, G. Garces, H. Emamia, and R. Karpuzc, Magnetostratigraphy of Miocene–Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran), Earth and Planetary Science Letters, 225, 397–410, 2004.

Jackson, J., J. Haines, and W. Holt, The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, Journ. of Geophys. Research, 100, 15,205–15,219, 1995.

Jackson, J.A., Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts,Nature, 283, 343–346, 1980.

Jackson, M.P.A., R.R. Cornelius, C.H. Craig, A. Gansser, J. Stöcklin, and C.J. Talbot, Salt diapirs of the Great Kavir, central Iran, in Geological Society of America Memoir, vol. 177, pp. 139, The Geological Society of America, Boulder, 1990.

Koop, W., and R. Stoneley, Subsidence history of the middle East Zagros basin, Permian to Recent, Philosophical Transation of the Royal Society of London, 305, 149–168, 1982.

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

Maggi, A., J.A. Jackson, K. Priestley, and C. Baker, A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle?, Geophysical Journal International, 143, 629–661, 2000.

McQuarrie, N., Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran, Journ. of Struct. Geol., 519–535, 2004.

McQuarrie, N., J.M. Stock, C. Verdel, and B.P. Wernicke, Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, Geophysical Research Letters, 30, doi:10.1029/2003GL017992, 2003.

Molinaro, M., P. Leturmy, J.-C. Guezou, D. Frizon de Lamotte, and S.A. Eshraghi, The structure and kinematics of the south-eastern Zagros fold-thrust belt; Iran: from thin-skinned tot hick-skinned tectonics, Tectonics, 24, doi:10.1029/2004TC001633, 2005a.

Molinaro, M., H. Zeyen, and X. Laurencin, Lithospheric structure underneath the SE Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off?, Terra Nova, 25, 1–6, 2005b.

Molnar, P., and P. England, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?, Nature, 346, 29–34, 1990.

Motiei, H., Geology of Iran: Stratigraphy of Zagros, 536 pp., Geological Survey of Iran, 1993.

Mouthereau, F., O. Lacombe, and B. Meyer, The Zagros Folded Belt (Fars, Iran): Constraints from Topography and Critical Wedge Modelling, Geophys. Journ. Intern., 165, 336–356, 2006.

Ni, J., and M. Barazangi, Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and a comparison with the Himilayas, Journal of Geophysical Research, 91, 8205–8218, 1986.

National Iranian Oil Company, N.I.O.C., Geological map of Iran, sheet 5, South-central Iran, Tehran, 1977.

Oveisi, B., J. Lavé, and P. Van der Beek, Active folding and deformation rate at the central Zagros front (Iran), this issue.

Schmalholz, S.M., Y. Podladchikov, and J.P. Burg, Control of folding by gravity and matrix thickness: implications for large-scale folding, Journ. of Geophys. Research, 107, 10.1029/2001JB000355, 2002.

Schuster, F., and U. Wielandt, Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: palaeoecology and palaeobiogeography, Intern. Journ.l of Earth Sciences, 88, 571–581, 1999.

Sepher, M., and J.W. Cosgrove, Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, Marine and Petroleum Geology, 21, 829–843, 2004.

Sherkati, S., and J. Letouzey, Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran, Marine and Petroleum Geology, 21, 535–554, 2004.

Snyder, D.B., and M. Barazangi, Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations, Tectonics, 5, 361–373, 1986.

Stocklin, J., Structural history and tectonics of Iran; a review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229–1258, 1968.

Stoneley, R., The Arabian continental margin in Iran during the Late Cretaceous, in The Geology and Tectonics of the Oman Region, edited by A.H.F. Robertson, M.P. Searle and A.C. Ries, pp. 787–795, 1990.

Talbot, C.J., and M. Alavi, The past of a future syntaxis across the Zagros, in Alsop, in Salt Tectonics, vol. 100, edited by G.I. Alsop, D.J. Blundell. and I. Davison, pp. 89–109, Geological Society of America Special Paper, 1996.

Talebian, M., and J.A. Jackson, A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, Geophys. Journ. Intern., 156, 506–526, 2004.

Tatar, M., D. Hatzfeld, and M. Ghafori-Ashtiany, Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquakes seismicity, Geophysical Journal International, 255266, 2004.

Turcotte, D.L., and G. Schubert, Geodynamics: Applications of Continuum Mechanics to Geological Problems, Cambridge University Press, 2002.

Van der Pluijm, B.A., J.P. Craddock, B.R. Graham, and J.H. Harris, Paleostress in Cratonic North America: Implications for Deformation of Continental Interiors, Science, 277, 794–796, 1997.

Vernant, P., F. Nilforoushan, D. Hatzfeld, M.R. Abbassi, C. Vigny, F. Masson, H. Nankali, J. Martinod, A. Ashtiani, R. Bayer, F. Tavakoli, and J. Chéry, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, Geophysical Journal International, 157, 381–398, 2004.

Walpersdorf, A., D. Hatzfeld, H. Nankali, F. Tavakoli, F. Nilforoushan, M. Tatar, P. Vernant, J. Chéry, and F. Masson, Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran), Geophysical Journ. Intern., in press.

Weijermars, R., J. A. Jackson, and B. Vendeville, Rheological and tectonic modeling of salt provinces, Tectonophysics, 217, 143–174, 1993.

Williams, C.A., C. Connors, F.A. Dahlen, E.J. Price, and J. Suppe, Effect of the brittle-ductile transition on the topography of compressive mountain belts on Earth and Venus, Journal of Geophysical Research, 99, 19,947–19,974, 1994.

Zhang, Y., B.E. Hobbs, A. Ord, and H.B. Mühlhaus, Computer simulation of single-layer buckling, Journal of Structural Geology, 18, 643–655, 1996.

Ziegler, M.A., Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences, GeoArabia, 6, 445–503, 2001.

Tectonophysics 475 (2009) 128–141

Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto

From paleostresses to paleoburial in fold–thrust belts: Preliminary results from calcite twin analysis in the Outer Albanides

Olivier Lacombe [a,*], Julien Malandain [a], Nadège Vilasi [b,c], Khalid Amrouch [a,b], François Roure [b]

[a] Université Pierre and Marie Curie-Paris 6, UMR Tectonique, Paris, France
[b] IFP, Division Géologie-Géochimie-Géophysique, Rueil-Malmaison, France
[c] Geo-Instituut, Geologie-Geographie Dpt, KU-Leuven, Belgium, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 27 February 2008
Received in revised form 15 September 2008
Accepted 16 October 2008
Available online 29 October 2008

Keywords:
Calcite twins
Paleopiezometry
Paleo-differential stress
Paleoburial
Vertical movements
Thrust belts
Albanides

ABSTRACT

This paper presents a new approach to constrain paleoburial and subsequent uplift by folding in fold–thrust belts, combining differential stress estimates from mechanically-induced calcite twins with the assumption that stress in the upper crust is in frictional equilibrium. Calcite twin data were collected from pre-folding veins in late Cretaceous limestones from the Ionian zone in Albania in order to (1) determine Paleogene–Neogene stresses associated with the development of the major vein sets in the frontal anticlines of the Outer Albanides and (2) estimate paleoburial of the Cretaceous reservoir rocks during pre-folding flexural subsidence of the foreland. The first vein set (set I) trends N140 (±20) and the second set (set II) is oriented N060 (±20). Calcite twinning analysis from set I veins reveals a pre-folding N030° extension likely related to foreland flexure; a later pre-folding, NE-directed compression (LPS) is identified either from one or from both vein sets in the samples from the Saranda anticline; this NE compression is instead recorded by twinning in set II veins from the Kremenara anticline during late stage fold tightening. This NE compression well agrees with independent microtectonic data, regional transport direction and contemporary stress. The differential stress values related to this NE compression are combined with the hypothesis of crustal frictional stress equilibrium to derive first-order estimates of paleoburial of the Cretaceous limestones just before they were uplifted by folding. The ~4 km paleoburial of these limestones estimated in the Saranda anticline is consistent with independent paleoburial estimates from stratigraphy, maturity rank of organic matter, paleotemperature/paleogeothermal gradients from fluid inclusions and predictions of kinematic modelling of the Albanian foreland. Our results therefore place reliable constraints on the amount and rate of vertical uplift of these Cretaceous limestones and yield a promising methodology for better constraining paleoburial and therefore erosion and uplift in fold–thrust belts.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction and aim of the study

Thrust belts and foreland basins record both the main phases of orogenic evolution and the coupled influence of deep (flexure, plate rheology and kinematics) and surficial (erosion, sedimentation) geological processes, occurring at different time scales. They constitute important targets for scientists interested in both fundamental and applied (fluids, hydrocarbons) issues.

Vertical movements such as subsidence and tectonic uplift are key factors of the evolution of the fold–thrust belt–foreland basin system. While flexural subsidence and sedimentation prevail in the foreland basin, erosion is the dominant process in the foothills domain that largely controls the paleoburial and thermal evolution of rocks involved in folding. These parameters are of key importance to understand the petrophysical evolution of potential source and reservoir rocks, past vertical motions and hydrocarbon perspectives. Although the use of well logs, BHT and paleo-thermometers such as vitrinite reflectance (Ro) and Tmax is usually sufficient to calibrate the heat flow and geothermal gradients in the foreland, where limited erosion occurred, it is usually not possible to derive an univocal solution for paleo-burial and paleo-thermal gradients estimates in the foothills, if based, for example, exclusively on maturity ranks of the organic matter.

The difficulty of estimating paleoburial, and therefore erosion, in fold–thrust belts has been illustrated recently. On the basis of new studies of hydrocarbon/aqueous fluid inclusions in the Veracruz basin–Cordoba platform in Mexico, previous paleoburial values reported by Ferket et al., (2000, 2003, 2004) were proven to have been underestimated by about 2 km (Ferket, 2006). New numerical fluid flow modelling (Gonzalez Mercado, 2007) has shown that accurate estimates of erosion/paleoburial may have important

* Corresponding author.
E-mail address: olivier.lacombe@upmc.fr (O. Lacombe).

0040-1951/$ – see front matter © 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.tecto.2008.10.023

consequences on the prediction of potential source rock maturity and hydrocarbon migration as well as on the erosion/sedimentation mass balance between the belt and the adjacent basin.

Alternate, independent methods are therefore required to decrease the errors in paleo-burial estimates, and to allow more realistic predictions of hydrocarbon generation. Apatite Fission Tracks analyses (e.g., Muceku et al., 2006) can provide access to absolute ages for the crossing of the 120 °C isotherm and timing of the unroofing. Hydrocarbon-bearing fluid inclusions, when developing contemporaneously with aqueous inclusions, can provide a direct access to the pore fluid pressure and temperature of cemented fractures or reservoir at the time of cementation and hydrocarbon trapping. Attempts have also been made to constrain burial depth range using the development of bedding-parallel stylolites to derive a minimum depth (burial depth needed for stylolite formation being estimated to be at least 800–1000 m depending on lithology type: Finkel and Wilkinson, 1990; Railsback, 1993; see also Dunnington, 1967; Nicolaides and Wallace, 1997) and the smectite–illite transformation to derive a maximum depth (e.g., Breesch et al., 2007).

Calcite twins are among the most common stress–strain markers in fold–thrust belts. Calcite twin analyses have been widely used to constrain both the structural and kinematic evolution of thrust belts (e.g., Spang and Groshong, 1981; Lacombe et al., 1993; Rocher et al., 1996, 2000; Craddock and Van Der Pluijm, 1999; Harris and van der Pluijm, 1998; Gonzales-Casado and Garcia-Cuevas, 1999), but also recently to derive differential stress magnitudes during deformational events (Lacombe et al., 1996, 2007). Attention has been particularly focused on the estimates of paleodifferential stress magnitudes at the onset of folding (LPS) and during late stage fold tightening, which has led to the conclusion that at the scale of individual structures, differential stresses recorded by rocks were largely dependent on the paleoburial and subsequent erosional history before and during folding (Lacombe, 2001). In addition, the evolution of paleo-differential stress magnitudes with depth, mostly derived from calcite twinning paleopiezometry, in various tectonic settings has been compared to the modern differential stress/depth gradients deduced from in situ measurements (e.g., Townend and Zoback, 2000): despite dispersion, both independent sets of stress data support to a first-order that the strength of the continental crust down to the brittle–ductile transition is generally controlled by frictional sliding on well-oriented preexisting faults with frictional coefficients of 0.6–0.9 under hydrostatic fluid pressure (Lacombe, 2007).

The goal of this paper is to propose a new method to estimate paleoburial and subsequent uplift by folding in fold–thrust belts, based on calcite twin analysis. This method basically combines estimates of differential stresses from calcite twins with the hypothesis that stress in the upper continental crust is in frictional equilibrium. Taking the Albanian foreland as a case study, we show first that calcite twin analysis provides reliable constraints on the early stages of the tectonic history of the thrust belt, including development of pre-folding vein systems currently observed in folded strata, and related fluid flows. Second, we demonstrate that our new approach places valuable constraints on the amount of burial of the Albanian Cretaceous foreland rocks during flexural subsidence and, therefore, on their subsequent uplift during Neogene folding. This new method therefore allows a better quantification of vertical movements in orogenic forelands.

2. Geological setting of the Albanides

2.1. Structures

The Albanides are a branch of the Alpine orogenic belt, which can be subdivided into an eastern internal zone and a western external zone (Robertson and Shallo, 2000; Nieuwland et al., 2001; Meço and Aliaj, 2000). The internal Albanides consist of thick-skinned thrust sheets with ophiolites in the Mirdita Zone. The external Albanides comprise the Krasta–Cukali, the Kruja and the Ionian zones, the latter being subdivided into the Berati, Kurveleshi and Cika belts (Fig. 1); the Sazani zone is autochthonous and forms the extension of the Apulia platform (Velaj et al., 1999; Meço and Aliaj, 2000; Roure et al., 2004).

The outer zones of the Albanian thrust belt are segmented into two very distinct tectonic provinces by the NE-trending Vlora-Elbasan lineament, with up to 10 km of Oligocene to Plio-Quaternary clastics being still currently preserved in the Peri-Adriatic Depression in the north, and Mesozoic carbonates of the Ionian zone outcropping in the south (Fig. 1A). As evidenced on seismic profiles, the main décollement level is localized within Triassic evaporites south the Vlora-Elbasan transfer zone, with ramp anticlines accounting for the tectonic uplift of Mesozoic carbonates in the Ionian zone. In contrast, the décollement is located within the Cenozoic clastics in the north, where no carbonate reservoir is exposed at the surface (Fig. 1B and C). The Vlora-Elbasan transfer zone can therefore be described as a lateral ramp connecting these two distinct décollement surfaces (Roure et al., 1995). The Vlora-Elbasan transfer zone, however, probably originally formed as a deep seated basement fault with its origin as a Triassic/Jurassic strike-slip zone, which functioned in the early plate tectonic history of the Albanides as a trajectory along which the sub-plates were moved into place to form the Albanides (Nieuwland et. al., 2001).

2.2. Tectonic/sedimentary history

2.2.1. Tethyan passive margin

Tethyan rifting accounts for the development of late Triassic to Liassic tilted blocks and grabens, thick organic-rich dolomitic platform carbonates characterizing the paleo-horsts while Liassic blackshales were deposited in the grabens. Post-rift thermal subsidence resulted in the deposition of deep water cherts during the Middle and Upper Jurassic in the Ionian Basin, whereas prograding Cretaceous carbonate platforms from the Kruja Zone in the east, and from the Sazani Zone in the west, contributed as a distal source for the thick carbonate turbidites deposited in the Ionian Basin during the late Cretaceous and Paleocene (Gealey, 1988; Meço and Aliaj, 2000). These turbidites, which rework platformal carbonate material, are interbedded with finer grained pelagic carbonates, and constitute the main hydrocarbon reservoir of onshore Albania, as well as offshore in the Italian part of the Adriatic.

2.2.2. Fold–thrust belt development

During the Alpine orogeny, the Albanian foothills formed as a consequence of the deformation of the former eastern passive margin of Apulia; the external zones were overthrust during the Neogene (Swennen et al., 2000; Van Geet et al., 2002; Roure et al., 2004).

Up to 10 km of synflexural and synkinematic siliciclastic units have been deposited in the Peri-Adriatic Depression, ranging from near-shore and littoral facies in the east and south, toward deeper water and turbiditic facies in the north and in the west (offshore), providing a continuous sedimentary record of the deformation.

Tectonic loading applied by the hinterland (Mirdita ophiolite) and westward thrusting of far travelled basinal units of the Krasta Zone induced the progressive development of a wide flexural basin, which ultimately impacted the Outer Albanides lithosphere in late Oligocene times. Growth anticlines started to develop in late Oligocene–Aquitanian times in the Ionian Basin, accounting for the development of Burdigalian reefal facies and paleo-karst at the crest of the Kremenara anticline (Fig. 1A and B). This main episode of shortening ended before deposition of Langhian–Serravallian clastics. Collisional deformation likely reached the outermost parts of the Albanides (Cika zone) by Lower–Middle (?) Miocene times.

The second episode of tectonic shortening is best documented near the Vlora-Elbasan transfer zone and farther north in the Peri-Adriatic Depression, where Pliocene backthrusts account for major lateral and

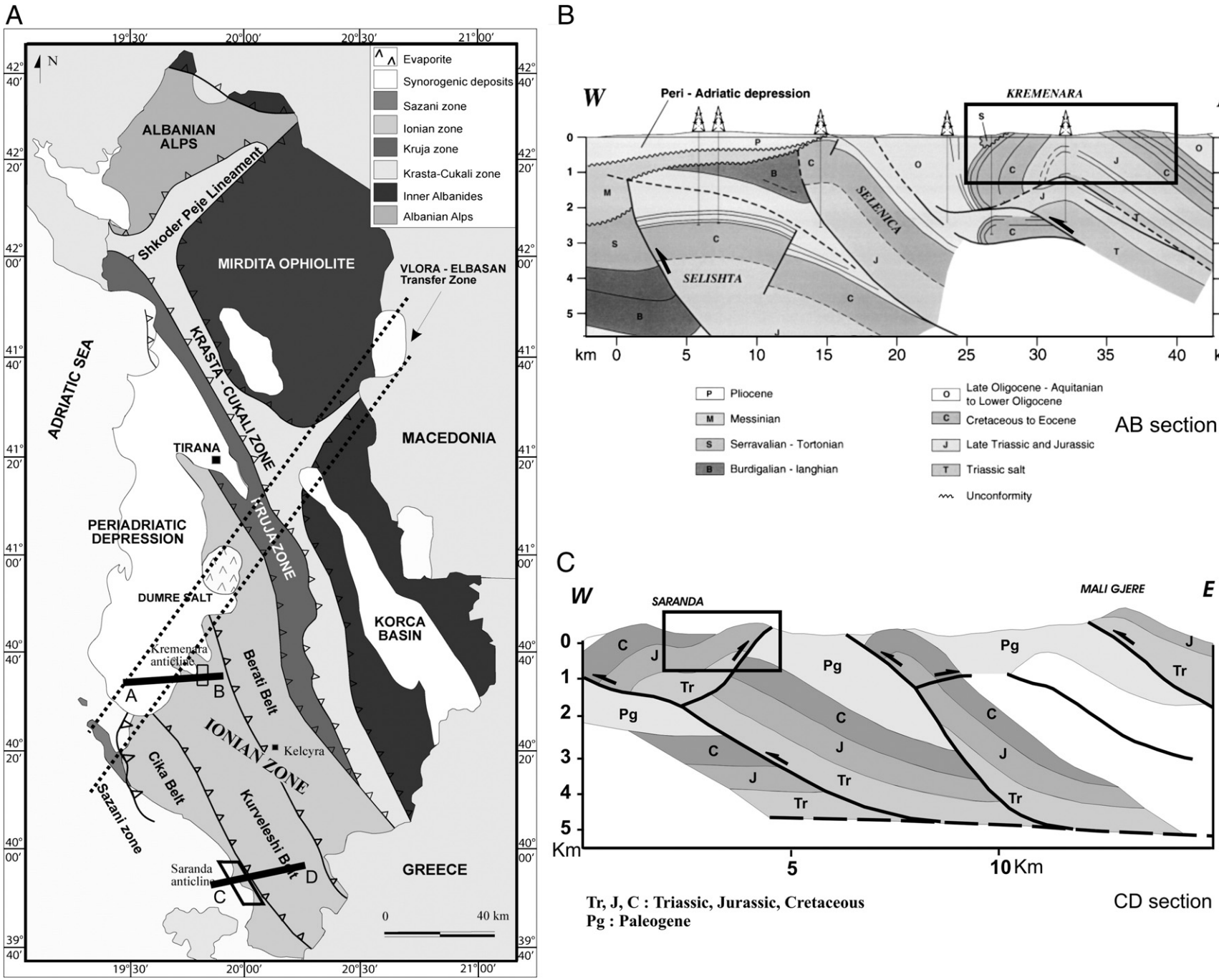


Fig. 1. Structural setting of the study. A. Structural map of the Albanides with location of sections of B and C. B: Geological section across the Kremenara anticline (modified after Van Geet et al., 2002). C: Geological section across the Saranda anticline (modified after Roure et al., 1995).

vertical offsets of a pre-Messinian erosional surface. Nieuwland et al. (2001) also proposed a Pliocene age for the main episode of out-of-sequence thrust reactivation identified on seismic sections. This episode is thought to be the consequence of the sharp increase in basal friction once the thrust front had moved past the outer edge of the main salt décollement, i.e. from Triassic salt onto clastics of the Peri-Adriatic Depression. This out-of-sequence thrusting episode is probably responsible for a significant portion of the folding. Although Neogene deposits are mostly absent from the Ionian zone itself, it is obvious that this post-Messinian tectonic episode also affected, at least partly, the southern part of the Albanian Foothills, increasing for instance the deformation (overturning of the western limb) in the Kremenara anticline (Breesch et al., 2007).

3. Tectonic–microtectonic setting

The Saranda anticline is the outermost fold of the southern external Albanides and belongs to the Cika belt (Fig. 1A and C). This anticline is oriented NNW-SSE and has an asymmetric structure with a subvertical eastern flank (Figs. 1C and 4). The Kremenara anticline (Fig. 1A and B) is oriented NNE-SSW; it is located north of the Saranda anticline and belongs to the inner Kurveleshi belt of the Ionian zone.

The Kremenara anticline has already given rise to several paragenetic and tectonic studies (e.g., Van Geet et al., 2002; Graham-Wall et al., 2006; Dewever et al., 2007; Breesch et al., 2007). Van Geet et al. (2002) carried out a paragenetic study based on cathodoluminescence, and stable isotope ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) signatures of vein cements. On the basis of mutual cross-cutting relationships (especially with stylolites) and petrographical characteristics, they recognized four generations of veins and their relative chronology. The earliest vein generation predates bedding-parallel compactional stylolitization. Second and third generations of veins postdate bedding-parallel stylolitization but predate development of LPS stylolites, and were therefore considered as syn-orogenic. The brecciated nature of the host rock and the fact that clasts are often different from the immediate neighbouring vein wall suggest that at least some of the veins of the second generation formed by hydraulic fracturing. A fourth vein generation cuts fold structures and LPS stylolites and therefore postdates folding; although still debated in the Kremenara anticline, this late fracturing event may be related to a reorientation of the compressional stress in the vicinity of the Vlora-Elbasan transfer zone. Finally, an open joint system developed, along which most of the oil seeps occur. The timing of development of these vein generations relative to diagenesis and compaction and their attitude with respect to bedding is rather clear (Van Geet et al., 2002), but the regional orientations of these vein sets and their significance within the framework of the development of the foreland basin and fold–thrust belt remained poorly constrained. Graham-Wall et al. (2006) proposed a more complex model of fracture formation, with a systematic documentation of vein and stylolite orientations. A pre-folding pressure-solution seams/V1 veins assemblage, with vertical stylolitic peaks and vertical veins with a wide range of directions (after unfolding), has been interpreted as an overburden assemblage, whereas a second pre-folding pressure-solution seams/V2 veins assemblage with horizontal stylolitic peaks and vertical V2 veins, both oriented NE-SW (after unfolding), is described as a remote tectonic stress assemblage. Sheared layer-parallel stylolites of the overburden assemblage define mechanical layers which were sheared during folding, resulting in the formation of a series of fold-related fractures with different orientations. Fragmentation zones resulting from pre-folding- and fold-related fracture assemblages in mechanically-defined layers localize incipient faulting. These faults subsequently act as the dominant fluid pathways.

In contrast to the Kremenara anticline, the detailed tectonic evolution (including events of fracture development) of the Saranda anticline and paleoburial/paleothermal histories of outcropping rocks remains unknown. The first vein set identified in Saranda clearly developed early during the tectonic history since they formed before or during bedding-parallel stylolitization. This first set (I) is oriented N140 (±20) and likely predates folding, but its relationship with the regional tectonic evolution remained enigmatic. The second set (II), oriented N060 (±20), is closely associated with LPS stylolites. LPS reduces porosity and consequently increases pore pressure, which may become high enough to create natural hydraulic fractures whose orientation is parallel to the orientation of the maximum horizontal stress prevailing at that time. The set II veins can be considered as reliable indicators of the orientation of the regional compressional stress responsible for folding and thrusting. This set II may be related to the remote tectonic stress assemblage described by Graham-Wall et al. (2006) and possibly to the second or third generations of veins of Van Geet et al. (2002), as observed in Kremenara.

4. Sampling and strategy of study

In this paper, we took advantage of the widespread occurrence of pre-folding vein sets to characterize pre-folding stress orientations and differential stress magnitudes related to Layer-Parallel Shortening (LPS). We make the implicit but reasonable assumption that LPS is recorded coevally by all rock samples of a strata, without any relation to the structural position of these samples after folding. Because LPS reflects stress build-up in horizontal strata, we argue that LPS is likely recorded at the maximum burial just before the onset of folding.

Our method requires identification of pre-folding stress tensors related to LPS, even where the tectonic evolution is polyphase. Sampling in fold limbs helps to constrain the chronology of twinning relative to folding. For example, it might be expected that if a twin set formed during the initial phase of Layer-Parallel Shortening (LPS) and was subsequently tilted with the strata during folding, then one axis of the stress tensor computed from this set should be perpendicular to bedding with the other two lying within the bedding plane. In contrast, late/post-folding twin sets should yield two horizontal stress axes and one vertical one (assuming that the regional stress field is in that orientation), within a range of 10° uncertainty (e.g., Lacombe et al., 2007). Note that a third possibility exists, that twinning occurred during folding, with or without rotation of twins at the grain scale due to flexural slip (Harris and van der Pluijm, 1998), but evidence are few. This limited evidence of synfolding twinning suggests that twinning strain is mainly achieved during the early and late stages of folding, probably during two peaks of stresses which seem to predate immediately folding (LPS) and to prevail after fold tightening (Onasch, 1983; Lacombe, 2001).

To this respect, sampling was carried out in the western flank of the Saranda anticline, where strata are tilted by a sufficient amount to prevent uncertainties on the chronology of twinning relative to folding. There was no need to sample close to the hinge where strata are subhorizontal. Moreover, sampling in the eastern limb, that is cut by a backthrust (Fig. 4), could have led to a bias in differential stress estimates, since the stress field is known to be very inhomogeneous in both orientation and magnitude close to fault zones. Our analysis has focused on homogeneous, poorly deformed, marine limestones of late Cretaceous age, cut by the above-mentioned vein systems. Unfortunately, the fine-grained facies of these limestones did not enable us to carry out analysis of calcite twins within the rock matrix. Therefore, only four samples from Saranda anticline (AL05, AL25, AL26 and AL27) containing set I and/or set II were suitable for our analysis. Despite the low number of samples available for this preliminary study, the results obtained are remarkably internally consistent (see Section 6) and in good agreement with both independent microtectonic indicators and paleoburial estimates (Section 7), which testifies for their reliability. In the Kremenara anticline, a single sample of Cretaceous limestones containing set II veins (DR10) revealed suitable for further calcite twin analysis. Although a single sample obviously does not allow to test

their reproducibility, the results obtained with this sample have nevertheless been compared to, and found consistent with, the numerous information available for this anticline (see Section 3).

Thin twins (mean thickness ~0.5 μm) are dominant in the samples (Fig. 3), indicating that calcite deformed below 170 °C (Burkhard, 1993; Ferrill et al., 2004). Twinning strain never exceeds 3–4% (Fig. 3). The distribution of calcite *C* axes in the samples is nearly random (Fig. 2, diagrams a). Our reconstructions therefore meet the assumptions of low finite strain and stress homogeneity required to derive the regional paleostresses of interest. Where possible, calcite twin data were collected from crosscutting set I and set II veins in order to constrain the relative timing of twinning events (e.g., Fig. 2). The relative chronology of veins and bedding-parallel stylolites or LPS stylolites in samples (e.g., abutting or cross-cutting relationships) also helped to constrain the relative chronology of stress regimes determined from the calcite cement of each vein population (e.g., Fig. 3F).

5. Method: determination of paleostress orientations and differential stress magnitudes using inversion of calcite twin data

Mechanical e-twinning readily occurs in calcite deformed at low temperature. Calcite twinning requires a low Critical Resolved Shear Stress (CRSS) which depends on grain size (e.g., Rowe and Rutter, 1990) and internal twinning strain (e.g., Turner et al., 1954; Laurent et al., 2000; Lacombe, 2001), and has only a small sensitivity to temperature, strain rate and confining pressure, therefore fulfilling most of the requirements for paleopiezometry (Lacombe, 2007).

Since the pioneering work of Turner (1953), several methods of stress/strain analysis have been developed on the basis of calcite twin data (e.g., Groshong, 1972; Jamison and Spang, 1976; Laurent et al., 1990; Etchecopar, 1984; Lacombe and Laurent, 1992, 1996; Rowe and Rutter, 1990). Calcite twin data being basically strain data, Groshong's (1972) strain gauge technique is commonly used to produce a strain ellipsoid, while differential stresses are given by the Jamison and Spang (1976) technique. In this paper, we have used Etchecopar's method of inverting calcite twin data (Etchecopar, 1984; see details in Lacombe, 2001, 2007). This method applies to small twinning strains that can be approximated by coaxial conditions, so that orientation of twinning strain can be correlated with paleostress orientation (Burkhard, 1993).

The inversion process takes into account both twinned and untwinned planes, the latter being those of potential e-twin planes that never experienced a resolved shear stress of sufficient magnitude to cause twinning. The inverse problem consists of finding the stress tensor that best fits the distribution of twinned and untwinned planes. The orientations of the 3 principal stresses σ_1, σ_2, and σ_3 are calculated, together with the Φ ratio $[\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)]$ and the peak differential stress $(\sigma_1 - \sigma_3)$. If more than ~30% twinned planes in a sample are not explained by a unique stress tensor, the inversion process is repeated with the uncorrelated twinned planes and the whole set of untwinned planes. Where polyphase deformation has occurred, this process provides an efficient way of separating superimposed twinning events.

The stress inversion technique is to date the only technique that enables simultaneous calculation of principal stress orientations and differential stress magnitudes from a set of twin data, therefore allowing to relate unambiguously differential stress magnitudes to a given stress orientation and stress regime. Numerous studies have demonstrated its potential to derive regionally significant stress patterns, even in polyphase tectonics settings (e.g., Lacombe et al., 1990, 1993, 1996; Rocher et al., 2000; and references therein).

An important aspect of calcite twin-based paleopiezometry deals with the existence of a constant CRSS for twinning; this assumption is acceptable for samples displaying nearly homogeneous grain size and internal twinning strain. For samples displaying a mean grain size of ~200–300 μm and deformed between 0° and 170 °C at 2.5% strain, it equals 10 MPa. However, for the same samples deformed at nearly 1–1.5% strain, the CRSS tends to be lower at 5 MPa (Lacombe, 2001). For samples displaying significantly different grain sizes, a crystal size-CRSS relationship adapted from that proposed by Rocher et al. (2004) is further used to improve differential stress estimates.

6. Results

6.1. Paleostress orientations and regimes

In all samples available for this study, calcite twin analysis consistently revealed the main states of stress that prevailed in both the Saranda and Kremenara anticlines. The first stress regime corresponds to a NE-SW compression and/or a sub-perpendicular extension (Fig. 4). The different tensors related to this stress regime are linked by stress permutations: after backtilting, σ_1 is either vertical and associated with a NW-SE trending σ_3 (Fig. 4, AL27, diagram a), or horizontal, with either σ_2 or σ_3 trending NW-SE (Fig. 4, AL25, diagram a and AL05, diagram a). This suggests that NE-SW compression was not a simple stress regime, varying both spatially and temporally throughout the fold from true NW-SE perpendicular extension to true NE-SW compression or a strike-slip regime with NE-SW compression and NW-SE extension. Such stress permutations are common during fold evolution. In the frame of the study, they can well account for the formation of set II veins from which twin data were collected and of associated LPS stylolites (Fig. 3F), but also for the re-opening of bedding-parallel stylolites (Fig. 3F), when strata were still horizontal (e.g., Roure et al., 2005). Inspection of the attitude of the computed stress axes with respect to bedding indicates that twinning recorded compressional stresses mainly during Layer-Parallel Shortening (LPS) in the samples from Saranda, whereas twinning recorded late stage fold tightening stresses in the sample from Kremenara (Table 1). The NE compression, which lies at high angle to fold axes, therefore prevailed during the entire folding history (i.e., from early LPS to late fold tightening).

The second stress regime corresponds to a local, pre-folding nearly E–W extension, which is recorded by pre-folding set II veins (Fig. 4, AL25, diagram b and AL05, diagram b), and likely reflects outer-rim extension/crestal collapse during Saranda fold development.

The third stress regime also occurred before folding. It corresponds to a N030°-directed extension (Fig. 4, AL26, diagram b, AL27, diagram b and AL25, diagram c), with the computed σ_3 axes being nearly perpendicular to set I veins. This regime, therefore, is likely responsible for opening the early set I veins that are generally found tilted within the folded strata and are interpreted as pre-folding veins (e.g., Fig. 4, AL26, diagram b). In this scenario, the vertical attitude of the N120°-trending vein of sample AL25, which suggests a post-folding vein, is somewhat problematic, since this vein is cut by a vein belonging to set II (Fig. 2B) that recorded a pre-folding compression (Fig. 4, AL25, diagram a) and developed during LPS just before the onset of folding. To keep internal consistency of the interpretation, we propose that this vein possibly formed as a transtensional (mixed mode I–mode II) shear vein and was secondarily tilted during folding to its current vertical attitude. This interpretation is consistent with the association of these set I veins with normal faults (Van Geet et al., 2002).

6.2. Paleo-differential stress magnitudes

As mentioned in Section 5, estimates of differential stresses are sensitive to the value retained for the CRSS that is strain and grain-size dependent. To this respect, when the grains measured in a given set of veins (Fig. 2) displayed a wide size range, the twin data were separated into subsets corresponding to nearly homogeneous grain sizes, and these subsets were analyzed separately. In some cases, such analysis

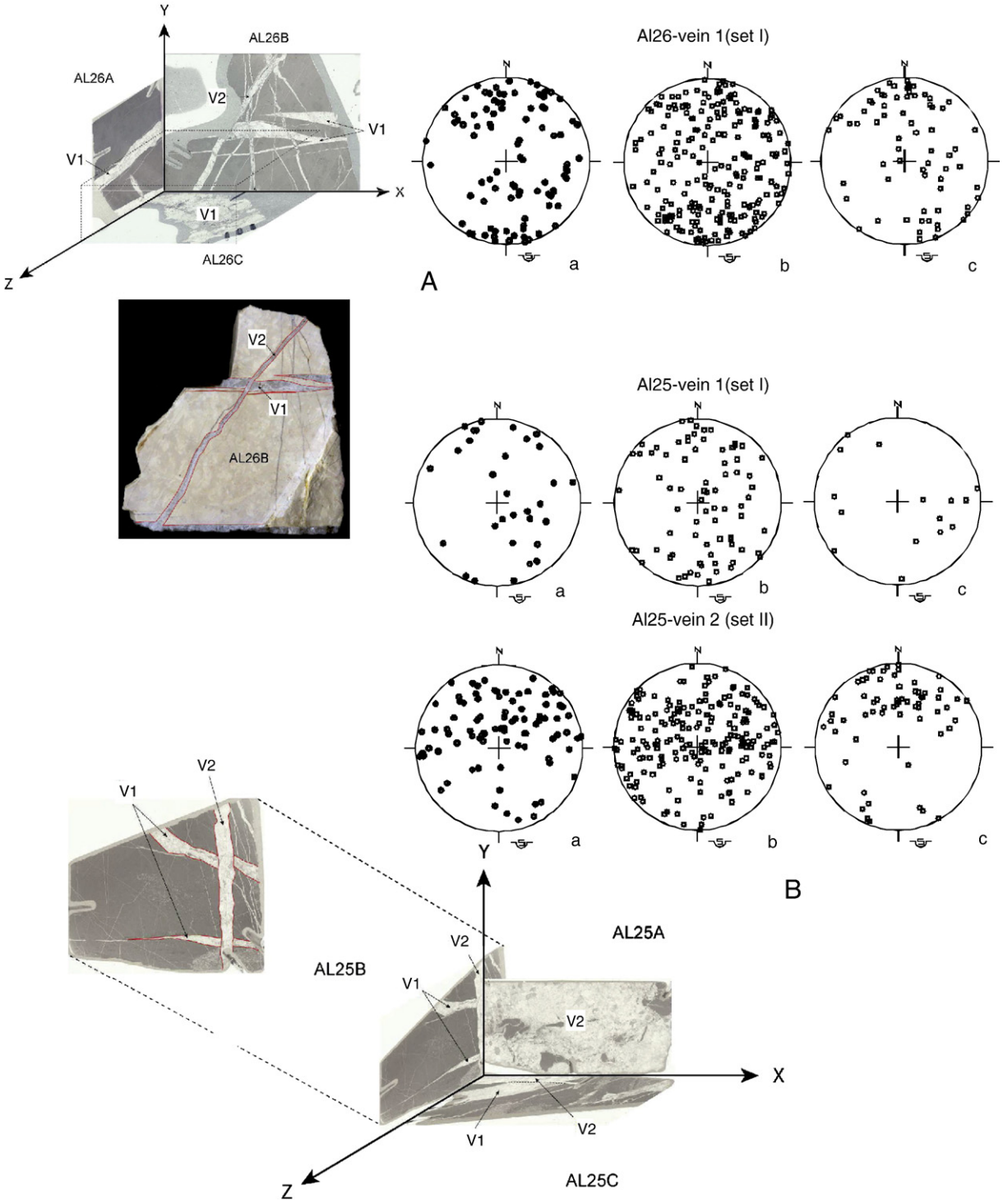


Fig. 2. Sketches showing the two vein sets observed from three mutually perpendicular thin sections in samples AL26 (A) and AL25 (B), from which calcite twin data were collected. Schmidt's lower hemisphere, equal area projection: diagrams a show *C* axes, diagrams b show poles to twinned planes and diagrams c show poles to untwinned planes of calcite grains measured in each vein set. Note the cross-cutting relationships between veins from sets I and II.

was not possible or did not provide any significant result because the number of calcite twin data in this grain size class was too small. When the reduced stress tensors obtained from the different subsets were similar to that obtained from the whole set, we refined differential stress estimates by also considering estimates from these subsets individually. Similarly, internal twinning strain, which was found to be variable from one sample to another (see contrast in twin density in Fig. 3A and E), was also taken into account. The quantitative relationship between the CRSS and both grain size and twinning strain has not yet been precisely calibrated, but we are currently trying to improve the relationship proposed by Rocher et al. (2004) by also taking into account internal twinning strain (e.g., Lacombe, 2001; Laurent et al., 2000). The results are reported in Table 1 and in Fig. 5.

6.3. From paleo-differential stress magnitudes from calcite twins to paleoburial estimates in the Outer Albanides

Lacombe (2007) has shown that paleo-differential stress data against depth suggests a trend of increasing differential stresses with depth, supporting the hypothesis that stress in the upper crust is

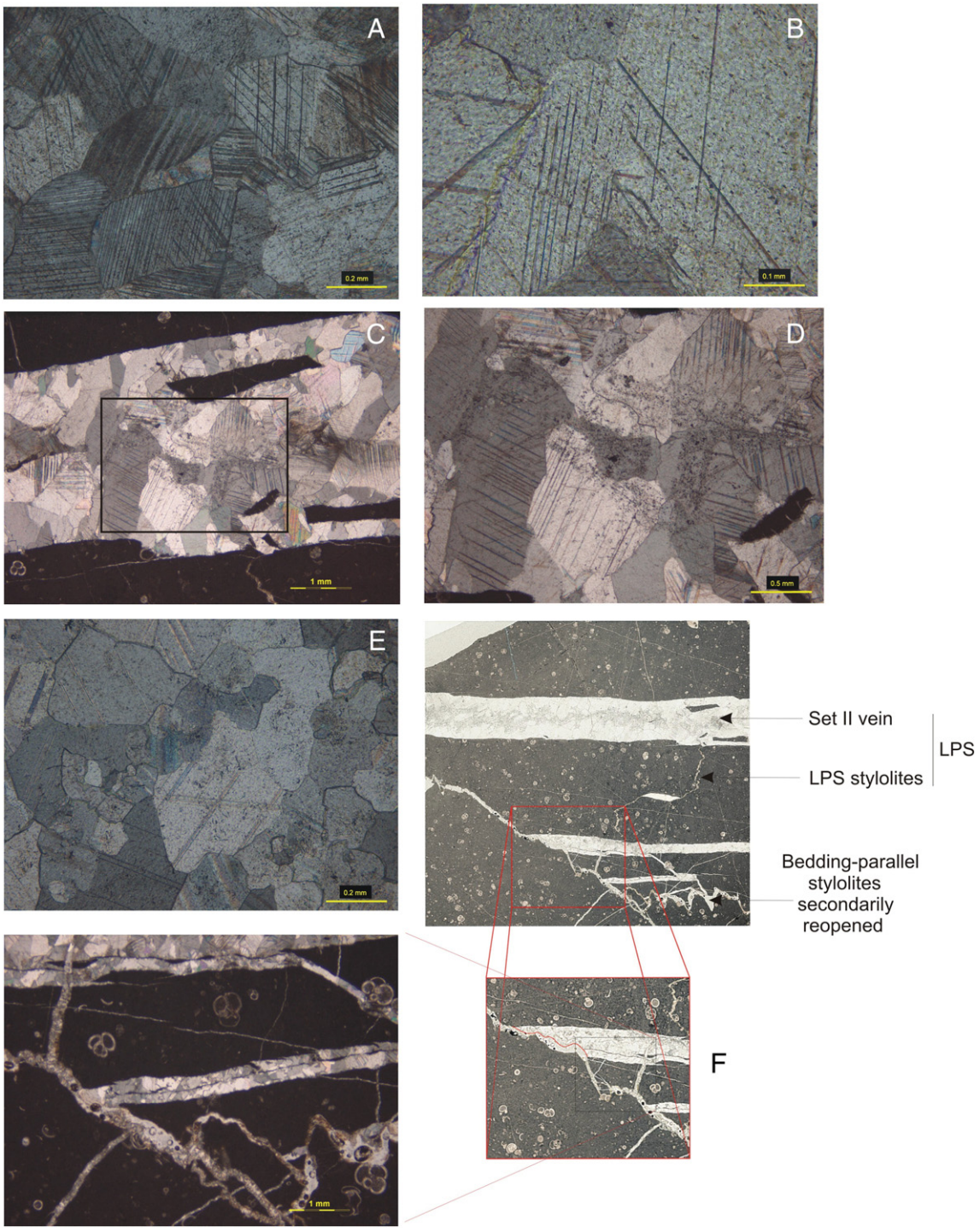


Fig. 3. Examples of twinned calcite grains in veins from Saranda and Kremenara anticlines. A, B: sample AL25, high twin density. C, D: sample DR10. E: sample AL27, low twin density. Note that twinning occurred in the thin twin regime in all samples, suggesting low strain at low (<170 °C) temperature. F: Detailed views of the microtectonic structures in the DR10 sample, with emphasis on the remote tectonic stress assemblage (set II veins and LPS stylolites) and secondarily reopened bedding-parallel stylolites.

probably primarily at frictional equilibrium, which is in agreement with in situ stress measurements (Townend and Zoback, 2000). For given stress and pore pressure regimes, along with knowledge of the differential stress magnitude from calcite twin analysis, one can make use of the relationship between differential stress and depth to estimate the paleodepth of deformation, based on the frictional-failure equilibrium hypothesis. Fig. 5 displays the curves of differential stress values as a function of depth in a crust in frictional equilibrium for both strike-slip (SS) and reverse faulting (R) stress regimes, with values of λ [$\lambda = P_f/\rho gz$ where P_f is the pore fluid pressure, ρ the density of the overlying rocks, g the acceleration of gravity and z the depth] of 0.38 (hydrostatic) and 0 (dry) and for friction coefficient μ values of 0.6 and 0.9 (Lacombe, 2007).

We have focused our estimates of paleodepth of deformation on stress tensors related to the regional compression which may have been recorded either at the very early stage (LPS) or at the very late stage of folding (fold-tightening). Since LPS immediately predates the onset of folding, the related stress tensors were recorded by twinning at the time of the maximum burial. We did not consider further extensional stress tensors.

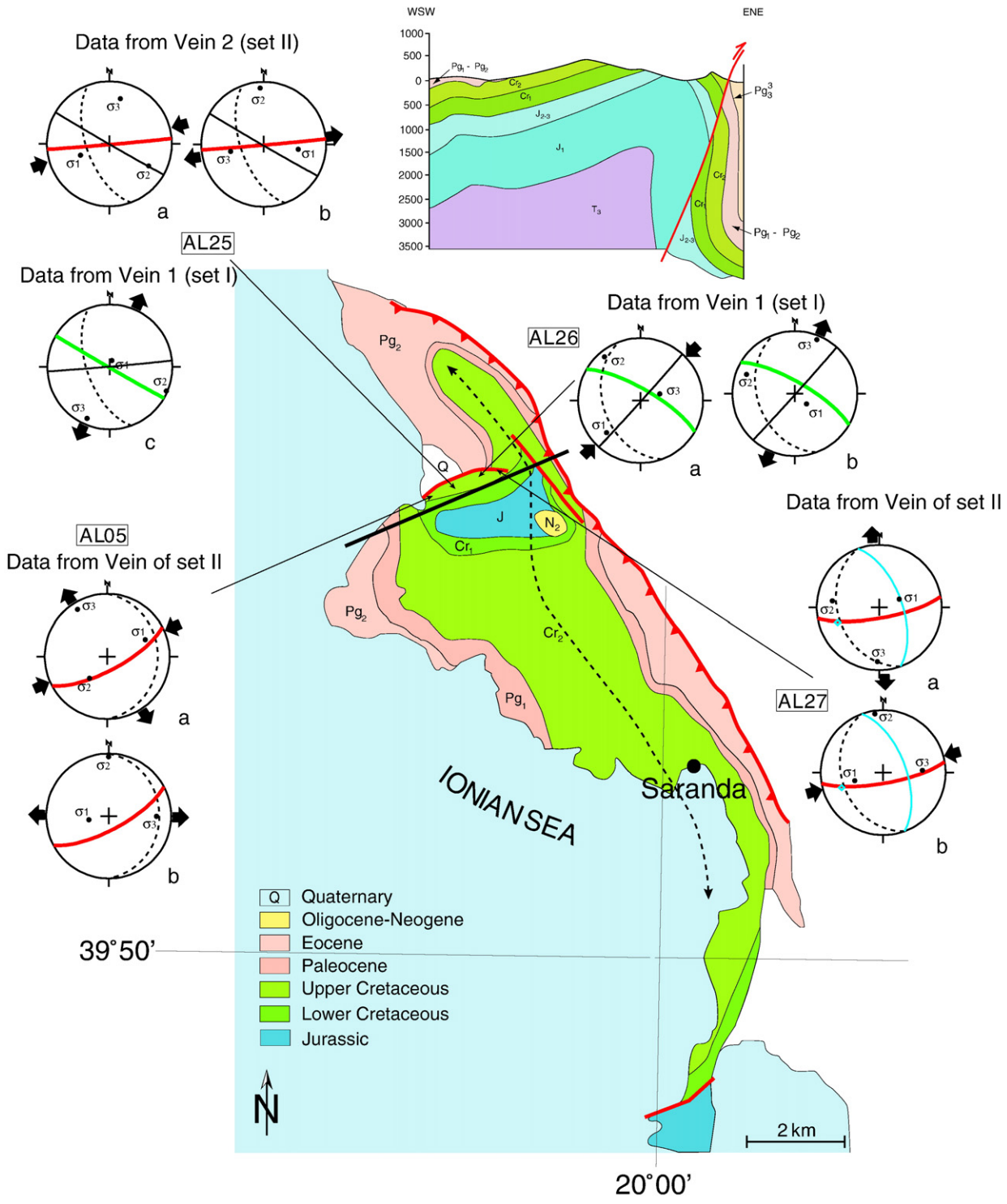


Fig. 4. Detailed map (modified after Albpetrol, 1993, 1995) and geological section of the Saranda anticline, with reported locations of samples and paleostress orientations determined from calcite twin analysis. Stereodiagrams: Schmidt lower hemisphere, equal area projection; all microstructures and computed stress axes are in their current (folded) attitude. Bedding as dashed line, veins as thick continuous lines. For AL27, the thin continuous line is the bed-perpendicular stylolite with its peaks –blue diamond– lying within the bedding. In each diagram, the vein in colour (green: set I; red, set II) is the one from which the stress tensor has been determined. Large black arrows are directions of compression or extension. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The differential stress values associated with either compressional or strike-slip stress regimes (which are commonly found associated with a similar σ_1 direction at the local scale in fold–thrust belts) have been reported on the curves corresponding to compressional and strike-slip regimes. In some samples, the value of the stress ellipsoid shape ratio was low (<0.2) (Table 1), indicating that the values of the principal stresses σ_2 and σ_3 were nearly similar, and hence that σ_2 and σ_3 axes could easily switch between being vertical and horizontal. In such case, the stress value has been reported between the curves.

Reporting differential stress values corresponding to reverse (DR10, AL27), strike-slip (AL26-2) or mixed reverse/strike-slip (i.e., with low Φ ratio) (AL26, AL26-1, AL25, AL05 and AL05-1) stress regimes related to the NE regional compressional trend on the above-mentioned curves allows the probable range of depths at which

Table 1
Results of calcite twin analysis.

Sample	Strike (dip) of bedding (°)	Strike (dip) of vein from which measurements were taken (°)	Trend (plunge) of principal stress axes (°) σ_1	σ_2	σ_3	Ratio between differential stresses (Φ)	Total number of data T/UT	Number of data consistent with the tensor T/UT	Grain size (μm)	Mean twin density (#/mm)/ ~strain (%)	CRSS (MPa)	Estimated peak (σ_1–σ_3) value for pre/ post-folding NE comp.
AL05	000 (20°E)	062 (72°S)	066 (34)	219 (53)	327 (13)	0.26	345/45	200/43	All grains	~80/mm/	9	96 (±19)
			258 (64)	359 (05)	091 (25)	0.39	149/41	89/36	(50–700)	~4%	9	–
AL05-1			061 (33)	219 (55)	324 (10)	0.2	153/24	105/24	50–300		10	147 (±29)
AL25	160 (60°S)	120 (90°) V1	019 (80)	113 (01)	204 (10)	0.12	78/15	42/14	All grains	60–80/		–
		085 (90°) V2	249 (49)	120 (29)	014 (26)	0.19	200/64	118/55	(100–300)	mm/	10	180 (±36)
		085 (90°) V2	098 (44)	357 (11)	257 (44)	0.36	82/64	47/63		~3–4%		–
AL26	160 (40°S)	120 (75°N) V1	226 (24)	320 (10)	071 (64)	0.27	217/71	99/65	All grains (50–1000)		9	84 (±17)
AL26-1			238 (23)	332 (08)	079 (65)	0.27	100/47	52/39	<100	40–60/	9	116 (±23)
AL26-2			242 (29)	101 (54)	343 (19)	0.66	46/14	29/12	100–300	mm/ ~2–3%	10	89 (±17)
AL27	160 (34°W)	080 (76°S)	068 (62)	278 (25)	182 (13)	0.11	139/56	77/49	All grains	~20/mm /	9	57 (±11)
			254 (51)	352 (06)	087 (38)	0.7	62/56	35/44	(100–300)	~1%	9	–
DR10			244 (56)	053 (34)	146 (05)	0.5	272/100	130/91	All grains	60–80/		–
	010 (38°E)	060 (79°N)	051 (17)	144 (10)	264 (70)	0.49	142/99	73/84	(500–900)	mm/ ~3–4%	6	31 (±7)

Ratio Φ defined in text. T/UT: Twinned/Untwinned planes.

Cretaceous limestones recorded LPS twinning strain before becoming involved in folding and subsequently uplifted to be inferred.

In Saranda, the depth range of the investigated samples at the onset of folding is about 1.5–5 km, with a mean weighted value of around 4 ± 1 km (Fig. 5). This depth range is large, but scattering is mainly due to sample AL27 (Fig. 5). In contrast to the other samples, twinning in sample AL27 recorded a true NE-SW compression (σ_3 vertical, Φ = 0.7) and a sub-perpendicular extension, even though twin data were collected in a NE trending vein (set II) whose formation is rather related to a strike-slip stress regime. In fact, AL27 is the only sample in which such a permutation between stress axes occurred (Fig. 4, AL27, diagrams a and b), both the σ_3 axis of the extensional stress regime (Fig. 4, AL27, diagram a) and the σ_1 axis of the compressional regime (Fig. 4, AL27, diagram b) being consistent

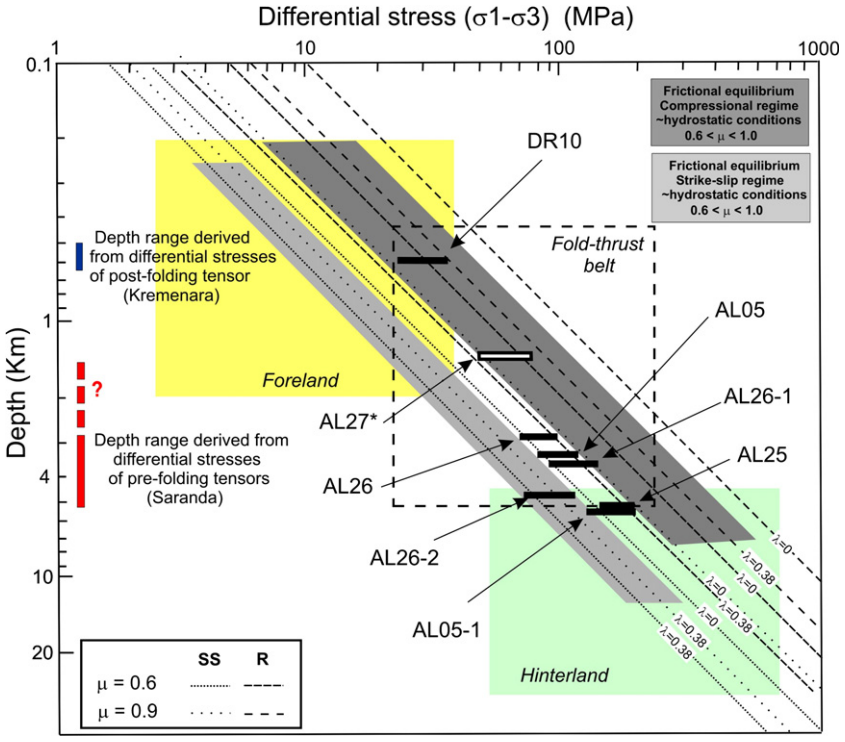


Fig. 5. Differential stress values determined from calcite twins reported on stress/depth curves built for a crust in frictional stress equilibrium (Lacombe, 2007), and derived paleoburial values for pre- and post-folding stress tensors corresponding to the NE compressional trend. Labels -1 and -2 refer to stress estimates obtained from subsets of twin data collected in grains of homogeneous sizes, while others were obtained from the whole twin data set of the sample (see Table 1). Paleoburial derived from differential stress value from sample AL27 (reported in white) is probably underestimated (see text for explanation).

with the opening of the NE trending vein. This may reflect a local inhomogeneity of the stress regime through time (as discussed earlier), leading to a particular record by twinning of the regional compressional/strike-slip stress regime opening the vein (partitioning ?). We therefore argue that the paleodepth determined by reporting the differential stress value from AL27 on the stress–depth curve related to compressional stress of Fig. 5 may possibly be not regionally representative. Reporting virtually the same differential stress value between the strike-slip and compression related stress–depth curves, or even on the strike-slip related stress–depth curve, would increase the derived paleodepth and strongly reduce the range of inferred depth values. As a result, it can be concluded that the mean weighted value of 4 ± 1 km corresponds to the most likely burial depth at the time LPS was recorded by twinning in Saranda (Fig. 5).

In Kremenara, the differential stress values related to the post-folding compressional stress tensor suggest a possible paleodepth of deformation of 0.5–0.6 km at the end of folding (Fig. 5). This places constraints on the depth at which Cretaceous limestones were still buried when folding ended, and, therefore, on the exhumation path of these rocks, between 4 km maximum depth (if burial was of the same order that in Saranda) and the surface where they presently crop out. We, however, have to keep in mind that this estimate is based on a single sample, so this result, although internally consistent (lower paleodepth than in Saranda derived from post-folding stress tensor) has to be confirmed by forthcoming studies.

7. Discussion

7.1. Consistency of paleostress results from calcite twins with microtectonics and Albanian regional tectonics

The formation of pre-folding set I veins can be attributed to overburden stress associated with burial, predating, or coeval with, formation of bedding-parallel stylolites. This set resembles the pressure-solution seams/V1 veins assemblage described by Graham-Wall et al. (2006), but the N140 (± 20) orientation of our set I veins is more homogeneous, and developed under a well-defined N030°-directed extension. We propose that set I veins developed in the basin before folding in response to the flexure of the foreland in front of the advancing thrust sheets, contemporary with burial and possibly under high fluid pressures.

The next structures to form were bed-perpendicular pressure-solution seams with NE-directed peaks and bed-perpendicular veins (set II oriented N060 $\pm$ 20: Fig. 4, AL27 diagrams a and b). These microstructures are similar to the remote tectonic stress assemblage of Graham-Wall et al. (2006). They are attributed to the NE-oriented maximum horizontal compressive stress responsible for fold–thrust belt development; such NE compressional trend was clearly recorded by calcite twinning in our samples. This good consistency is highlighted in sample Al27, where the computed σ_1 axis lies within the bedding plane and is nearly parallel with pre-folding LPS stylolitic peaks (Fig. 4, AL27 diagrams a and b). This NE compressional stress is consistent with the direction of tectonic transport (Velaj et al., 1999), which supports its regional significance, despite being determined from a limited number of samples. The NE compressional stress was mainly recorded by twinning as LPS in Saranda (Fig. 4), and as late-stage fold-tightening stress in Kremenara (Table 1). This compressional trend is also consistent with the N050° azimuth of the contemporary σ_H in the Shpiragu-1 wildcat well (Graham-Wall et al., 2006), which indicates that the orogenic stress regime has likely remained unchanged through the present. It can be concluded that the foreland was first flexed under tectonic loading of inner units (N030° extension), then sustained remote tectonic stress recorded as LPS before being involved in folding in response to the westward advancing of the deformation front, the NE compressional stress prevailing during the entire episode of orogenic shortening (Fig. 6).

Calcite twins also reveal pre-folding, nearly E–W extension recorded in set II veins, nearly perpendicular to the local trend of the Saranda anticline axis, and which can be attributed to extension at the hinge of the growing anticline. Interestingly, newly-formed veins formed in response to this extension have not been observed, even in samples collected close to the hinge. We assume that pre-folding, flexure-related veins could have been reopened during folding, preventing, at least locally, development of newly formed outer rim extensional veins.

7.2. Uncertainties on paleodepth determination using the stress inversion technique

The new approach presented in this paper which combines paleodifferential estimates from calcite twins with the hypothesis of frictional stress equilibrium in the crust allows to derive paleoburial values of Cretaceous limestones now involved in folding at the front of the southern Outer Albanides. The most likely depth at which LPS occurred in Saranda is 4 ± 1 km. Presently, such paleoburial estimates should be considered as maximum values. The first reason is that taking into account the sources of uncertainties for calcite twinning paleopiezometry, only orders of differential stress magnitudes can be sought and reasonably inferred. In addition, paleopiezometry based on calcite twinning (e.g., Jamison and Spang, 1976; Rowe and Rutter, 1990; this study) provides estimates of the peak differential stress (σ_1–σ_3) attained during a particular deformational event of the tectonic history of the rock mass since the differential stresses are computed by taking into account the maximum percentage of twinned planes consistent with the tensor.

A limitation of the approach adopted in this paper is related to the frictional stress equilibrium hypothesis itself. In settings where friction clearly governs stress, the hypothesis of frictional equilibrium implies uniform stress differences at a given depth and a given stress regime, regardless of the "intensity" of deformation, the style of deformation is probably simply a function of the strain rate. Therefore, estimates of maximum (or possible overestimates) of differential stress magnitudes will result in maximum (or possibly overestimated) paleoburial values. One has to keep in mind that many actively deforming forelands are earthquake deficient, especially in the upper 2–4 km in the sedimentary cover, where folds may develop mainly by mechanisms including diffusion–mass transfer and other ductile mechanisms such as calcite twinning. In this depth range, the so-called brittle crust creeps by ductile mechanisms. These mechanisms relieve stresses, so that the differential stress level can be kept beyond the frictional yield that likely prevails at greater depth in the basement. Therefore, the state of stress in the cover may differ from that predicted by the frictional stress equilibrium. This occurs in settings where the cover is detached from the basement, as, for instance, in the salt-based Zagros belt (e.g., Lacombe et al., 2007). The consistency of our estimates with independent paleoburial indicators indicate, however, that this effect remained limited in the Albanian case.

Secondly, assuming that the vertical stress is principal (see recent discussion in Lacombe, 2007), it is generally correct to equate the magnitude of the vertical principal stress to the overburden load ($\rho gz - P_f$); where ρ is the average density of the overburden. g is the acceleration of gravity, z is the depth, and P_f is the fluid pressure. Paleodepth of overburden can be evaluated using stratigraphic data in favourable settings. Actual pore fluid pressure at the time of deformation (and the porosity and the cohesion as well) being unfortunately often out of reach, hydrostatic conditions are usually adopted as the most realistic conditions of fluid pressure. Results obtained in deep boreholes suggest that this assumption is reasonable and justified in most cases (Townend and Zoback, 2000); however, in compression zones, pore pressure may be closer to lithostatic than to hydrostatic.

Finally, the dispersion of paleoburial values around 4 km in Saranda, although likely much lower than 1.5–5 km because of the probable underestimate from sample AL27 (sub-Section 6–3), may be

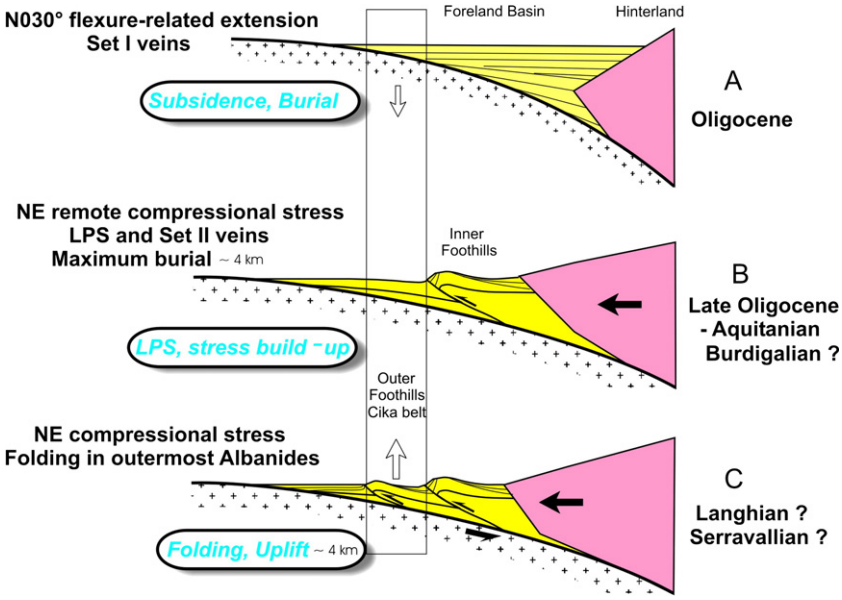


Fig. 6. Schematic sketch of evolution with time of the Cretaceous limestones from the outermost Albanides (Cika belt). These limestones were first buried during Oligocene flexure and probably still during Aquitanian–Burdigalian (?) while they underwent LPS as a result of remote compressional stress, then were uplifted by folding mainly before the pre-Tortonian folding phase. The possible effects of the Plio-Quaternary late folding stage documented in northern Albanides has not been considered.

also partly due to uncertainties on the depth and precise time of record of LPS within the Cretaceous limestones (although all samples were collected in the same fold limb), as well as on the precise location of samples within this formation.

7.3. Consistency of paleodepth estimates from calcite twins with independent paleodepth indicators and new kinematic modelling in the Albanian foreland

In order to test the reliability of paleoburial estimates derived from calcite twin analysis, we first tried to compare them to the thicknesses of sedimentary formations in the Ionian zone, which are, unfortunately, poorly constrained. Above the investigated Cretaceous limestones, at least 2000–2500 m of Paleogene (including the Oligocene flysch) can be considered (e.g., Collaku et al., 1990). Muska (2002) estimated from Genex 1D modelling, a thickness of eroded rocks of nearly 1600 m above Eocene formations. Note, however, that the exact position of the samples within the late Cretaceous is not precisely known, so the thickness of the uppermost late Cretaceous strata could possibly be added to these thicknesses. Furthermore, it is unclear whether or not the complete Oligocene–Aquitanian sequence and later Burdigalian formations were deposited above the Cretaceous limestones before the Saranda anticline developed.

A second way to test our paleoburial estimates is to compare the obtained values with paleodepth derived from geothermal gradients and paleotemperature estimates. Geothermal gradients are very low in the Outer Albanides, at least in the first 5 km below the surface, for which numerous well data are available (Frasheri et al., 1995; Cermak et al., 1996). Average values of 20 °C/km characterize the Peri-Adriatic Depression, whereas current geothermal gradients are in the range of 10 °C/km in the Ionian Basin. The geothermal gradients in the Ionian Basin prior to the erosion of the Oligocene flysch were probably close to those still currently observed in the Peri-Adriatic Depression, having been protected from the high meteoric water flow by the Oligocene seal (Roure et al., 2004). An explanation for these very low values could be that the rapid Neogene and Pliocene–Quaternary sedimentation created a blanketing effect in the Peri-Adriatic Depression. Thus, undercompacted sediments slow down thermal transfers and constitute an efficient barrier between the deep horizons and the earth's surface. Strong karstification and fracturing of Ionian carbonates induced a major influx of meteoric water, which has resulted in a drastic cooling of the first 5 km below the earth's surface. Even negative geothermal gradients occur locally in close proximity to active fluid conduits, such as faults or active aquifers (Roure et al., 2004; Van Geet et al., 2002; Vilasi et al., 2006). Taking into account a low thermal gradient of about 16–20°/km, and paleotemperatures between 40 and 60° derived from microthermometry of paleofluids, the possible depth range is about 2–4 km, consistent with our independent paleodepth estimates from calcite twins in Saranda. Moreover, this result is in line with calcite twinning geothermometry, since thin twinning regime is dominant in the samples (Fig. 3), which indicates that calcite deformed below 170 °C (Ferrill et al., 2004).

Additional constraints are provided by estimates of maturity rank of organic matter in the Ionian Mesozoic series sampled in surface outcrops of the Ionian Basin and Kruja Zone. Euxinic episodes were numerous during the Cretaceous within the entire Peri-Adriatic basinal domain, with synchronous emersion episodes occurring across adjacent intervening platforms (e.g., Moldowan et al., 1992; Jerinic et al., 1994). Thus, bituminous shales and carbonates have been found at the boundary between Lower and Upper Cretaceous intervals in the Kurveleshi unit of the Ionian Basin, as well as in the Upper Cretaceous of the Cika unit of the same basin and within late Cretaceous–Paleocene series of the Kruja Zone. TOC values as high as 26% have been recorded in the Kurveleshi unit, and Ro values lie between 0.48 and 0.53. In the Kruja Zone, TOC values barely reach 4%, and Ro values are lower than 0.5 (Roure et al., 1995). Therefore, it comes that in the outermost Saranda anticline, the rocks are very likely immature; taking into account the low geothermal gradient, these Cretaceous limestones were consequently probably never buried to depths greater than 4–5 km, in agreement with our preliminary estimates of maximum paleoburial just before the onset of folding.

Finally, a new 2D forward kinematic model (using the Thrustpack software) of a regional geological section across the Albanian fold–thrust belt and foreland has been carried out (Fig. 7A), and was further used to predict burial curves (Fig. 7B) to compare to the calcite-twin based paleoburial estimates. The modelled section (Fig. 1B) is located in the vicinity of the Kremenara anticline where seismic and well data are available to constrain the deep architecture (Swennen et al., 1999), in contrast to the Saranda transect (Fig. 1C). Burial curves have been derived for the late Cretaceous reservoir from various tectonic units:

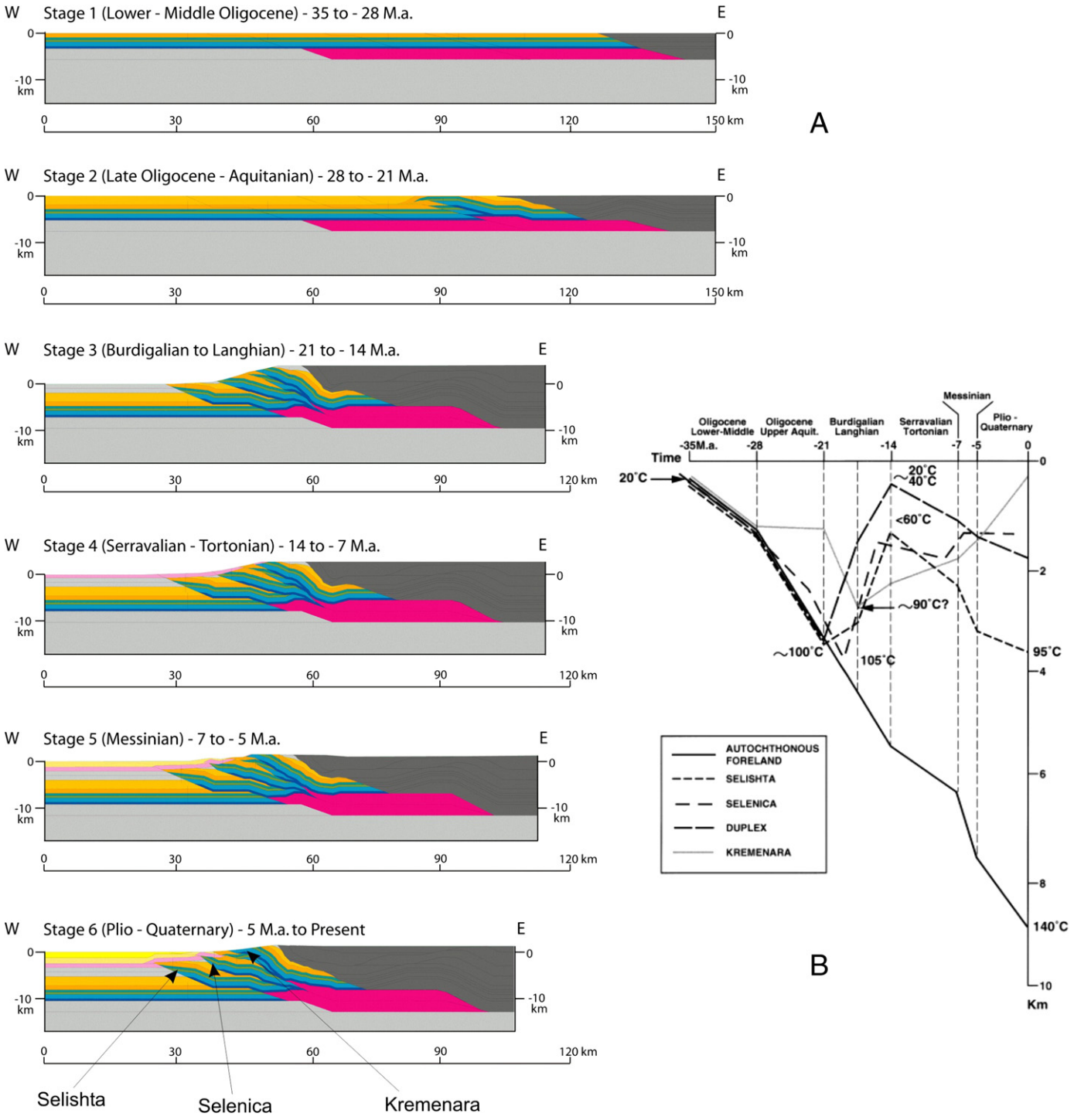


Fig. 7. 2D thrustpack kinematic modelling along a regional transect from the autochtonous foreland to the Kremenara anticline (A) and derived burial-temperature curves of the Cretaceous reservoir rocks (see also Van Geet et al., 2002). The subsurface units correspond to Selishta, Selenica and Kremenara duplex units. For Paleogene–Neogene, the colours indicate the formations deposited during the corresponding stage/time span. For Mesozoic (pre-orogenic), blue-green colours relate to Trias, Jurassic and Lower/Upper Cretaceous. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the foreland autochthon, the still presently buried duplexes of Selishta and Selenica, and the surface outcrops of the Kremenara anticline (Figs. 1B and 7A). An important feature of our model is that only the foreland has been deeply buried beneath Miocene and Plio-Quaternary flexural sequences, whereas the Ionian anticlines behaved as growth structures as early as the late Oligocene–Aquitanian. This model predicts that the Kremenara reservoirs have probably never been buried deeper than 3 km, with maximum temperatures derived from thermal modelling less than 90 °C, which are also consistent with the low T_h (homogenisation temperature) measured on fluid inclusions from cemented fractures (work in progress). Since in Kremenara, the differential stress values related to the late -folding NE compressional stress suggest a possible paleodepth of deformation of 0.5–0.6 km at the time of the record by twinning of the late fold tightening, we derive a maximum amount of syn-folding erosion of 2.5 km followed by a likely post-folding amount of erosion of about 0.5 km. As mentioned above, subsurface data, especially in the offshore part, are still not sufficient to constrain the deep architecture of a structural section

running across the Saranda anticline to the foreland autochthon, which prevents a direct comparison of the results of kinematic modelling with maximum burial estimates from calcite twin analysis. It is difficult to say with certainty whether the Saranda anticline has been buried, at least partly, below the Neogene deposits of the Peri-Adriatic Depression. However, because of its outer position (in the Cika belt) compared to Kremenara (Fig. 1A), and because there is no evidence of late Oligocene–Aquitanian growth strata as in Kremenara, it is likely that folding occurred in Saranda later than the late Oligocene–Aquitanian, and that the Cretaceous limestones investigated remained buried until the Burdigalian (ca 20–16 Ma) or even the Langhian (ca 16–14 Ma). In the light of the above modelling, the estimate of a maximum paleoburial of ~4 km for Saranda appears therefore reasonable.

7.4. Integration in the regional fold–thrust belt evolution

The passive margin setting likely ended during the late Eocene, with active folding in the internal Albanides and flexure of the foreland basin subsequently filled by Oligocene flysch. The Lower Oligocene structural regime was, therefore, likely dominated by foreland flexure (Roure et al., 2004), so that compactional stylolites and set I veins in the foreland probably developed before or during the Lower Oligocene. These veins were very likely linked to normal faults, which also developed in response to the foreland flexure (Fig. 6A).

Thrusting/folding in the Ionian zone began during the late Oligocene–Aquitanian, with maximum shortening in the Ionian zone being achieved during the Langhian. It is difficult to discern whether the development of the anticlines is mainly related to the first major folding episode, or to the episode of out-of-sequence thrust reactivation that occurred during the Pliocene–Quaternary and which likely enhanced folding (e.g., Nieuwland et al., 2001). In Kremenara, the presence of the basal Burdigalian unconformity on top of the anticlinal structures is important for putting constraints on the timing of folding in the study area. Depending on the structural evolution during the late Oligocene, maximum burial would have been reached at different times, depending on the position in the fold. Because large thickness variations, growth-fold strata and local reef development had already occurred on top of Kremenara anticline by the late Oligocene–Aquitanian, this period is considered to be synorogenic (Van Geet et al., 2002), with the Kremenara anticline having partly started to form coevally with sedimentation. This implies that LPS stylolites developed between the early and late Oligocene, in the footwall of the frontal thrust, immediately before folding and tectonic accretion of carbonate units onto the allochthon (Fig. 6B and C). This period was also characterized by the development of the generations of veins described by Van Geet et al. (2002) and Graham-Wall et al. (2006), including set II. According to Breesch et al. (2007), this anticline may have been submitted to a second burial stage of about 800–2000 (?)m during the Pliocene, before to become overturned along its western limb during the Plio-Quaternary late folding stage.

For the Saranda anticline, it is possible, as mentioned above, that folding started later than the late Oligocene, possibly in the Langhian (ca 16–14 Ma)-Serravallian (ca 14–11). As a result, since the Cretaceous limestones were buried at a depth of about 4 ± 1 km according to our estimates, one can derive a mean rate of exhumation by folding of these Cretaceous limestones in the range 0.3–0.8 mm/yr. This rate is, however, poorly constrained, because neither the exact timing of the onset of folding, nor the relative contribution to folding of pre-Langhian/Serravalian and Plio-Quaternary thrusting events in southern Albanides are known.

8. Conclusions

In this paper, we present a new method to estimate paleoburial and subsequent uplift by folding in fold–thrust belts, based on calcite twin analysis. This method basically combines estimates of differential stresses related to LPS with the hypothesis that stress in the upper continental crust is in frictional equilibrium. Assumption is made that LPS is recorded coevally in a strata without any relation to the structural position of the samples after folding. Because LPS reflects stress build-up in horizontal strata before the onset of folding, it is likely recorded at the maximum burial, just before subsequent uplift. Paleodepth values inferred from differential stresses related to LPS therefore yield an upper bound for burial and constrain the amount of subsequent exhumation/vertical movement. Paleoburial estimates from post-folding stress tensors place additional constraints on the depth at which rocks were still buried when folding ended, and, therefore, on the exhumation path of these rocks toward the surface. A major interest of this method is that it can potentially be carried out anywhere twinned calcite occurs. It only requires that LPS-related stress orientations and related differential stress magnitudes be unambiguously determined, even where the tectonic evolution is polyphase. In the absence of other paleodepth indicators, applying this new promising method in fold–thrust belts will provide valuable constraints on the amount of burial of foreland rocks during flexural subsidence and of their subsequent uplift during folding, thus leading to a better quantification of vertical movements in forelands.

This new method has been tested in the Albanian foreland. Although the results presented in this paper are still preliminary and need to be confirmed by an extended collection of suitable samples, this approach allows derivation of paleoburial of Cretaceous limestones that are presently involved in folding at the front of the southern Outer Albanides. Calcite twin analysis provides additional constraints on the early stages of the tectonic history of the Albanian foreland thrust belt, including the successive stages of development of pre-folding vein systems currently observed in folded strata and related fluid flows. For the Saranda anticline for which subsurface data are still not sufficient to build a well-constrained structural section running across this anticline to the stable foreland, consistent paleodepth estimates point towards a maximum burial of about 4 ± 1 km. This result is consistent with independent information on paleoburial derived from stratigraphy, maturity rank of organic matter, paleotemperature/paleogeothermal gradients from fluid inclusions and predictions of kinematic modelling in the Albanian foreland.

In a next future, a promising way to reduce the range of uncertainties on paleoburial estimates and, therefore, on paleodepth of deformation in fold–thrust belts will be to combine the use of tectonic stress/paleopiezometric indicators such as calcite twins with the systematic use of paleothermometers (such as vitrinite reflectance, illite crystallinity, or fluid (mixed hydrocarbon/aqueous) inclusions coupled with numerical modelling of the thermal evolution of tectonic units (work in progress).

Acknowledgements

The authors would like to thank the two reviewers, J. Hnat and D. Nieuwland, for their constructive comments which allowed improvements of the manuscript and our colleagues from Albpetrol and former Oil and Gas Institute in Fieri, who provided a constant support for the field studies.

References

Albpetrol, 1993. Petroleum Exploration Opportunities in Albania: 1st Onshore Licensing Round in Albania. Publicity brochure, Western Geophysical, vol. 12. London.
Albpetrol, 1995. Recent developments in exploration and oil production and the future in the free market economy. 1965–1995 — 30 years Oil and Gas Institute, pp. 23–26.
Breesch, L., Swennen, R., Dewever, B., Mezini, A., 2007. Deposition and diagenesis of carbonate conglomerates in the Kremenara anticline, Albania: a paragenetic time marker in the Albanian foreland fold-and-thrust belt. Sedimentology 54, 483–496.
Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress–strain markers and indicators of tectonic regime: a review. J. Struct. Geol. 15 (3–5), 351–368.

Cermak, V., Krest, M., Kucerova, L., Safanda, J., Frasheri, A., Kapedani, N., Lico, R., Cano, D., 1996. Heat flow in Albania. Geothermics 1, 91–102.
Collaku, A., Cadet, J.P., Melo, V., Bonneau, M., 1990. Sur l'allochtonie des zones internes albanaises: mise en évidence de fenêtres à l'arrière de la nappe ophiolitique de la Mirdita. C.R. Acad.Sci., Paris 2 (311), 1251–1258.
Craddock, J.P., Van Der Pluijm, B., 1999. Sevier–Laramide deformation of the continental interior from calcite twinning analysis, west-central North America. Tectonophysics 305, 275–286.
Dewever, B., Breesch, L., Mezini, A., Swennen, R., 2007. Sedimentological and marine eogenetic control on porosity distribution in Upper Cretaceous carbonate turbidites (central Albania). Sedimentology 54 (2), 243–264.
Dunnington, H.V., 1967. Aspects of Diagenesis and Shape Change in Stylolitic Limestone Reservoirs. World Petroleum Congr. Proc., Mexico, vol. 2, pp. 339–352.
Etchecopar A., 1984. Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulation de déformations plastiques (approche mathématique). Unpublished thèse de Doctorat-ès-Sciences, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 270p.
Ferket, H., 2006. Kinematic evolution, diagenesis and fluid flow reconstruction in the Laramide fold–thrust belt of eastern Mexico (Cordoba platform); implications for petroleum exploration. Unpublished Post-doc project, Inst. Mex. Petr and IFP, 123 pp.
Ferket, H., Roure, F., Swennen, R., Ortuno, S., 2000. Fluid migration placed into the deformation history of fold-and-thrust belts: an example frorn the Veracruz basin (Mexico). J. Geochem. Explor. 69–70, 275–279.
Ferket, H., Swennen, R., Ortuno, S., Roure, F., 2003. Reconstruction of the fluid flow history during Laramide foreland fold and thrust belt development in eastern Mexico: cathodoluminescence and δO^{18}–δC^{13} isotope trends of calcite-cemented fractures. J. Geochem. Explor. 78–79 163167.
Ferket, H., Swennen, R., Ortuno-Arzate, S., Cacas, M., Roure, F., 2004. Vein formation in Cretaceous carbonates in the Laramide Foreland Fold and Thrust Belt (FFTB) of eastern Mexico. In: Swennen, R., Roure, F., Granath, J. (Eds.), Deformation History, Fluid Flow Reconstruction and Reservoir Appraisal in Foreland Fold and Thrust Belts. AAPC-Hedberg 1 Mem., pp. 133–156.
Ferrill, D.A., Morris, P., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong, R.H., Onasch, C.M., 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. J. Struct. Geol. 26 (8), 1521–1529.
Finkel, E.A., Wilkinson, B.H., 1990. Stylolitization as a source of cement in Mississippian Salem limestone, West-Central Indiana. AAPG Bull. 74, 174–186.
Frasheri, A., Kapedani, N., Lico, R., Canga, B., Jareci, E., 1995. Geothermy of external Albanides. In: Albpetrol (Ed.), 1965–1995, 30 years Oil and Gas Institute. 300 pp.
Gealey, W.K., 1988. Plate tectonic evolution of the Mediterranean–Middle East region. Tectonophysics 155, 285–306.
Gonzales-Casado, J.M., Garcia-Cuevas, C., 1999. Calcite twins from microveins as indicators of deformation history. J. Struct. Geol. 21, 875–889.
Gonzalez Mercado E., 2007, Reconstruction des circulations de fluides et de la migration des hydrocarbures (modélisation Ceres 2D) le long d'un transect à travers la plateforme de Cordoba et le bassin de Veracruz (Mexique). Unpublished DES Université Pierre et Maris Curie, IFP report n°60112.
Graham-Wall, B.R., Girbaces, R., Mesonjesi, A., Aydin, A., 2006. Evolution of fracture and fault-controlled fluid pathways in carbonates of the Albanides fold–thrust belt. AAPG Bull. 90, 1227–1249.
Groshong, R.H., 1972. Strain calculated from twinning in calcite. Geol. Soc. Amer. Bull. 83, 2025–2048.
Harris, J.H., van der Pluijm, B.A., 1998. Relative timing of calcite twinning strain and fold–thrust belt development: Hudson Valley fold–thrust belt, New York, USA. J. Struct. Geol. 20, 21–31.
Jamison, W.R., Spang, J., 1976. Use of calcite twin lamellae to infer differential stresses. Geol. Soc. Am. Bull. 87, 868–887.
Jerinic, G., Jelaska, V., Alajbeg, A., 1994. Upper Cretaceous organic-rich laminated limestones of the Adriatic carbonate platform, Island of Hvar, Croatia. AAPG Bull. 78, 1313–1321.
Lacombe, O., 2001. Paleostress magnitudes associated with development of mountain belts: insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills. Tectonics 20, 6, 834–849.
Lacombe, O., 2007. Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: mechanical implications. J. Struct. Geol. 29, 86–99.
Lacombe, O., Laurent, P., 1992. Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data. Tectonophysics 202, 83–93.
Lacombe, O., Laurent, P., 1996. Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples: preliminary results. Tectonophysics 255, 189–202.
Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, P., Bergerat, F., Tourneret, C., 1990. Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: burgundy as a case study. Tectonophysics 182, 279–300.
Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, P., 1993. Les macles de la calcite, marqueurs des compressions récentes dans un orogène actif: L'exemple des calcaires récifaux du sud de Taiwan. C.R. Acad. Sci., Ser.II, 316, 1805–1813.
Lacombe, O., Angelier, J., Rocher, M., Bergues, J., Chu, H.T., Deffontaines, B., Hu, J.C., 1996. Contraintes et plissement au front d'une chaîne de collision: l'exemple des calcaires récifaux pliocènes de Yutengping (Taiwan). Bull. Soc. Géol. Fr. 167 (3), 361–374.
Lacombe, O., Amrouch, K., Mouthereau, F., Dissez, L., 2007. Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt. Geology 35 (3), 263–266. doi:10.1130/G23173A.1.
Laurent, P., Tourneret, C., Laborde, O., 1990. Determining deviatoric stress tensors from calcite twins: application to monophased synthetic and natural polycrystals. Tectonics 9, 379–389.
Laurent, P., Kern, H., Lacombe, O., 2000. Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples, part II, uniaxial and triaxial stress experiments. Tectonophysics 327, 131–148.
Meço, S., Aliaj, S., 2000. Geology of Albania. Gebrüder Borntraeger, Berlin. 246 pp.
Moldowan, J.M., Sundaraman, P., Salvatori, T., Ajalbeg, A., Gukic, B., Lee, C.Y., Demaison, G., 1992. Source correlation and maturation assessment of select oils and rocks from the Central Adriatic basin (Italy and Yugoslavia). In: Moldowan, M, Albrecht, P., Philip, R.P. (Eds.), Biological Markers in Sediments and Petrol. Prentice-Hall, New Jersey, pp. 370–401.
Muceku, B., Mascle, G., Tashko, A., 2006. First results of fission-track thermochronology in the Albanides. In: Robertson, A.H.F., Mountrakis, D. (Eds.), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society, London, Special Publications, vol. 260, pp. 539–556.
Muska K., 2002. Thermicité, transferts et diagenèse des réservoirs dans les unités externes des Albanides (Bassin Ionien). PhD Thesis, UPMC Paris VI, IFP Report 56850, 205 p.
Nicolaides, S., Wallace, M.W., 1997. Pressure dissolution and cementation in an Oligotropical limestone (Clifton Formation), Otway Basin, Australia. In: James, N.P., Clarke, J.A.D. (Eds.), Cool Water Carbonates. SEPM Spec.Publ., vol. 56, pp. 249–261.
Nieuwland, D.A., Oudmayer, B.C., Valbona, U., 2001. The tectonic development of Albania: explanation and prediction of structural styles. Mar. Pet. Geol. 18, 161–177.
Onasch, C.M., 1983. Dynamic analysis of rough cleavage in the Martisburg Formation, Maryland. J. Struct. Geol. 5, 73–82.
Railsback, L.B., 1993. Contrasting styles of chemical compaction in the Upper Pennsylvanian Dennis limestone in the Midcontinent region, USA. I. Sed. Petrol. 63, 61–72.
Robertson, A., Shallo, M., 2000. Mesozoic–Tertiary evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. Tectonophysics 316, 197–254.
Rocher, M., Lacombe, O., Angelier, J., Chen, H.W., 1996. Mechanical twin sets in calcite as markers of recent collisional events in a fold-and-thrust belt: evidence from the reefal limestones of southwestern Taiwan. Tectonics 15 (5), 984–996.
Rocher, M., Lacombe, O., Angelier, J., Deffontaines, B., Verdier, F., 2000. Cenozoic folding and faulting in the North Pyrenean Foreland (Aquitaine Basin, France): insights from combined structural and paleostress analyses. J. Struct. Geol. 22 (5), 627–645.
Rocher, M., Baize, S., Angelier, J., Lozac'h, Y., Lemeille, F., Cushing, M., 2004. Intraplate paleostresses reconstructed with calcite twinning and faulting: improved method and application to the Lorraine platform area (eastern France). Tectonophysics 387, 1–21.
Roure, F., Prenjasi, A., Xhafa, Z., 1995. Petroleum Geology of the Albanian Foothills. AAPG Nice, Post-conference Fieldtrip Guide-book. 100 pp.
Roure, F., Nazaj, S., Mushka, K., Fili, I., Cadet, J.P., Bonneau, M., 2004. Kinematic evolution and petroleum systems: an appraisal of the outer Albanides. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems, 82. AAPG Memoir, pp. 474–493.
Roure, F., Swennen, R., Schneider, F., Faure, J.L., Ferket, H., Guilhaumou, N., Osadetz, K., Robion, P.h., Vandeginste, V., 2005. Incidence of tectonics and natural fluid migration on reservoir evolution in foreland fold-and-thrust belts. Oil Gas Sci. Technol. Rev. IFP 60, 67–106.
Rowe, K.J., Rutter, E.H., 1990. Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. J. Struct. Geol 12 (1), 1–17.
Spang, J.H., Groshong, R.H., 1981. Deformation mechanisms and strain history of a minor fold from the Appalachian Valley and Ridge Province. Tectonophysics 72, 323–342.
Swennen, R., Van Geet, M., Roure, F., Müller, C., Nazaj, S., Mushka, K., Zaimi, L., 1999. Subtrap Albanian transect across the Ionian Basin and Kremenara anticline. IFP-SUBTRAP Report. n 45635-1.
Swennen, R., Muska, K., Roure, F., 2000. Fluid circulation in the Ionian fold and thrust belt (Albania): implications for hydrocarbon prospectivity. J. Geochem. Explor. 69, 629–634.
Townend, J., Zoback, M.D., 2000. How faulting keeps the crust strong. Geology 28 (5), 399–402.
Turner, F.J., 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. Am. J. Sci. 251, 276–298.
Turner, F.J., Griggs, D.T., Heard, H.C., 1954. Experimental deformation of calcite crystals. Geol. Soc. Am. Bull. 65, 883–934.
Van Geet, M., Swennen, R., Durmishi, C., Roure, F., Muchez, P.h., 2002. Paragenesis of Cretaceous to Eocene carbonate reservoirs in the Ionian fold and thrust belt (Albania): relation between tectonisms and fluid flow. Sedimentology 49, 697–718.
Vilasi, N., Swennen, R., Roure, F., 2006. Diagenesis and fracturing of Paleocene–Eocene carbonate turbidite systems in the Ionian Basin: the example of the Kelcyra area (Albania). J. Geochem. Explor. 89, 409–413.
Velaj, T., Davison, I., Serjani, A., Alsop, I., 1999. Thrust tectonics and the role of evaporites in the Ionian Zone of the Albanides. AAPG Bull. 83, 1408–1425.

Tectonophysics 474 (2009) 367–392

Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto

From outcrop and petrographic studies to basin-scale fluid flow modelling: The use of the Albanian natural laboratory for carbonate reservoir characterisation

Nadège Vilasi [a,b,*], Julien Malandain [a,c], Laurie Barrier [d], Jean-Paul Callot [a], Khalid Amrouch [a,c], Nicole Guilhaumou [e], Olivier Lacombe [c], Kristaq Muska [f,g], François Roure [a,h], Rudy Swennen [b]

[a] Direction Géologie–Géochimie–Géophysique, IFP, 1-4 Avenue de Bois-Préau, F-92852 Rueil-Malmaison Cedex, France
[b] Geo-Institute, Dept. of Earth and Environmental Sciences, KU-Leuven, Celestijnenlaan 200E, B-3001 Leuven, Belgium
[c] Université Pierre et Marie Curie-Paris 6, Laboratoire de Tectonique, UMR 7072 CNRS, Aile 46-45, 2° étage, 4 Place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France
[d] Laboratoire de Tectonique Continentale, Tour 14-24, 1° étage, Aile 14-24, IPGP, Institut de Physique du Globe de Paris, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France
[e] MNHN, Museum National d'Histoire Naturelle, Laboratoire d'étude de la matière extra-terrestre, 57 rue Cuvier, F-75005 Paris, France
[f] Geology Department, Polytechnic Institute, University of Tirana, Albania
[g] National Scientific Center of Hydrocarbon, Fier, Albania
[h] Vrije Universiteit Amsterdam, Netherlands

ARTICLE INFO

Article history:
Received 14 February 2008
Received in revised form 5 January 2009
Accepted 26 January 2009
Available online 14 February 2009

Keywords:
Foreland fold-and-thrust belt
Geochemistry
Paleofluids
Calcite twins
Diagenesis
Carbonate reservoirs
Fluid flow
Migration pathways
Kinematic modelling
Fault permeability
Hydrocarbon migration
Heat flow

ABSTRACT

The Albanian fold-and-thrust belt and the Peri-Adriatic Depression are well documented by means of seismic reflection profiles, GPS reference points, potential data, wells and outcrops. The continuous Oligocene to Plio-Quaternary sedimentary records help to constrain both the burial history of Mesozoic carbonate reservoirs, the timing of their deformation, and the coupled fluid flow and diagenetic scenarios.

Since the mid-90s, the Albanian foothills were used as a natural laboratory to develop a new integrated methodology and work flow for the study of sub-thrust reservoir evolution, and to validate on real case studies the use of basin modelling tools as well as the application of new analytical methods for the study petroleum systems in tectonically complex areas.

The integration of the interactions between petrographic and microtectonic studies, kinematic, thermal and fluid flow basin modelling, is described in detail. The fracturing of the reservoir intervals has a pre-folding origin in the Albanides and relates to the regional flexuring in the foreland. The first recorded cement has a meteoric origin, implying downward migration and the development of an earlier forebulge in the Ionian Basin. This fluid, which precipitates at a maximum depth of 1.5 km, is highly enriched in strontium, attesting for important fluid–rock interaction with the Triassic evaporites, located in diapirs. From this stage, the horizontal tectonic compression increases and the majority of the fluid migrated under high pressure, characterised by brecciated and crack-seal vein. The tectonic burial increased due to the overthrusting, that is pointed out by the increase of the precipitation temperature of the cements. Afterwards, up- or downward migration of SO_4^{2-}, Ba^{2+} and Mg^{2+}-rich fluids, which migrated probably along the décollement level, allows a precipitation in thermal disequilibrium. This period corresponds to the onset of the thrusting in the Ionian Zone. The last stage characterised the uplift of the Berati belt, developing a selective karstification due likely to the circulation of meteoric fluid.

The main results of the fluid flow modelling show that the Upper Cretaceous–Paleocene carbonate reservoirs in the Ionian zone have been charged from the Tortonian onward, and that meteoric fluid migration should have intensely biodegraded the hydrocarbon in place. Concerning the migration paths, it has been demonstrated that the thrusts act principally as flow barriers in Albania, mainly due the occurrence of evaporites (non-permeable), except in the foreland, where they do not occur.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The main challenge for the study of sedimentary basins relates to the coupling and interactions between various processes, acting either deep in the lithosphere and crust (i.e., the heat flow and tectonic subsidence), at shallower burial levels in the sediments (i.e., the diagenesis), or eventually at the surface (i.e., erosion and sedimentation), in the course of ongoing deformation. The more we learn on sedimentary basins, the more we identify the need for integration of data and expertise from various disciplines such as (1) geophysics, structural geology and sedimentology to properly describe at different scales the architecture, dynamic and sedimentary infill of the basin,

* Corresponding author. Direction Géologie–Géochimie–Géophysique, IFP, 1-4 Avenue de Bois-Préau, F-92852 Rueil-Malmaison Cedex, France.
E-mail address: nvilasi@yahoo.fr (N. Vilasi).

0040-1951/$ – see front matter © 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.tecto.2009.01.033

but also (2) petrography, geochemistry and basin modelling, that are ultimately required to reconstruct the evolution of the porous medium through time and to provide realistic predictions (quantification) of present-day characteristics of the reservoirs in areas that have not yet been investigated by drilling.

From 1996 to 2002, collaborative studies dedicated to the prediction of reservoir characteristics, coupling both petrographic work and basin modelling, have been the driving force of the SUB-Thrust Reservoir APpraisal joint industry project (SUBTRAP Consortium; Roure et al., 2005), with case studies dedicated to sandstone reservoirs in Sub-Andean Basins in Venezuela and Colombia, and to carbonate reservoirs in Pakistan, Mexico, Canada, as well as in Albania (Swennen et al., 1999; Ferket et al., 2000; Swennen et al., 2000; Van Geet et al., 2002; Benchilla et al., 2003; Ferket et al., 2003; Vandeginste et al., 2005; Breesch et al., 2006; Ferket et al., 2006; Breesch et al., 2007; Vandeginste et al., 2006; Vilasi et al., 2006; Dewever et al., 2007).

During the Albanian part of the SUBTRAP project and subsequent collaborations with the Albanian Petroleum Institute in Fier, Triassic dolomites (Muska, 2002) and Upper Cretaceous carbonate turbidites (Swennen et al., 2000; Van Geet et al., 2002; Dewever et al., 2007) have been successively studied. We have also extended the quantification to kinematic and sedimentary modelling by coupling Thrustpack with Dionisos (Barrier et al., 2003, 2005), as well as to fluid flow, pore fluid pressure and hydrocarbon migration modelling with Ceres (this study). Other projects supported by NATO (Science for Peace Programme) have also provided new information on tectonically active features of the Albanian foothills (synthesis on current seismicity, focal mechanisms and GPS measurements; Nieuwland et al., 2001; Kiratzi and Muço, 2004), as well as on the timing of tectonic uplift and unroofing of the hinterland (Apatite Fission Tracks; Muceku, 2006; Muceku et al., 2006), making Albania one of the best documented natural laboratory for the study of active European onshore compressional systems.

2. Architecture, evolution and data base of the Albanian natural laboratory

2.1. Geological and geodynamical background of the Albanian foothills and Peri-Adriatic Depression

The Albanian foothills result from the Neogene deformation of the former eastern passive margin of Apulia. Located west of the Mirdita ophiolite and the Kruja Zone (Fig. 1A), the outer zones of the Albanian thrust belt are subdivided in two very distinct tectonic provinces by the NE-trending Vlora-Elbasan lineament, with up to 10 km of Oligocene to Plio–Quaternary clastics being still currently preserved in the Peri-Adriatic Depression in the north, and Mesozoic carbonates of the Ionian Zone being directly exposed at the surface in the south (Fig. 1A and C). As evidenced on seismic profiles, the main décollement level is localised within Triassic evaporites and salt in the south, ramp anticlines accounting for the tectonic uplift of Mesozoic carbonates in the Ionian Zone, whereas it is located within the Cenozoic clastics in the north, where no carbonate reservoirs are exposed at the surface. Accordingly, the Vlora-Elbasan transfer zone is best described as a lateral ramp connecting these two distinct décollement surfaces (Roure et al., 1995). The tectono-stratigraphic evolution of the outer Albanides can be summarised as follows (Fig. 1B).

2.1.1. Evolution of the Tethyan passive margin and deposition of carbonate reservoirs

Tethyan rifting accounts for the development of Late Triassic to Liassic tilted blocks and grabens, thick organic-rich dolomitic platform carbonates characterising the paleo-horsts, whereas Liassic blackshales (Posidonia shale) were deposited in the grabens (Meço and Aliaj, 2000; Zappatera, 1994), thus accounting for the two main source rocks intervals of the basin. Post-rift thermal subsidence resulted in the deposition of deep water cherts during the Middle and Upper Jurassic in the Ionian Basin, whereas prograding Cretaceous carbonate platforms from the Kruja Zone in the east, and from the Sazani Zone in the west, contributed as a distal source for the thick carbonate turbidites deposited in the Ionian Basin during the Late Cretaceous and Paleocene (Velaj et al., 1999). These turbidites, which reworked platform carbonate material (Van Geet et al., 2002), are interbedded within finer grained pelagic carbonates, and constitute the main hydrocarbon reservoirs onshore Albania, but also offshore in the Italian part of the Adriatic Sea.

2.1.2. Foothills development and sedimentary records of the deformation

Up to 10 km of synflexural and synkinematic siliciclastic series have been deposited in the Peri-Adriatic Depression, ranging from near-shore and littoral facies in the east and south, toward deeper water and turbiditic facies in the north and in the west (offshore), providing a unique and continuous sedimentary record of the deformation (Frasheri et al., 1996). Sequence stratigraphy and biostratigraphy by means of foraminifer and nannoplancton in pelagic facies are able to provide accurate correlations of very good resolution for the dating of geologic events in this basin:

(1) Tectonic loading applied by the hinterland (Mirdita ophiolite) from the Upper Cretaceous onward and westward thrusting of far travelled basinal units of the Krasta Zone induced the progressive development of a wide flexural basin, which ultimately impacted the outer Albanides lithosphere in Oligocene times (Shallo, 1991; Kodra and Bushati, 1991; Melo et al., 1991a,b; Shallo, 1992).
(2) Growth anticlines started to develop in Late Oligocene–Aquitanian in the Ionian Basin (Velaj et al., 1999; Meço and Aliaj, 2000; Robertson and Shallo, 2000; Nieuwland et al., 2001), accounting for the development of Burdigalian reefal facies and paleo-karst at the crest of the Kremenara anticline, this main episode of shortening being sealed by Langhian–Serravalian clastics (Van Geet et al., 2002).

The second episode of tectonic shortening is best documented near the Vlora-Elbasan transfer zone (Roure et al., 1995) and farther north in the Peri-Adriatic Depression, where Pliocene backthrusts account for major lateral and vertical offsets of a pre-Messinian erosional surface. Although Neogene deposits are mostly absent from the Ionian Zone itself, it is obvious that this post-Messinian tectonic episode strongly affected also the southern part of the Albanian Foothills, thus increasing the deformation in both Kremenara and Saranda anticlines, which will be discussed in more detail below (Tagari, 1993).

Apart of thrusting and development of ramp anticlines, these Neogene episodes of deformation have also contributed to remobilise former salt diapirs, i.e. in the Dümre area (Fig. 1A; Monopolis and Bruneton, 1982; Underhill, 1988; Bakiaj and Bega, 1992; Velaj and Xhufi, 1995), where an allochthonous salt unit has been thrusted along a low angle fault over underlying carbonate duplexes and deformed Cenozoic clastics. At this stage, however, it is difficult to date the onset of the salt motion, and at which time Triassic salt indeed breached the surface (Velaj et al., 1999). High Sr-contents of some paleofluids with otherwise meteoric signature may account for early exposures of the Triassic salt (Travé et al., 2000), and one of the current challenge is to determine whether this exposure pre-dates or post-dates the onset of thrusting.

2.2. Ongoing integrated work

Coupling kinematic, thermal and petroleum Thrustpack modelling has already been attempted along various transects of the outer Albanides, where the database and paleothermometers (Ro, *T*max) are plenty, in order to account for the timing of the hydrocarbon generation in both the Ionian Basin and underthrust units, which are currently buried beneath the Kruja Zone (Roure et al., 2004). Basin modelling results, presented below, refer to additional coupling made with Thrustpack and Dionisos in order to better predict the spatial and

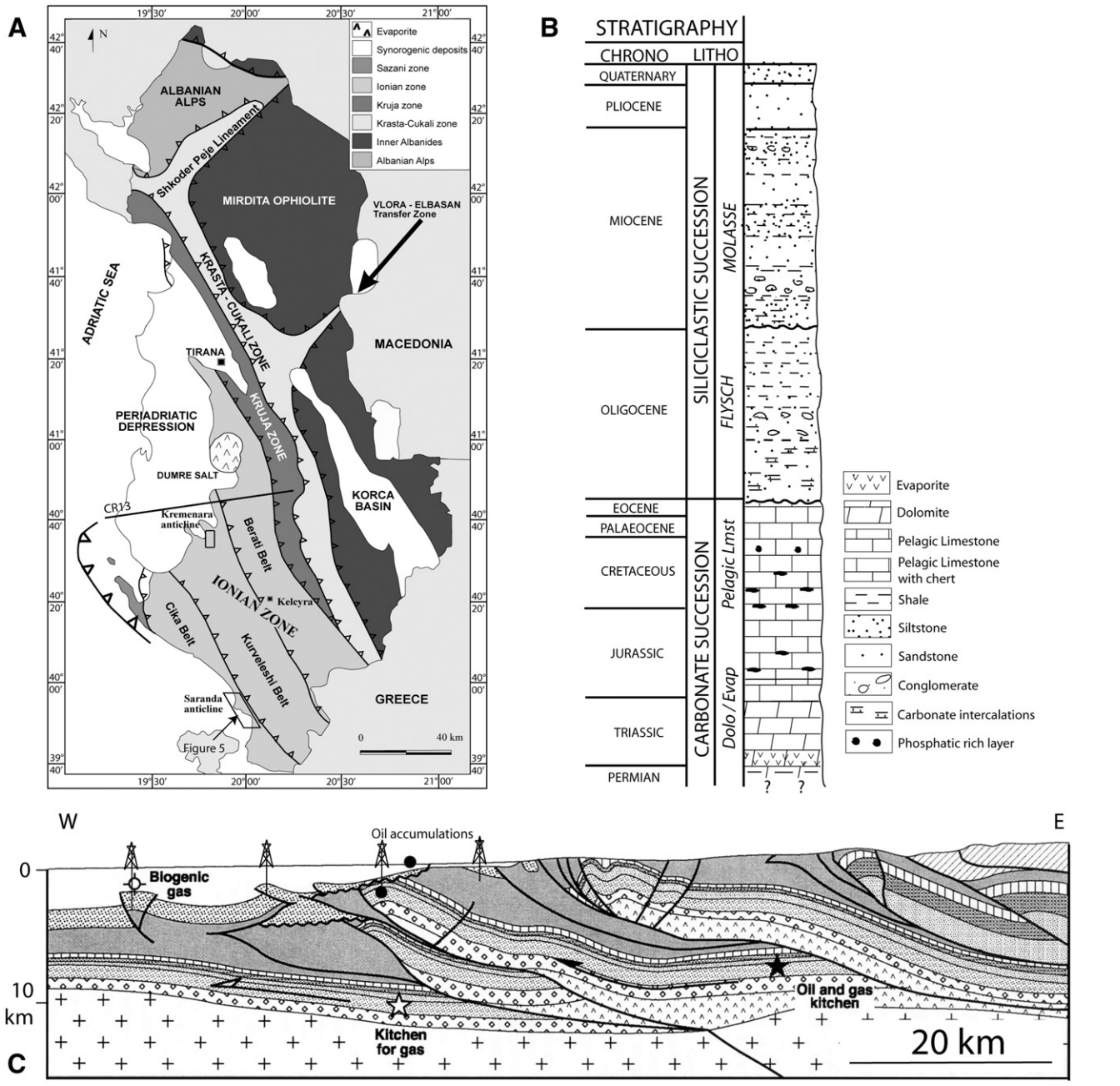


Fig. 1. (A) Structural map of the Albanides with location of the studied areas (e.g. Kelcyra quarry, Kremenara and Saranda anticlines). CR13 line represents the geological profile (C), interpreted from seismic lines crossing the outer Albanides (from Roure et al., 2004). (B) Representative stratigraphic section for the Ionian Zone (Kurveleshi unit). The location of Fig. 5 is shown on the structural map (A). Vertical scale is approximate as exact thicknesses are unknown (Van Geet et al., 2002).

temporal distribution of clastic reservoirs (Barrier et al., 2003, 2005), and to Ceres fluid flow and pore fluid pressure reconstructions, aiming at a better coupling between deformational pore-fluid pressure and fluid flow appraisal of carbonate reservoirs.

New apatite fission tracks and (U–Th)/He thermochronology from the Mirdita allochthon (Muceku, 2006; Muceku et al., 2006) have provided new evidence for the early unroofing of the hinterland, which predates the thrust emplacement of the allochthon over the outer Albanides. The western Internal Albanides is characterised by slow cooling and low exhumation rate (<0.1 km/my) throughout the Late Eocene that are related to isostatic uplift as a consequence of crustal thickening near the frontal thrust. At present-day, Muceku (2006) demonstrates that the symmetric structure of the ophiolite units in the Internal Albanides is a result of Mio–Pliocene extensional collapse, affecting the eastern ophiolites and the Korabi Zone. Apart of providing new challenges for Topo-Europe (Cloetingh and Topo-Europe team, 2005), these new paleo-topographic constraints may open new perspectives for the exploration of sub-thrust units located east of the Kruja front, as they may have escaped cracking beneath a thinner-than-expected allochthon. Proper risk appraisal would however still require to perform a complete coupled kinematic and thermal modelling across the Inner Albanides, using these new data, in order to reconstruct the complete burial and maturation history of potential source rocks in the underthrust foreland.

3. Paragenetic sequence in Late Cretaceous–Early Tertiary reservoirs and characterisation of paleofluid flow

In an attempt to deduce the main processes controlling the diagenetic evolution of the main reservoirs as well as to reconstruct

the fluid flow history in the foreland thrust system, several studies have been carried out on: (1) the role of the Upper Triassic evaporites (Swennen et al., 1999; Muska, 2002; De Paola et al., 2007), (2) the dual (matrix and fracture) porosity evolution of the Upper Cretaceous to Eocene carbonates (Swennen et al., 2000; Van Geet et al., 2002; Dewever et al., 2007), and (3) the reconstruction of the entire fluid rock interaction history through time and space (this study). The combination of these previous studies in conjunction with our new results allows to establish a precise paragenetic sequence. Major attention will be paid to characterise the timing of the overpressures that relate to tectonic deformation. The section below focuses on the Triassic and Cretaceous to Eocene carbonates only. The intervening Jurassic to Lower Cretaceous series have not been studied since they consist of deep marine non porous carbonates.

3.1. Triassic dolomites and evaporites

Since many years, the Palaeozoic and Permian–Triassic platform carbonates associated with evaporites have been of major interest for petroleum exploration in the Mediterranean region (e.g. Italy, Spain, Greece; Travé et al., 2000; Marfil et al., 2005). The interplay between carbonates and evaporites is very significant during any orogenic activity, as it controls the seal characteristics of the reservoirs, their ductile behaviour during tectonic deformation, the occurrence of high thermal conductivities, and diagenetic processes (i.e. tectonic-induced dolomitisation). Sometimes the potential reservoir qualities of carbonates can improve, especially in relation to the dehydration of the gypsum that can create overpressured regimes and consequently hydrofracturing (De Paola et al., 2007) during the burial stage. At present, the Upper Triassic dolomitic interval consists of cyclic sequences, characterised by occurrence of mud at the base, followed by evaporitic strata, containing many chicken wire fabrics, and dolomite collapse breccias at the top, testifying of the dissolution of the evaporites.

In the Ionian Zone, the Triassic evaporitic succession (i.e. an alternation of gypsum-anhydrites, dolostones and clays) is locally up to 2.5 km thick. The latter reflects hypersaline, shallow-water depositional conditions.

3.1.1. Evaporitic occurrences

Lower Triassic evaporites (i.e. mainly gypsum) are widespread in the Albanides and constitute the main décollement level of the Albanides Foreland Fold-and-Thrust Belt (FFTB). Triassic evaporites locally crop out but are more common in the subsurface, where they either form diapirs or flow along main faults. Two main types of diapirs (Velaj, 2001) are recognised in the Ionian Basin: (a) those that are emplaced along longitudinal tectonic faults (i.e. NNW–SSE thrusting faults), where they intersect transversal ones (i.e. NE–SW rifting faults), as the Dümre diapir (Fig. 1A); and (B) diapirs that are located in local structures such as in the core of anticlines (i.e. the Delvina, Bashaj, Fterra diapirs).

Since the mechanical properties of the evaporites changed through the geodynamic evolution of the basin, according to the applied stress, pressure and temperature regimes, the mode of formation of diapirs is actually still discussed. After sedimentation the first step of their formation occurred prior to the orogeny during the extension stage (i.e. rifting period) from the Upper Triassic till the Lower Cretaceous. During this period, the light evaporites have migrated vertically according to the gravitational forces. They have been subsequently affected from the Oligocene onward by folding and thrust tectonics. The normal faults were then reactivated and inverted as thrusts or strike–slip faults, forcing the evaporites to move towards lower pressure gradients. According to Velaj (2001), most Albanian diapirs have been thrusted westward with a displacement exceeding 20–30 km, which is in agreement with the average shortening of the main thrust units.

3.1.2. Dolomitic intervals

Recently, Triassic evaporitic, shaly and dolomitic intervals, cropping out in the south-western part of the Ionian Basin (Kurveleshi unit, Delvina area) have been investigated by Muska (2002), especially in an attempt at understanding the formation of the Upper Triassic dolomites and the thermal evolution of the Kurveleshi tectonic unit. It appears, based on diagenetic and kinematic modelling studies, that the dolomites are not precursor and come from the early dolomitisation of the initial carbonated matrix, deposited during the rifting stage. This diagenetic process occurred afterwards the dissolution and the brecciation of the Triassic evaporites during the burial phase. The fluid inclusion analyses, performed on these dolomites, display a maximum homogenisation temperature of 80 °C (Muska, 2002), which can be related to the maximum burial during the Late Oligocene. However, the thermal evolution of the Triassic interval is not homogeneous along the Albanides, since the tectonic units have not been formed and thrusted simultaneously. In fact, the Kurveleshi unit was the first unit to be uplifted with the Cika belt, whereas the Berati and Kruja units have been formed out-of-sequence (Fig. 10). Finally, even if only low temperature dolomites occur in the Delvina oil field (in Kurveleshi unit), high temperature dolomites may exist locally in deeper buried structures (i.e. Berati and Kruja units).

In order to trace a possible interaction of Triassic evaporites with fluids, the Triassic evaporates–dolomites, located in the south Albania, i.e. Mali Gjere section, have been isotopically characterised in the framework of the SUBTRAP consortium (Swennen et al., 1999). The evaporitic interval displays a Sr^{87}/Sr^{86} of 0.707777 ($^{+}/-0.000020$), whereas the dolomitic layers have higher values of 0.708010 and 0.709498 ($^{+}/-0.00003$). The carbon and the oxygen values of the dolomite/evaporite section plot respectively from −3 to +0.9‰ V-PDB and from −0.7 to −2.15‰ V-PDB. The section, where only dolomites occur, possess $\delta^{13}C$ between −0.7 and 0.9‰ V-PDB and $\delta^{18}O$ from −0.35 to −2.75‰ V-PDB.

3.2. Dual matrix–fracture porosity of Upper Cretaceous to Eocene limestone reservoirs

The study of the matrix porosity represents a major interest for carbonate reservoir characterisation, since active tectonic deformation can generate a succession of diagenetic processes due to important fluid migrations. Determining the evolution of the porosity is a complicated task and requires good and precise sampling and petrography. The fractured Upper Cretaceous to Paleocene carbonate turbidites of the Ionian Basin, which are made up of classical turbidites or Bouma sequences (Bouma, 1962), constitute an excellent rock-type to study the dual matrix and fracture porosity characteristics and thus the reservoir evolution.

3.2.1. Matrix porosity of carbonate turbidites

Exposed Cretaceous to Eocene limestone turbidites constitute reservoir analogues for the deep water carbonate reservoir interval of the Mediterranean zone (Albpetrol, 1993). They are equivalent to the Scaglia carbonate formation in Italy (Cazzola and Soudet, 1993), and have been studied in the Kremenara anticline (northern part of the Ionian Zone), which has the specificity to reveal oil seeps in a dual matrix–fracture porosity.

Carbonate turbidites of the Ionian Zone display important matrix deformation due to the successive diagenetic processes. Van Geet et al. (2002) and Dewever et al. (2007) described precisely these lithological intervals and the different diagenetic processes controlling the matrix porosity evolution (i.e. creation and/or destruction).

Petrography and porosity measurements demonstrate that the actual porosity and permeability distributions are principally controlled by initial sedimentological contrasts (fabric, mineralogy) and the eogenetic dissolution/precipitation, which occurred since the onset of the burial history. Turbidite beds, which are thicker than

Table 1
Summary of the petrographic, cathodoluminescence, geochemical, isotopic data and fluid inclusion for calcite and dolomite cements.

Cements	Frac. generation	Petrographic characteristics			Geochemical characteristics					Th (°C)	Salinity (wt.% NaCl)
		Optical microscope	CL	Other minerals	$\delta^{18}O$–$\delta^{13}C$ (‰)	Sr^{87}/Sr^{86}	Sr (ppm)	Mg (ppm)	Fe (ppm)		
Cal-2	N150°, 80S	Blocky calcite	Minor sector-zoning, from dull to bright CL	Strontianite, quartz and barite	$\delta^{13}C = +1.18$ to -6.32 $\delta^{18}O = -3.98$ to -2.82	0.707770	3678	1010	523	<40–50	21.9 to 35
		Non transparent, large and blocky calcite crystals	Light sector zoning from dull to orange CL, Partially recrystallised	Dol-1 (10%), barite, celestite and strontianite	$\delta^{13}C = -1.68$ to -3.00 $\delta^{18}O = -2.10$ to $+0.10$		2238	3263	<dl	95 to 142 (Recrystallisation)	0 to 8.4
Cal-3	N138°, 83S N150°, 80S	Non transparent, large and blocky elongated calcite crystals	Recrystallised	Dol-1 (10%)	$\delta^{13}C = +0.56$ to $+1.92$ $\delta^{18}O = -2.52$ to -0.40	0.707823	653	2775	185	34 to 60 Recrystallisation or heterogenous entrapment	19 to 30
		Blocky to elongated	Recrystallised	Dol-2, barite, Fe-oxides, strontianite and quartz	$\delta^{13}C = 0.67$ to 1.74 $\delta^{18}O = -0.13$ to $+1.66$		623	2237	<dl	120 to 140 (Recrystallisation?)	14 to 24.4
Cal-4	Parallel to BPS	Fibrous to elongated calcite crystals	Dull	Pyrite and barite	$\delta^{13}C = 1.61$ $\delta^{18}O = -5.57$		597	440	597		
Cal-5	N138°, 83S	Elongated to blocky calcite crystals with regularly spaced trails of pieces of wall rocks	Dull	Pyrite, quartz and barite, Dol-2	$\delta^{13}C = 1.28$ to 1.92 $\delta^{18}O = -5.78$ to -1.48		3573	1550	2193		
Cal-6	–	Blocky	Dull	Pyrite and quartz	$\delta^{13}C = 0.82$ $\delta^{18}O = -2.88$		255	2425	<dl		
Cal-7	N138°, 83S N03°, subvertical	Blocky	Dull sector zoned	Fluorite, Feldspath, Dol-2 (partially calcitised)	$\delta^{13}C = 1.91$ to 2.09 $\delta^{18}O = 0.12$ to 1.12	0.708039	54	3466	<dl		
Cements	Fracture	Optical microscope	CL	Other minerals	$\delta^{18}O$–$\delta^{13}C$ (‰)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	Si (ppm)	Mn (ppm)		
Dol-1	–	Micrometric sub- to euhedral crystals	Red-dull	Strontianite (4%), Barite	$\delta^{13}C = 0.82$ to 0.94	11700	2963	<dl	1300		
Dol-2	N138°, 83S N150°, 80S	Non-transparent rhombohedric crystals	Red-dull partially calcitised (bright CL)	Phyllosilicates, Quartz, Barite	$\delta^{18}O = -1.75$ to -0.9 Dol-2 predominantly (dolomite correction)	1243	822	450	472		
Dol-3	N138°, 83S	Coarse subhedral and transparent crystals; exhibit slighlty curved surfaces	Red-dull	Barite	$\delta^{13}C = 0.26$ $\delta^{18}O = -12.21$ (dolomite correction)	<dl	<dl	200	375		

The abundance of various chemical elements was analysed by using electron microprobe.

35 cm, i.e. B to C horizons of the Bouma sequences, still possess some primary matrix porosity over one third of the bed thickness. The occurrence of diagenetic processes such as dissolution, cementation, neomorphism and compaction, operating shortly after the deposition, modified the primary porosity characteristics and distribution. Today, the matrix porosity is only preserved in the bioclastic grain- to packstones (i.e. middle part of the turbidite beds), where syntaxial cementation around rudist and crinoid fragments (i.e. ideal substrates for calcite cementation) stabilised the framework (Dewever et al., 2007; Swennen et al., 2000). Here, the dissolution of aragonite components plays a major role in the reservoir characteristics. Its dissolution increases the matrix porosity and saturates the expulsed fluid in HCO_3^- and Ca^{2+}, thus allowing to stabilise the pore network by inducing a rapid cementation, wherever nucleation sites occurred (Halley et al., 1984; Hendry et al., 1996). However, when no substrate for cementation occurs, the porosity is lost by compaction. This is the case for the A and D horizons, which are characterised by high matrix micrite content. Consequently, even if the lithology displays good initial porosity, the reservoir characteristics evolve drastically according to the diagenetic events like aragonite dissolution, burial compaction, and stabilisation of the pore network.

3.2.2. Fracture and stylolite porosities as a function of tectonic stresses

During the Albanides FFTB development, the carbonates of the Ionian Zone have been subjected to several stylolitisation processes and fracturing events, being subsequently filled by various calcite cements. In the case of Kremenara anticline and in some other locations in the vicinity of transfer zones, many fractures and stylolites are impregnated by oil due to a late reactivation of the structures (Roure et al., 2004).

During field campaigns, structural characterisation of stylolites, fractures was realised in three reservoir analogues (e.g. Kremenara and Saranda anticlines, Kelcyra outcrop), based principally on cross-cutting relationships between fractures and stylolites, unfolded orientations (i.e. azimuth and dip) and density measurements.

Two episodes of development of burial stylolites and of tectonic stylolites, related to the kinematic evolution of the FFTB, have been identified. The first generation of burial stylolitic planes forms mainly parallel to the depositional fabric (i.e. bedding). They formed during the burial stage before thrusting, which should consider to be Lower to Middle Oligocene. The second recorded BPS, which crosscuts the first one, was determined in the Kremenara anticline and is dated as post-folding. It must be related to a second post-Miocene burial phase (Breesch et al., 2007).

The tectonic stylolites record two dominant directions of the main principal stress σ1, respectively trending about N70°, which is roughly orthogonal to the frontal thrusts, and N160° (after rotation according to the bedding). However some uncertainties still exist concerning the chronology between both phases of tectonic stylolite development, since no cross-cutting relationship has been observed.

The N70° oriented σ1 is consistent with the main compression developing the NNW–SSE thrusts and folding structures in the Albanides. Tectonic stylolites should record a syn- to post-deformational stage, since they are roughly orthogonal to the direction of maximum stress and mostly parallel to the fold axes.

The second recorded maximum stress shows either a pre-folding NNW–SSE compression or a post-folding NW–SE compression. This change in the orientation of the maximum stress attests of the occurrence of a second main tectonic phase.

This deformation stage is also characterised by five generations of fractures. The first main orientation characterises the pre-folding stage and trends about N150° with subvertical dip (see Table 1, Cal-2). The second generation is oriented N138° with subvertical dip and interpreted as pre-folding. These fractures represent the most important fracturing stage during the Albanides FFTB development. Both fracture generations developed simultaneously with the regional flexuring of the foreland and could be contemporary with the maximum burial in the basin, under high fluid pressure (see also discussion on calcite twins in Section 4, set I veins).

Subsequently, other generations of fractures developed, the later being only observed in the anticlines of Kremenara and Saranda. These younger fractures characterise the evolution of the folding stage in the Ionian fronts. The first fractures are sub-parallel to the bedding and characterise the syn-folding displacement along bed contacts. The second stage is defined by a main N60° orientation of fractures with subvertical dip angle, which is consistent with the main compressional stress in the Albanides (i.e. Section 4, set II). It may be linked with the syn-folding stage. The last main fracturing stage is still syn-folding and trends about N110° with subvertical dip. This conceptual model is in agreement with the work published by Graham-Wall et al. (2006).

A last generation defined by N–S orientation (Table 1; Cal-7) with subvertical dip has also been observed but unfortunately without relationship with stylolites. Assuming a syn- or post-deformational origin, these fractures may be linked to an E–W or NE–SW compression. Under this regime, the NE faults would act as transfer zones with dominant dextral strike–slip motion and subsidiary normal displacement. This interpretation is in agreement with the work of Mantovani et al. (2002), which demonstrates an E–W compression during the Late Miocene.

3.3. Evidences for meteoric flushing and important fluid/rock interactions

Many geologists have worked on the characterisation of fluid flow, especially in the case of petroleum systems, in order to obtain a precise chronology of the different generations of diagenetic phases as well as to determine the nature/origin of the fluids and water–rock interactions. This characterisation requires an integration of techniques, including: (1) a detailed field survey to establish a primary chronology of the diagenetic features involved. At the same time a thorough field sampling is realised; (2) an accurate petrographical (e.g. classical petrography, cathodoluminescence and fluorescence microscopy, scanning electron microscopy) and geochemical study (e.g. stable isotopes, Sr-isotopes, trace element characterisation by means of electron microprobe analysis) or other techniques (e.g. microthermometry,...) in order to define the different generations of diagenetic phases and to link this to fluid composition and origin. However, often petrographical and geochemical signatures have been reset by later water–rock interactions. Experience learns that, especially in carbonates, addressing the primary nature of the diagenetic products and their related fluids is often very difficult.

In the Ionian Basin, three reservoir analogues located in different thrust units (i.e. Berati, Kurveleshi and Cika units) have been sampled (Fig. 1A) to characterise the fluid flow evolution and the fluid water–rock interactions as well as the main migration pathways for the hydrocarbon fluids during the successive steps of the kinematic evolution of the Albanides FFTB.

In this paper, the case study of the Kelcyra area (i.e. Berati unit) (Vilasi et al., 2006), located in the inner part of the Ionian foothills, is presented as a case study. This case was selected especially since complex water–rock interactions, resulting from the occurrence of salt either as diapirs or along the décollement level, have been determined. A summary of the paragenesis and the characteristics of the main vein fillings (i.e. called cements) are shown on the Fig. 2 and Table 1. Six major stages of fluid cementation have been identified and associated with the FFTB evolution. For each stages, major to trace elements (e.g. Sr, Mg, …) have been determined by the use of Scanning Electron Microscope (SEM), allowing quantitative geochemical analyses of areas as small as 2 μm.

3.3.1. Early meteoric diagenesis

The pre-deformational diagenesis is characterised by the occurrence of a meteoric-derived fluid (Vilasi et al., 2006), which accounted

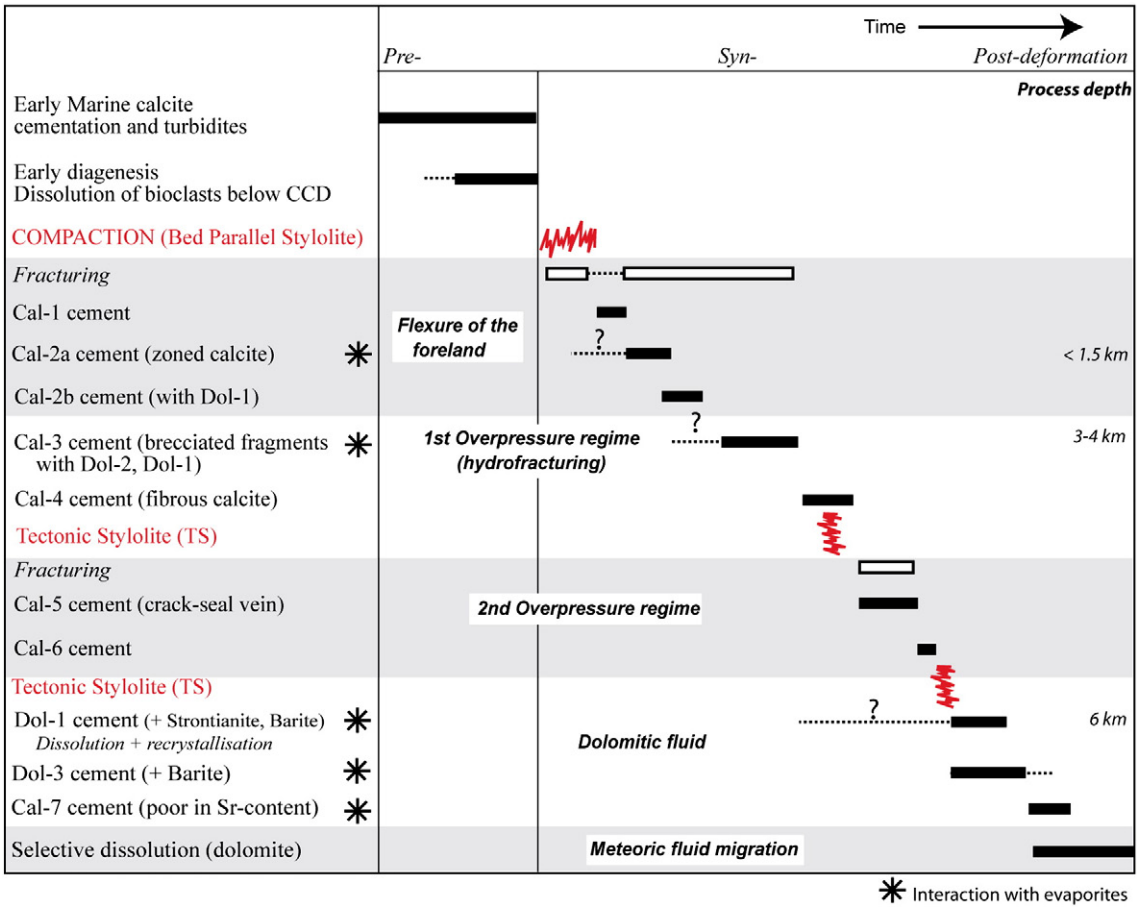


Fig. 2. Paragenesis of Late Paleocene–Eocene deep marine carbonates in Berati unit (Kelcyra area, Albania). The stars in the first column indicate that the cement shows signs of interaction with evaporites.

for the precipitation of Cal-2 cement in N150° oriented fractures (backtilted data) during an extensive phase. The signature of this early fluid has been buffered by a succession of interactions either with rock matrix along its migration pathways or has been affected by interaction with late fluid migration by reopening former veins. Due to this interaction, it is difficult to trace their initial origin and migration pathways, which is essentially based on the presence of some remnants of cements.

Cal-2 calcite cement is characterised by sector-zoned calcite crystals in cathodoluminescence (Fig. 3A and B) and high Sr-content, on average of 3678 ppm. It precipitated during the burial stage from meteoric-derived fluids that is attested by isotopic data. Values are plotting on the meteoric water line (Lohmann, 1988) with rather constant $\delta^{18}O$, varying around −3.2‰ V-PDB and negative $\delta^{13}C$ displaying values from −2 to −6.25‰ V-PDB (Table 1). These results are also consistent with the occurrence of non-metastable one-phase fluid inclusions, which can point to an entrapment below about 40–50 °C (Goldstein, 2001), corresponding to a maximum depth of 1.5 km (cf. geothermal gradients of 21 °C/km). Cal-2 is also characterised by various salinities from 21.9 to 35 wt.% NaCl (Bodnar, 1993), corresponding to T_m (melting temperature) values from −19 to −38 °C.

The precipitation ends with the widespread cementation of calcite, with high Mg-content (values up to 4960 ppm) and slightly lower Sr-content (up to 6960 ppm). This change in the Mg composition points either to an interaction with a later Mg-rich fluid or to a progressive enrichment during its precipitation. At present, the main part of the cement displays intense recrystallisation under CL, where only few remnants of zoned calcite crystals still exist (Fig. 3C). This intense recrystallisation supports the hypothesis of an interaction with a postdating Mg-rich fluid. Moreover a longitudinal dissolution occurs often in the vein, which attests of the migration of a post-Cal-2 corrosive fluid, causing diagenetic alteration, recrystallisation and secondary porosity development. Cal-2 cement contains also many scattered micrometric dolomite crystals (i.e. Dol1), characterised by uniform red-dull luminescence (Fig. 3A and D). These rhombohedric dolomite inclusions precipitated mainly along calcite twins and are usually associated with barite ($BaSO_4$) and acicular strontianite crystals ($SrCO_3$) (Fig. 4D). They have high Sr-content, with an average content of 2963 ppm (Microprobe analyses). The high Sr-content of the dolomite and its association phases, i.e. strontianite and barite, attest of the migration of a fluid that was rich in SO_4^{2-}, Sr^{2+}, Ba^{2+} and Mg^{2+} and not fully undersatured to calcite. It may be explained by an interaction or an expulsion from SO_4^{2-}, Sr^{2+}, Ba^{2+} and Mg^{2+} rich-bearing unit, like evaporites. A second generation of fluid inclusions, located in recrystallised Cal-2, displays T_h (homogenisation temperature) from 95 to 142 °C, which should correspond to the temperature of the fluid responsible to the recrystallisation (Dol1 fluid).

Consequently, two intervals can be proposed in the Ionian Zone, which are the Messinian interval (i.e. in the flysch) and the Triassic unit (along the décollement level or in diapirs). According to the Sr^{87}/Sr^{86}-isotopes, the second hypothesis, explaining an interaction with Triassic evaporites, is retained, since they display similar Sr-isotopic signatures. The geochemical differences in Mg- and Sr- contents in the Cal-2 cement can consequently be explained by fluid–rock interactions between Cal-2 cements and Dol1 phase, resulting in an enrichment in Mg and a depletion in Sr of the Cal-2 cement.

3.3.2. First main compressive stress

Cal-3 (Table 1) precipitates in large N°150 oriented fractures. The calcite cement usually is characterised by the incorporation of

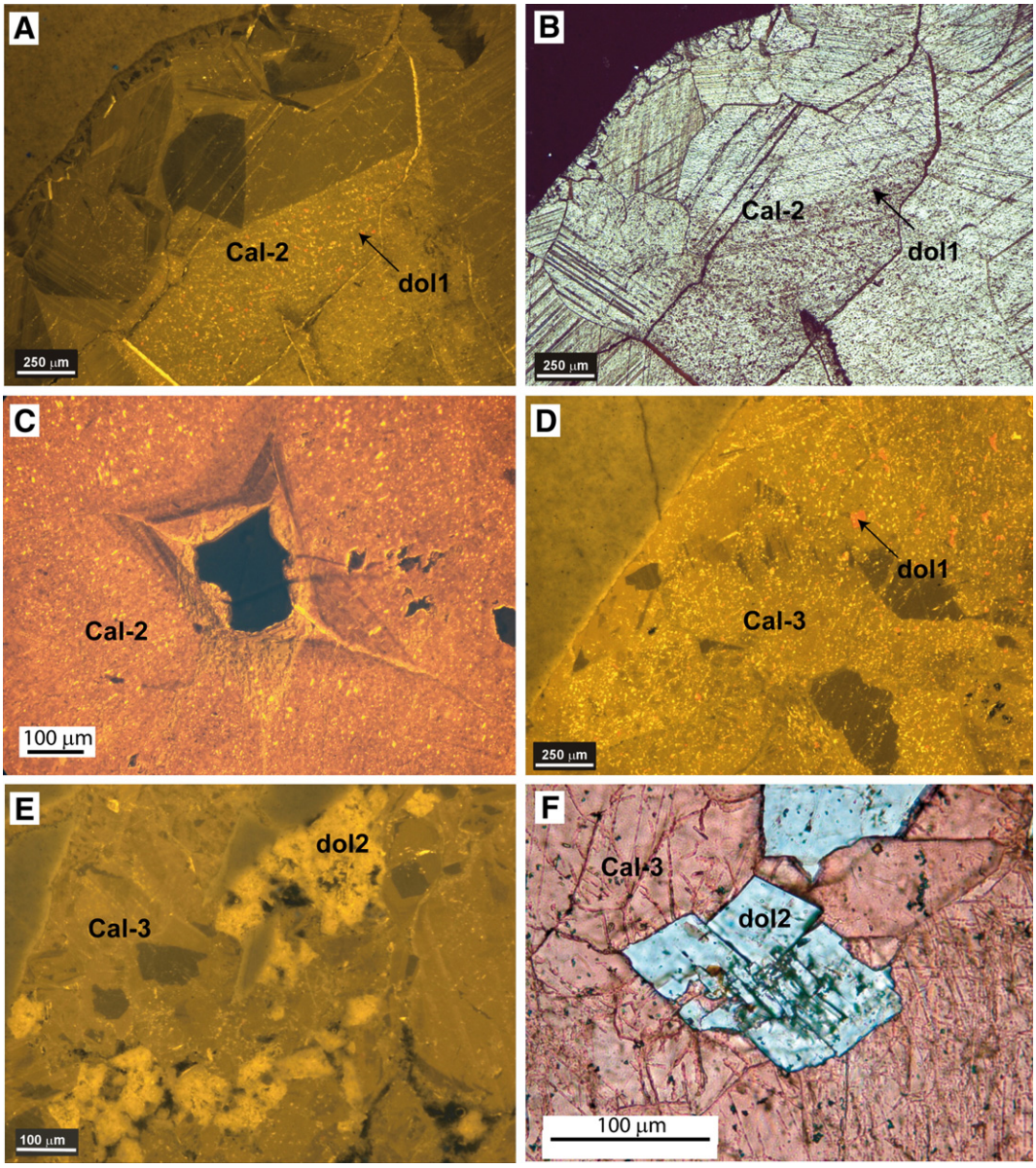


Fig. 3. Thin-section petrography of diagenetic processes: (A) and (B) CL and transmitted light views of Cal-2 vein generation, showing highly twinned calcite crystals and many scattered dolomitic inclusions (red-carmine luminescence, Dol1); (C) CL view of a rest of sector zoned luminescent calcite into the Cal-2 cement; (D) CL view of recrystallised Cal-3 cement, where occurs red-dull luminescent Dol1; (E) CL view of Cal-3 cement, displaying brecciated fragments of partially calcitised dolomites (yellow luminescent, Dol2) in a dull luminescent calcite cement; (F) Transmitted light view of Cal-3 cement, stained in a pink colour (i.e. Alizarin Red-S and potassium ferricyanide) with transported unstained dolomites (Dol2). Note the occurrence of dolomite crystals with altered borders. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

numerous brecciated wall-rock fragments (dolomite Dol-2 crystals; Fig. 3E and F), which are different from the immediate neighbouring vein wall. That suggests that Cal-3 vein formed by hydraulic fracturing during the syn-deformational stage. The brecciated fragments contain transported minerals like phyllosilicates, strontianite, apatite and barite.

Based on fluid inclusion analyses, Cal-3 cement displays an homogenisation temperature T_h varying from 34 to 60 °C and a melting temperature T_m varying between −14 and −32 °C. The latter correspond to salinities from 19 to 30 wt.% NaCl. However, due to the partial recrystallisation of the calcite crystals, the variation in T_h does not allow to determine the original precipitation temperature of the cement. The two end-members of T_h, i.e. 34 an 60 °C, could either be interpreted in terms of different precipitation temperatures or correspond to a partial resetting during the recrystallisation of the calcite (Nielsen et al., 1994). Geochemically, Cal-3 cement has high Sr-content up to 4080 ppm and Mg-content of averagely 2500 ppm. A possible interaction with Triassic evaporite can also be suggested to understand the quantity of Sr and the similarity of their Sr^{87}/Sr^{86} ratio of respectively 0.707777 (Swennen et al., 1999) and 0.707823.

Based on the C- and O- isotope results, the cement displays a $\delta^{13}C$ signature buffered by the host-rock and a $\delta^{18}O$ more depleted, with values ranging from −2.5 to −0.4‰ V-PDB. In vein samples, where brecciated fragments occur, the O-isotopic signature is shifted towards the positive values, between −0.13 and +1.66‰ V-PDB, whereas the $\delta^{13}C$ remains homogeneous.

Based on the C- and O- isotope results, the positive $\delta^{18}O$ signature is of major interest since they attest of a fluid system either influenced by clay diagenesis (Boles and Franks, 1979; Van Geet et al., 2002) or derived from Triassic evaporites during its migration.

As it is the case for Cal-2 cement, Cal-3 cement is also highly recrystallised and characterised by the presence of many scattered

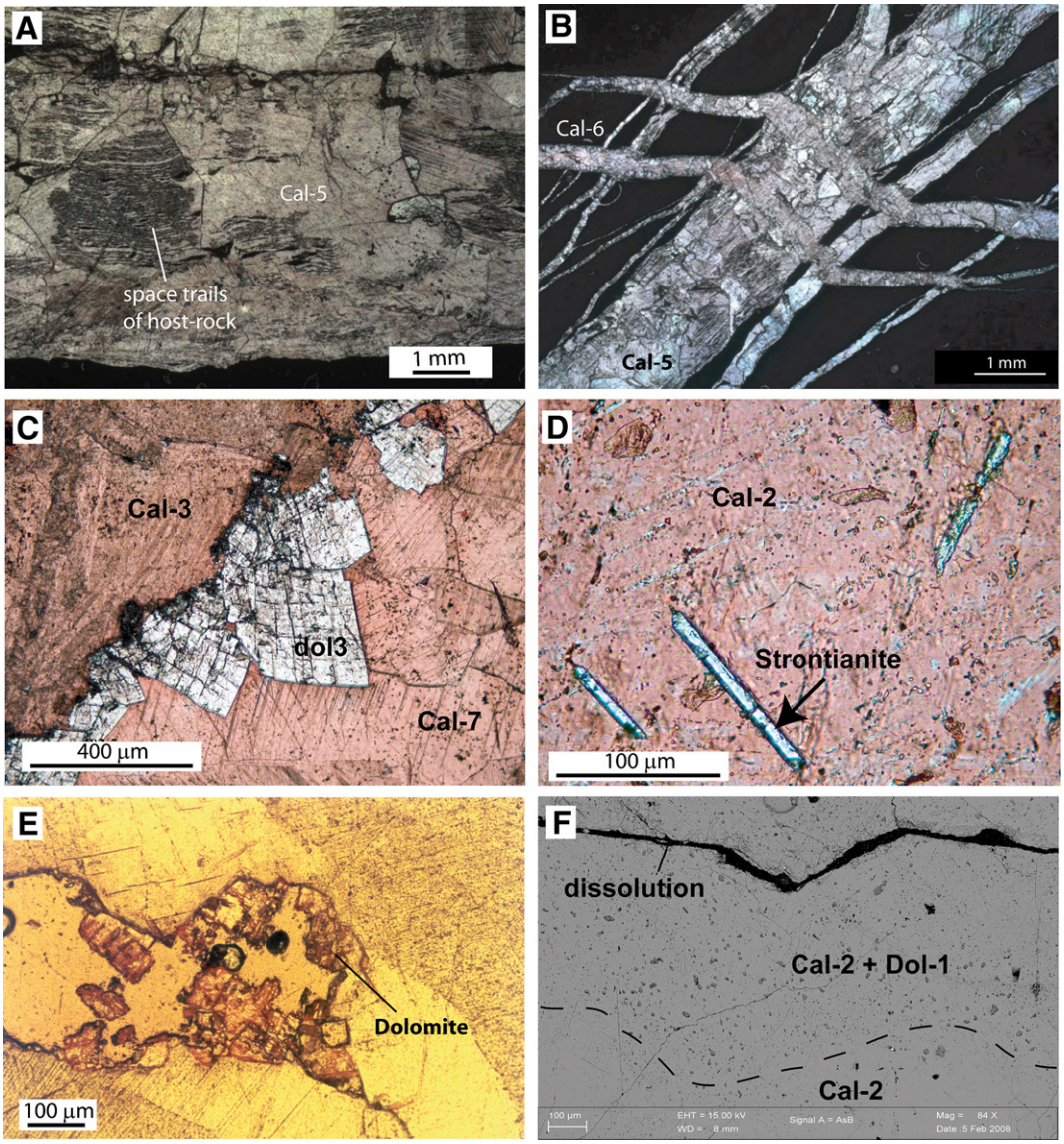


Fig. 4. Thin-section petrography of diagenetic processes: (A) Transmitted light view of the fibrous antitaxial texture of the Cal-5 cement, showing many trails of pieces of wall-rock; (B) Transmitted light view of Cal-5 vein crosscutted by Cal-6 veins; (C) Transmitted light view of Dol-3 cement, which precipitates in re-opened fracture. The unstained dolomite crystals are subhedral. This generation predates Cal-7 cement, which consists of dull sector zoned calcite crystals; (D) Transmitted light view of unstained strontianite crystals occurring in the Cal-2 cement; (E) Selective dissolution of dolomite crystals; (F) Backscattered electron image of Dol1 crystals. It is clear that the dolomite precipitates close to the dissolved area of the Cal-2 vein.

red-dull luminescent dolomite and barite. The latter have the same petrographic and geochemical characteristics than those contained into the Cal-2 cement. They also precipitated close to a central dissolution, developed by post-Cal-3 aggressive fluid migration.

Finally, high salinities and precipitation at low temperature likely under high pressure characterise the Cal-3 cement. During its migration, this fluid has interacted probably with the Triassic dolomite/evaporites, located along the décollement level. This precipitation should have occurred at a depth of 2.5–3 km.

Afterwards, this vein is crosscutted by a corrosive fluid, rich in strontium, barium and sulphate. The latter allows to develop a secondary porosity and a recrystallisation in the hosted cement and precipitate dolomite (Dol-1), barite and strontianite. This latter diagenetic process occurs at minimum 142 °C, which is consistent with a depth of 6 km.

3.3.3. Second compressive stress

The subsequent evolution is defined by a possible second increase of the pressure. Cal-5 cement precipitates after the shear veins (Cal-4; fibrous calcite cement), which developed subsequently to the tectonic stylolites, during the thrust emplacement.

The elongate-blocky calcite crystals of Cal-5 are ferroan, with on average 2193 ppm of Fe, and display a dull luminescence. They have high Sr-content, up to 4870 ppm. Stable isotopes for these veins show negative $\delta^{18}O$ values from −1.48 up to −5.78‰ V-PDB and $\delta^{13}C$ signatures between +1.28 and 1.92‰ V-PDB, that are buffered by the host rock (Table 1). This spread in $\delta^{18}O$ values is interpreted either in terms of precipitation at different elevated temperatures and/or differences in non-equilibrium precipitation temperature between host-rock and fluids or recrystallisation of the cement.

The characteristic features of the Cal-5 cement are the presence of pieces of wall-rock, i.e. inclusion bands, aligned parallel to the vein wall (Fig. 4A and B). These regularly spaced trails are clearly bands of wall-rock detached from the neighboured vein-wall and relates to crack-seal growth (Ramsay, 1980; Cox, 1987; Bons, 2000).

The origin of this fluid cannot yet be determined with the current data. Only few fluid inclusions have been recognised in this cement, most of them being metastable. Cal-5 cement is likely linked with the

generation of overpressures in the front of the tectonic units during the thrust emplacement, which is in agreement with the occurrence of N°150 oriented veins.

Moreover, the timing of this second compressive stress cannot be made more accurate with the available dataset. Consequently, Cal-5 could either originate from the previous recorded overpressure, i.e. Cal-3, or have developed during a second episode of high pressure. Here, the change in the cement composition (Sr and Fe contents) supports the second hypothesis, describing the development of a second compression event.

3.3.4. Transition stage

During the syn-deformational stage, the development of thin fractures is coeval with the migration of marine fluids in the system. Cal-6 vein are cemented by dull luminescent blocky calcites. Here, few amounts of Sr, with on average 255 ppm, and high Mg-content on average of 2425 ppm, compared to the previous vein generations, are determined. Only one isotopic analysis was realised (Table 1), displaying $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values of −2.88‰ V-PDB and +0.82‰ V-PDB respectively. This value is similar to those of the host-rock, which supports a rock buffering system. The origin of this fluid is still unknown, since no stable fluid inclusions were found.

3.3.5. Dolomite phase (Dol-3)

This stage is characterised by the cementation of a subhedral dolomite (i.e. Dol-3, Fig. 4C), defined by slightly curved surfaces. They precipitate in re-opened veins, as encountered in Cal-3 cement. They display double twins and red-dull luminescence. Geochemical analyses reveal that these dolomites have low Sr-content, defined by values below the detection limit. Unfortunately, no fluid inclusions have been encountered in these crystals. However if the recrystallisation of the calcite cement, pointing out in Cal-2 and -3, relates effectively to the migration of the dolomitising fluid, Dol-1, the precipitation temperature of Dol-1 occurred at elevated temperature, about 140 °C.

Only one isotopic analysis was carried out in order to characterise the corresponding fluid. But since the vein is surrounded by other vein generations and is 1.5 mm wide, the sampling is not very phase selective and therefore likely mixed with Cal-7 cement (Fig. 4C). The result of this single measure shows very depleted O-isotope with a value of −7.58‰ V-PDB and a $\delta^{13}C$ signature of 0.26‰ V-PDB. This result can be interpreted as a precipitation at elevated temperature (i.e. deep-sourced fluid origin).

Based on SEM observations, micrometric barite inclusions, with high Sr- and Al-contents, occur scattered in Dol3, pointing probably to the remobilisation of sulphate. This fluid should have highly interacted with or expulsed from an SO_4^{2-}, Ba^{2+} and Mg^{2+}-rich bearing layer, like the Triassic (i.e. along décollement level or in diapirs) or the Messinian evaporites (i.e. in the Peri-Adriatic Depression). Except their distinct content in Sr^{2+}, Dol1 and Dol3 cements display the same petrographic and geochemical characteristics, revealing a likely similar origin. In this way, the initial fluid must have low Sr-content, which is attested by the geochemical analyses performed on Dol-3 cement. Its enrichment, observed in Dol-1, should have occurred by interaction with Sr-rich cements, like Cal-2 or Cal-3, during its migration through the secondary porosity. An overestimation of the Sr-content can also be suggested, since the penetration depth of the microprobe may be higher than the size of the dolomite.

To summarise, a dolomitic fluid, enriched in barium and sulphate, migrated along re-opened veins at elevated temperature and dissolved partially former calcite cements (i.e. Cal-3 and Cal-2 cements). This diagenetic process caused the development of a secondary porosity and induced also a recrystallisation of the former calcite cement. By fluid/cement interaction, the fluid became enriched in Sr (i.e. Dol-1) due to intense interaction with the high Sr-content calcite cement, whereas it precipitated as low Sr-content dolomite (Dol-3) in the fractures. This migration could point to a hydrothermal origin, but additional research is needed to confirm this hypothesis. The second possibility, which can be considered, described the migration of two distinct dolomitising fluids, i.e. Dol-1 and Dol-3, at different moments However, their association with barite and the similar cathodoluminescence signature of the two generations of dolomite support the first hypothesis, describing the migration of a single dolomitising fluid.

3.3.6. Late calcite cement

Cal-7 cement (Fig. 4C) postdates the tectonic stylolites and precipitates in NW–SE and N–S oriented fractures. The cement displays dull sector-zoned luminescence, and is usually associated with brecciated fragments of dolomite (Dol-2 generation). The brecciated fragments are similar to those in Cal-3 cement, but less numerous and smaller in size. In some places, especially along grain boundaries, accumulations of transported fluorite are observed, associated with pyrite and detrital phyllosilicates.

The occurrence of brecciated fragments of dolomite gives a clue for a migration under high pressure regime. The Sr-isotope signature of 0.708039 for Cal-7, which is similar to previous measurements realised on the Triassic evaporites of 0.708010 (Swennen et al., 1999), possibly supports intense interaction with Triassic dolomite interval. However this signature also suggests a Middle Oligocene marine signature, which is characterised by a Sr-isotopic signature varying from 0.707900 to 0.708050 (McArthur and Howarth, 2004).

The positive $\delta^{18}O$ signature of the Cal-7 cement between +0.12 and +1.12‰ V-PDB can also be explained by the intense host-rock buffering with evaporite intervals or by clay diagenesis. Geochemically, Cal-7 cement is as low Sr-, Al-, Si-, and Fe-contents.

This cement can be associated to a fluid, which underwent intense water–rock interaction with evaporites-bearing unit and with Triassic dolomites.

3.3.7. Late dissolution stage

The last stage in the diagenesis is characterised by the development of a possibly subrecent karst system. It caused a selective dissolution of dolomite crystals, as testified by the rhombohedral shape of the moldic secondary porosity (Fig. 4e). Some dolomite crystals however are also replaced by bright yellow luminescent calcite, which points to a dedolomitisation process. This probably occurs at the subsurface, as a telogenetic process, due to the effect of percolation of meteoric water (Chaftez, 1972).

4. The use of calcite twins within veins as paleo-stress and paleo-burial indicators

4.1. Aim and method

This part of the study aims at placing constraints on the tectonic framework of paleofluid flows in the vein systems observed in the folds of the southern Outer Albanides. No detailed microtectonic analysis had been made previously to constrain the timing of fracture development in the foreland and to accurately characterise the related paleostress orientations and regimes, in relation with the regional tectonic evolution. The ultimate purpose was therefore to bridge the gap between geochemical analyses at the local scale and regional-scale tectonic history, through the analysis of mechanical twins within the calcite cements filling the veins. Combining this approach with the study of microstructures observed in the field and at the scale of the samples allowed to establish a chronology between vein formation/cement crystallisation (and hence the timing of fluid flows within these veins) and development of the frontal folds.

Calcite twin analyses have been widely used to constrain both the structural and kinematic evolution of fold–thrust belts, e.g., Sevier and Appalachian forelands: Craddock and Van Der Pluijm, 1999; Northern Pyrenean foreland: Rocher et al., 2000; Southern Pyrenean foreland:

Holl and Anastasio, 1995; Gonzales-Casado and Garcia-Cuevas, 1999; Subalpine chain: Ferrill and Groshong, 1993; Taiwan: Lacombe et al., 1993; Rocher et al., 1996; Hung and Kuo, 1999; Hudson valley fold–thrust belt: Harris and Van der Pluijm, 1998; Zagros: Lacombe et al., 2007. These studies have led to regionally significant reconstructions of tectonic stress and strain patterns, and, in few cases, to the quantification of differential stresses associated with folding and thrusting.

Twinning in calcite occurs at low temperature and requires a low critical Resolved Shear Stress (RSS) of 10 +/−4 MPa that depends on grain size (e.g., Rowe and Rutter, 1990; Lacombe and Laurent, 1996) and internal twinning strain (e.g., Turner et al., 1954; Laurent et al., 2000). Calcite twinning is not sensitive to either strain rate or confining pressure, and therefore fulfils most of the requirements for paleopiezometry.

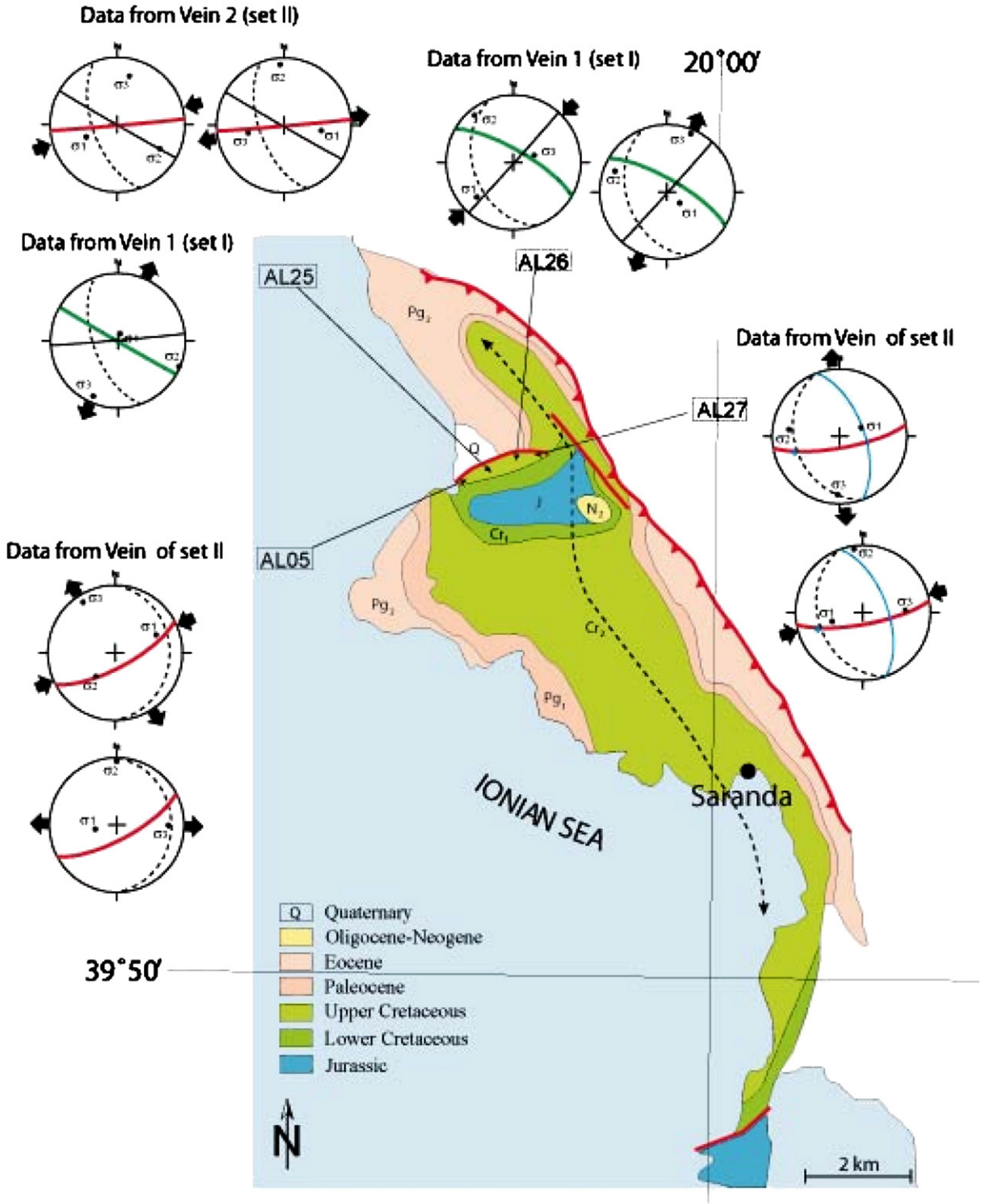


Fig. 5. Detailed map of Saranda anticline with reported paleostress orientations determined from calcite twin analysis. Stereodiagrams: Schmidt lower hemisphere, equal area projection. Bedding as dashed line; in each diagram, the vein in colour (green, set I; red: set II) is the vein from which the stress tensor has been determined. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Calcite twin data being basically strain data, Groshong's (1972) strain gauge technique is commonly used to produce a strain ellipsoid, while differential stresses are given by the Jamison and Spang (1976) technique. In this paper, we used the Etchecopar method of inverting calcite twin data (Etchecopar, 1984; see details in Lacombe, 2001) that computes simultaneously stress orientations and differential stress values and is, therefore, the only technique to date that unambiguously relates differential stress magnitudes to a given stress orientation and stress regime. This method applies to small twinning strain that can be approximated by coaxial conditions. Therefore, orientation of twinning strain can be correlated with paleostress orientation (Burkhard, 1993).

The inversion process takes into account both twinned and untwinned planes, the latter being those of the potential e-twin planes which never experienced a RSS of sufficient magnitude to cause twinning. The inverse problem consists of finding the stress tensor that best fits the distribution of twinned and untwinned planes. The orientations of the 3 principal stresses σ1, σ2, and σ3 are calculated, together with the Φ ratio [$\Phi = (\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$] and the peak differential stresses (σ1–σ3) sustained by rocks. If more than ~30% twinned planes in a sample are not explained by a unique stress tensor, the inversion process is repeated with the uncorrelated twinned planes and the whole set of untwinned planes. Where polyphase deformation has occurred, this process provides an efficient way of separating superimposed twinning events (e.g., Lacombe et al., 1990).

4.2. Sampling and measurements

As mentioned earlier (Section 3.2.2), two main vein systems have been identified in the Saranda and Kremenara anticlines (Fig. 1A). The first set (I) is oriented N140° ($^{+}/-20$), and likely predated folding. This set developed during burial, possibly in response to high fluid pressure (Section 3.2.2). The second set (II) is oriented N60° ($^{+}/-20$) and is likely a vein system formed in response to the regional compressional stress responsible for folding. In both folds, pervasive pressure solution is evidenced by widespread stylolitisation.

Oriented samples were collected from homogeneous, poorly deformed, marine limestone of late Cretaceous age, cut by the above-mentioned vein systems. The fine-grained facies of these limestones did not enable us to carry out analysis of calcite twins within the rock matrix, so only four samples from the western flank of the Saranda anticline (AL05, AL25, AL26 & AL27; Fig. 5) were available for calcite twin analysis. An additional sample from the Kremenara anticline has been studied in order to allow comparison with results from Saranda. Thin twins are dominant in the samples, indicating that calcite deformed below 200 °C (Burkhard, 1993; Ferrill et al., 2004) (Fig. 6). Twinning strain never exceeds 3–4%.

Sampling in fold limbs allowed to constrain the chronology of twinning relative to folding. For example, one might expect that if a twin set formed during Layer-Parallel Shortening (LPS) and was subsequently tilted with the strata during folding, then one axis of the stress tensor should be perpendicular to bedding with the other two lying within the bedding plane. In contrast, late/post folding twin sets should yield two horizontal stress axes and one vertical one, within a range of 10° uncertainty. Examination of abutting/cross-cutting relationships between veins and bedding-parallel/tectonic stylolites, together with collection of twin data in crosscutting set I and set II veins, also helped to constrain the chronology of twinning events.

4.3. Results: paleostress orientations and regimes and relation to vein development and regional fold–thrust belt evolution

Despite the low number of samples available for this study, calcite twin analysis consistently revealed the main states of stress in both Saranda and Kremenara anticlines. The first stress regime corresponds to a N70° compression and a sub-perpendicular extension. The different tensors related to this stress regime are linked by stress

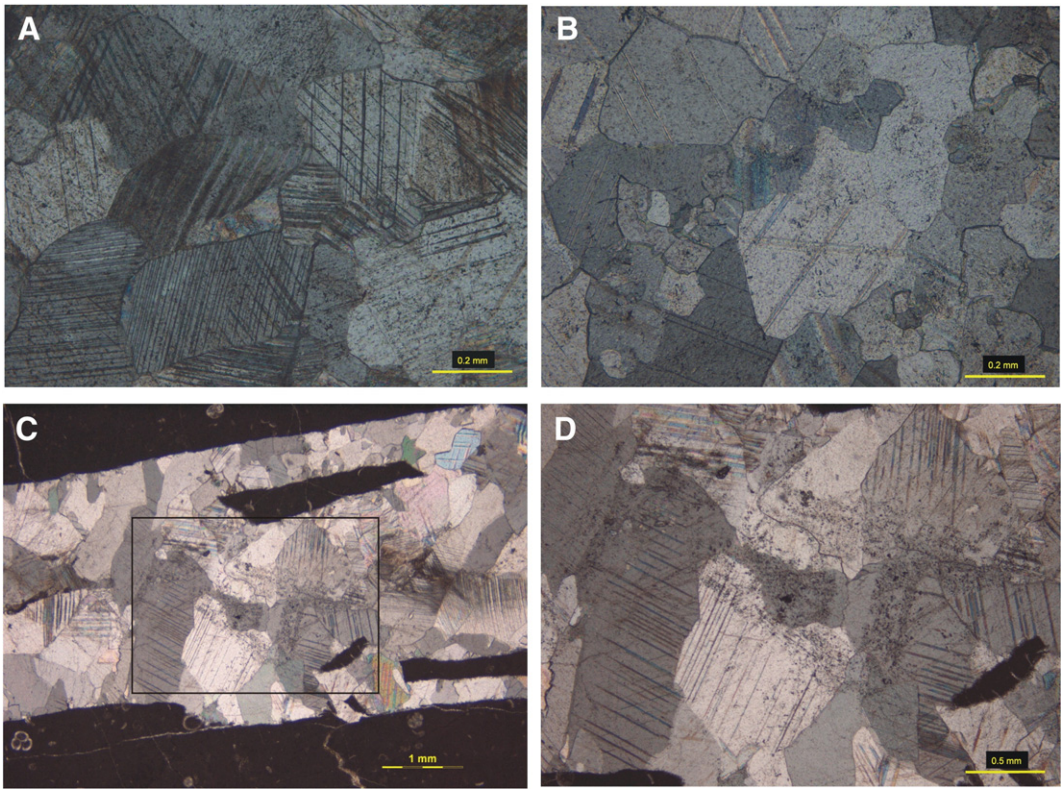


Fig. 6. Examples of twinned calcite crystals in veins from the Saranda anticline. A: AL25 sample, high twin density; B: Al27 sample, low twin density. C, D: DR10 sample. Note that twinning occurred in the thin twin regime in all samples, suggesting low strain recorded at low (<200 °C) temperature (Burkhard, 1993; Ferrill et al., 2004).

permutations: after backtilting, σ1 is either horizontal, with σ2 or σ3 trending N160°, or vertical and associated with a N160° trending σ3 (Fig. 5). This stress regime accounts well for the formation of set II veins and associated tectonic stylolites. The attitude of the computed stress axes with respect to bedding reveals that twinning recorded LPS in the samples from Saranda and late stage fold tightening in the sample from Kremenara; the N70° compression, that lies at high angle to fold axes, therefore likely prevailed during the entire folding history.

The second stress regime corresponds to a pre-folding nearly E–W extension, perpendicular to the local N–S trend of the Saranda anticline (Fig. 5); it likely reflects outer-rim extension during fold development. The third stress regime also prevailed before folding; it corresponds to a N30°-directed extension, which is likely responsible for the opening of the early set I veins in response to the flexure of the foreland in front of the advancing thrust sheets, contemporary with burial and possibly under high fluid pressures.

4.4. Results: from differential stress values to paleoburial

Lacombe (2007) has shown that paleo-differential stress against depth suggests a trend of increasing differential stresses with depth, supporting that stress in the upper crust is mostly at frictional equilibrium, in agreement with contemporary stress measurements (Townend and Zoback, 2000). For given stress and pore pressure regimes, and knowing the differential stress values from calcite twin analysis, one can make use of this relationship to estimate the paleodepth of deformation. Fig. 7 reports the curves of differential stress values as a function of depth in a crust in frictional equilibrium, for strike–slip (SS) and reverse faulting (*C*) stress regimes, values of λ [$\lambda = P_f/\rho gz$, where P_f is the pore fluid pressure, ρ the density of the overlying rocks, g the acceleration of gravity and z the depth] of 0.38 (hydrostatic) and 0 (dry) and for values of the friction coefficient μ of 0.6 and 0.9.

We focused on stress tensors related to the regional compression that has been recorded either at the very early stage (LPS) or at the very late stage of folding (fold-tightening). Extensional stress tensors were not considered. Reporting the differential stress values corresponding to reverse, strike–slip or mixed reverse/strike–slip (i.e., with low Φ ratio) stress regimes related to the N70° regional compression on the above-mentioned curves yields the probable range of depths at which Cretaceous limestones recorded twinning strain. In Saranda, the depth range of the investigated samples just before the onset of folding (i.e., at the maximum burial) was about 1.5–5.5 km, around a mean value of 4 ± 1 km that represents the most likely burial depth of these limestones.

These preliminary paleodepth estimates, although scattered and possibly overestimated (see discussion in Lacombe, 2007), are consistent to a first-order with other independent paleoburial indicators. Although the thicknesses of sedimentary formations in the Ionian zone are poorly constrained, at least 2000–2500 m of Paleogene (including the Oligocene flysch) can be considered above the Cretaceous limestones (e.g. Collaku et al., 1990). Muska (2002) estimated from Genex-1D modelling a thickness of eroded rock of nearly 1600 m above Eocene formations. In addition, taking into account a thermal gradient of about 16–20°/km (e.g., Roure et al., 2004), and paleotemperatures between 40 and 60° derived from microthermometry of paleofluids, the possible depth range is about 2–4 km, consistent with our estimates from calcite twins. Additional constraints are provided by the maturity rank of the organic matter in the Mesozoic series sampled in surface outcrops of the Ionian Basin and Kruja Zone: Ro values for Toarcian samples were found lower than 0.55 and, therefore, the rocks are immature (Roure et al., 1995); Ro values lie between 0.7 and 0.9 for the late Triassic. Taking into account the low geothermal gradient, these Mesozoic limestones were

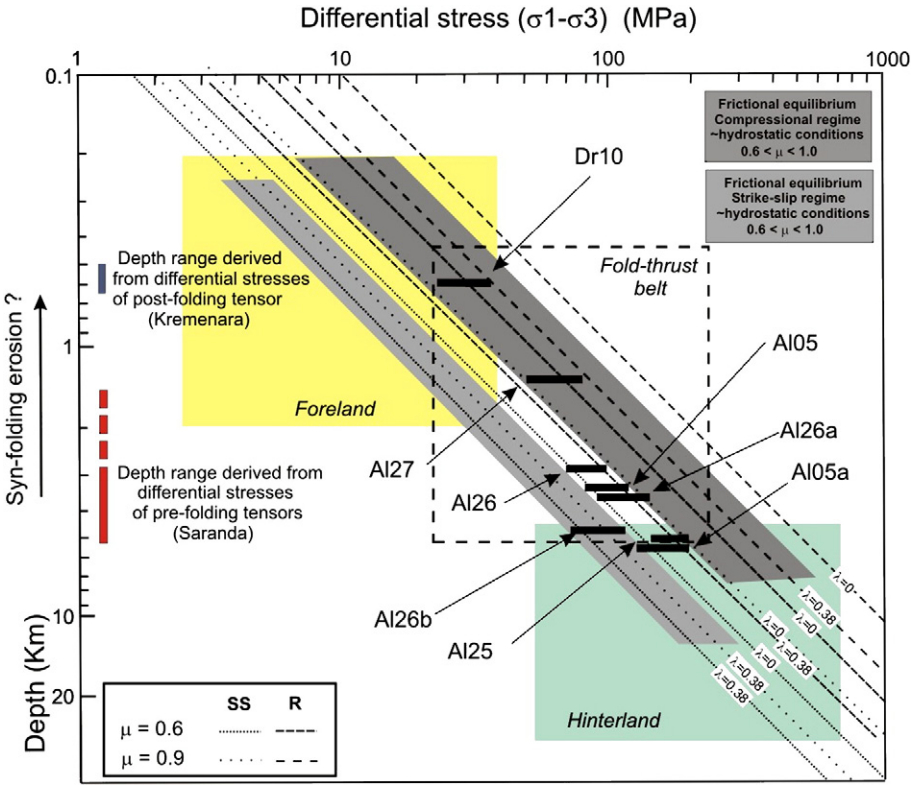


Fig. 7. Differential stress values determined from calcite twins reported on stress/depth curves built for a crust at frictional stress equilibrium (Lacombe, 2007), and derived paleoburial values for pre-and post folding stress tensors. Labels a and b refer to stress estimates obtained from subsets of twin data of homogeneous grain sizes, while others were obtained from the whole data set in each sample.

probably never buried to depths greater than 4 km, in agreement with our estimates.

In the Kremenara anticline, the post-folding differential stress values correspond to a depth of 0.5–0.6 km. Assuming that the maximum burial was nearly the same than in Saranda, this may indicate an erosion of ~3 km at the crest of the anticline during folding. Note, however, that these two tectonic units (i.e. Cika belt and Kurveleshi belt) have different evolutions and are therefore not directly comparable, so further studies should confirm these conclusions.

5. Coupled 2d-stratigraphic, kinematic, thermal and fluid flow modelling

Before performing a coupled thermal and fluid flow modelling, a good knowledge of the basin scale structural geometry and history is needed. This begins by the construction of regional structural balanced cross-sections with lithological attributes, representative of the present-day deformation state of the studied area. In this study, the present-day cross-section was built using geological maps, well data (ages, lithologies and seismic velocities from well logs and cuttings) and depth-converted interpreted seismic data. In the Albanides, the seismic data provide also a strong control on the architecture of pre-, syn- and post-kinematic strata and their space-time relationships with faults and folds. These observations permit to sequentially retrodeformed the present-day cross-section and reconstruct intermediate deformation states.

5.1. Coupled Thrustpack–Dionisos forward kinematic and stratigraphic modelling (Input templates for Ceres)

The 2D kinematic evolution of the Albanian studied section was modelled with the Thrustpack software that uses an algorithm based on the kink-band method for fold-bend fold of Suppe (1983). The Thrustpack simulations consist of performing a series of forward time steps to reproduce successive deformations (faulting, folding and flexure) on the basis of the geological restored cross-sections (Sassi et al., 2007; Sassi and Rudkiewicz, 1999). In this software, the observed geometry of the syntectonic deposits and of the fault paths into them is drawn at each stage before to apply the tectonic offsets. Former strata located above erosional unconformities are then erased before initiating the next kinematic stage. Finally, the software calculates the compaction in the section between two deformation steps, depending on the lithologies given by the user for each new sedimentary layer. A reasonably good fit to the observed section geometry can be obtained in this way, in spite of the restrictions imposed by the fold-bend fold model. There is however no real constraint on the topographic profiles reproduced into the Thrustpack modelling, except those approximated from the geological profile and the distribution of sand/shales.

The 2D stratigraphic evolution of the Albanian studied sections was also modelled with the Dionisos software. The Dionisos software is a multi-lithological dynamic-slope forward computer model that uses deterministic physical laws to simulate the transport of sediments in 3D (Granjeon and Joseph, 1999). In the Dionisos simulations, the interactions between three main processes (accommodation, sediment supply and sediment transport) are numerically solved at each time step. The changes of accommodation are linked to the basin deformation, induced by tectonic movements and sediment loading, the sea level variations and the sediment compaction. The supply of sediments can be an inflow coming from the erosion of adjacent source areas (i.e. clastic sediments), or an in-situ production controlled by ecological rules and physical parameters such as water depth and wave energy (carbonates). The transport of sediments is simulated using two sets of water-driven diffusive equations, in order to reproduce the interaction between the long-term fluvial and gravity transport, and the shorter-term transport induced by catastrophic floods, slope failures and turbiditic flows. The numerical quantification of the interactions between accommodation, sediment supply and sediment transport leads to a 4D (x, y, z and t) model that represents the evolution of the stratigraphy and the topography of the studied area trough time.

As many other stratigraphic computer model, Dionisos was first developed to simulate the vertical tectonic movements that are a component of the accommodation space. Although it can now reproduce some horizontal displacements such as listric normal growth faults, it is not yet able to reproduce such tangential offsets repeating layers as thrusting. This is why a newly developed coupling between the Thrustpack and the Dionisos softwares was tested in this Albanian study.

The coupled kinematic and stratigraphic modelling consists in an exchange of data between the two softwares, each one supplying the other one with complementary information (Albouy et al., 2003a,b) (Fig. 8). At the end of each kinematic stage, Thrustpack thus exports towards Dionisos the initial topography and lithologies of the model surface, as well as its vertical displacement vectors corresponding to the underlying thrusting, folding and flexural deformation. On the basis of these inputs, Dionisos incrementally performs a simulation of the accommodation changes, the sediment supply and the sediment transport on the duration of the same kinematic stage. Dionisos then sends back to Thrustpack a template for the final topographic profile of the stage, which in that case takes into account the physics of the erosional and depositional processes. Incremental Thrustpack kinematic stages can finally be performed again using the new information on the topography and if needed, on the lithologies also calculated by Dionisos for the syn-tectonic deposits between the wells data. At the end of this computation, the structural, stratigraphic and topographic knowledge of the area is considerably improved and the final geometric results of the Thrustpack modelling can be ultimately used as intermediate boundary conditions/templates for a regional 2D coupled thermal and fluid flow modelling using the Ceres software as described below.

5.2. Fluid flow modelling

Basin-scale modelling techniques are required to understand the velocity and trends of fluid migrations, pore fluid pressures, temperature evolution of the basin and the hydrodynamic behaviour of faults. The Ceres software is a 2D-basin modelling that allows to model sedimentary basins and understand the petroleum systems in complex structural environments, such as salt-driven tectonic areas, diapirism and foreland-fold-and-thrust-belts, where blocks are displaced along faults (Schneider, 2003; Schneider et al., 2002).

In addition to the simulation of overpressures, Ceres software is able to model the formation and evolution of the petroleum system by reconstructing the hydrocarbon generation and migrations but also to trace the changes in the water flow through time. In this way, a link between the thermal evolution, the fluid pathways, the diagenetic processes and the deformation history is required to replace the fluid migrations within the kinematic evolution.

5.2.1. Work flow

To carry out such study, the work flow operates with three main steps (Schneider et al., 2002), which are the edition of the initial section, the restoration of the section and finally the forward simulations:

(i) The initial section can be edited on the screen or using a template geometry imported directly from another study or other softwares such as Thrustpack (i.e. the final section that is equivalent to Present Day geometry). At this stage, it is recommended to use a structural software that is able to balance the section, such as Locace, 2D Move, Restore or 2D-

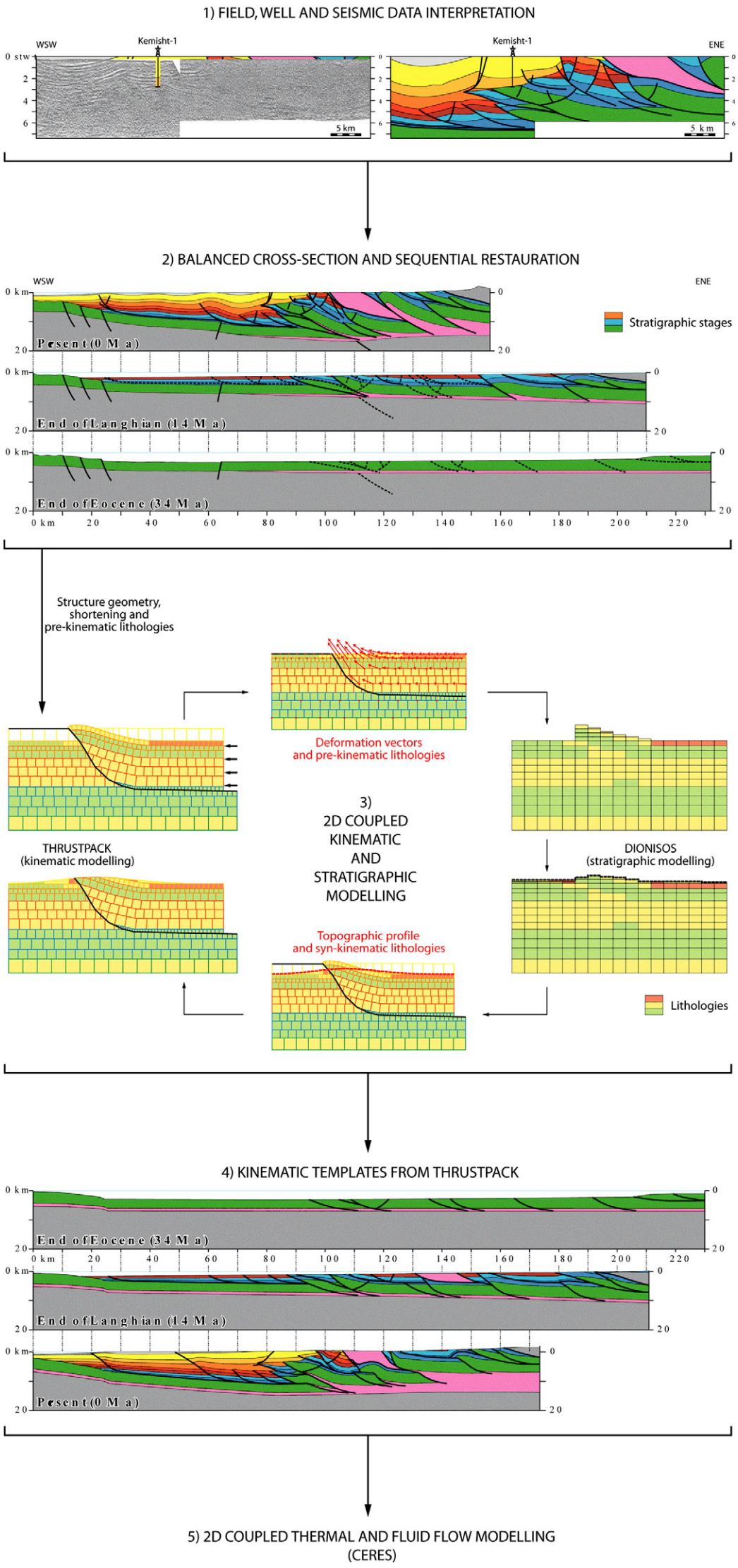


Fig. 8. Workflow of the coupled structural/stratigraphic forward modelling. For explanation see text.

GeoSec softwares (Gibbs, 1983; Moretti et al., 1988; Moretti and Larrère, 1989; Tozer et al., 2006). The geological attributes are then assigned, including the horizons, faults, décollement levels, section boundaries, the age of the horizons and finally the lithologies, which may evolve spatially but not in time. The sub-domains are subsequently defined as small independent kinematical units or blocks. The meshing, which is specific for each block, is built with no constraint coming from the other blocks. Geometrically, the initial section holds the Brittle Upper Crust as well as the Ductile Lower Crust and the Moho (Fig. 9).

(ii) The section is then restored with a backward process, where the intermediate geometries built with Thrustpack are directly used as templates in Ceres to rebuild the eroded parts and to perform the displacements along faults. Once the erosion and the sedimentation are accounted for, the resulting section is uncompacted using porosity-depth relationships. At this stage, the displacement along individual faults is applied using translations and vertical shear (version 4.0). As for the edition of the eroded parts, this operation may be facilitated by the use of templates as it was the case for the present study.
Once the thickness is restored, the last step of the backward simulation requires the correction of local inconsistencies in the computed thicknesses that result from the use of the vertical shear mode of deformation. The correction of the eroded part may be also done at this stage. However, this step allows mainly to account for salt or mud tectonics and diapirism as well as thickness modifications. These steps were done for each layer of the initial section at present day. The final scenario of the restoration was then validated using input data derived from former kinematic studies.

(iii) The last step is a forward modelling coupling the fluid flow simulations, the heat transfer, the hydrocarbon formation, the compaction and pore space evolution, the building up of overpressure, etc. To solve the problems of permeability and pore saturation in complex tectonic setting, Ceres defines several sub-domains, the boundaries of which being mainly defined by faults and model boundaries. The principal equations are mass conservation of solid and fluids (cg. 3 phases: water, oil, gas), coupled with Darcy's law and compaction law (Schneider et al., 2002).

Three options have been implemented to handle the permeability and long term behaviour of the faults. Faults can either be assumed as pervious (i.e. first option) or impervious (i.e. second option), being then considered as a flow barrier. Alternatively their permeability can also evolve through times according to the neighbouring lithologies (i.e. third option). Permeability can also change with the strain rate. Whichever option is chosen, the faults are considered as inactive when their velocities are lower than the defined speed limit of 50 m/Ma.

In the framework of this study, the three options have been modelled but only the second option, where the permeability is dependant to the lithologies on both sides, is illustrated in detail. A quick comparison with the two other options, considering the faults as either impervious or pervious, will be carried out.

5.2.2. Kinematic scenario

The kinematic evolution of the Albanides is strongly influenced by the occurrence of the Triassic evaporites, deposited during the rifting stage. The east-trending studied transect cross the Albanides from the Peri-Adriatic Depression in the west to the Kruja Platform in the east. This section crosses also the Vlora-Elbasan transfer zone, where all the major Albanian oil fields occur (Fig. 1A).

This fluid flow modelling was used to study essentially the impact of the faults on the fluid migration, to determine whether they acted as fluid barriers or drains, to quantify the fluid flow, and to reconstruct the pore fluid pressure history of the subthrust reservoirs. The resulting scenario, modelled with Ceres, is illustrated in the Fig. 10 and demonstrates successive major kinematic episodes, based on the work previously done by Barrier et al., 2003, 2005:

- end of the passive margin during the Oligocene (−23.7 Ma), with active folding in the internal Albanides and flexuring of the foreland basin which was subsequently filled by the Oligocene flysch.
- thrust emplacement of the Kruja belt, resulting in the flexuring and turbiditic sedimentation in the Ionian Basin during the Aquitanian (−20.52 Ma).
- onset of the thrusting in the Ionian zone during the Langhian (−13.7 Ma).
- out of sequence thrusting, accounting for the development of an intermediate tectonic unit in the Ionian Basin (i.e. Berati belt) during the Serravalian (−11.6 Ma).
- maximum shortening of the Ionian zone during the Tortonian (−7.5 Ma), causing an important flexural subsidence in the foreland. At the same time, the eastern most thrust units were already uplifted and eroded.
- burial increases related to thrusting and coeval synorogenic sedimentation in the foreland increased the flexural subsidence. The compressive front was still active and many compressive structures were growing in the foreland during the Messinian (−5.3 Ma).
- the present day profile shows partial erosion of the Oligocene seals located at the top of the tectonic units that allows the unroofing and emersion of the main reservoir interval in the Kruja and Berati belts.

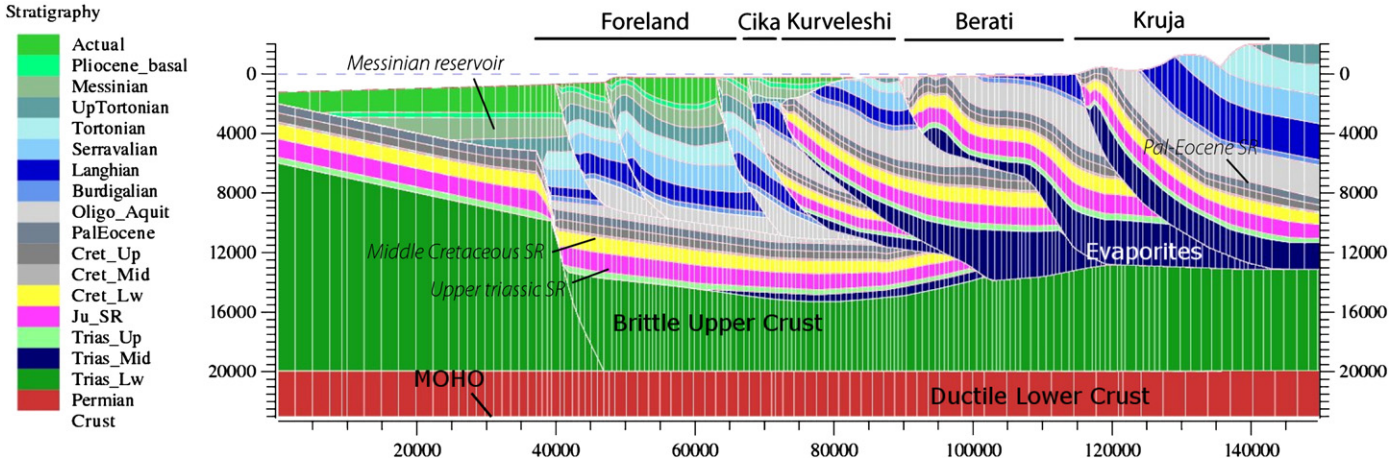


Fig. 9. Geometry and lithology distribution of the section at present day. The three main source rocks (SR) are located in the section.

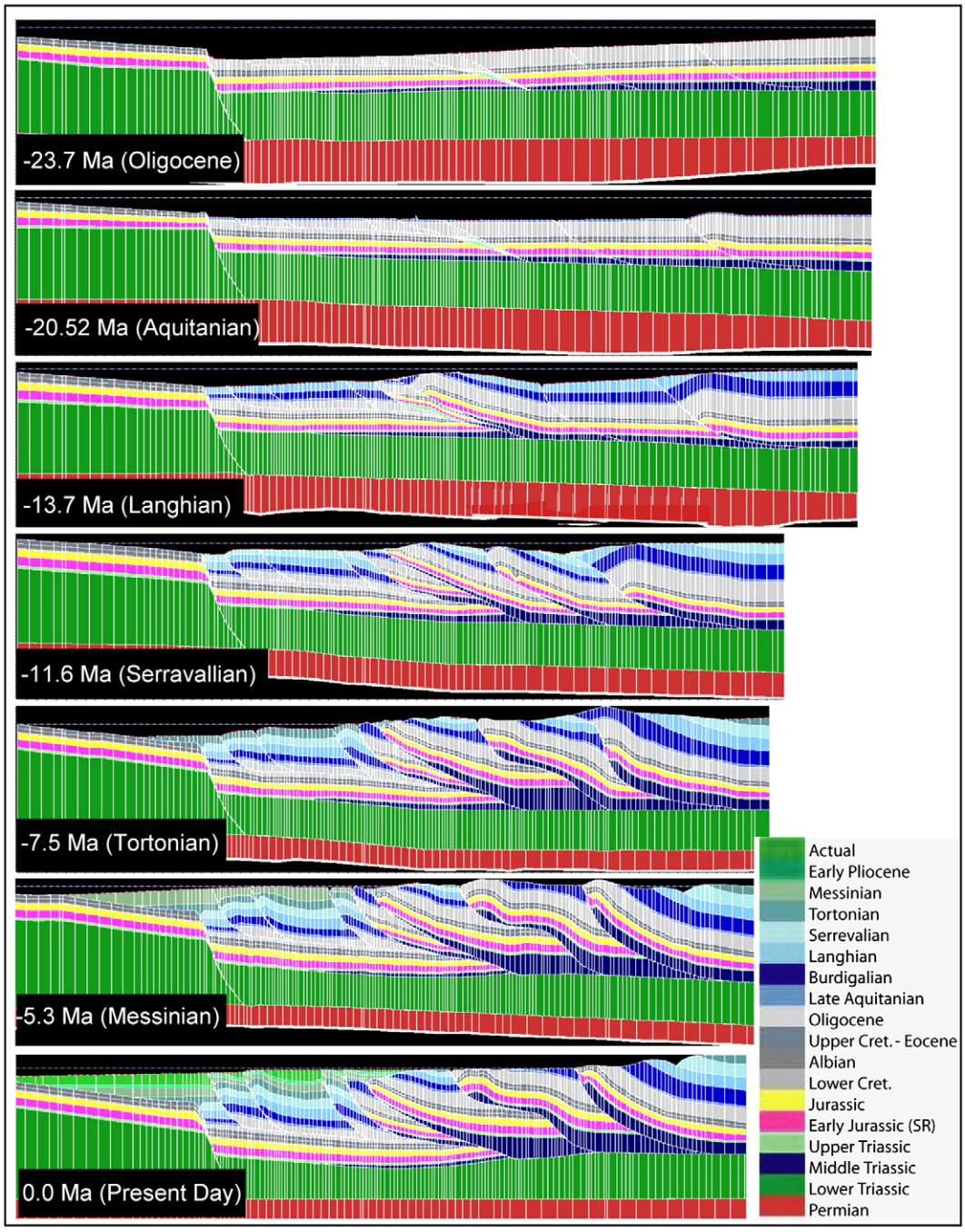


Fig. 10. Kinematic evolution of the Ceres model along the studied CR 13 section (Fig. 1) from the Late Oligocene (−23.7 Ma) to present day.

For this modelling, three organic-rich source rock formations have been considered (Mattavelli et al., 1991; Curi, 1993; Speranza et al., 1995; Rigakis and Karakitsios, 1998): a) the Upper Triassic–Lower Jurassic blackshales, which are the main effective source rock, with TOC values up to 5,5%; b) the Middle Cretaceous bituminous shale and limestones with 2,5% of TOC; and c) the Paleocene–Eocene shaly limestone in the Kruja belt, where the TOC reached 4,5%. Their organic matter is types I to II marine origin.

As previously described, carbonate reservoirs range in age from Upper Cretaceous to Eocene and essentially consist of pelagic facies of the Ionian Zone, characterised by a dual fracture–matrix porosity. Their reservoir characteristics are largely enhanced by the presence of numerous open fractures. Other reservoir intervals, located in the Peri-Adriatic Depression, such as the Pliocene and Messinian sandstones, are also oil-bearing.

The trapping mechanisms have a dominant stratigraphic control that must account for the seal capacity of the Oligocene flysch and the Messinian evaporites. However, in places where the Oligocene flysch has been tectonically removed, the Triassic evaporites along the decollement level also constitute a composite stratigraphic and structural seal, i.e. in the Delvina oil field.

5.2.3. Thermal calibration

Accurate forward structural modelling allows a direct control on the burial history of source rocks in foreland fold–thrust belt systems. However, one of the most important steps in the fluid flow modelling is the thermal calibration of the section, in order to predict a realistic evolution of the source rocks, the timing of hydrocarbon generation and expulsion and the possible way of hydrocarbon migration between the sources to the traps. Many paleothermometers can be

used along the profile, such as Bottom Hole Temperature (BHT), present-day heat flow, geothermal gradients, as well as petrophysical and laboratory data such as Vitrinite reflectance, Apatite Fission Tracks, microthermometry and Rock-Eval analyses. Even if the present temperature of buried reservoirs can be easily calibrated since this parameter is not too sensitive to its fluctuation through time, the difficult step remains to determine the best evolution of the heat flow in order to obtain an accurate present day maturity repartition.

In the case of foreland-fold–thrust belts, the evolution of the heat flow, which occurs during the sedimentary filling of the flexured basin, is very difficult to determine, since folding and thrusting stages are often associated with important sedimentation rates (i.e. flysch deposition). The intense flexuring may imply a blanketing effect for the thermal evolution due to slow sediment compaction. It is usually followed by an important subsidence (i.e. the filling of the accommodation space) during the maximum shortening (Barrier et al., 2003, 2005). For this study, different hypotheses on the heat flow variation have been tested, especially to determine the importance of the blanketing effect and to constrain better the model.

In the Albanides, low geothermal gradients exist at Present, ranging from 16 to 20 °C km^{-1} (Cermak et al., 1996; Frashëri, 2005) with generally an increase towards the east. These values are associated with anomalous heat flow values as low as 30 to 40 mK m^{-2}, with unclear distribution. In some places, strong variations of the temperature gradient are also observed mostly due to the complex tectonic structures in the vicinity of salt diapirs (high conductivities), transfer zones (i.e. Vlora Elbasan lineament) and local reversal in temperature gradient due to meteoric circulation and karsts. For this study, the heat flow variation used to model the fluid flow, corresponding to the best fit with the actual data, is described on the Fig. 11.

5.3. Fluid flow

Source rock maturity is estimated either by the vitrinite reflectance values (Easy Ro; Ardic, 1998), or through the transformation ratio (TR) that represents the advancement of the transformation of kerogen into hydrocarbon. This has been computed for the three source rocks previously described.

5.3.1. Maturation vs. kinematic evolution

According to fluid flow modelling, sedimentary burial was already sufficient during the Late Oligocene to already mature the Triassic source rocks in the still subsiding Ionian basin (Fig. 12A). Alternatively, shallower source rocks, i.e. the Toarcian and the Middle Cretaceous blackshales, remained largely immature in the Ionian Basin and the Paleocene–Eocene shaly limestones of the Kruja platform until the Tortonian episodes of the deformation (Fig. 12B), when tectonic burial ultimately forced them to enter the oil window.

At the present-day (Fig. 12C), the Upper Triassic–Jurassic source rocks are overmature in the foreland, whereas in the thrust units they are still mature or in the condensate-gas window. Only the top of the Kurveleshi belt is still immature, since this unit uplifted at the onset of thrusting and consequently always remained at lower temperature.

The Middle Cretaceous source rock is principally mature to immature in the Ionian tectonic units from the base to the top of the tectonic units respectively, whereas the maturity of the Paleocene–Eocene shaly limestone of the Kruja unit is higher and has reached the gas-condensate window.

Finally, the model shows two main steps of maturation: the first one during the sedimentary burial, which allows the Triassic source rock to enter the oil window as early as the Oligocene and to increase the maturity of the shallower source rocks. Afterwards, during the syn-deformational stage, thrusting will help to keep the source rocks of allochthonous Ionian units in the oil window and to progress slowly towards the condensate-wet gas window, whereas source rocks are overmature in the foreland since the Late Tortonian.

The variation in maturity between the Berati–Kruja belts and the Kurveleshi–Cika belts can be explained by the development of out-of-sequence thrusting during the Albanides evolution, allowing an increase of the source rock maturity for the tectonic units that have been uplifted later.

5.3.2. Water saturation

The water saturation has been modelled since it is complementary to the oil saturation. The Fig. 13 shows the oil accumulation in present day, in the case of light oil migration (oil density of 33° API). The known oil-bearing reservoirs are accounted for by the model, but other untested reservoirs, such as the Triassic dolomites, sealed by the Triassic source rock according to the model results, could also account for interesting accumulations with oil saturation higher than 45%.

A more realistic fluid flow modelling would require the input of the true oil density. Unfortunately, different types of oil, in terms of density, have been recovered in Albania, whose degrees API fluctuates

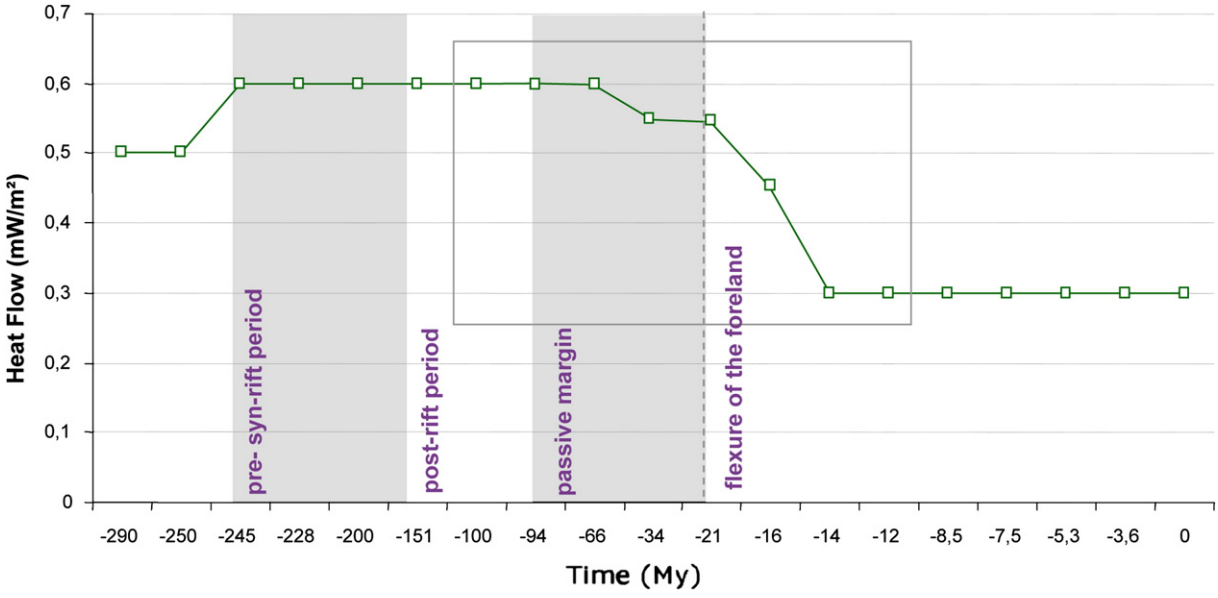


Fig. 11. Determined heat flow variation through time for the studied E–W transect.

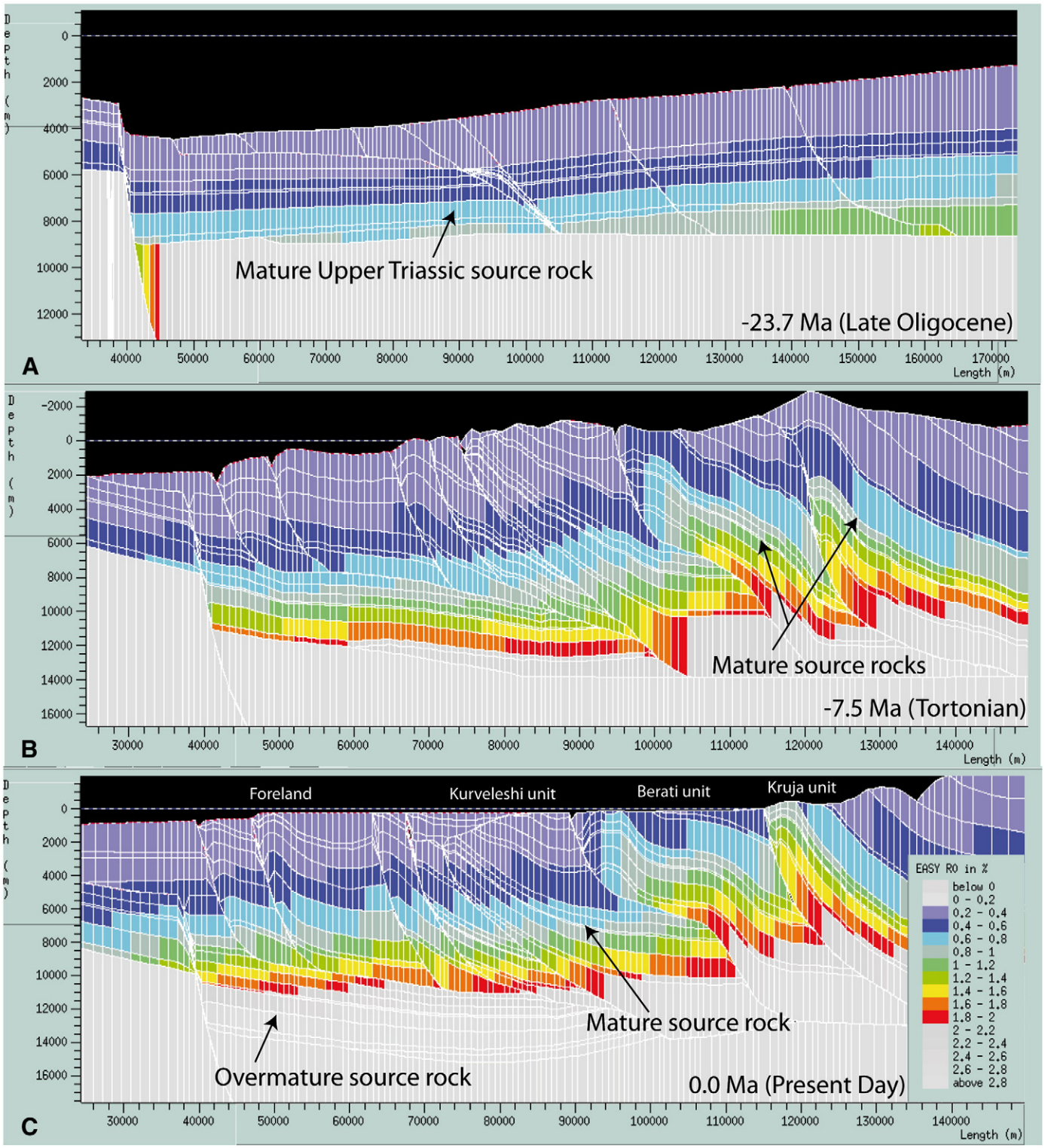


Fig. 12. Repartition of the maturity (Vitrinite reflectance in %) along the CR 13 profile at (A) the Late Oligocene, (B) Tortonian and (C) present day.

in a range between 9 to 37 °API corresponding to densities from 840 to 1000 kg.m-3.

Hence, the migration has been simulated for the two main oil densities (i.e. 33 and 16° API) to clarify whether these two types of oil have been expulsed from the different source rock, or if this density variation relates to late diagenetic processes such as biodegradation or secondary cracking of the hydrocarbon. Several parameters and model results point towards the biodegradation of the hydrocarbon in a post-deformational stage, since the migration of heavy oil would not be able to reach the known reservoir intervals and because the amount of free hydrocarbons in the samples remains too high (i.e. Rock-Eval pyrolysis) to have been subjected to a secondary cracking. This is in agreement with the single burial stage observed in the Ionian Zone.

5.3.3. Migration pathways as a function of the fault behaviour

The pre-deformational stage is characterised by early generated hydrocarbons, which migrated vertically up- and down dip as early as the Oligocene until the Burdigalian. During this early migration stage,

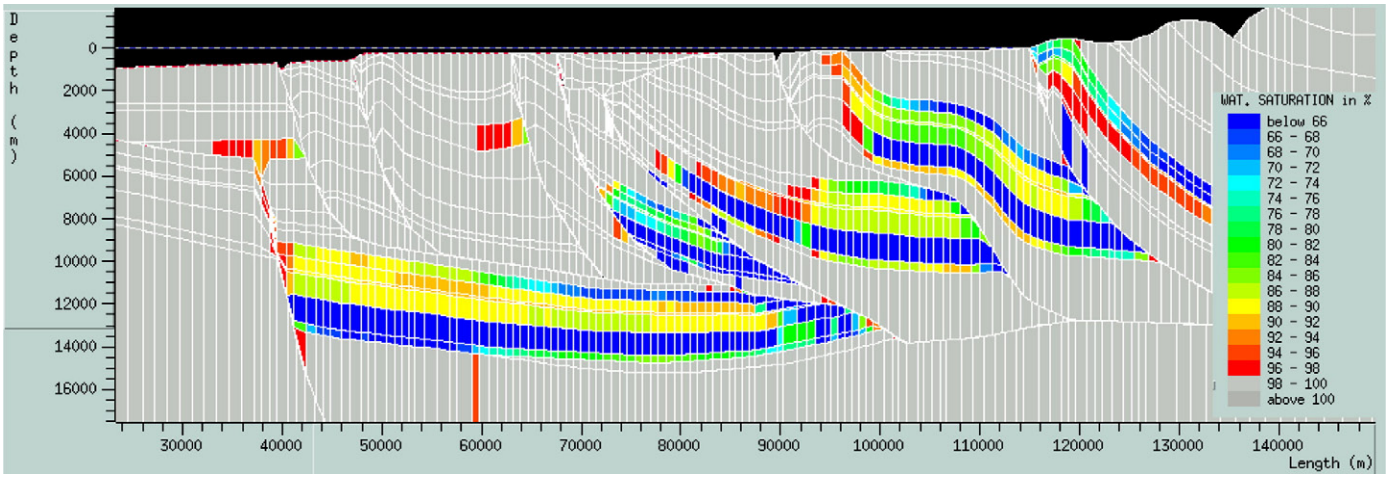


Fig. 13. Water saturation at the present day. Note that the decrease in water saturation is complementary to the oil saturation.

developing during the foreland flexuring, the main faults acted as fluid conduits allowing the oil of the Triassic source rock to be trapped in the reservoirs of the Kruja unit.

The syn-deformational stage is still characterised by up- and down dip vertical migrations but accounts also for east- and westward migrations in the foreland, particularly towards the Italian offshore. This is attested by direct oil-source rock correlations in the Aquila field, which relates to a distal Triassic source (Albpetrol, 1995). The specificity of the period is a change in the fault behaviour. The presence of evaporites along the décollement level enables to block the oil migration through the faults, even if FFTB evolution and the strain rate would rather predict that they should be pervious during such period. Alternatively, hydrocarbon migration is required along faults in the Cika unit for reaching the sandstone intervals of the foreland and the Italian offshore, where no evaporites exist.

From the Tortonian onward, the hydrocarbons were trapped in the Upper Cretaceous–Eocene fractured carbonate reservoirs. This period is characterised by the major expulsion and migration of hydrocarbon in connection with the maximum shortening and thermal burial.

Since the Messinian (Fig. 14), the migrations are relatively short and partly up- and down dip vertical but other important pathways are east and downward (i.e. reflux). This period is characterised by a shift of the hydraulic head from the thrust belt toward the foreland, where many compressive structures are formed. The later allows a change in the faults behaviour, from fluid conduits in the foreland to fluid barriers in the thrust belt. The evolution of the compressive stress enables to develop oil reservoirs in the foreland, i.e. in the Messinian oil-bearing sandstones. Finally, the sealed faults have completely compartmentalised the fluids within the thrust belt, isolating independent volumes of rocks since the onset of the orogeny.

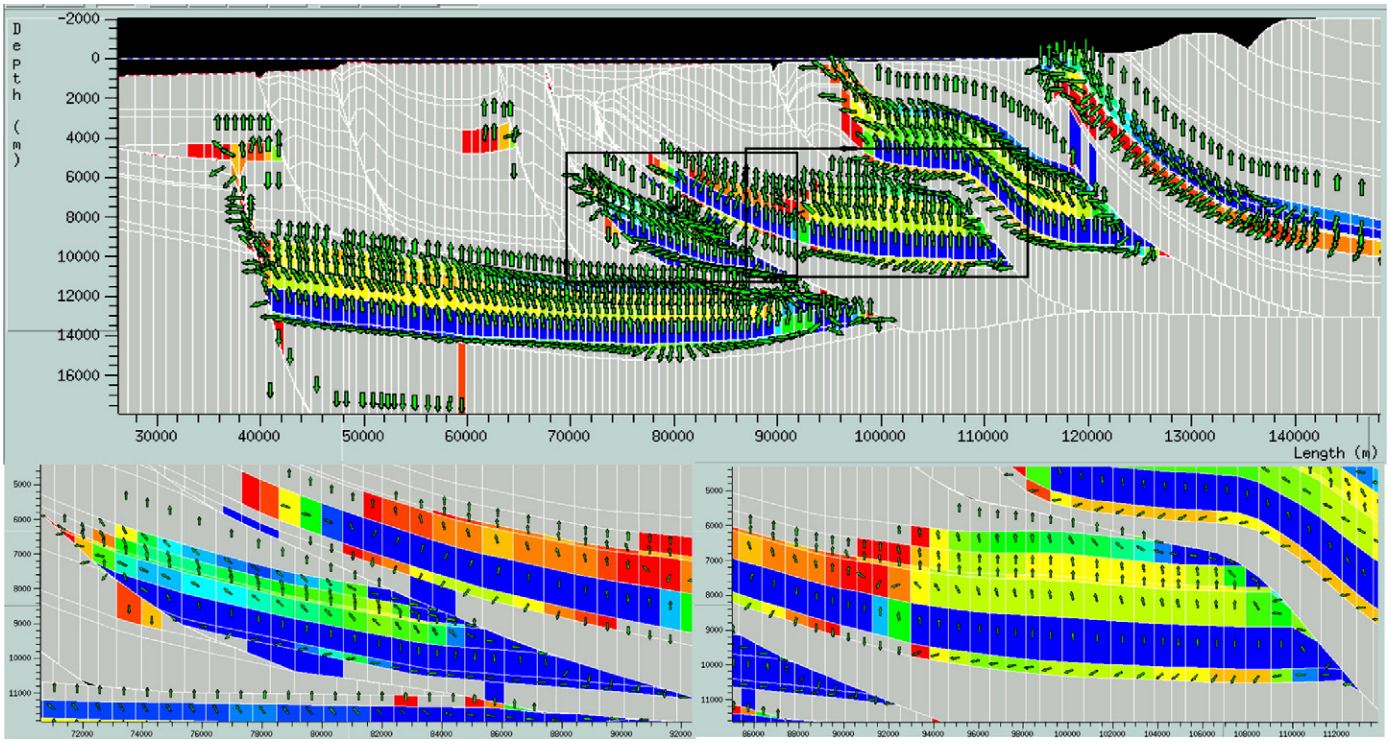


Fig. 14. Water saturation and hydrocarbon migration at the present day with two detailed zones: the Cika unit on the left and the Kurveleshi unit on the right inside. Note the accumulations of hydrocarbon in the Upper Cretaceous to Eocene carbonates located beneath the thrusts, sealed by Triassic evaporite and Oligocene flysch.

These results of fluid flow modelling account for the hypothesis of fault permeability being dependant from the neighboured lithologies (i.e. third option). When considering that the faults are pervious (i.e. first option) all along the FFTB evolution, the fluid migration remains unchanged. In fact, the occurrence of evaporites along the décollement level stops the migration pathways of fluids along the faults. However, when considering the second option, i.e. the hypothesis with impervious faults, results are quite different especially in the foreland, where reservoirs can no longer be charged by hydrocarbons, as they become isolated from the kitchen areas.

6. Conclusions and perspectives

The present paper illustrates an integrated workflow for carbonate reservoir characterisation, coupling kinematic, fluid characterisation and thermal evolution of a fold-and-thrust belt system and associated foreland basin, which has been developed to improve our knowledge of the petroleum system and predict the exploration risks in complex tectonic systems (overpressures, evaporitic diapirs, important erosions …). Such multi-scale study, from outcrop and petrography to basin-scale fluid modelling, could be performed in Albania, which constitutes a unique natural laboratory for the study of active processes in an emerged tectonic wedge. This regional integrated petrographic and basin modelling approaches could precise the timing of deformation and erosion, of the cementation and dissolution episodes, the velocity of the fluids and their evolving chemistry during migration, giving evidence of important water–rock interactions.

The main diagenetic processes are dependent on the fracture characteristics (orientations…) and the fluid flow, e.g. fracture opening, fluid velocity, vicinity to main faults, allowing either large influx of exotic water or instead precluding rock interactions,... Once the different diagenetic episodes of a specific reservoir have been identified, basin modelling can help to validate possible scenarios, based on thermal evolution and faults behaviour, evolving through time, and to replace the characterised fluids (i.e. oil and water) into the kinematic evolution of the FFTB.

In the Albanides, the fracturing of the reservoir intervals has a pre-folding origin (Fig. 15A), whereas the first recorded cement infill has a meteoric origin, implying downward pathways of meteoric water from surface to the Eocene deep marine limestones at the onset of forebulge development. During its migration, this fluid interacts highly with Triassic evaporites, allowing its enrichments in strontium. Regarding the low temperature of precipitation, reaching only 40–50 °C, this meteoric fluid must have reacted with evaporitic diapirs at the surface or sub-surface to finally precipitate at a maximum depth of 1.5 km.

From this stage onward (Fig. 15B), the maximum principal stress becomes horizontal due to tectonic compression. The majority of the fluid generated in the Ionian Zone migrated under high pressure regime, accounting for the occurrence of brecciated fragment with Triassic dolomite, crack-seal veins (Fig. 15C) and attesting also for intense fluid–rock interactions with the Triassic rocks (i.e. near diapirs or along the basal décollement level).

This period is also characterised by two stages of tectonic stylolites development that must be linked to the main thrusting episodes, i.e. the thrust emplacement of the Kurveleshi belt and the out-of-sequence development of the Berati unit. The fluids, which migrated with brecciated fragments during an overpressured regime, precipitated at low temperature, at a depth of 3 km. Afterwards the tectonic burial increased due to overthrusting of the Berati unit by the overlying Kruja unit, the temperature of precipitation becoming higher. This stage is characterised by the development of hydrofracturing and is likely coeval with maximum burial of the Berati belt.

The following stage corresponds to upward migration of sulphate-enriched fluids (Fig. 15D), derived again from Triassic evaporites–dolomites, along the décollement level, which acted as a conduit for deep sourced fluid or the Late Messinian interval. The velocity of this saline fluid flow along the décollement level should be higher than through the fractures, allowing a precipitation in thermal disequilibrium. This period accounts for the onset of the thrusting in the Ionian Zone, and consequently for its associated uplift.

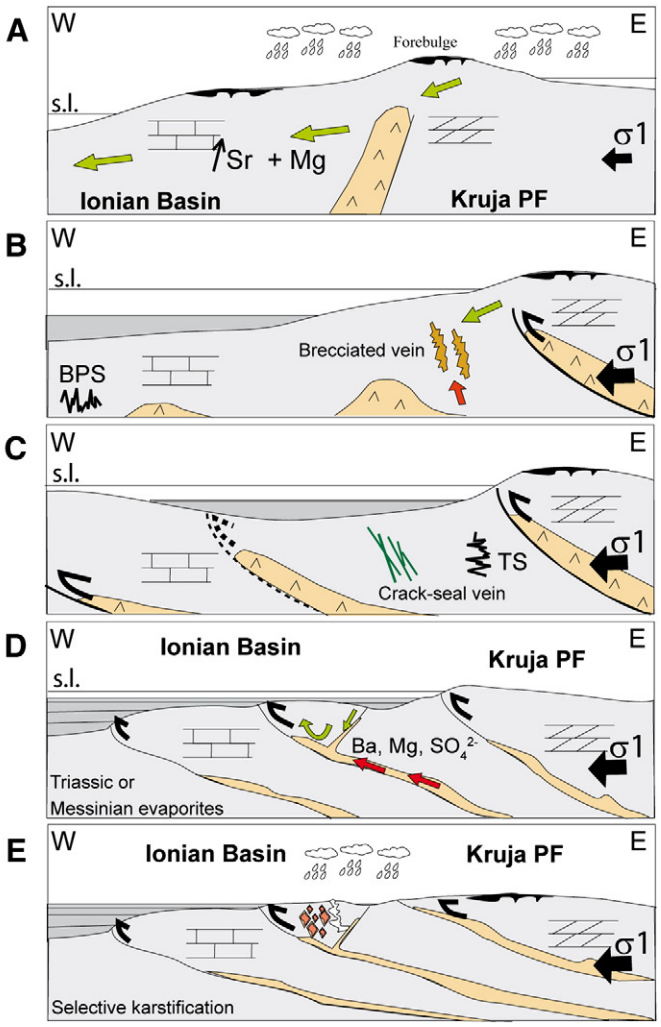


Fig. 15. Conceptual model for the diagenetic study (s.l. = sea level; BPS = Bedding Parallel Stylolites; TS = Tectonic Stylolites). The green arrows show the downward migrations, whereas the red arrows illustrate the upward migrations. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The last stage is characterised by the migration of meteoric fluids along fractures during emersion, which results in the formation of a selective dissolution of a part of the euhedral dolomites and a partial dedolomitisation of the others (Fig. 15E).

Concerning the petroleum system, we have demonstrated that only light oil (33°API) from Mesozoic source rocks (Toarcian source) migrated since the Langhian onward, ultimately reaching the Upper Cretaceous–Eocene reservoir interval in Tortonian times (i.e. maximum shortening). At Present, the hydrocarbons in place are highly biodegraded, certainly due to important meteoric fluid migrations during post-folding stage, which is in agreement with the chemistry of cemented fractures.

An important result of the Ceres modelling, however, relates to the fault permeabilities. In fact, the main generations of fluids, which were petrographically and geochemically characterised during this study, account for intense fluid–rock interaction with the Triassic evaporites, located either in diapirs (during the pre-deformational stage) or along the décollement level. According to the fluid flow modelling, the faults act principally as flow barriers during the FFTB development due to

the occurrence of evaporites (non-permeable), except in the foreland, where there is no evaporite. Ultimately, some contradictions still exist between observations and modelling results, which point towards the current limitations of the software, as local fractures and successive changes in their porosity–permeability properties related to diagenetic processes, which are not taken into account.

Such coupling of the paleofluids characterisation with the water flow modelling would be required in any other FFTB to document properly the fluid flow history and to get a better prediction of their fluid–rock interactions and overall reservoir characteristics.

Acknowledgements

We would like to acknowledge our colleagues from Albpetrol and the former Oil and Gas Institute in Fieri, especially MM. Ajet Mezini, and Ilia Fili, who provided a constant support for the field studies. We thank also Herman Nijs for preparing the thin sections, Michael Joachimsky for the stable isotopic analyses, Jacques Wautier for the microprobe analyses, Hervé Devoitine, Catherine Marquer and Isabelle Faille for their constant and essential computing support with Ceres modelling.

References

Albpetrol, 1993. Petroleum exploration opportunities in Albania: 1st onshore licensing round in Albania. Publicity brochure, Western Geophysical, London, vol. 12.

Albpetrol, 1995. Recent developments in exploration and oil production and the future in the free market economy. 1965–1995, 30 years Oil and Gas Institute, pp. 23–26.

Albouy, E., Barrier, L., Bonjakes, S., Eschard, R., Guri, S., Muska, K., Rudkiewicz, J.L., 2003a. Tectonique et sédimentation des Albanides centrales. IFP-QKSHH-Albanian Petroleum Institute report. 57657, 55 pp.

Albouy, E., Casero, P., Eschard, R., Barrier, B., Rudkiewicz, J.L., 2003b. Coupled structural/stratigraphic forward modeling in the Central Apennines. AAPG Annual Convention, May 11–14, 2003, Salt Lake City, Utah.

Ardic, C., 1998. Quantitative basin modeling, hydrocarbon generation and migration history of the Moose Mountain Area, Rocky Mountain Foothills, Alberta. PhD Thesis, Univ. Calgary.

Bakiaj, H., Bega, Z., 1992. Lushnje-Elbasan transversal fault as an important feature of the external Albanides—an interpretation. 4th EAPG Conf. and Tech. Exhibition, Paris.

Barrier, L., Albouy, E., Guri, S., Rudkiewicz, J.L., Bonjakes, S., Muska, K., Eschard, R., 2005. Coupled structural and sedimentary mass balances in the Central Albanides. Soc. Géol. de France, Soc. Geol. España, ILP Conference, Thrustbelts and foreland basins, Paris, December 2005, Abs., pp. 47–49.

Barrier, L., Guri, S., Albouy, E., Bonjakes, S., Rudkiewicz, J.L., Muska, K., Eschard, R., 2003. Tectonique et sedimentation dans les Albanides centrales. Intern IFP report, IFP-RB30, QKSHH, 55p.

Benchilla, L., Guilhaumou, N., Mougin, P., Jaswal, T., Roure, F., 2003. Reconstruction of paleoburial history and pore fluid pressure in Foothills Areas: a sensitivity test in the Hammam Zriba (Tunisia) and Koh-I-Maran (Pakistan) ore deposits. Geofluid 3, 103–123.

Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing-point depression of H_2O–NaCl solutions. Geochimica and Cosmochimica Acta 57 (3), 683-384.

Boles, J.R., Franks, S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas; implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. Journal of Sedimentary Research 49 (1), 55–70.

Bons, P.D., 2000. The formation of veins and their microstructures. In: Jessell, M.W., Urai, J.L. (Eds.), Stress, Strain and Structure: A Volume in Honour of W.D. Means Journal of the Virtual Explorer, vol. 2. 2000.

Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier. 168 pp.

Breesch, L., Swennen, R., Vincent, B., 2006. Dolomite formation in breccias at the Musandam Platform border, Northern Oman Mountains, United Arab Emirates. Journal of Geochemical Exploration 89 (1–3), 19–22.

Breesch, L., Swennen, R., Dewever, B., Mezini, A., 2007. Deposition and diagenesis of carbonate conglomerates in the Kremenara anticline, Albania: a paragenetic time marker in the Albanian foreland fold-and-thrust belt. Sedimentology 54, 483–496.

Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress–strain markers and indicators of tectonic regime: a review. Journal of Structural Geology 15 (3–5), 351–368.

Cazzola, C., Soudet, H.J., 1993. Facies and reservoir characterization of Cretaceous–Eocene turbidites in the Northern Adriatic. In: Spenser, A.M. (Ed.), Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbon III: Eur. Assoc. Petrol., Geosciences, pp. 191–207.

Cermak, V., Krest, M., Kucerova, L., Safanda, J., Frasheri, A., Kapedani, N., Lico, R., Cano, D., 1996. Heat flow in Albania. Geothermics, 25 1, 91–102.

Chaftez, H.S., 1972. Surface diagenesis of limestone. Journal of Sedimentary Petrology 42, 325–329.

Cloetingh, S., Topo-Europe team, 2005. Topo-Europe-4D topography evolution in Europe: uplift, subsidence and sea level rise. Geophysical Research Abstracts 7 EGU-05-A-08529.

Collaku, A., Cadet, J.P., Melo, V., Bonneau, M., 1990. Sur l'allochtonie des zones internes albanaises: mise en évidence de fenêtres à l'arrière de la nappe ophiolitique de la Mirdita (Albanie). Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Paris, 2 311, 1251–1258.

Cox, S.F., 1987. Antitaxial crack-seal microstructures and their relationship to displacement paths. Journal of Structural Geology 97, 779–787.

Craddock, J.P., Van Der Pluijm, B., 1999. Sevier–Laramide deformation of the continental interior from calcite twinning analysis, west-central North America. Tectonophysics 305, 275–286.

Curi, F., 1993. Oil generation and accumulation in the Albanian Ionian basin. In: Spencer, A.M. (Ed.), Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons. European Assoc. Petrol. Geosc., Spec. Publ., vol. 3. Springer, Oxford, pp. 281–285.

De Paola, N., Collettini, C., Trippetta, F., Barchi, M.R., Minelli, G., 2007. A mechanical model for complex fault patterns induced by evaporite dehydration and cyclic changes in fluid pressure. Journal of Structural Geology 29, 1573–1584.

Dewever, B., Breesch, L., Mezini, A., Swennen, R., 2007. Sedimentological and marine eogenetic control on porosity distribution in Upper Cretaceous carbonate turbidites (central Albania). Sedimentology, 54 2, 243–264.

Etchecopar, A., 1984. Étude des états de contraintes en tectonique cassante et simulation de déformations plastiques (approche mathématique). Unpublished thèse de Doctorat-ès-Sciences, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 270 pp.

Ferket, H., Roure, F., Swennen, R., Ortuno, S., 2000. Fluid migration placed into the deformation history of fold-and-thrust belts: an example from the Veracruz basin (Mexico). Journal of Geochemical Exploration 69–70, 275–279.

Ferket, H., Swennen, R., Ortuno, S., Roure, F., 2003. Reconstruction of the fluid flow history during Laramide foreland fold and thrust belt development in eastern Mexico: cathodoluminescence and $\delta^{18}O$–$\delta^{13}C$ isotope trends of calcite-cemented fractures. Journal of Geochemical Exploration 78–79, 163–167.

Ferket, H., Swennen, R., Ortuño Arzate, S., Roure, F., 2006. Fluid flow evolution in petroleum reservoirs with a complex diagenetic history: an example from Veracruz, Mexico. Journal of Geochemical Exploration 89 (1–3), 108–111.

Ferrill, D.A., Groshong, R.H., 1993. Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France. Journal of Structural Geology 15, 523–541.

Ferrill, D.A., Morris, P., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong, R.H., Onasch, C.M., 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. Journal of Structural Geology 26 (8), 1521–1529.

Frashëri, A., 2005. Geothermal regime and hydrocarbon generation in the Albanides. Petroleum geoscience 11, 347–352.

Frasheri, A., Nishani, P., Bushati, S., Hyseni, A., 1996. Relationship between tectonic zone of the Albanides, based on results of geophysical studies. In: Ziegler, P.A., Horwath, F. (Eds.), Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mem. Musee Hist. Nat. Paris, vol. 170, pp. 485–511.

Gibbs, A., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in the areas of extensional tectonics. Journal of Structural Geology 5, 153–160.

Goldstein, R.H., 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. Lithos 55, 159–193.

Gonzales-Casado, J.M., Garcia-Cuevas, C., 1999. Calcite twins from microveins as indicators of deformation history. Journal of Structural Geology 21, 875–889.

Graham-Wall, B.R., Girbaces, R., Mesonjesi, A., Aydin, A., 2006. Evolution of fracture and fault-controlled fluid pathways in carbonates of the Albanides fold–thrust belt. AAPG Bulletin 90, 1227–1249.

Granjeon, D., Joseph, P., 1999. Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modelling. In: Harbaugh, J.W., et al. (Ed.), Numerical Experiments in Stratigraphy. SEPM Special Publications, vol. 62, pp. 197–210.

Groshong, R.H., 1972. Strain calculated from twinning in calcite. Geological Society of America Bulletin 83, 2025–2048.

Halley, R.B., Pierson, B.J., Schlager, W., 1984. Alternative diagenetic models for Cretaceous talus deposits, DSDP Site 536, Gulf of Mexico. In: Buffler, R.T., Schlager, W. (Eds.), Init. Repts. DSDP, vol. 11. U.S. Govt. Printing Office, Washington, pp. 397–408.

Harris, J.H., Van der Pluijm, B.A., 1998. Relative timing of calcite twinning strain and fold–thrust belt development: Hudson Valley fold–thrust belt, New York, USA. Journal of Structural Geology 20, 21–31.

Hendry, J.P., Trewin, N.H., Fallick, A.E., 1996. Low-Mg calcite marine cement in Cretaceous turbidites: origin, spatial distribution and relationship to seawater chemistry. Sedimentology 43 (5), 877–900.

Holl, J.E., Anastasio, D.J., 1995. Cleavage development within a foreland fold and thrust belt, southern Pyrenees, Spain. Journal of Structural Geology 17, 357–369.

Hung, J.-H., Kuo, C.-K., 1999. Calcite twins for determining paleostrain and paleostress in the thrust front of the Taiwan collisional belt. Journal of the Geological Society of China 42, 209–232.

Jamison, W.R., Spang, J., 1976. Use of calcite twin lamellae to infer differential stresses. Geological Society of America Bulletin 87, 868–887.

Kiratzi, A., Muço, B., 2004. Seismotectonics and seismic hazard assessment in Albania. NATO Science for Peace Programme. final report.

Kodra, A., Bushati, S., 1991. Paleotectonic emplacement of the ophiolites of Mirdita zone. Buletini i Shkencave Gjeologjike 1, 99–108 (in Albanian).

Lacombe, O., 2001. Paleostress magnitudes associated with development of mountain belts: Insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills. Tectonics, 20 6, 834–849.

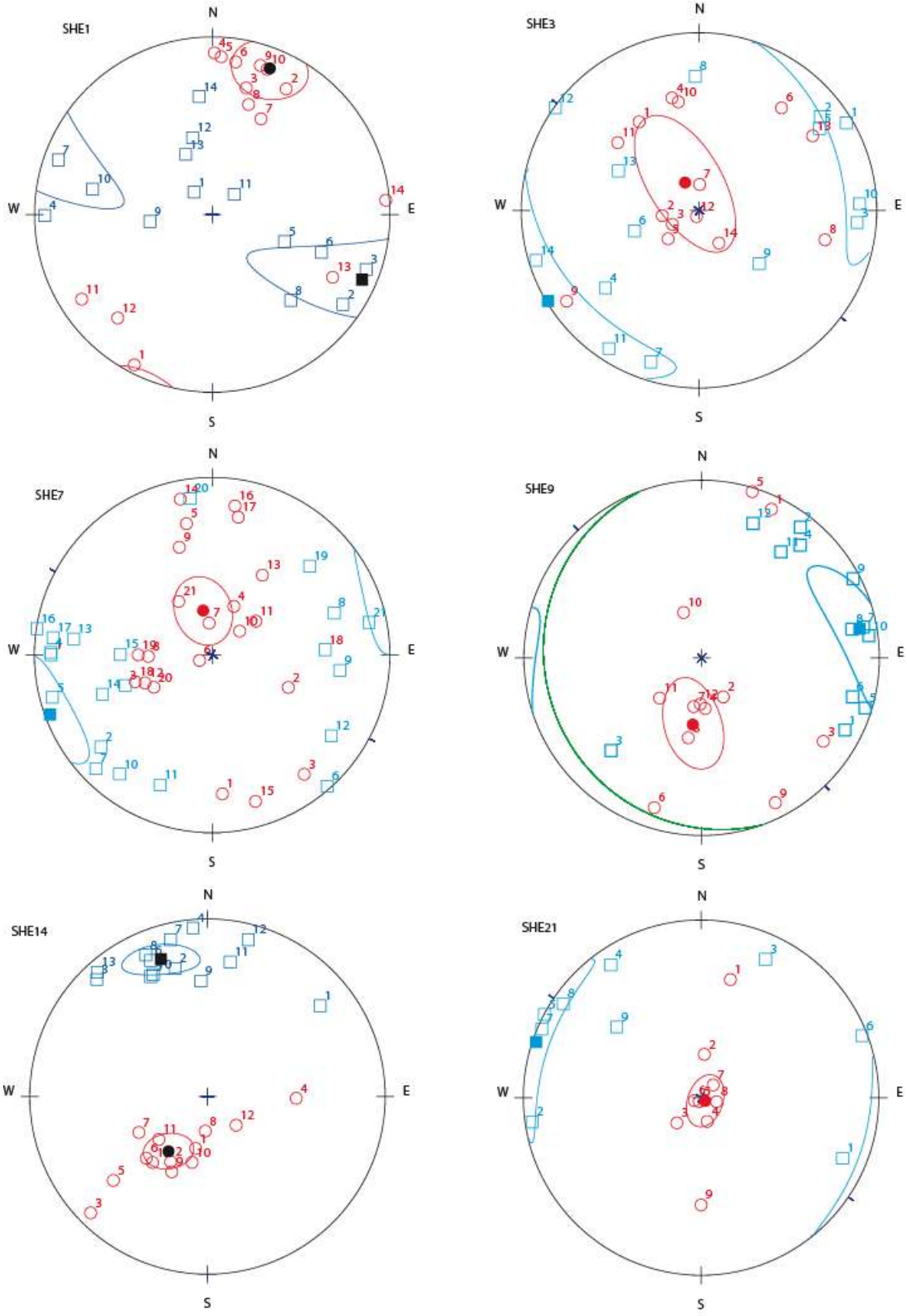
Lacombe, O., 2007. Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications. Journal of Structural Geology 29, 86–99.

Lacombe, O., Laurent, P., 1996. Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples: preliminary results. Tectonophysics 255, 189–202.

Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, P., Bergerat, F., Tourneret, C., 1990. Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: burgundy as a case study. Tectonophysics 182, 279–300.
Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, P., 1993. Les macles de la calcite, marqueurs des compressions récentes dans un orogène actif: l'exemple des calcaires récifaux du sud de Taiwan. Comptes Rendus de l'Académie Sciences, Sereis II 316, 1805–1813.
Lacombe, O., Amrouch, K., Mouthereau, F., Dissez, L., 2007. Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt. Geology 35 (3), 263–266. doi:10.1130/G23173A.1.
Laurent, P., Kern, H., Lacombe, O., 2000. Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples, part II, Uniaxial and triaxial stress experiments. Tectonophysics 327, 131–148.
Lohmann, K.C., 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: James, N.P., Choquette, P.W. (Eds.), Paleokarst. Springer-Verlag, New-York, pp. 58–80.
Mantovani, E., Albarello, D., Babbucci, D., Tamburelli, C., Viti, M., 2002. Trench arc-back arc systems in the Mediterranean area: examples of extrusion tectonics. 2002 In: Rosenbaum, G., Lister, G.S. (Eds.), Reconstruction of the Evolution of the Alpine–Himalayan Orogeny. Journal of the Virtual Explorer.
Marfil, R., Caja, M.A., Tsige, M., Al-Aasm, I.S., Martin-Crespo, T., Salas, R., 2005. Carbonate-cemented stylolites and fractures in the Upper Jurassic limestones of the Eastern Iberian Range, Spain: a record of palaeofluids composition and thermal history. Sedimentary Geology 178, 237–257.
Mattavelli, L., Novelli, L., Anelli, L., 1991. Occurrence of hydrocarbons in the Adriatic basin. In: Spencer, A.M. (Ed.), Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons. European Assoc. Petrol. Geosc., Spec. Publ., vol. 1. Springer, Oxford, pp. 369–380.
McArthur, J.M., Howarth, R.J., 2004. Sr-isotope stratigraphy: the Phanerozoic $^{87}Sr/^{86}Sr$—curve and explanatory notes. In: Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A.G. (Eds.), A Geological Timescale, vol. 7. CUP. 589 pp.
Meço, S., Aliaj, S., 2000. Geology of Albania. Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde. Gebrüder Borntraeger, Berlin. 246 pp.
Melo, V., Shallo, M., Aliaj, Sh., Xhomo, A., Bakia, H., 1991a. Thrust and nappe tectonics in geological structure of Albanides. Buletini i Shkencave Gjeologjike 1, 7–20 (in Albanian).
Melo, V., Aliaj, S.h., Kora, A., Xhomo, P., Naso, F., Lula, K., Gjata, V., Hoxhe, V., 1991b. Tectonic windows of the external zones in the eastern regions of Albanides. Buletini i Shkencave Gjeologjike 1, 21–29 (in Albanian).
Monopolis, D., Bruneton, A., 1982. Ionian sea (western Greece): its structural outline deduced from drilling and geophysical data. Tectonophysics 83, 227–242.
Moretti, I., Larrère, M., 1989. LOCACE: computer-aided construction of balanced geological cross-section. Geobyte 4, 1–24.
Moretti, I., Colletta, B., Vially, R., 1988. Theoretical model of block rotation along circular faults. Tectonophysics 153, 313–320.
Muceku, B., 2006. Evolution verticale des Albanides: contrôle thermique, érosion et dénudation tectonique. PhD thesis, 279 pp.
Muceku, B., Mascle, G.H., Tashko, A., 2006. First results of fission-track thermochronology in the Albanides. Geol. Society of London, Spec. Publ., vol. 260, pp. 539–556.
Muska, K., 2002. Thermicité, transferts et diagenèse des réservoirs dans les unités externes des Albanides (Bassin Ionien). PhD Thesis, UPMC Paris VI, IFP Report 56850, 205 pp.
Nielsen, P., Swennen, R., Keppens, E., 1994. Multiple-step recrystallization within massive ancient dolomite units: an example from the Dinantian of Belgium. Sedimentology 41, 467–584.
Nieuwland, D.A., Oudmayer, B.C., Valbona, U., 2001. The tectonic development of Albania: explanation and prediction of stuctural styles. Marine and Petroleum Geology 18, 161–177.
Ramsay, J.G., 1980. The Crack-seal mechanism of rock deformation. Nature 284, 135–139.
Rigakis, N., Karakitsios, V., 1998. The source rock horizons of the Ionian basin (NW Greece). Marine and Petroleum Geology 15, 593–617.
Robertson, A., Shallo, M., 2000. Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional eastern Mediterranean context. Tectonophysics 316, 197–254.
Rocher, M., Lacombe, O., Angelier, J., Chen, H.W., 1996. Mechanical twin sets in calcite as markers of recent collisional events in a fold-and-thrust belt: evidence from the reefal limestones of southwestern Taiwan. Tectonics 15 (5), 984–996.
Rocher, M., Lacombe, O., Angelier, J., Deffontaines, B., Verdier, F., 2000. Cenozoic folding and faulting in the North Pyrenean Foreland (Aquitaine Basin, France): insights from combined structural and paleostress analyses. Journal of Structural Geology 22 (5), 627–645.
Roure, F., Prenjasi, A., Xhafa, Z., 1995. Petroleum geology of the Albanian foothills. AAPG Nice, Post-Conference Guide-Book. 100 pp.
Roure, F., Nazaj, S., Muska, K., Fili, I., Cadet, J.P., and Bonneau, M., 2004. Kinematic evolution and petroleum systems: an appraisal of the Outer Albanides. In: McKlay, ed., Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems, AAPG Mem. 82, 24, 474–493.
Roure, F., Swennen, R., Schneider, F., Faure, J.L., Ferket, H., Guilhaumou, N., Osadetz, K., Robion, Ph., Vandeginste, V., 2005. Incidence and importance of Tectonics and natural fluid migration on reservoir evolution in foreland fold-and-thrust belts. In: Brosse, E., et al. (Ed.), Oil and Gas Science and Technology, Oil and Gas Science and Technology, Revue de l'IFP, vol. 60, pp. 67–106.
Rowe, K.J., Rutter, E.H., 1990. Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. Journal of Structural Geology 12 (1), 1–17.
Sassi, W., Rudkiewicz, J.L., 1999. THRUSTPACK version 6.2: 2D Integrated Maturity Studies in Thrust Areas. IFP internal report n° 45372, 79 pp.
Sassi, W., Graham, R., Gillcrist, R., Adams, M., Gomez, R., 2007. The impact of deformation timing on the prospectivity of the Middle Magdalena sub-thrust, Colombia. Geological Society, London, Special Publications, vol. 272, pp. 473–498.
Schneider, F., 2003. Basin modelling in complex area: examples from eastern Venezuela and Canadian foothills. Oil and Gas Science and Technology, Revue de l'IFP 58 (2), 313–324.
Schneider, F., Devoitine, H., Faille, I., Flauraud, E., Willien, F., 2002. Ceres 2D: a numerical prototype for HC potential evaluation in complex area. Oil and Gas Science and Technology, Revue de l'IFP 54 (6), 607–619.
Shallo, M., 1991. Albanian ophiolites. Sci. Rep., Tirana, Albania. 247 pp. (in Albanian).
Shallo, M., 1992. Geological evolution of the Albanian ophiolite and their platform periphery. Geologische Rundschau 81, 681–694.
Speranza, F., Islami, I., Kissel, C., Hyseni, A., 1995. Paleomagnetic evidence for Cenozoic clockwise rotation of the external Albanides. Earth and Planetary Science Letters 129, 121–134.
Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. American Journal of Science 283, 684–721.
Swennen, R., Van Geet, M., Roure, F., Müller, C., Nazaj, S., Mushka, K., Zaimi, L., 1999. Subtrap Albanian transect across the Ionian Basin and Kremenara anticline. IFP-SUBTrap report, n° 45635-1.
Swennen, R., Muska, K., Roure, F., 2000. Fluid circulation in the Ionian fold and thrust belt (Albania): implications for hydrocarbon prospectivity. Journal of Geochemical Exploration 69, 629–634.
Tagari, D., 1993. Etude néotectonique et sismotectonique des Albanides: analyse des déformations et géodynamique du Langhien à l'Actuel. PhD Thesis, Paris XI, Orsay.
Townend, J., Zoback, M.D., 2000. How faulting keeps the crust strong. Geology 28 (5), 399–402.
Tozer, R.S.J., Butler, R.W.H., Chiappini, M., Corrado, S., Mazzoli, S., Speranza, F., 2006. Testing thrust tectonic models at mountain fronts: where has the displacement gone? Journal of the Geological Society, London 163, 1–14.
Travé, A., Calvet, F., Sans, M., Verges, J., Thirlwall, M., 2000. Fluid history related to the Alpine compression at the margin of the South Pyrenean Foreland Basin; the El Guix Anticline. Tectonophysics 321 (1), 73–102.
Turner, F.J., Griggs, D.T., Heard, H.C., 1954. Experimental deformation of calcite crystals. Geological Society of America Bulletin 65, 883–934.
Underhill, J., 1988. Triassic evaporites and Plio-Quaternary diapirism in western Greece. Journal of the Geological Society of London 145, 269–282.
Van Geet, M., Swennen, R., Durmishi, C., Roure, F., Muchez, P., 2002. Paragenesis of Cretaceous to Eocene carbonate reservoirs in the Ionian foreland fold-and-thrust belt (Albania): relation between tectonism and fluid flow. Sedimentology 49, 697–718.
Vandeginste, V., Swennen, R., Ellam, R., Schneider, F., 2005. Zebra dolomitization as a result of focussed fluid flow during fold-and-thrust belt development (Middle Cambrian, Canadian Rocky Mountain). Sedimentology 52, 1067–1095.
Vandeginste, V., Swennen, R., Gleeson, S.A., Ellam, R., Osadetz, K., Roure, F., 2006. Development of secondary porosity in the Fairholme carbonate complex (south-west Alberta, Canada). Journal of Geochemical Exploration 89 (1–3), 394–397.
Velaj, T., 2001. Evaporites in Albania and their impact on the thrusting processes. Journal of the Balkan Geophysical Society 4 (1), 9–18.
Velaj, T., Xhufi, C., 1995. The evaporite effect on the tectonic style of the internal Ionian subzone of the Albanides. The 57th EAGE Conference and Technical exhibition, Glasgow, Abst., p. 574.
Velaj, T., Davison, I., Serjani, A., Alsop, I., 1999. Thrust tectonics and the role of evaporites in the Ionian Zone of the Albanides. AAPG Bulletin 83 (9), 1408–1425.
Vilasi, N., Swennen, R., Roure, F., 2006. Diagenesis and fracturing of Paleocene–Eocene carbonate turbidite systems in the Ionian Basin: the example of the Kelcyra area (Albania). Journal of Geochemical Exploration 89, 409–413.
Zappatera, E., 1994. Source rock distribution model of the Periadriatic region. AAPG Bulletin 78/3, 333–354.

Annexes

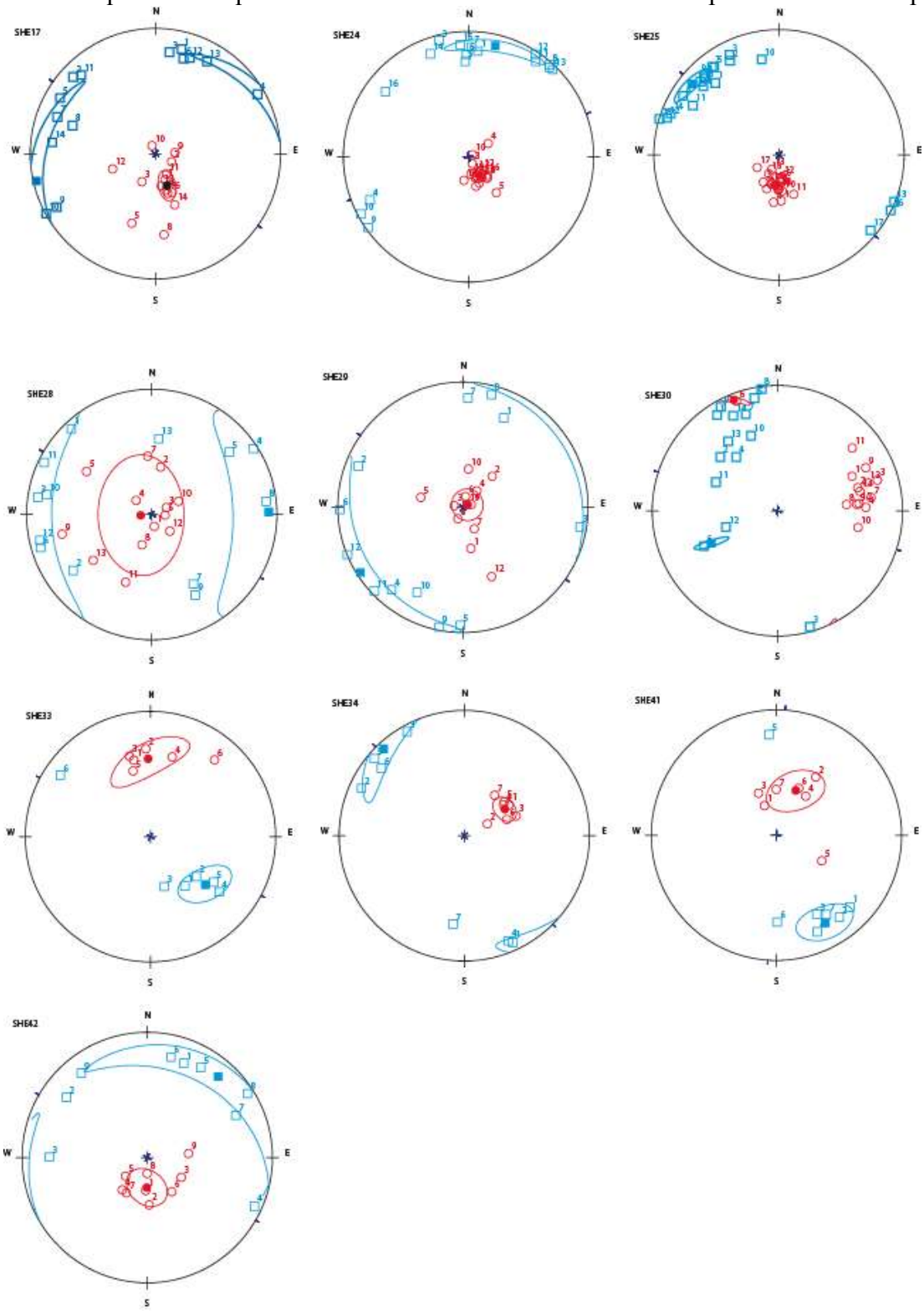
Les fabriques tectoniques du traitement d‘ASM de la formation Amsden



Représentation des échantillons de la Formation d'Amsden

Annexes

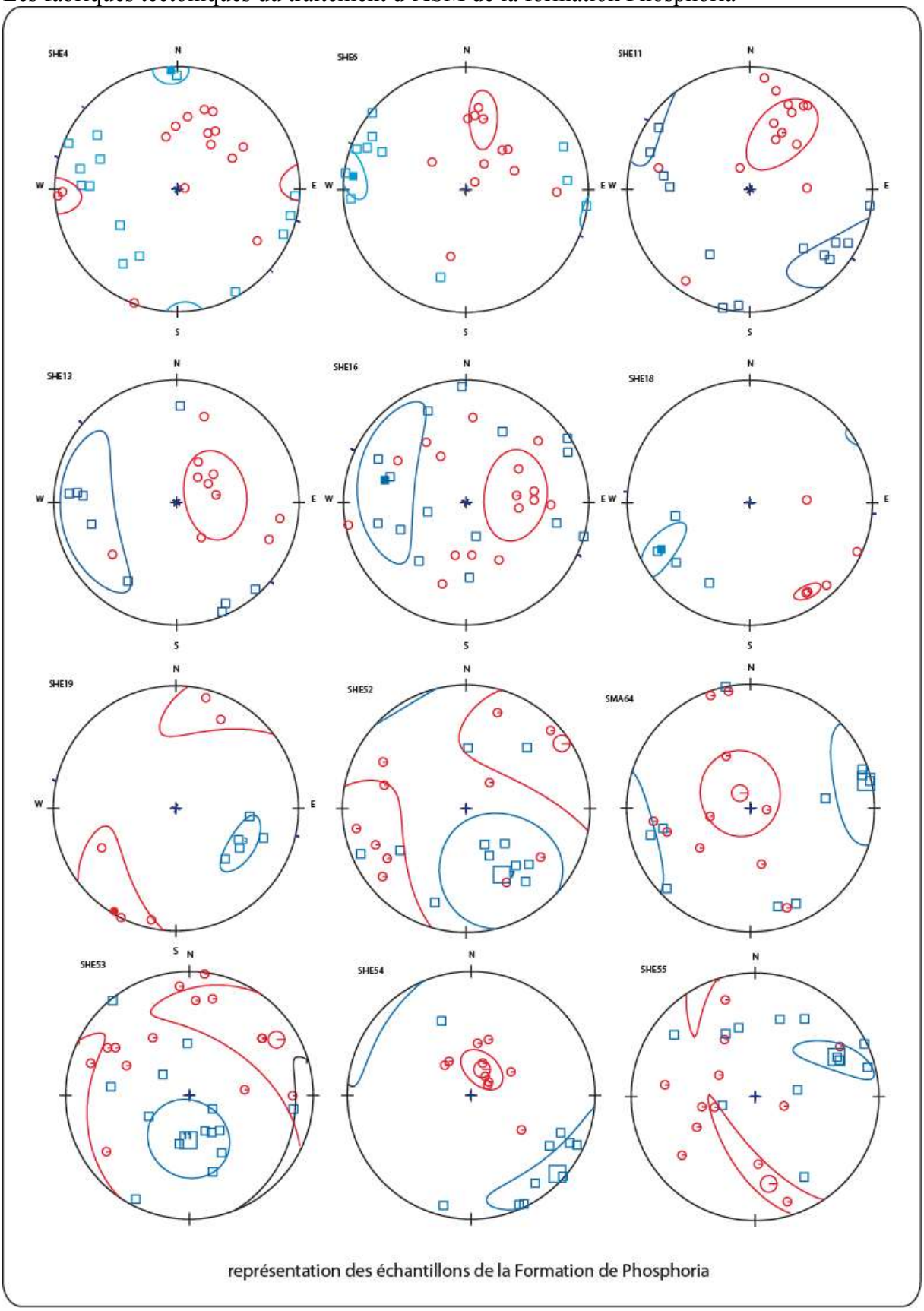
Les fabriques tectoniques du traitement d'ASM des formations supérieures à la Phosphoria



Représentationdes échantillons des formations Superieures

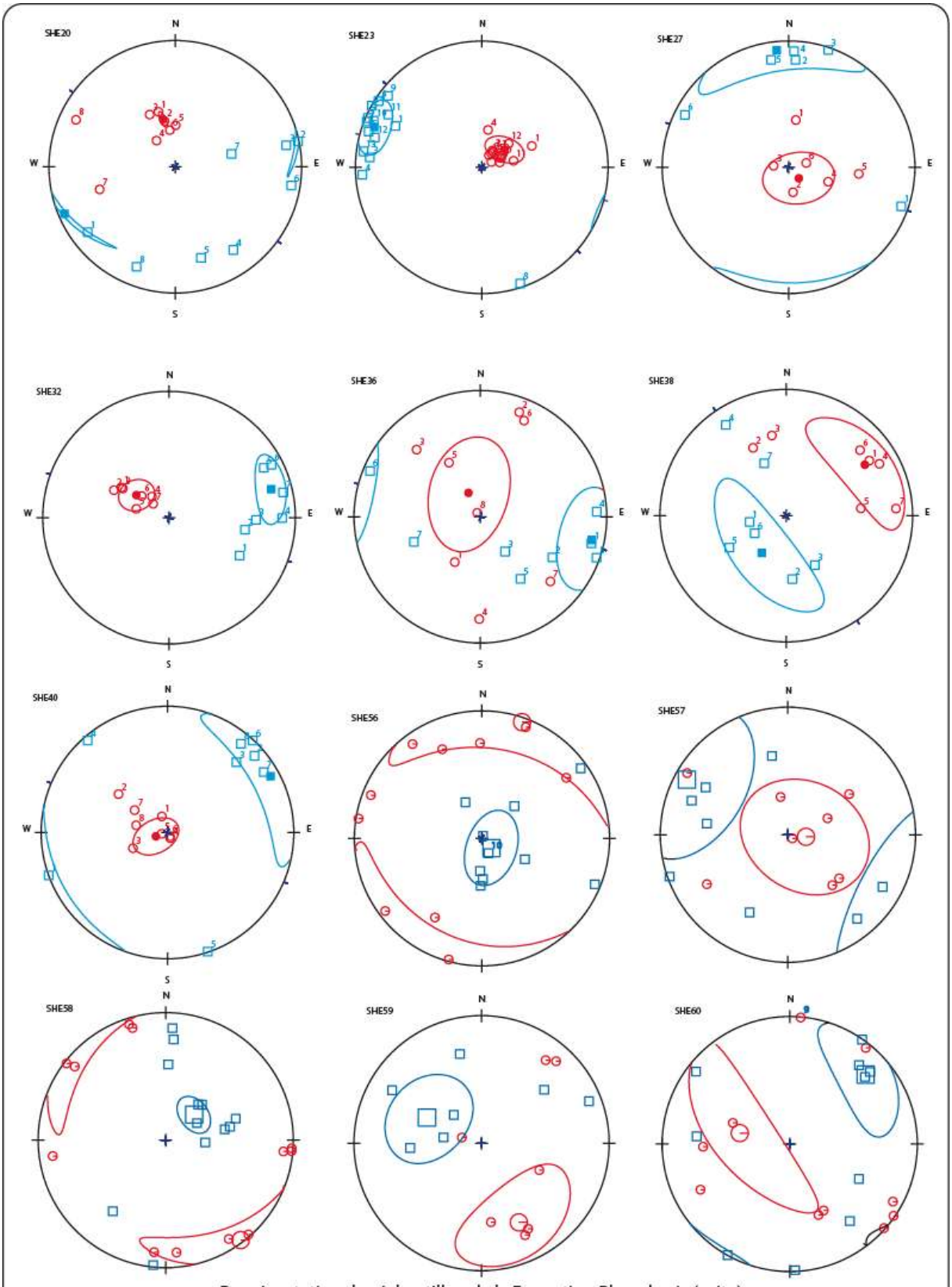
Annexes

Les fabriques tectoniques du traitement d'ASM de la formation Phosphoria



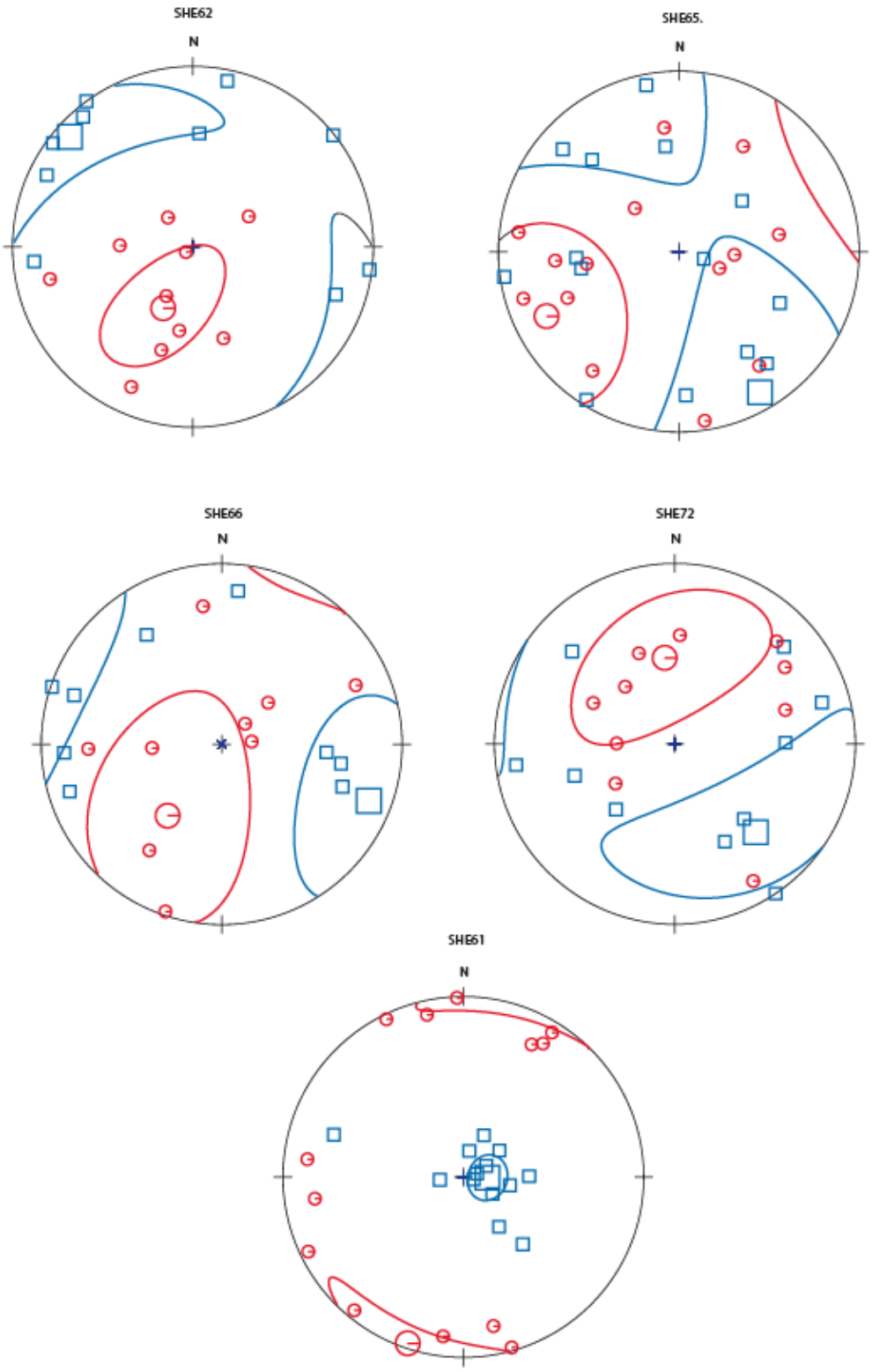
représentation des échantillons de la Formation de Phosphoria

Annexes



Représentation des échantillon de la Formation Phosphoria (suite)

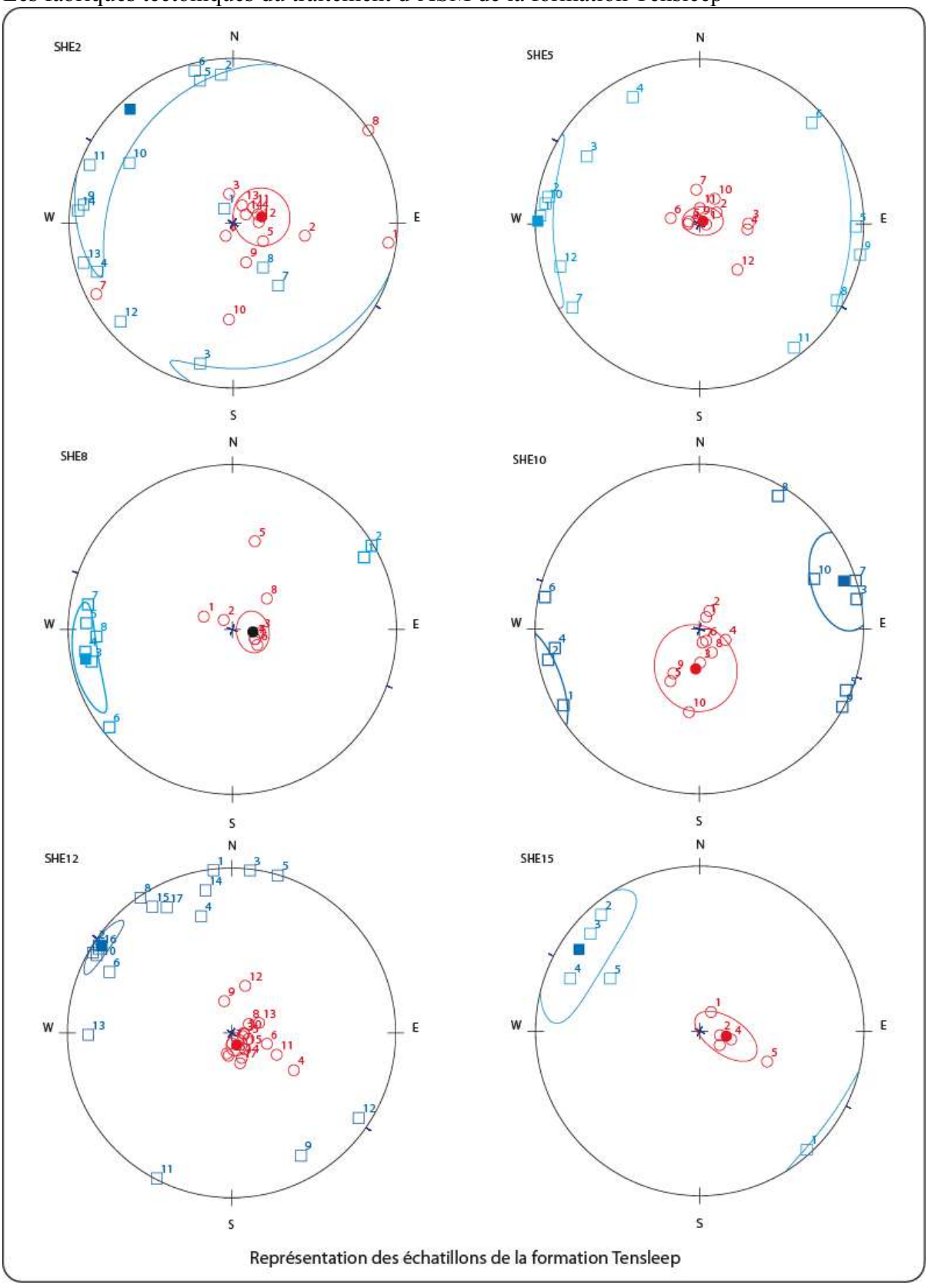
Annexes



Représentation des échantillon de la Formation Phosphoria (suite)

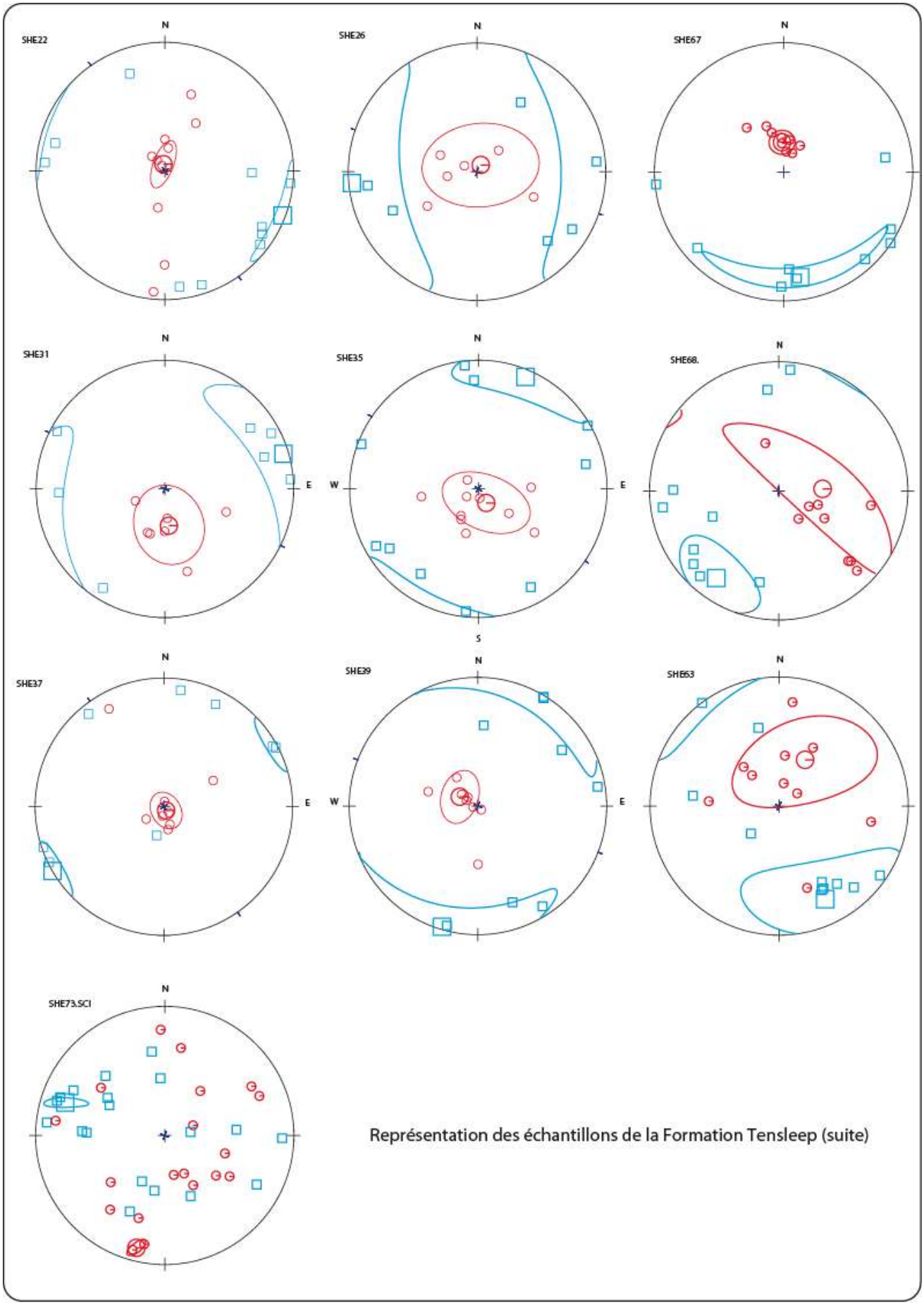
Annexes

Les fabriques tectoniques du traitement d'ASM de la formation Tensleep



Représentation des échatillons de la formation Tensleep

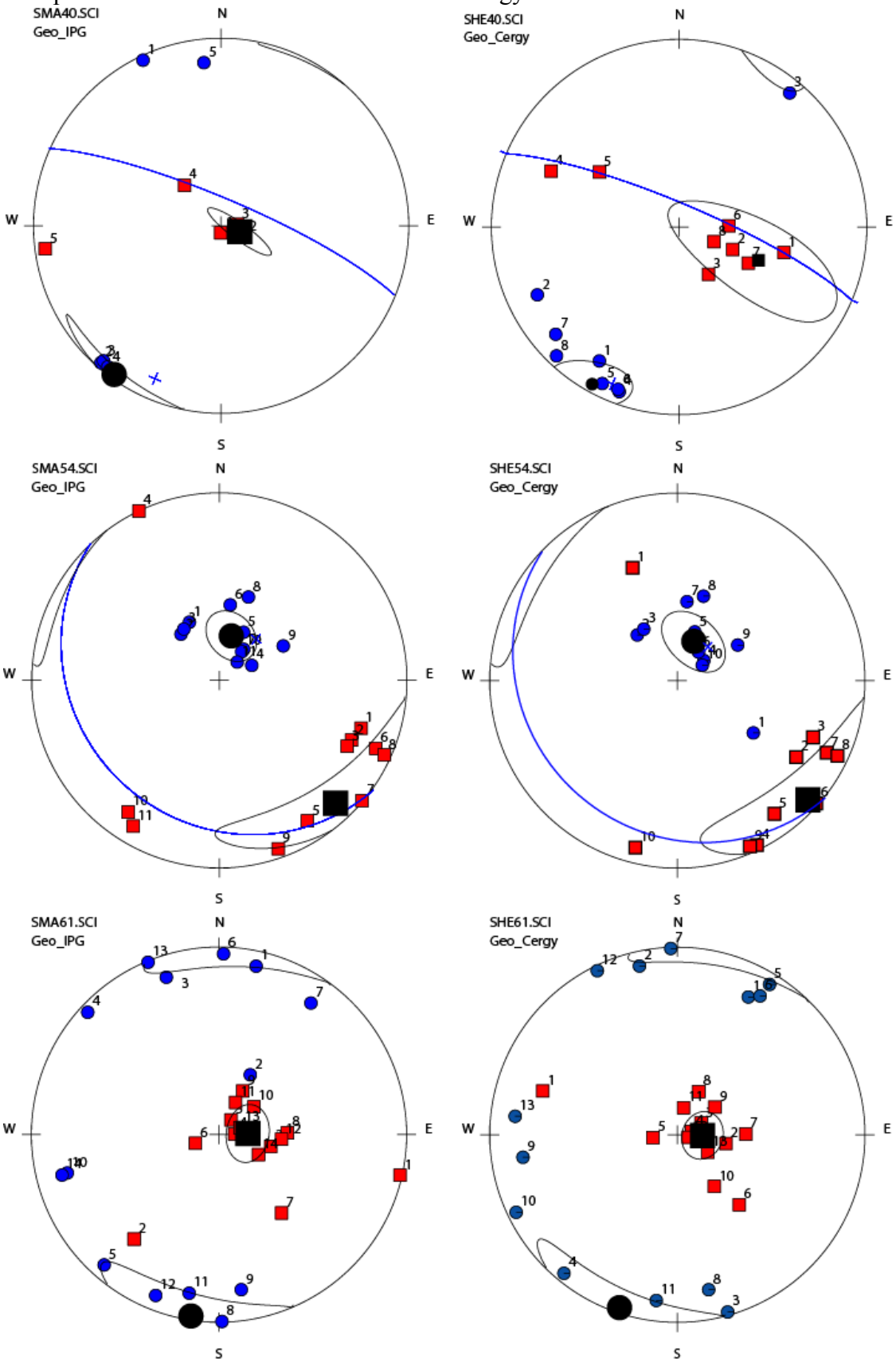
Annexes



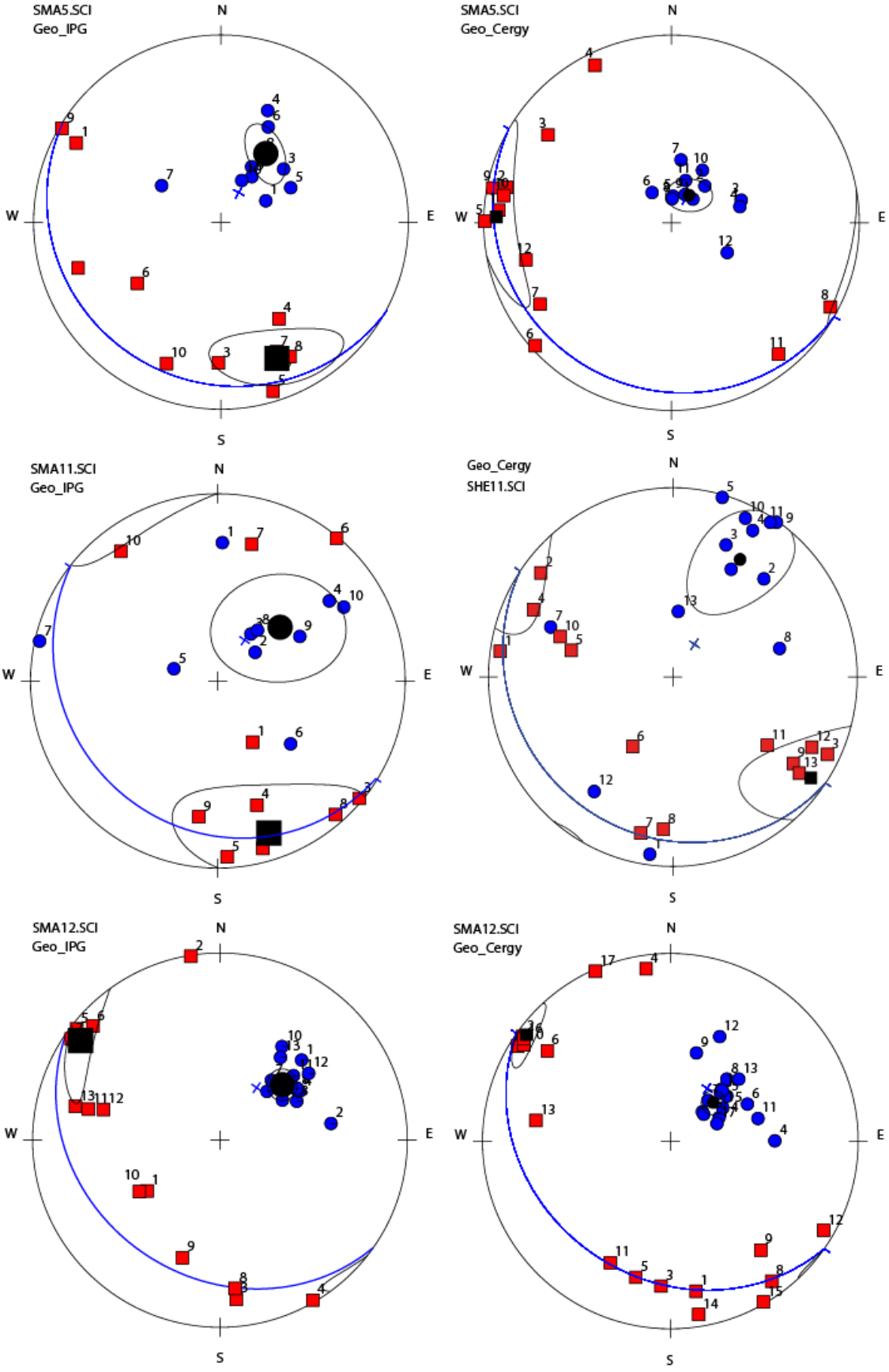
Représentation des échantillons de la Formation Tensleep (suite)

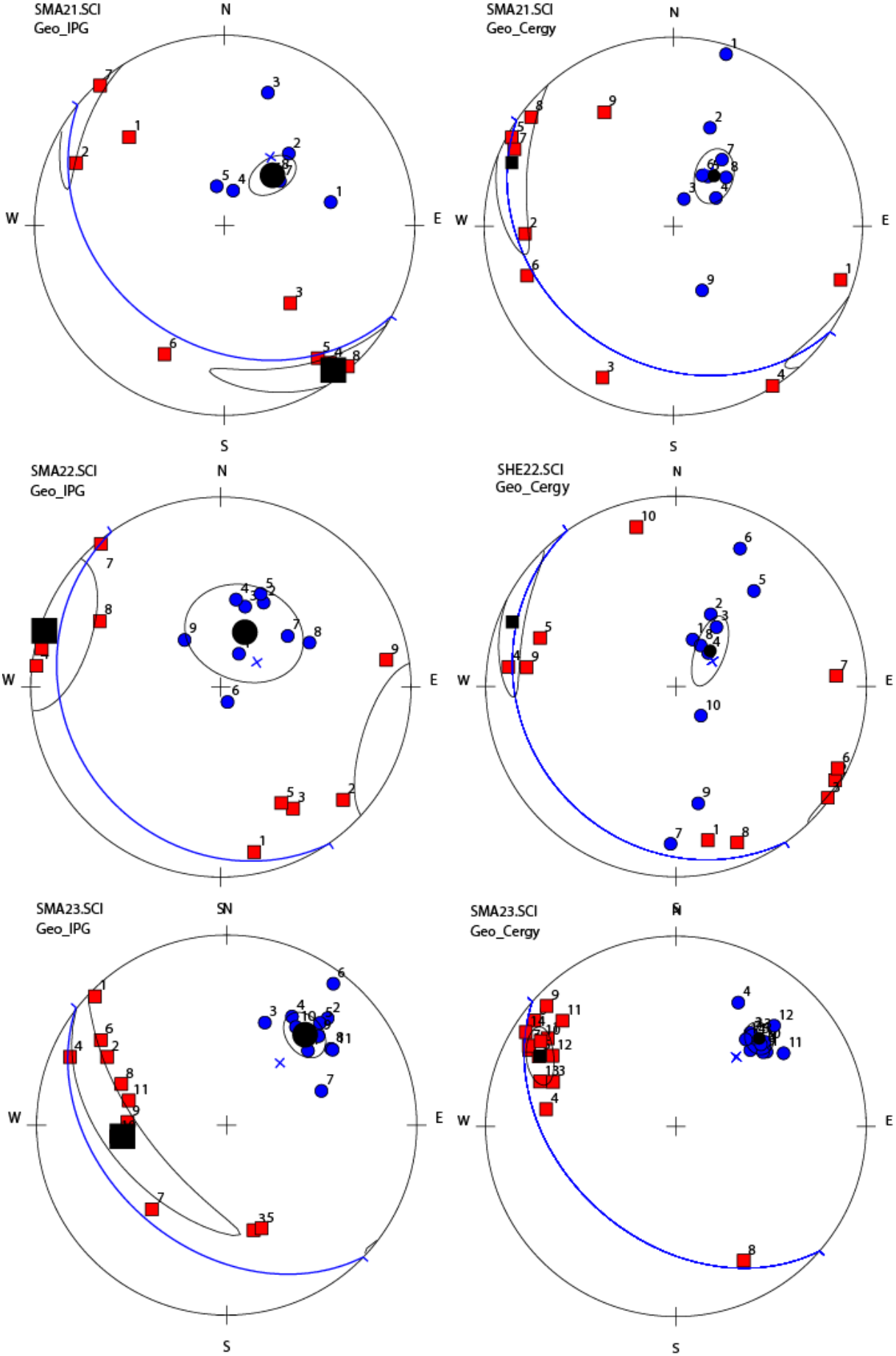
Annexes

Comparaison des données d'ASM obtenus à Cergy et à l'IPG



Annexes

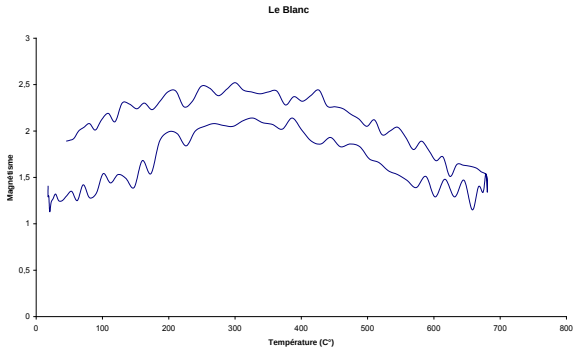

SMA5.SCI
Geo_IPG
SMA5.SCI
Geo_Cergy
SMA11.SCI
Geo_IPG
Geo_Cergy
SHE11.SCI
SMA12.SCI
Geo_IPG
SMA12.SCI
Geo_Cergy
N
S
W
E

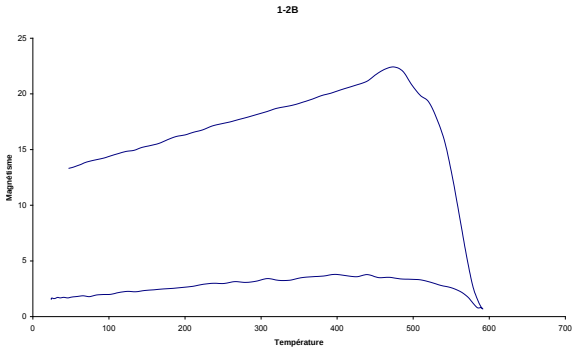

SMA21.SCI
Geo_IPG
N
W
E
S
SMA21.SCI
Geo_Cergy
N
W
E
S
SMA22.SCI
Geo_IPG
N
W
E
SHE22.SCI
Geo_Cergy
N
W
E
SMA23.SCI
Geo_IPG
S
W
E
SMA23.SCI
Geo_Cergy
W
E
S

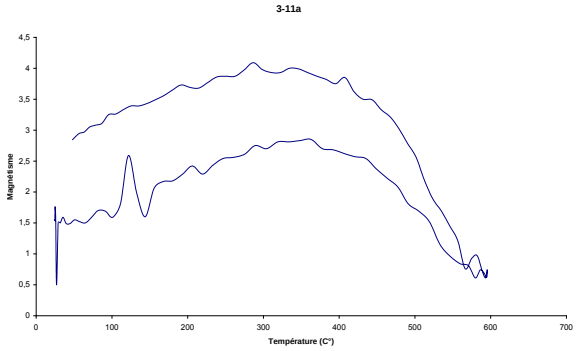
Annexes

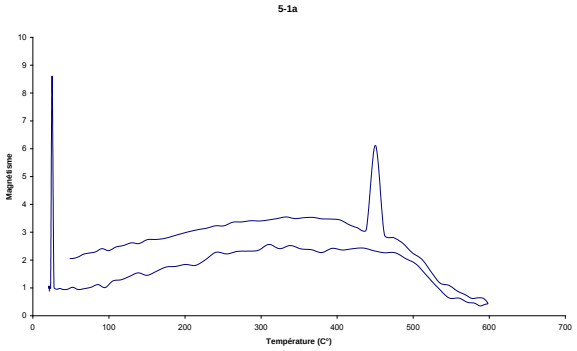
Caractérisation magnétique

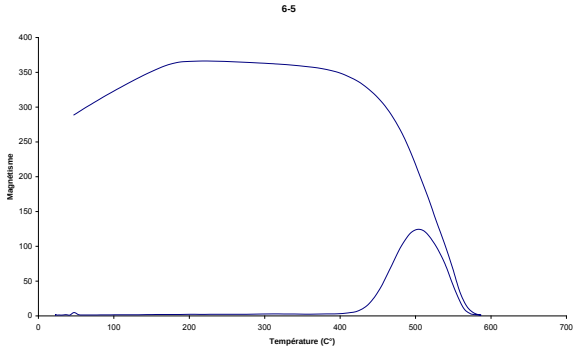
Courbe K-T

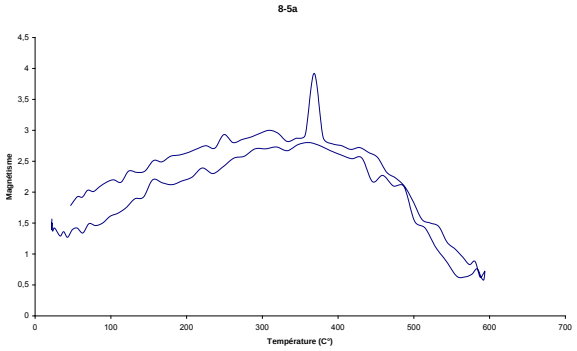


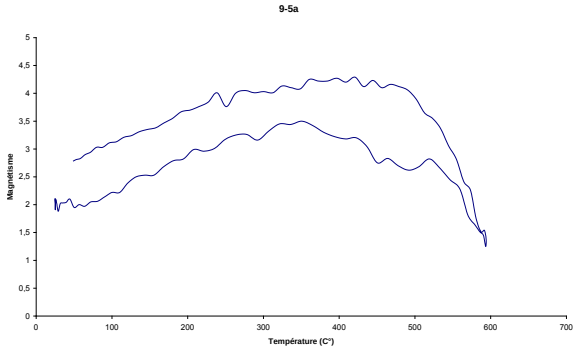


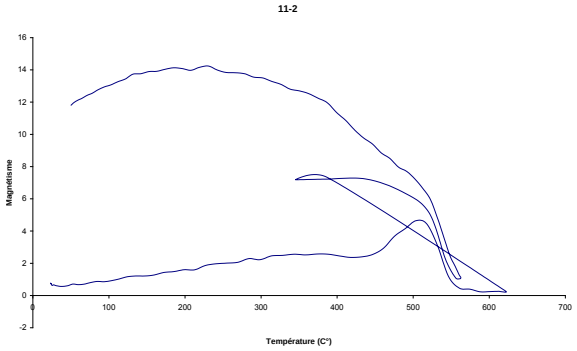




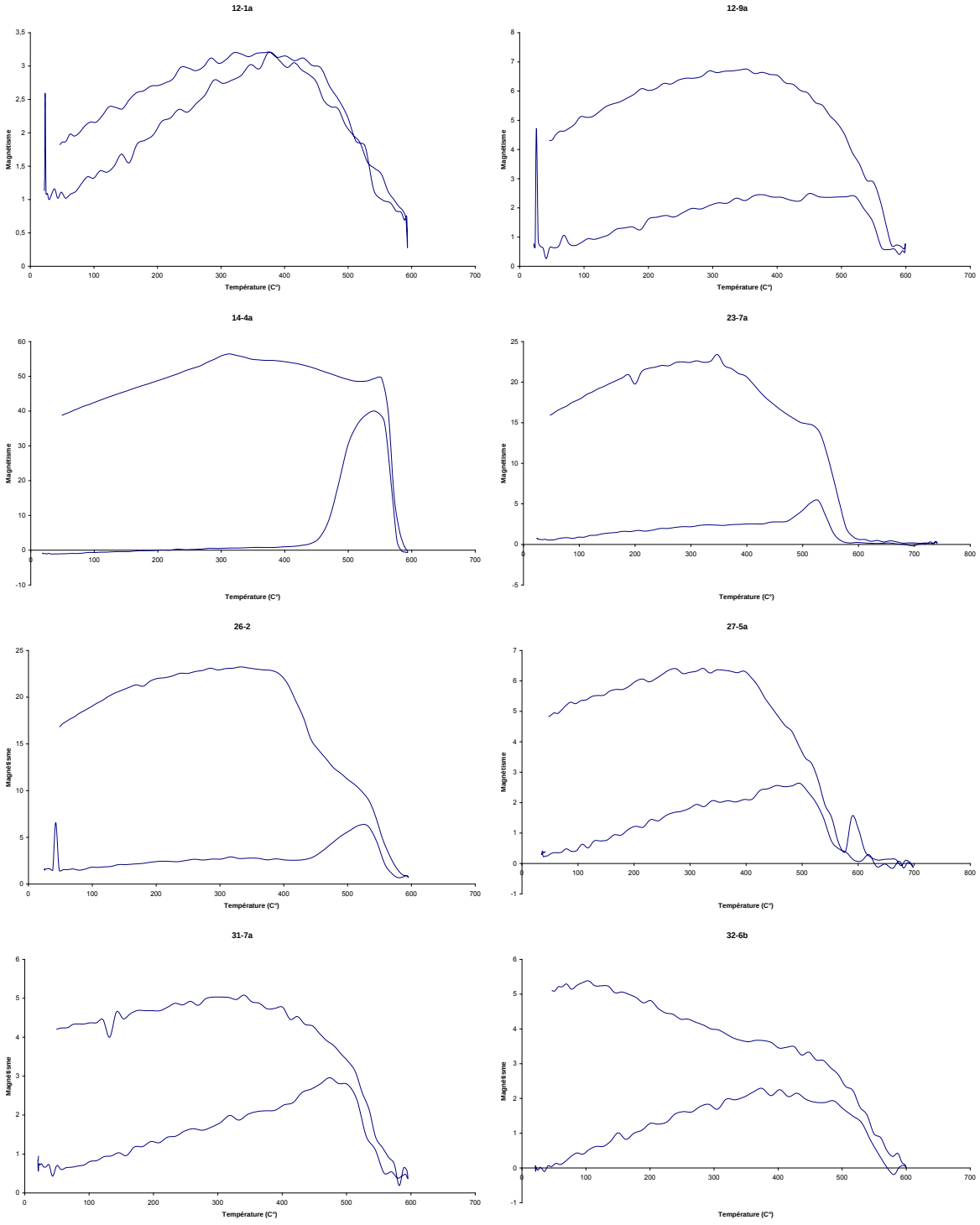




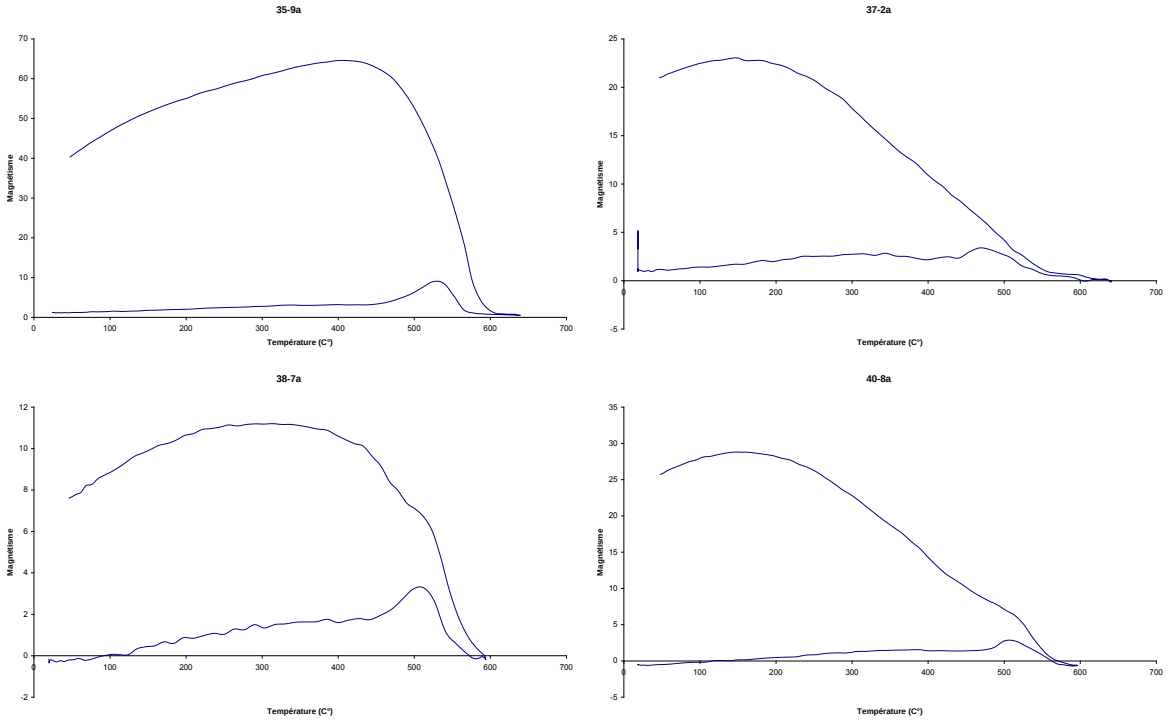




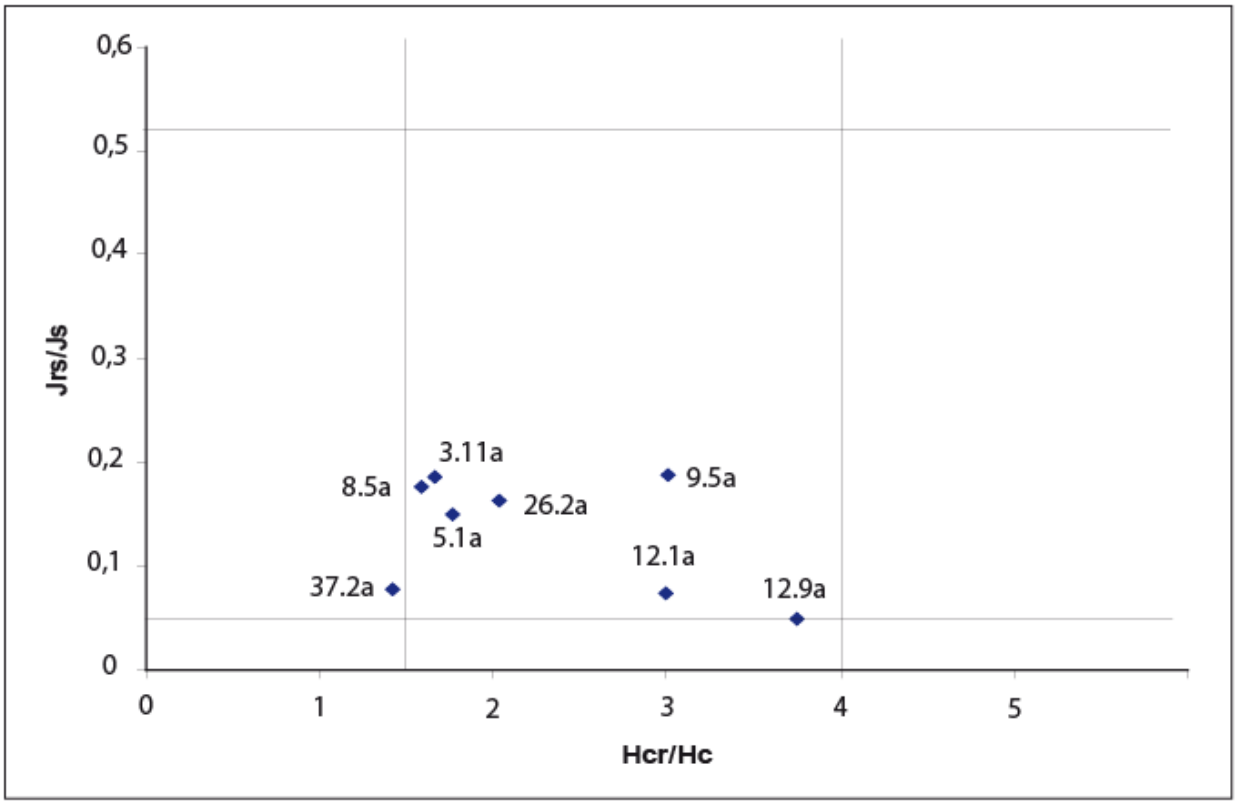
Annexes


12-1a
Magnétisme
Température (C°)
12-9a
Magnétisme
Température (C°)
14-4a
Magnétisme
Température (C°)
23-7a
Magnétisme
Température (C°)
26-2
Magnétisme
Température (C°)
27-5a
Magnétisme
Température (C°)
31-7a
Magnétisme
Température (C°)
32-6b
Magnétisme
Température (C°)

Annexes

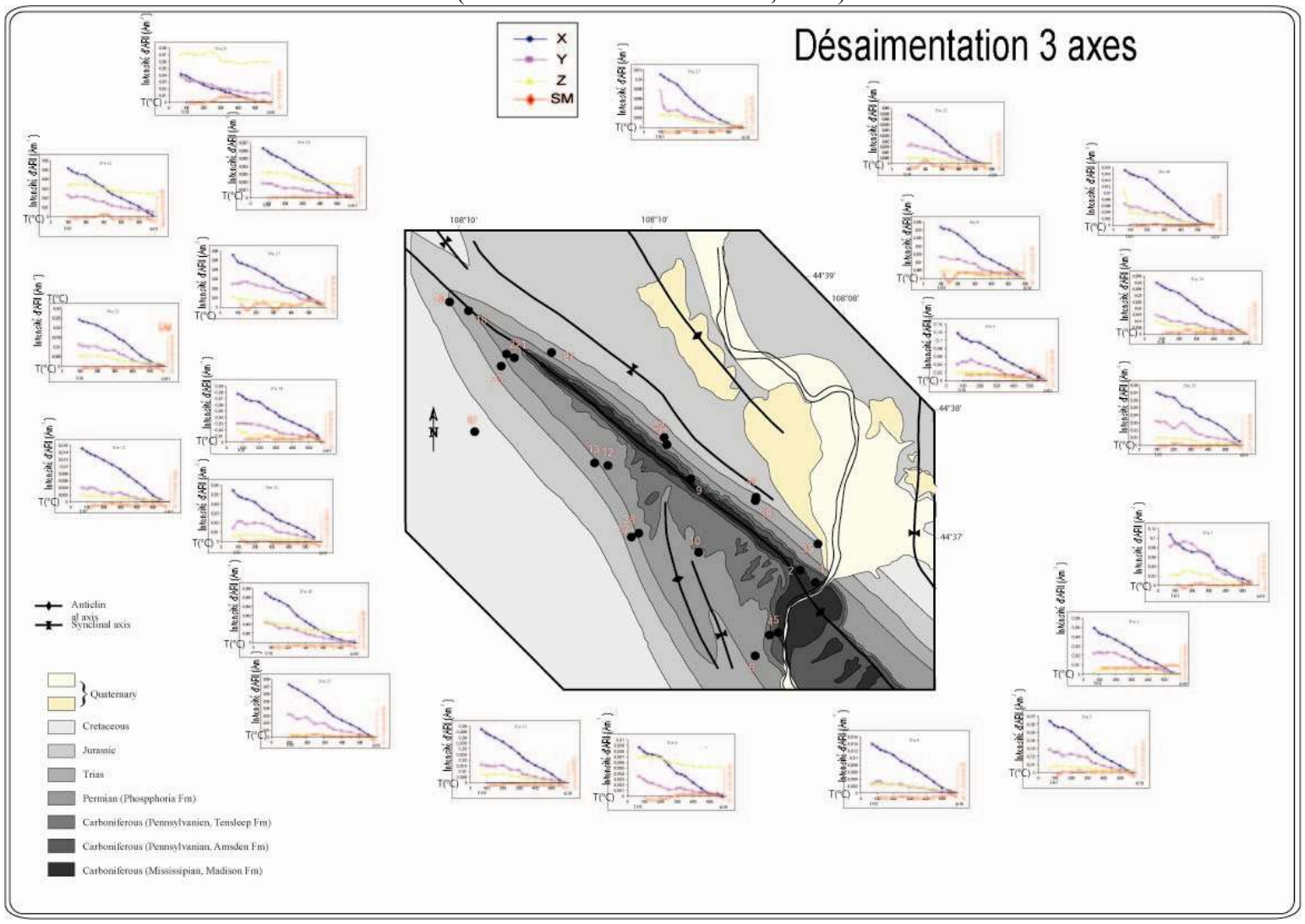


Digramme présentant le rapport Jrs/Jr et Hcr/Hc



Annexes

Les données de la Désaimantation 3 axes (Selon la méthode de Lowrie, 1990)



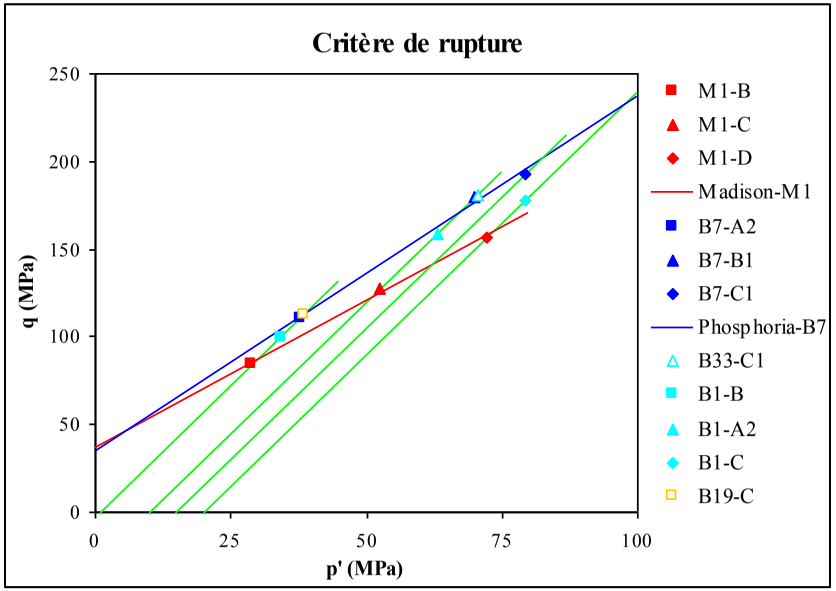
Annexes

Les données des essais mécaniques faits à l'IFP

Roche	Référence de l'échantillon	Force max (N)	Résistance en traction (MPa)	Durée de l'essai (min)	Commentaires
Madison	M1-A	4568	3,6	8,3	
Madison	M1 bis	4795	3,8	9,8	L'éch. a glissé
Phosphoria	B7-A1	11274	9,0	16,3	
Phosphoria	B7-B2	10208	8,1	21,2	
Phosphoria	B7-C2	8815	7,0	22,1	
Phosphoria	B7-rab	9654	7,7	21,1	
Phosphoria	B7-rab bis	6822	5,4	21,4	
Phosphoria	B33-A	6557	5,2	7,4	
Phosphoria	B33-Abis	5533	4,4	10,2	Essai par à-coups
Phosphoria	B33-C2	5604	4,5	9,9	
Phosphoria	B33-E	5994	4,8	8,7	
Phosphoria	B33-Ebis	8150	6,5	12,0	
Phosphoria	B1-A1	14707	11,7	32,1	
Phosphoria	B1-B bis	10977	8,7	23,8	
Tensleep	B19	5574	4,4	11,8	Fissure apparente + l'éch. a glissé
Tensleep	B19A	7194	5,7	11,2	Fissure horizontale au centre de l'éch.
Tensleep	B19-A bis	6819	5,4	16,7	Fissure horizontale au centre de l'éch.
Tensleep	B19-C bis	5281	4,2	10,3	Fissures : 1 horizontale en bas, 1 verticale à droite

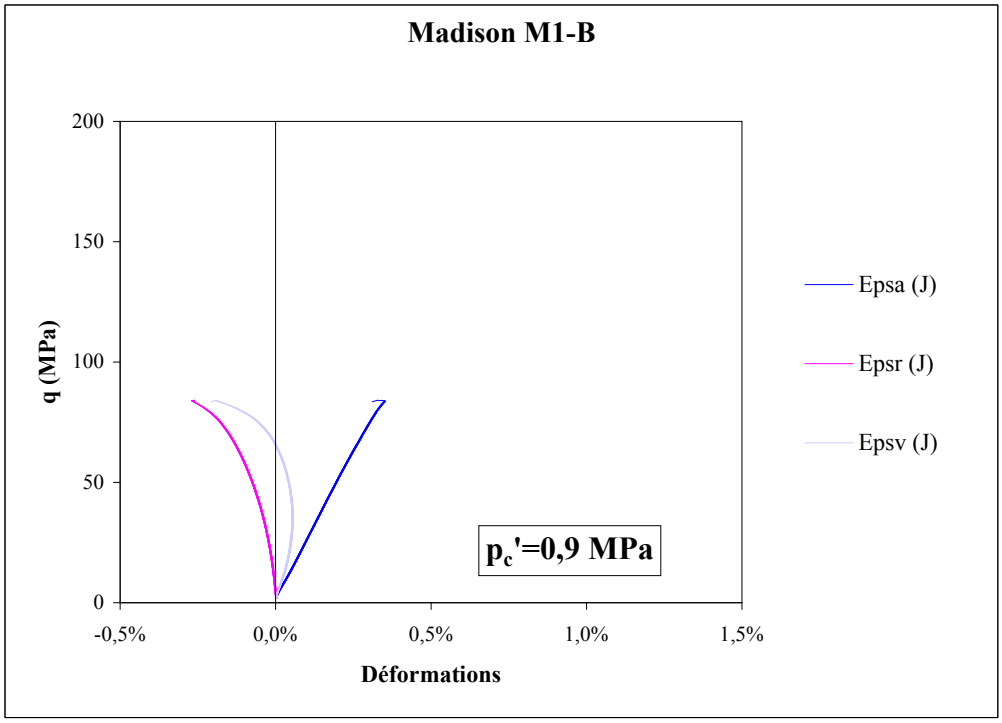
Annexes

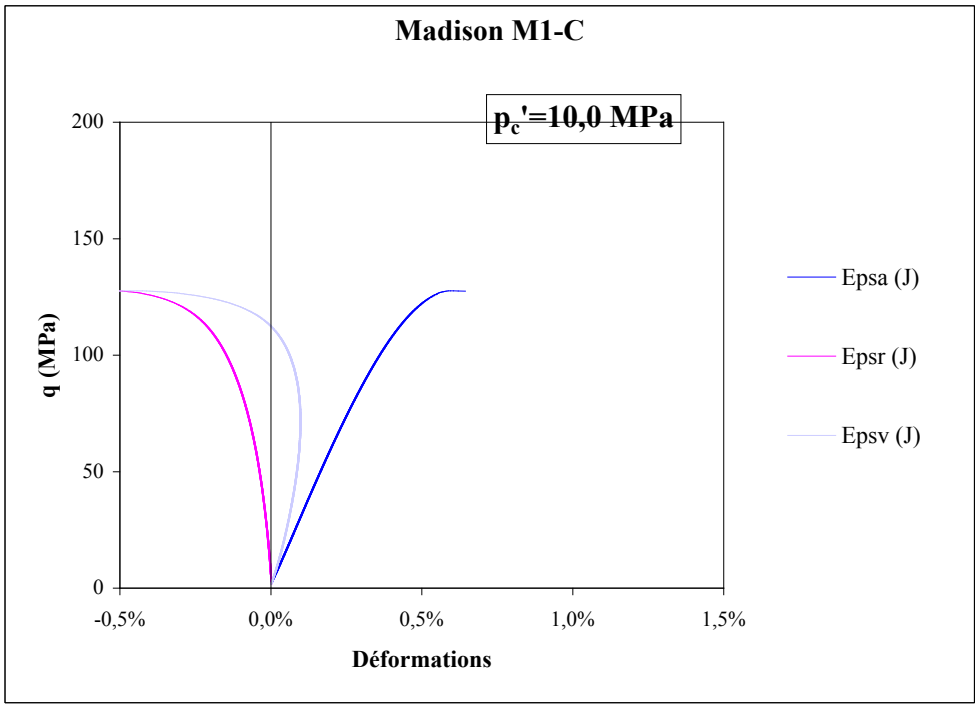
		Rupture							Modules élastiques tangents			
Roche	Référence de l'échantillon	p' (MPa)	q (MPa)	pc (MPa)	pp (MPa)	Bilan des jauges	pc' mesure (MPa)	q mesure (MPa)	Ko (GPa)	G (GPa)	Eo (GPa)	vo
Madison	M1-B	28,93	84,12	0,89	0,00	3V, 2H	0,89	2-22	14,24	9,60	23,51	0,22
Madison	M1-C	52,51	127,65	9,96	0,00	3V, 3H	9,96	2-22	15,01	12,39	29,15	0,18
Madison	M1-D	72,25	156,64	20,04	0,00	3V, 3H	20,04	2-22	18,39	13,54	32,62	0,20
Phosphoria	B7-A2	37,76	110,53	0,92	0,00	3V, 3H	0,92	2-42	27,16	16,46	41,07	0,25
Phosphoria	B7-B1	69,75	179,38	9,96	0,00	3V, 3H	9,96	2-42	24,37	17,60	42,55	0,21
Phosphoria	B7-C1	79,37	193,04	15,03	0,00	3V, 3H	15,03	2-42	25,05	18,18	43,92	0,21
Phosphoria	B33-B1											
Phosphoria	B33-C1	70,52	181,18	10,12	0,00	2V, 2H	10,12	2-42	36,26	22,39	55,71	0,24
Phosphoria	B33-B2											
Phosphoria	B1-B	34,20	99,44	1,05	0,00	3V, 3H	1,05	2-42	43,81	22,20	56,98	0,28
Phosphoria	B1-A2	63,04	158,73	10,14	0,00	3V, 3H	10,14	2-42	49,98	21,21	55,74	0,31
Phosphoria	B1-C	79,43	177,80	20,17	0,00	2V, 2H	20,17	2-42	28,39	21,33	51,16	0,20
Tensleep	B19-C	38,58	112,55	1,06	0,00	3V, 3H	1,06	2-42	16,89	9,25	23,46	0,269
Tensleep	B19-B							2-42				
Tensleep	B19-D							2-42				

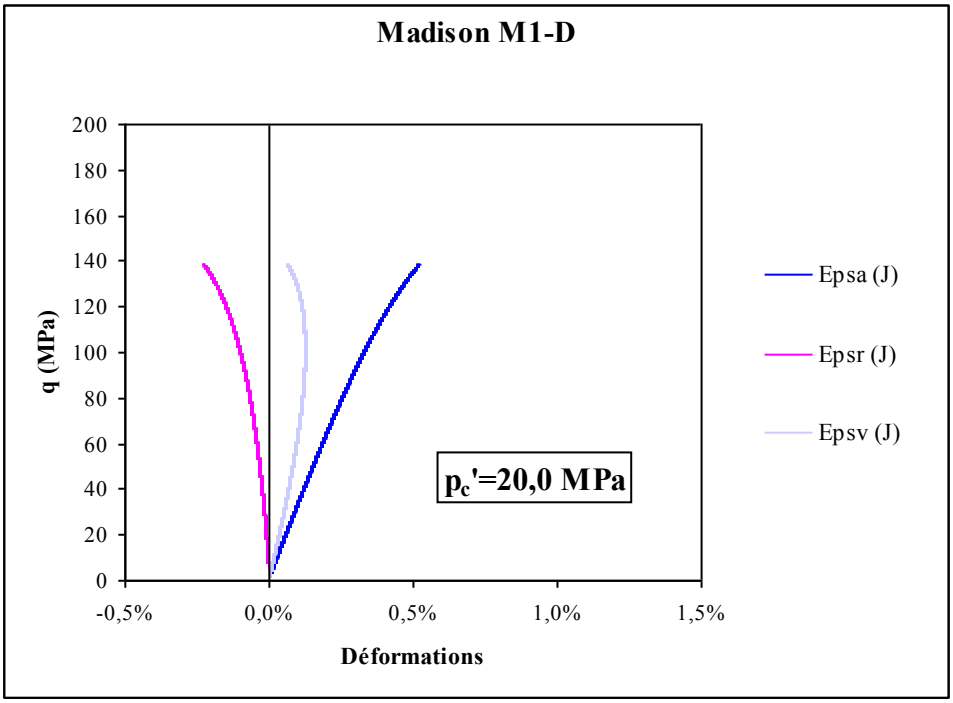


Annexes

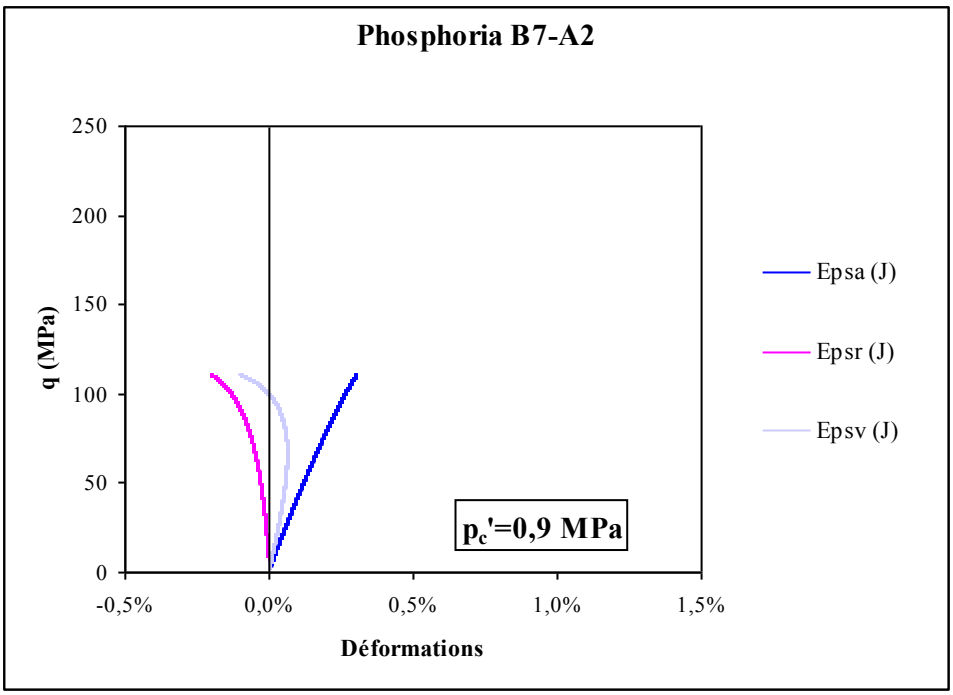
Echantillon	pc (MPa)	pp moy (MPa)	pc' (MPa)	p'R (MPa)	q rupture (MPa)	Manip utilisée
M1-B	0,89	0,00	0,89	28,93	84,12	AT40-T245
M1-C	9,96	0,00	9,96	52,51	127,65	AT40-T245
M1-D	20,04	0,00	20,04	72,25	156,64	AT40-T245

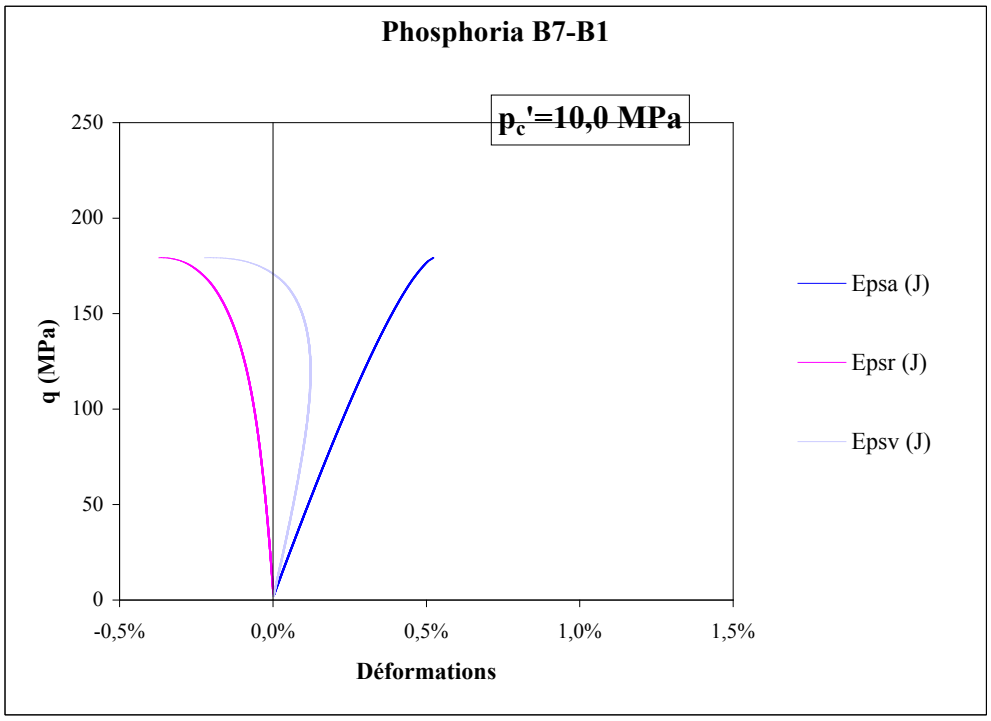


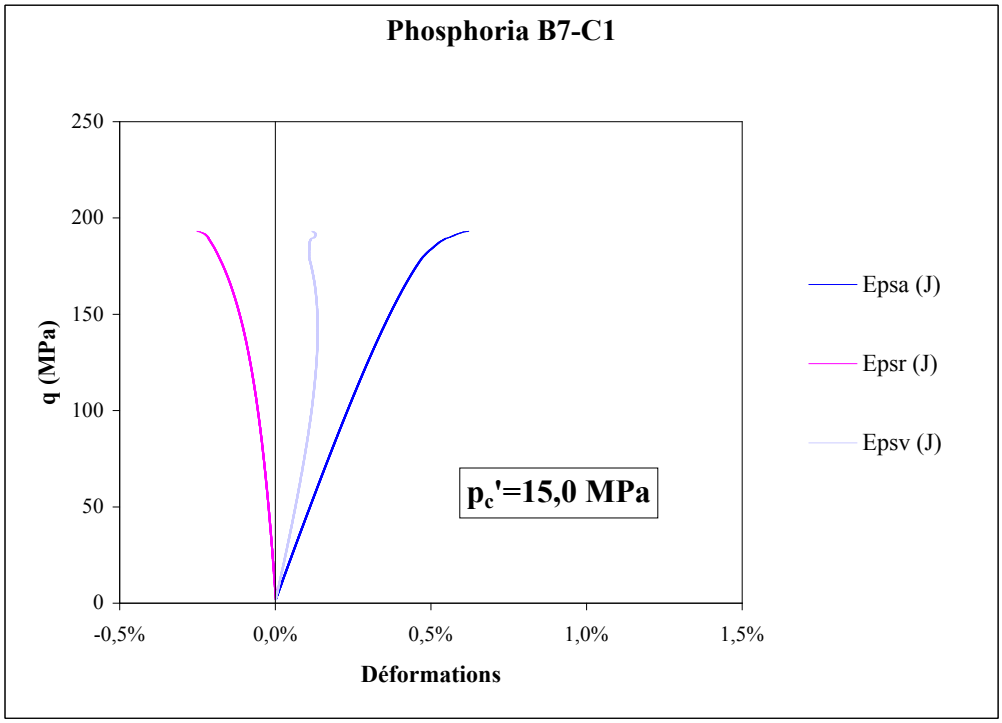




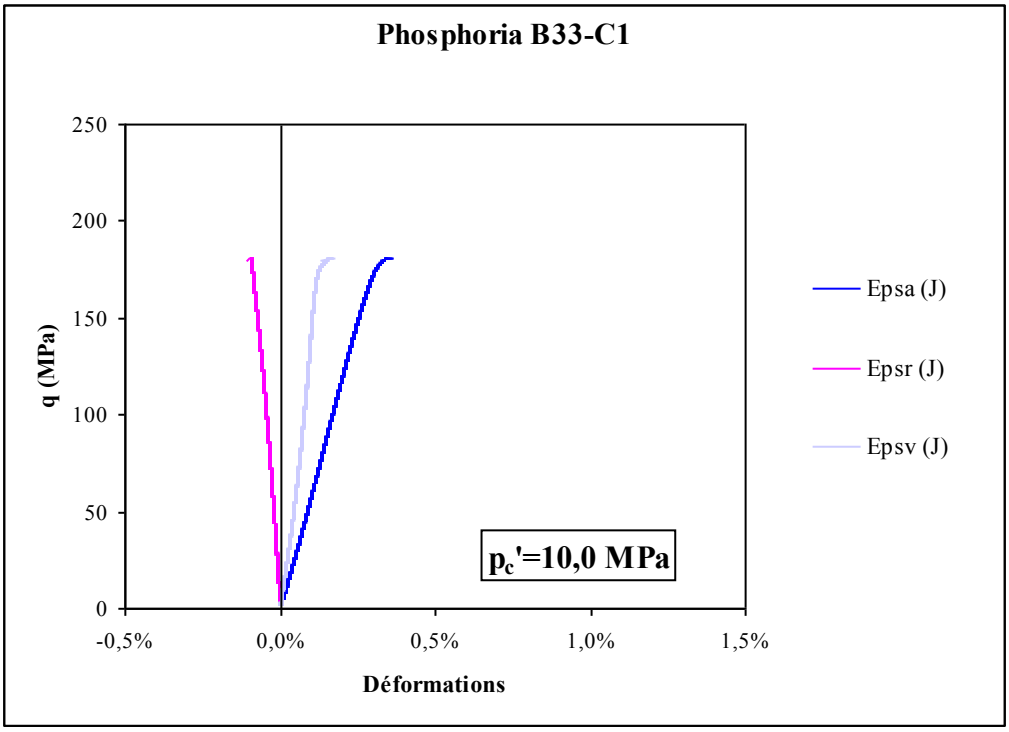
Echantillon	pc (MPa)	pp moy (MPa)	pc' (MPa)	p'R (MPa)	q rupture (MPa)	Manip utilisée
B7-A2	0,92	0,00	0,92	37,76	110,53	AT40-T245
B7-B1	9,96	0,00	9,96	69,75	179,38	AT40-T245
B7-C1	15,03	0,00	15,03	79,37	193,04	AT40-T245



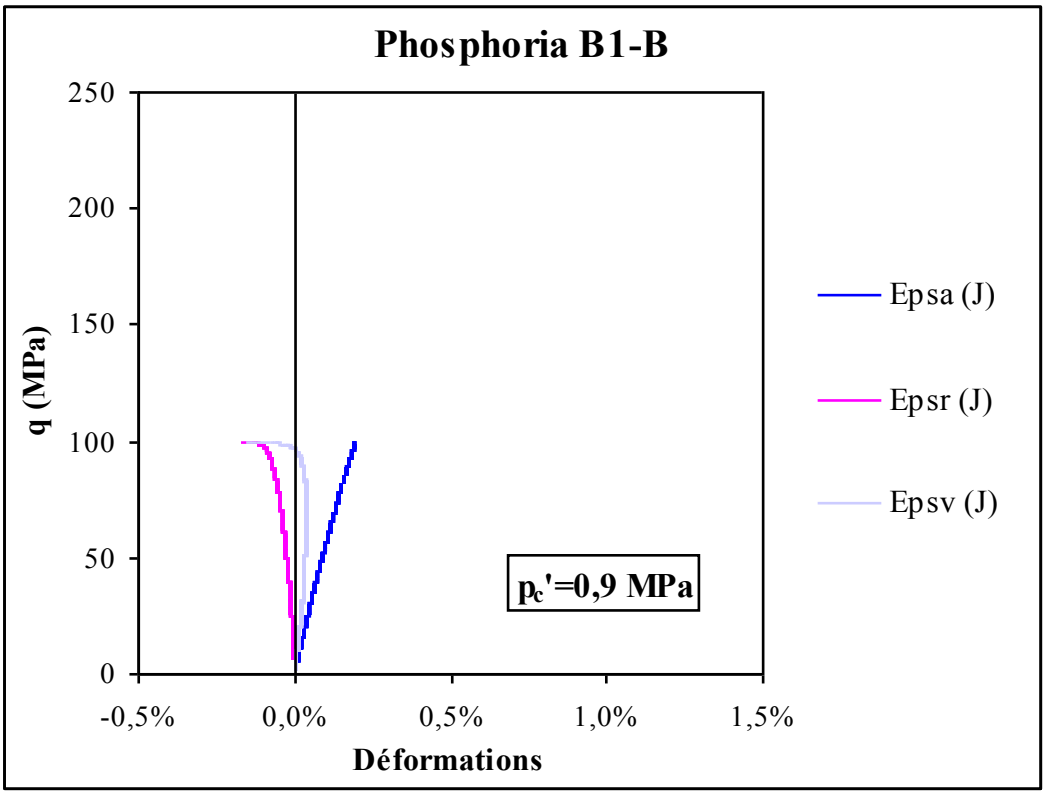


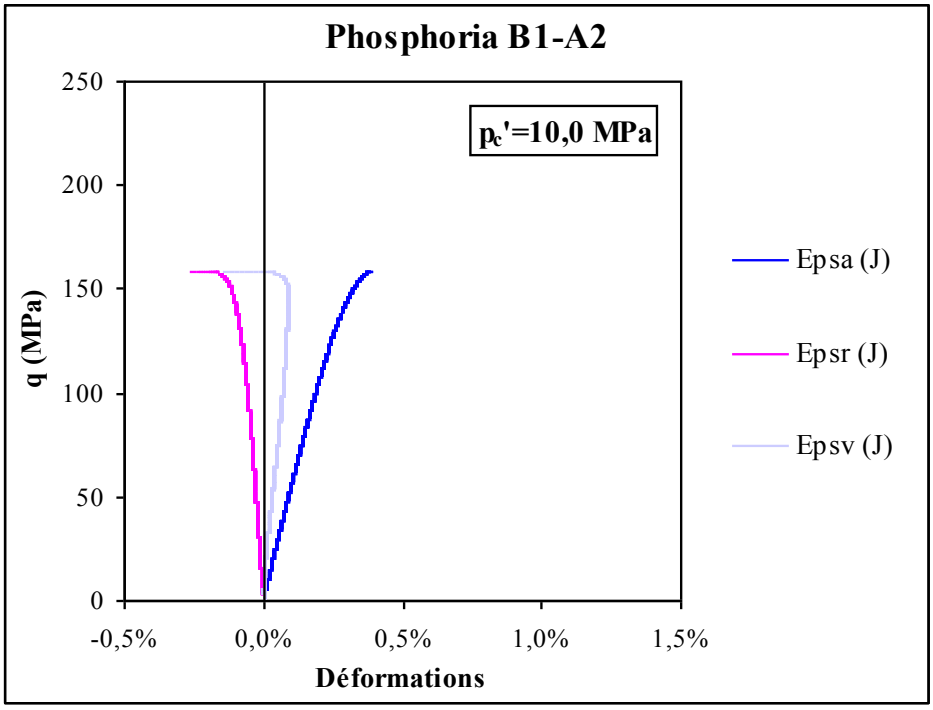


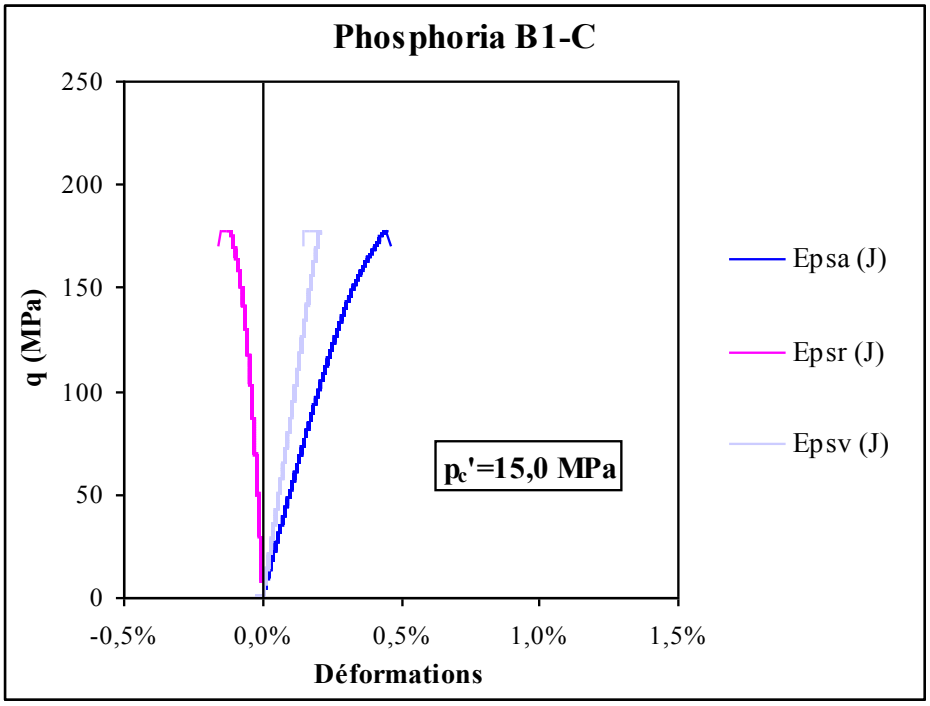
Echantillon	pc (MPa)	pp moy (MPa)	pc' (MPa)	p'R (MPa)	q rupture (MPa)	Manip utilisée
B33-C1	10,12	0,00	10,12	70,52	181,18	AT40-T245



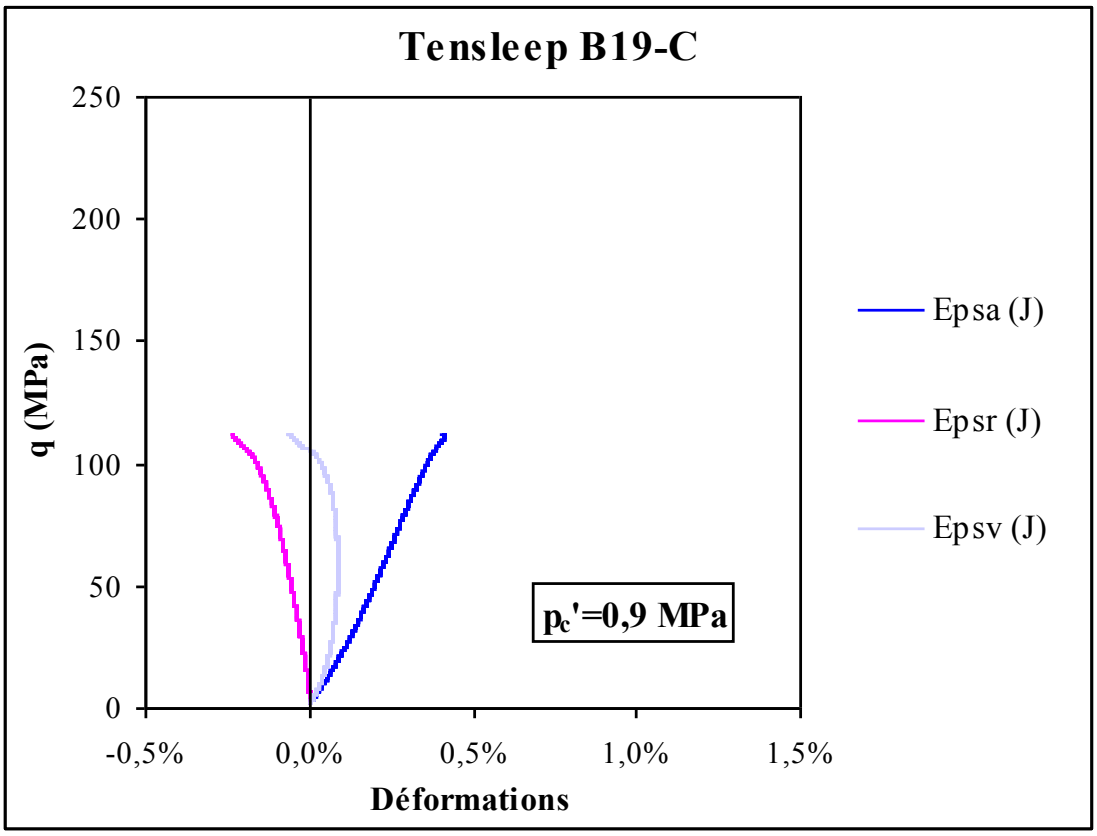
Echantillon	pc (MPa)	pp moy (MPa)	pc' (MPa)	p'R (MPa)	q rupture (MPa)	Manip utilisée
B1-B	1,05	0,00	1,05	34,20	99,44	AT40-T245
B1-A2	10,14	0,00	10,14	63,04	158,73	AT40-T245
B1-C	20,17	0,00	20,17	79,43	177,80	AT40-T245



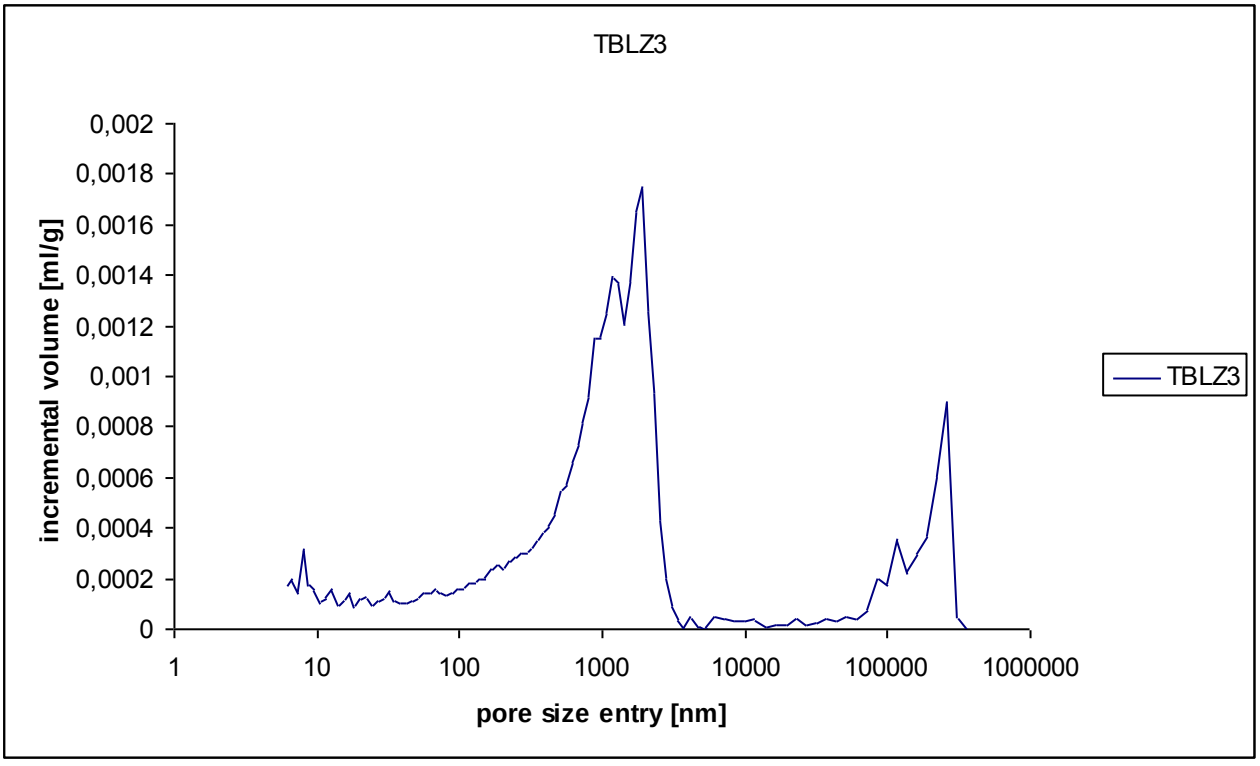


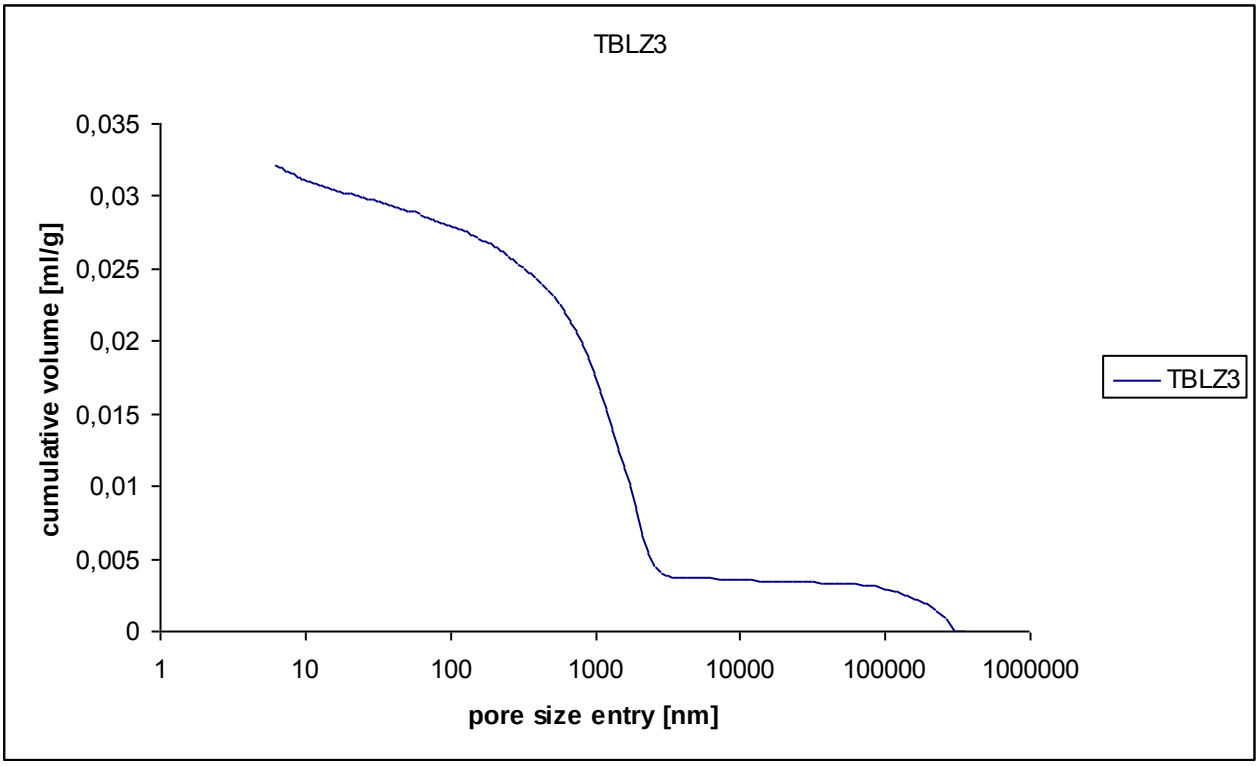


Echantillon	pc (MPa)	pp moy (MPa)	pc' (MPa)	p'R (MPa)	q rupture (MPa)	Manip utilisée
B19-C	1,06	0,00	1,06	38,58	112,55	AT40-T245
B19-B		0,00	0,00			AT40-T245
B19-D		0,00	0,00			AT40-T245

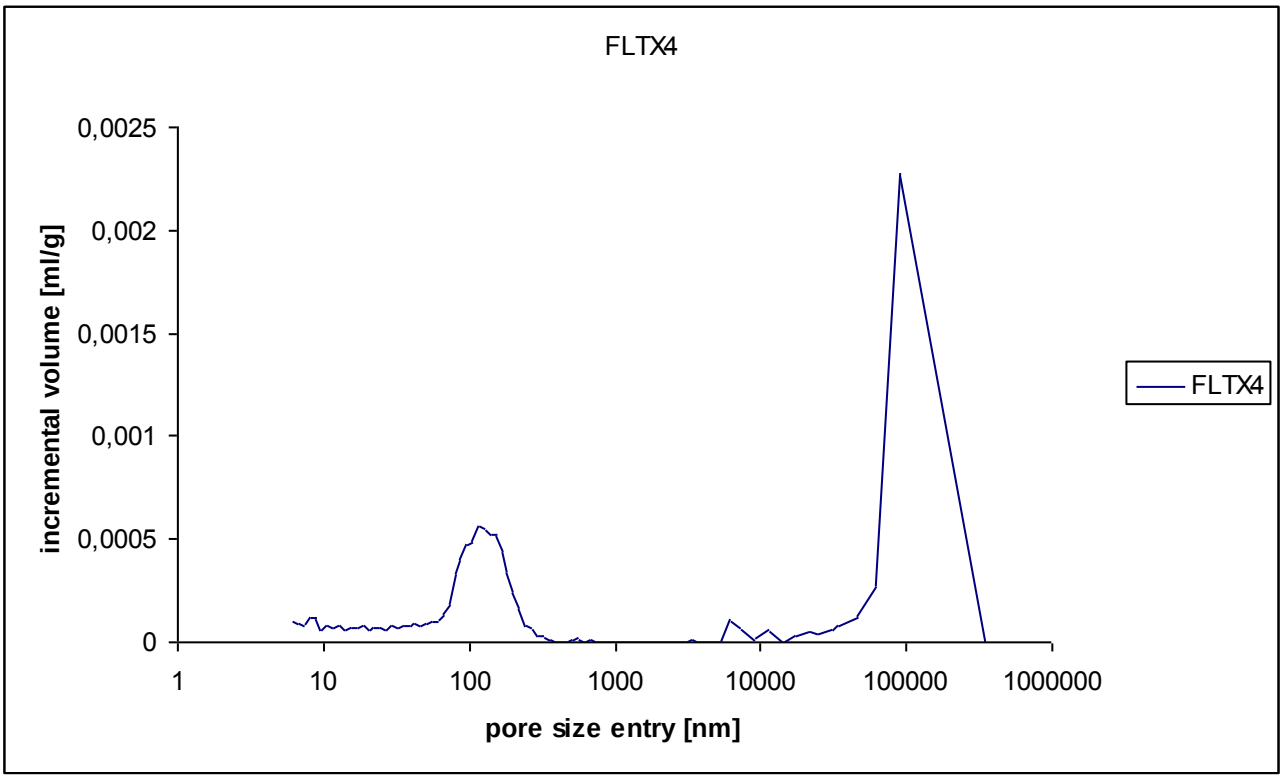


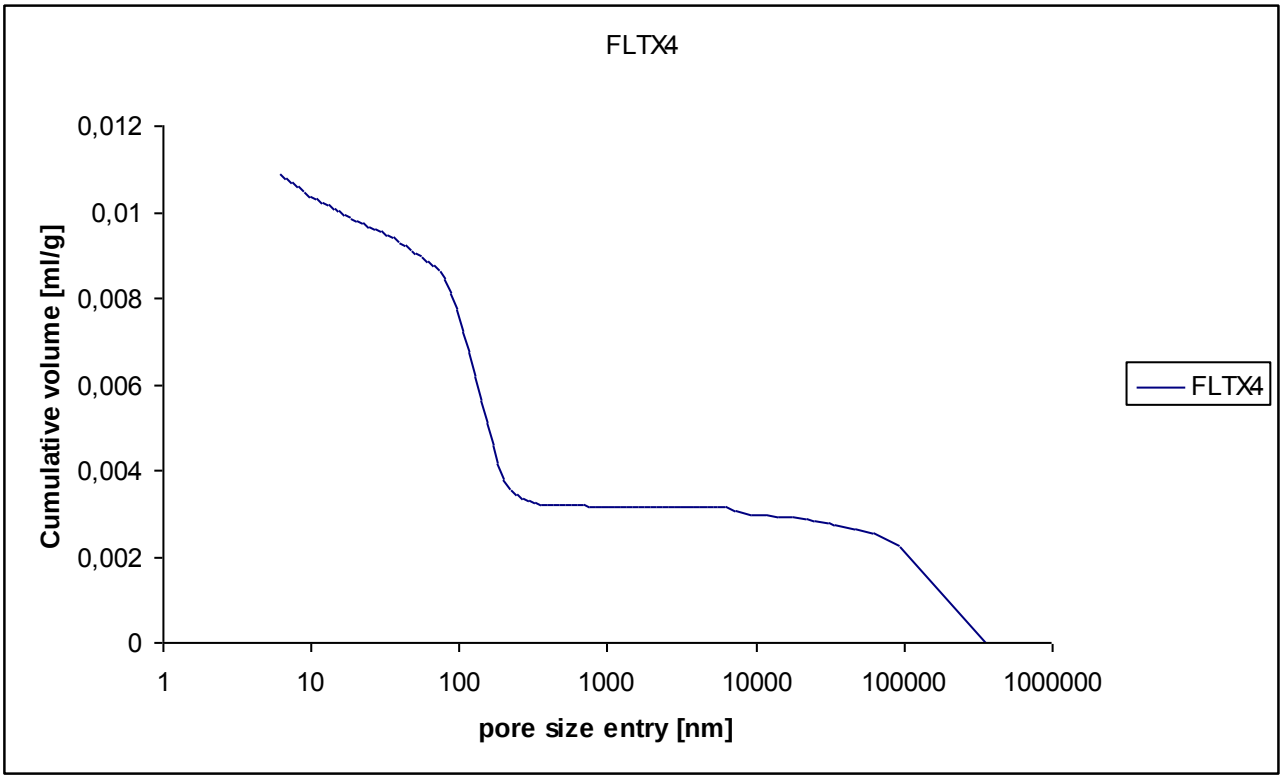
Porosimètrie par le mercure



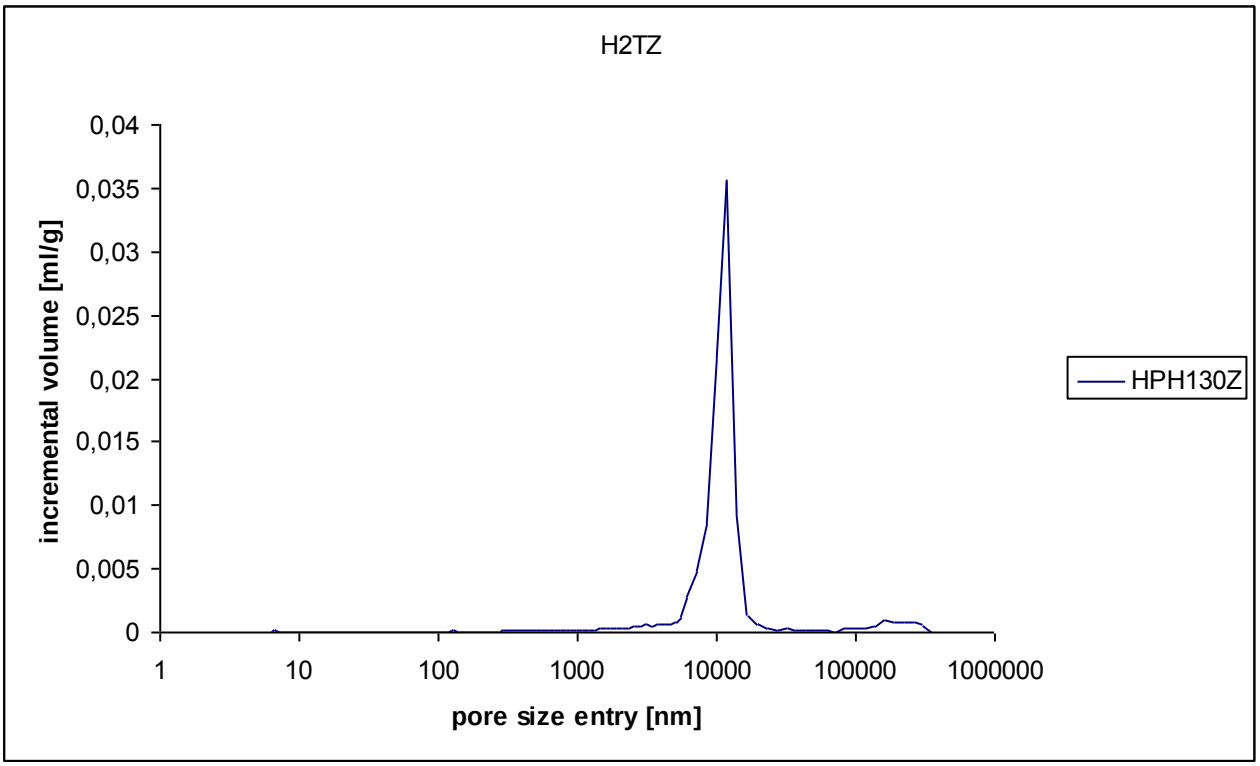


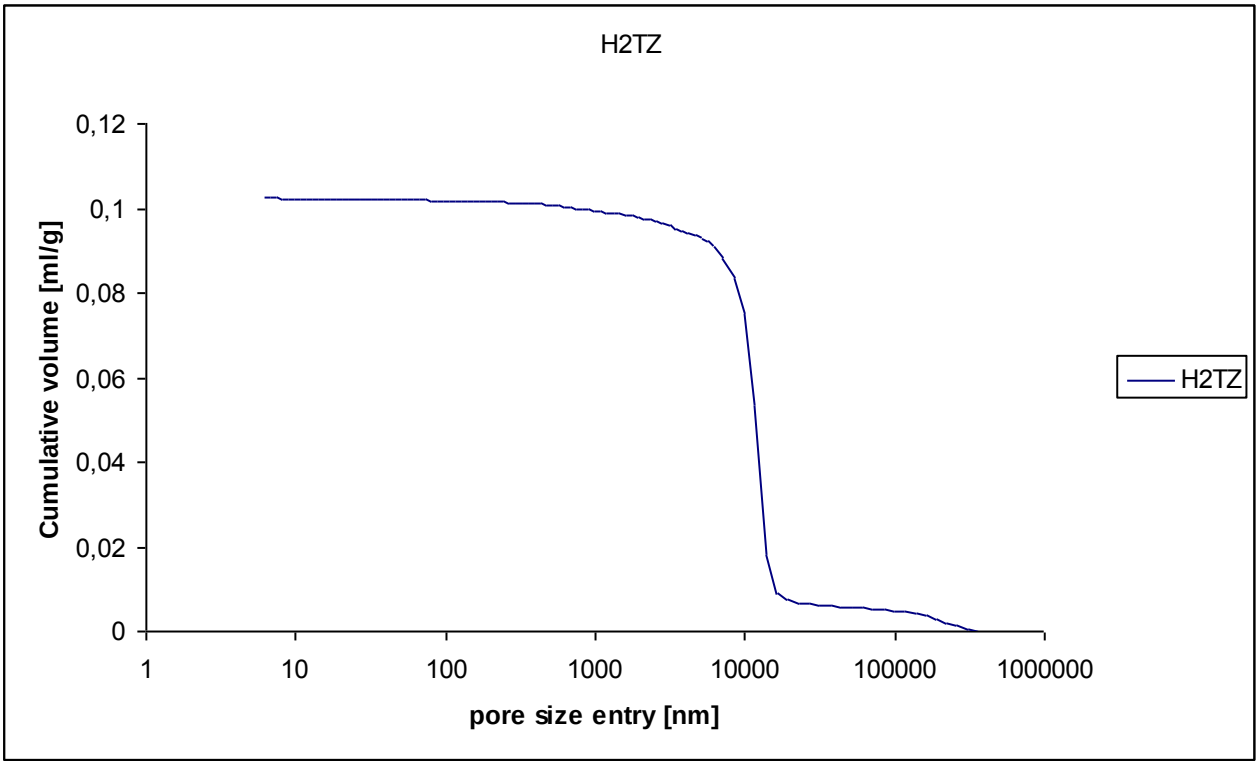
Résultats dans la Tensleep Fm. au niveau du backlimb



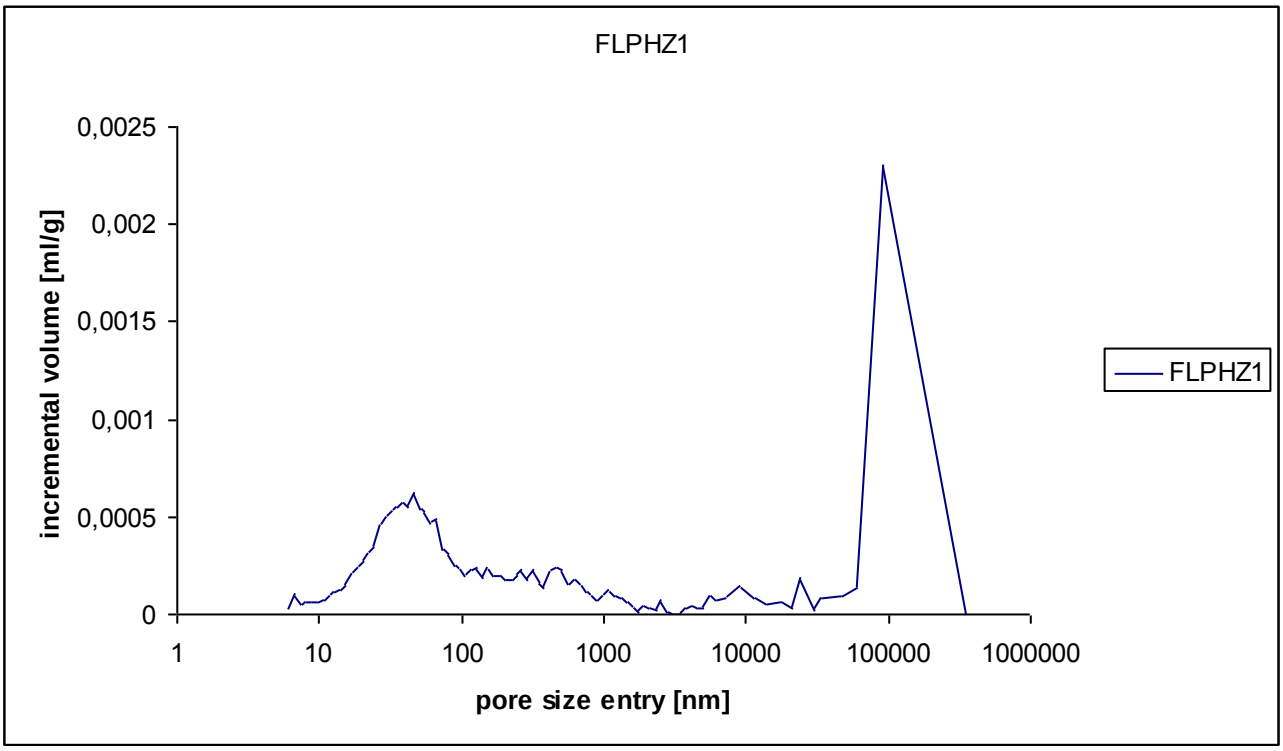


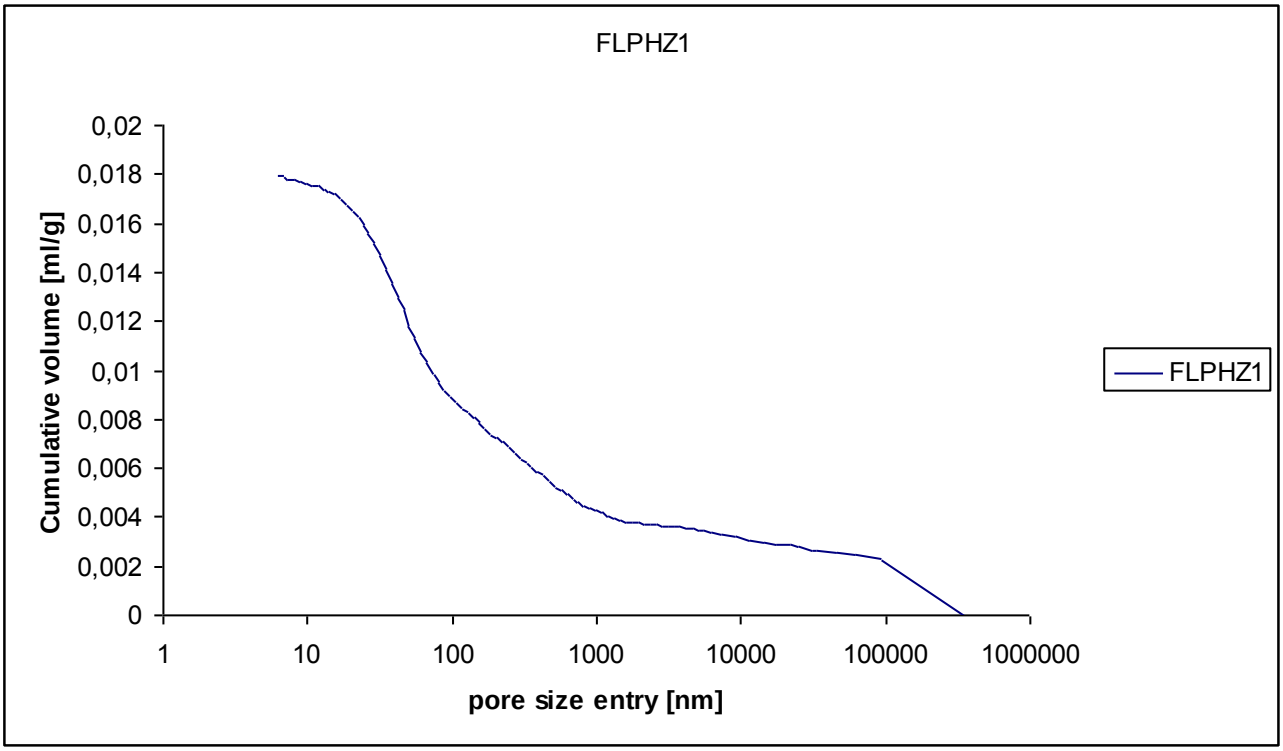
Résultats dans la Tensleep Fm. au niveau du forelimb



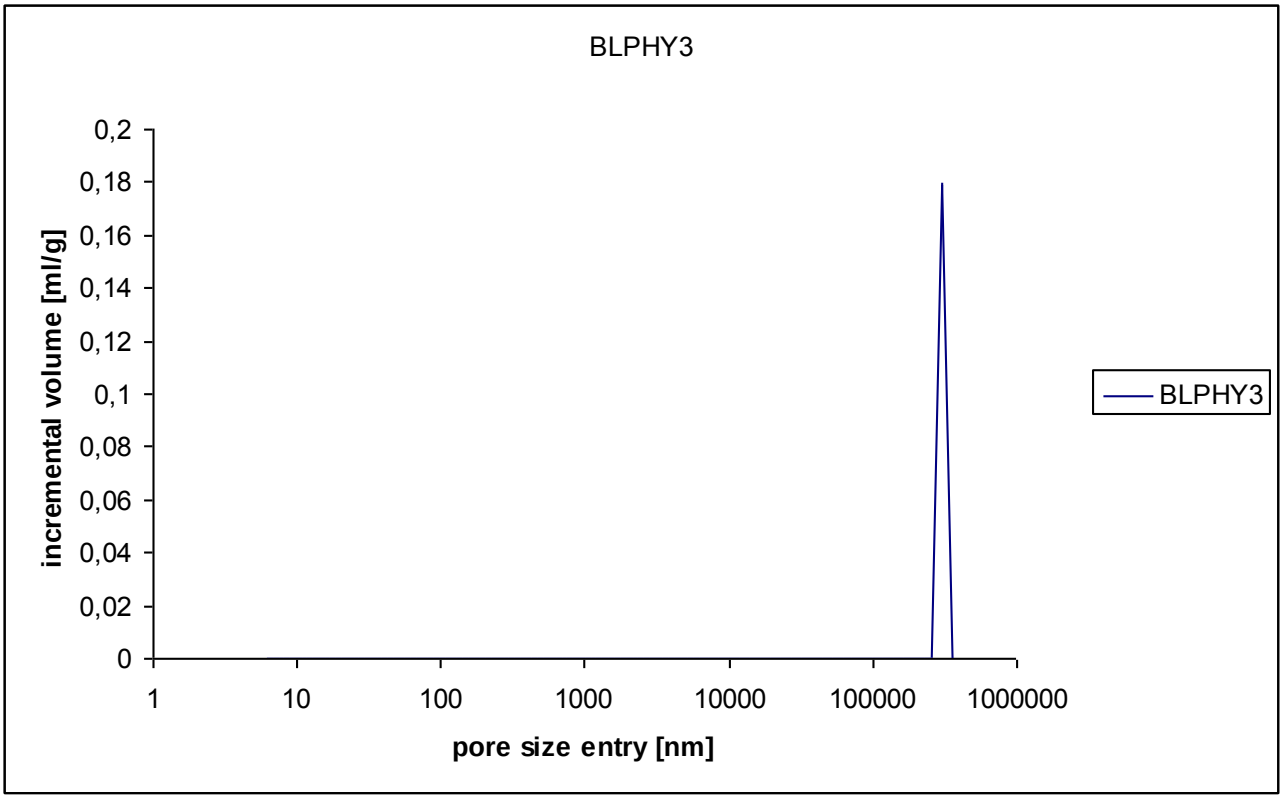


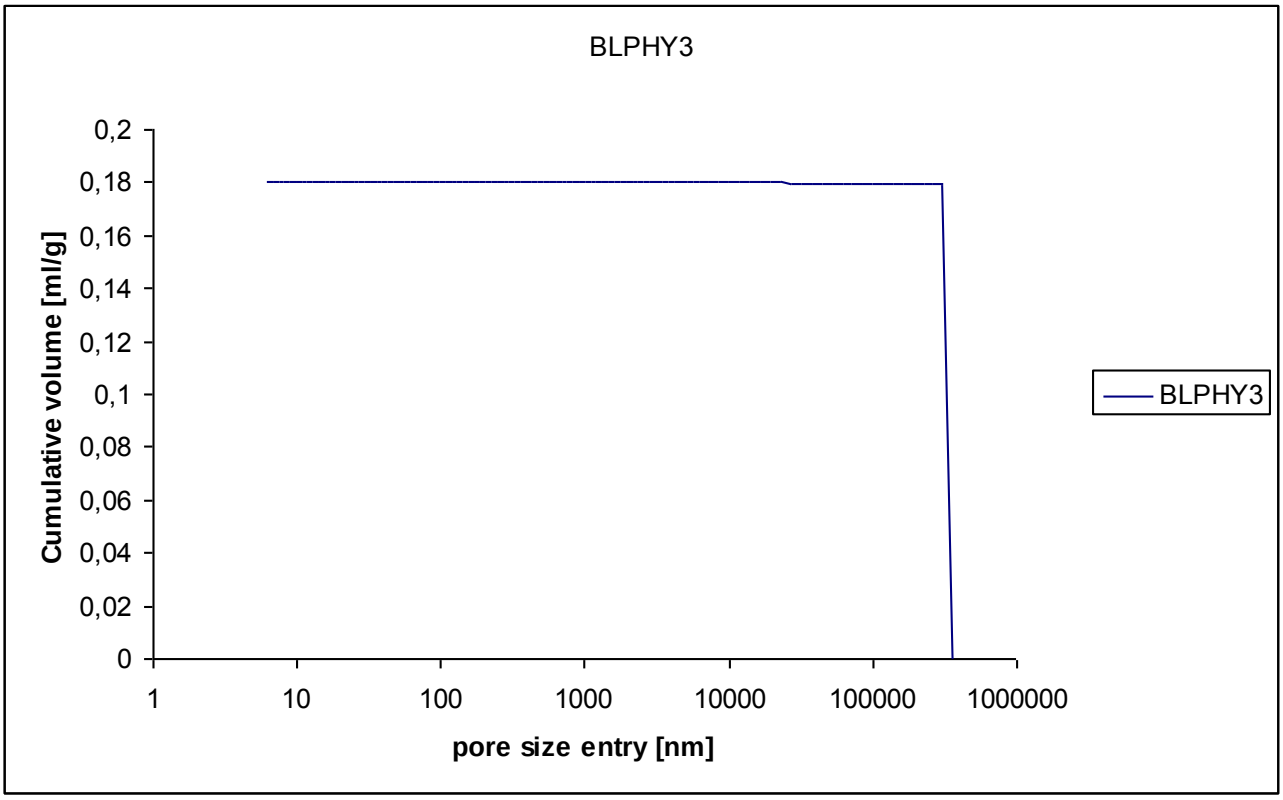
Résultats dans la Tensleep Fm. au niveau du hinge



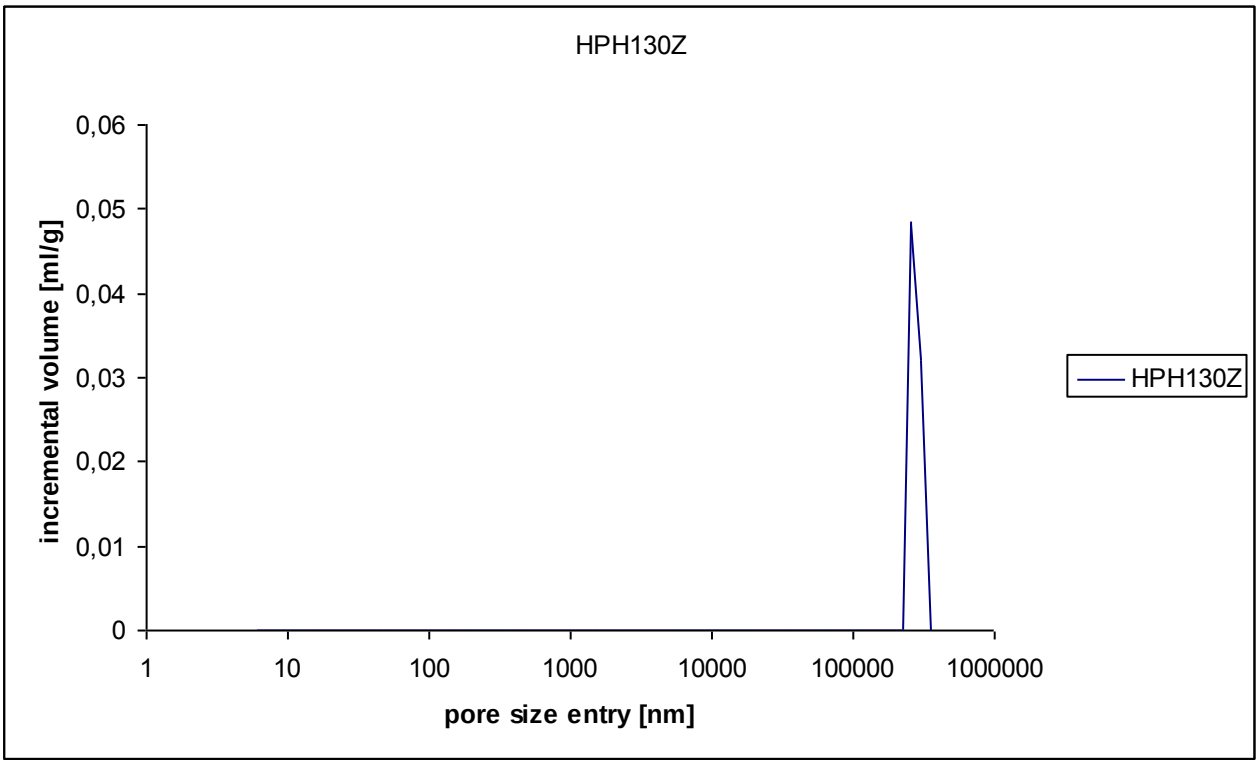


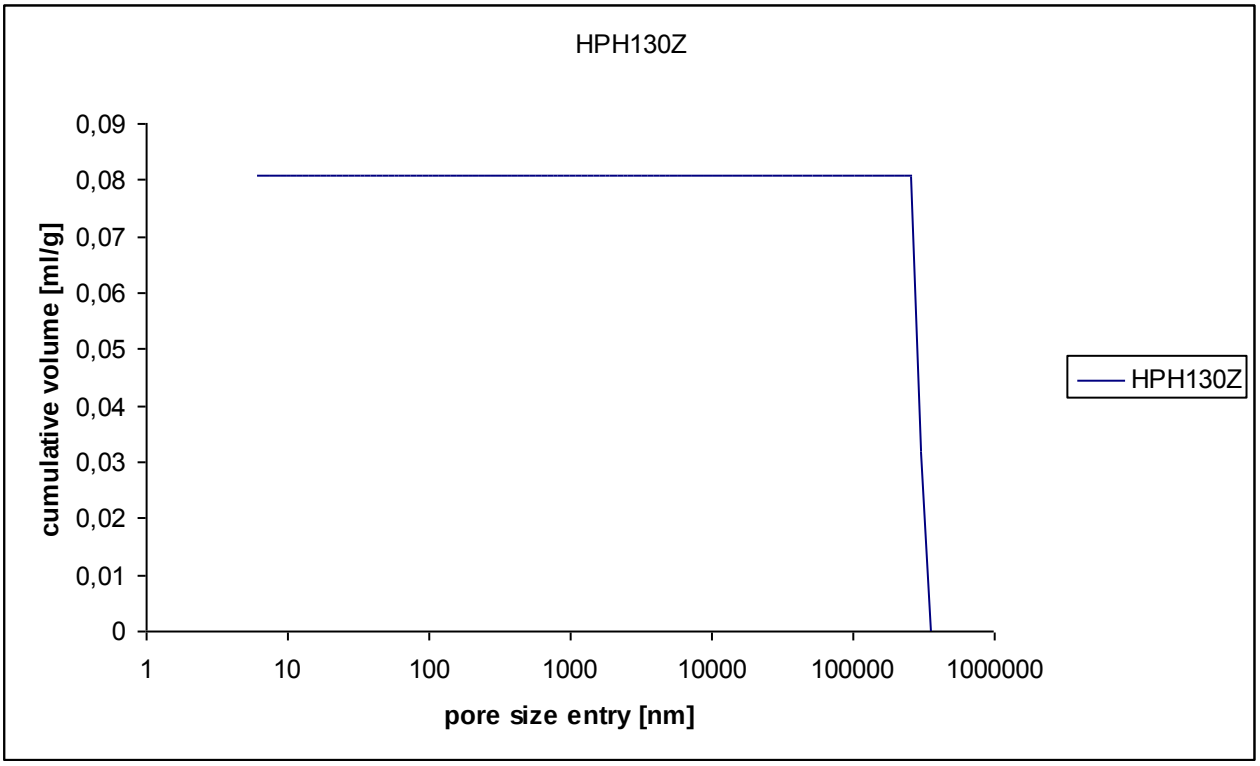
Résultats dans la Phosphoria Fm. au niveau du forelimb





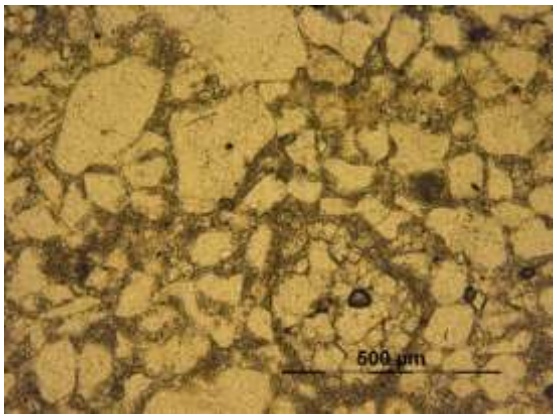
Résultats dans la Phosphoria Fm. au niveau du backlimb

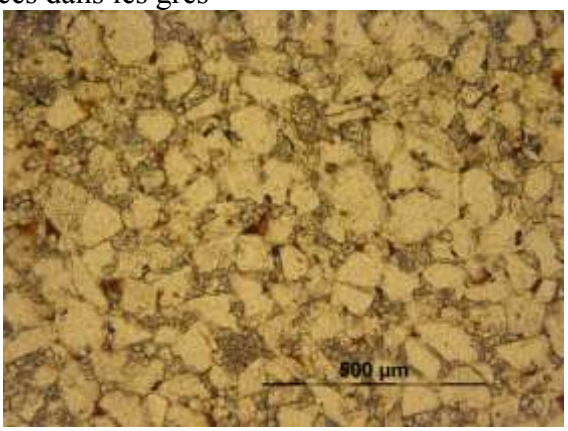




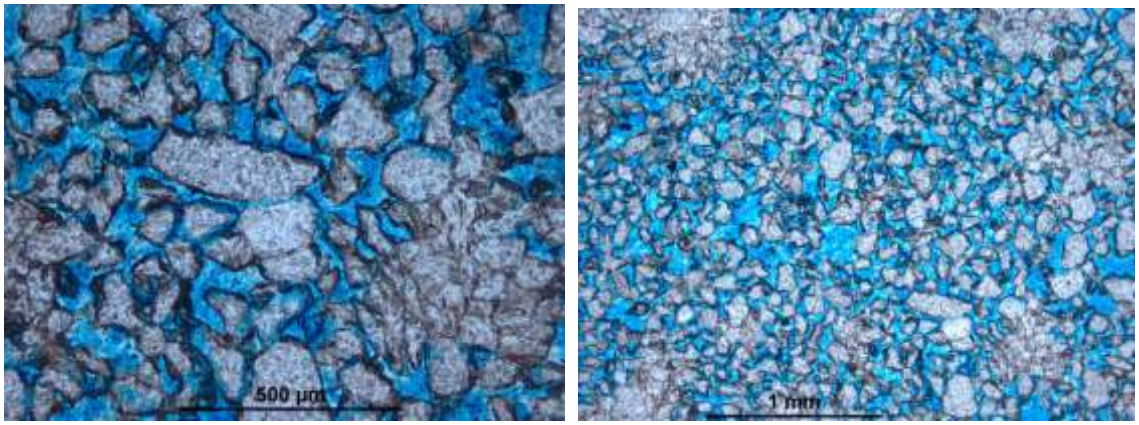
Résultats dans la Phosphoria Fm. au niveau du hinge

Exemples des différentes porosités rencontrées dans les grès





Annexes



PS : Dans un souci de la taille du volume les données brutes de l‘ensemble des méthodes seront fournies sur demande en format numérique