HAL
open science

Relations plissement/fracturation multi échelle dans les multicouches sédimentaires du domaine élastique/fragile :Accommodation discontinue de la courbure par la fracturation de petite échelle et par les articulations. Possibles implications dynamiques dans les écoulements des réservoirs

Loic Bazalgette

To cite this version:

Loic Bazalgette. Relations plissement/fracturation multi échelle dans les multicouches sédimentaires du domaine élastique/fragile :Accommodation discontinue de la courbure par la fracturation de petite échelle et par les articulations. Possibles implications dynamiques dans les écoulements des réservoirs. Tectonique. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2004. Français. NNT : . tel-00007923

HAL Id: tel-00007923

https://theses.hal.science/tel-00007923

Submitted on 5 Jan 2005

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

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

UNIVERSITE MONTPELLIER II

N° attribué par la bibliothèque :
……

THESE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : *Terre Solide, Géodynamique, Paléobiosphère*
Formation Doctorale : *Structure et Evolution de la Lithosphère : Mesures, Modèles et Applications*
Ecole Doctorale : *Sciences de la Terre et de l'Eau*

Présentée et soutenue publiquement
par

Loïc BAZALGETTE

le 17 Décembre 2004

Relations plissement/fracturation multi échelle dans les multicouches sédimentaires du domaine élastique/fragile :

Accommodation discontinue de la courbure par la fracturation de petite échelle et par les articulations. Possibles implications dynamiques dans les écoulements des réservoirs.

JURY

M. Jean-Pierre Petit	Professeur, L.D.L., Montpellier	Dir. Thèse
M. Michel Barquins	Directeur de Recherche, E.S.P.C.I, Paris	Rapporteur
M. Christophe Mercadier	Docteur, Shell Int., Rijswijk (NL)	Rapporteur
M. Yves Leroy	Directeur de Recherche, E.N.S., Paris	Examinateur
M. Alexandre Chemenda	Professeur, GeoSciences Azur, Nice	Examinateur
M. Martin Specht	Docteur, Total France, Pau	Examinateur
M. William Sassi	Docteur, I. F. P., Paris	Invité

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Jean-Pierre Petit pour la confiance qu'il m'a témoignée en me confiant ce travail dans le cadre du consortium Geo-FracNet et pour l'aide et l'écoute permanentes qu'il m'a apporté. Je le remercie aussi pour avoir su me laisser m'épanouir dans les domaines pour lesquels j'avais un engouement naturel (tels que la géologie de terrain et la modélisation analogique) tout en me conduisant à aborder d'autres aspects qui m'ont permis de valoriser ce travail en le rendant applicable au cas des réservoirs. Merci, encore, de n'avoir jamais cessé d'encourager cette approche naturaliste d'observation et de description des objets géologiques, que j'affectionne particulièrement. Merci, enfin, pour la qualité du contact humain qui a été une constante depuis le début de mes travaux, pendant mon T.E.R. de maîtrise, au sein de son équipe.

La réalisation de travail doit aussi beaucoup à Bertrand Grellet, de *GEO-TER*. Je le remercie pour avoir accepté de co-diriger cette thèse CIFRE, pour m'avoir accueilli chaleureusement au sein de la société et pour m'avoir familiarisé avec le travail en entreprise. Merci aussi d'avoir bien voulu tenir le pari de prendre la responsabilité du financement de ce travail alors que les garanties initiales étaient incertaines. Merci à tous les *« GEO-TERRIENS »* pour m'avoir réservé un accueil exceptionnel et pour m'avoir immédiatement considéré comme un collègue de travail et non comme un étudiant de passage.

Je souhaite aussi remercier Christophe Mercadier, de *Shell International Exploration & Production*, et Michel Barquins, de *l'Ecole Supérieure de Physique et de Chimie Industrielles*, qui ont accepté d'évaluer ce mémoire et de rédiger un rapport dans les délais limités qui leur ont été accordés. Merci aussi à Yves Leroy, de *l'Ecole Normale Supérieure* de Paris, à Alexandre Chemenda de *GéoSciences Azur*, à Martin Specht, de *Total*, et à William Sassi, de l'*I. F. P.* d'avoir bien voulu m'accorder une partie de leur temps et de leur science pour examiner ce travail.

Merci encore aux différents membres des compagnies pétrolières partenaires du GIRP, qui ont permis la réalisation de ce travail en nous accordant leur confiance, et pour les échanges éminemment intéressants que nous avons pu avoir lors des différentes réunions organisées depuis trois ans. Merci donc à Sylvie Delisle, à Jean-Loup Montenat et à Claude Gout, de *Total*, à Christophe Mercadier, à Keith Rawnsley et à Pascal Richard, de *Shell* et à Jan-Pieter Van Dijk, d'*Eni Agip*.

Je remercie aussi l'ensemble du personnel du laboratoire Dynamique de la Lithosphère de l'UMII pour sa gentillesse et son aide tout au long de ces années de thèse. Merci à Bernard Sanche pour l'aide qu'il m'a apportée (avec une efficacité et un sourire permanents) lors de la conception de mes différents dispositifs expérimentaux.

Je fais aussi un clin d'œil aux autres membres (et amis) du « GeoFracTeam » montpelliérain présents et passés. Merci à Ghislain de Joussineau, Pascal Cortes, Cécile Bordarier pour les collaborations toujours fructueuses, que ce soit sur le terrain ou au bureau, et pour leur amitié permanente. Merci aussi à Damien Badou, pour son sérieux et pour sa gentillesse, qui ont été des constantes pendant notre travail commun concernant la partie expérimentale de cette thèse.

Pour terminer, je voulais par-dessus tout remercier ma famille, ma mère, mon frère et mon oncle pour m'avoir encouragé depuis le début, et aussi pour avoir bien voulu venir entendre mes bavardages lors de ma soutenance.

Enfin, je t'ai réservé ces quelques mots, ma puce, pour te remercier d'avoir accepté mes horaires saugrenus pendant ces quelques années et d'avoir supporté mes chaussures crottées lorsque je rentrais de mission sur le terrain. Merci aussi de n'avoir pas trop désapprouvé lorsque, pendant nos promenades, je me tournais vers les fronts de taille de bords de routes pendant que toi tu te régalais du paysage… Merci pour tout ça, mais surtout pour le soutien et pour l'aide que tu m'as apporté depuis le tout début. Cette thèse vous est dédiée, à toi et à ma famille.

Remerciements 2

Glossaire : 7

1 Introduction et problèmes posés 10

1.1 Cadre 10

1.2 Motivations 11

1.2.1 Intérêts économique et industriel de la compréhension de la fracturation dans les réservoirs plissés/fracturés 11

1.2.2 Académiques 14

1.3 Problématiques 15

1.3.1 Problématique des réservoirs plissés/fracturés 15

1.3.2 Problématiques académiques 23

1.4 Méthodologie et limites des approches 26

1.4.1 Les études structurales d'exemples naturels 26

1.4.2 La modélisation expérimentale 27

2 Plis et fractures : concepts de base et objets élémentaires 28

Introduction 28

2.1 Plis de flambage et plis forcés : quelle différence ? 28

2.1.1 Les *plis forcés* (*forced folds*) ou *plis passifs* 28

2.1.2 Les *plis de flambage* (*Buckle folds*) 34

2.1.3 Conclusion : plis de flambage et plis forcés sont ils *a priori* si différents ? 44

2.2 Unités mécaniques, plis et fractures 45

2.2.1 Unité mécanique et cohérence du plissement 45

2.2.2 Typologie des fractures et unités mécaniques 47

2.2.3 Vocabulaire des relations directionnelles plissement/fracturation 53

3 Faits de terrain sur les relations entre plissement et fracturation : état des connaissances 55

3.1 Synthèse des travaux antérieurs 55

3.2 Règles et tendances concernant la distribution des fractures dans les plis 57

3.3 Interprétations et commentaires 58

4 Les modèles interprétatifs des relations entre plissement et fracturation : état des connaissances 59

4.1 Le concept de flexure élastique et modèles dérivés 59

4.2 Apport des modélisations 62

4.2.1 Interprétation des fractures orthogonales et interactives « en éventail » par des modèles de fléchissement et de flambage dans les vernis craquelants 62

4.2.2 Modélisation numérique de l'influence de la fracturation de fond préexistante dans la déformation en flambage 64

4.2.3 Modélisation analytique et numérique de développement de zones de plasticité localisées dans une couche élastique plissée en flambage : le modèle de Massin *et al.*, 1996 65

5 Typologie et éléments d'interprétation mécanique des principales familles directionnelles de fractures 67

5.1 Bases de la classification 67

5.2 Les fractures axiales 67

5.2.1 Les réseaux simples de joints et/ou de fentes 67

5.2.2 Les réseaux sub-axiaux composites interactifs ou non 70

5.2.3 Les corridors fracturés axiaux 72

5.2.4 Les failles axiales 73

5.3 Les fractures transverses 79

5.4 Les fractures obliques 81

5.5 Conclusion 90

6 Modes d'accommodation de la courbure par les fractures, dislocation et segmentation des plis 94

6.1 Accommodation par la fracturation de fond 94

6.1.1 Accommodation par la fracturation de fond sub-axiale 95

6.1.2 Accommodation par la fracturation de fond oblique (cas de la Montagne d'Alaric, Languedoc) 98

6.2 Accommodation par les ARTICULATIONS 103

6.3 Les plis segmentés 104

6.3.1 Plis segmentés par des failles normales axiales dominantes : les exemples du Jabal Nihaydah et du Jabal Qusaybah, Adam Foothills, Sultanat d'Oman 105

6.3.2 Plis segmentés par des failles décrochantes obliques dominantes : cas du Jabal Madmar 112

6.3.3 Essai de reconstitution des relations plissement fracturation dans les Adam Foothills 115

6.4 Dislocation tardi- à post-plissement 120

6.5 Conclusion 122

7 Les plis articulés : un nouveau modèle pour le plissement des roches sédimentaires en domaine élastique/fragile 125

7.1 Introduction 125

7.2 NOTE 1 : Articulations : Fold related fracture zones (soumis en mars 2004 à l'American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Special Issue on Fractured Reservoir, accepté en octobre 2004) 125

1. Classical ideas and aim of the paper. 128

2. Methodology. 130

3. Aspects of articulations in carbonates. 131

4. Discussion. 144

Table 1 146

7.3 Autres types d'articulations 151

7.3.1 Les couloirs fracturés réactivés 151

7.3.2 Les articulations sur failles inverses à fort pendage 153

7.3.3 Les articulations sur kinks inverses 156

7.4 Conclusion 160

8 Mécanismes de formation des articulations : modélisation expérimentale dans des multicouches de paraffine 162

8.1 Introduction 162

8.1.1 Choix du matériau analogue 162

8.1.2 Conception du dispositif de chargement 164

8.2 Note n°2 : Fold amplification and style transition via articulations : Buckling experiments in brittle paraffin multilayers and comparison with natural examples (soumis au Journal of the Geological Society of London). 166

8.3 Documents photographiques en haute résolution 192

8.4 Conclusion 196

9 Un exemple d'étude de terrain sur un analogue de réservoir plissé/fracturé : les relations stratigraphie/plissement/fracturation dans la plateforme carbonatée de l'Anticlinal de la Montagna della Majella 197

9.1 Introduction **197**

9.2 Large scale folding and fracturing relationships and fault architecture in relation with sedimentary facies in the Majella Anticline platform formations **198**

9.2.1 Introduction: Presentation and aims of the study. 198
9.2.2 Visited outcrop location and description. 198
9.2.3 Aerial photo-interpretation. 201
9.2.4 Large scale structure description and attempt at integration in their structural and mechano-stratigraphic context. 208
9.2.5 Attempt at structuring scenarios for the Majella anticline. 226
9.2.6 References 228

10 Implications dynamiques des résultats ***229***

10.1 Cas des plis où la fracturation est dominée par les directions axiales et transverses (en l'absence de contraintes in situ) **229**

10.2 Cas des plis où la fracturation est dominée par les directions obliques à l'axe (en l'absence de contraintes in situ) **232**

10.3 Influences dynamiques possibles des contraintes in situ **233**

11 Conclusions et recommandations ***236***

11.1 Pour les aspects réservoirs **236**

11.2 Pour les aspects académiques **238**

12 Références bibliographiques ***241***

Annexe ***251***

Glossaire :

- **Articulation** (*articulation*) : zone de fracture accommodant de façon discontinue la courbure en localisant des variations de pendage plus ou moins marquées.

- **Bandes de cisaillement** (*shear bands, deformation bands*) : ici, ce terme désigne une forme de fracture cisaillante apparaissant souvent en réseaux anastomosés et résultant du mécanisme de cataclase. Ce mécanisme affecte spécifiquement des matériaux poreux soit siliclastiques (grès poreux), soit carbonatés (calcarénites).

- **Core zone** (*core zone*) : zone la plus interne des failles, constituée de matériaux plus ou moins finement broyés (brèches, microbrèches, gouges) ou entraînés dans la faille (argile) ou résultant d'une altération, etc.

- **Couloir fracturé** (*fracture corridor=**FC***) : groupe de diaclases, ou plus rarement de fractures cisaillantes, anormalement dense développé à l'intérieur d'une unité mécanique en général épaisse (figure 2.22 (1)). Certains couloirs apparaissent comme une densification de diaclases de type HPF, d'autres étant déterminés par la présence d'hétérogénéités locales telles que failles ou flexures.

- **Diaclases** (*joints*) : fractures de mode I généralement très élancées et très peu ouvertes typiquement organisées en familles et réseaux.

- **Dynamique** (*dynamics*) : ici, ce terme désigne le comportement des écoulements dans un réservoir.

- **Faille** (*fault*) : fracture ou zone de fracture accommodant le mouvement relatif cisaillant de deux compartiments. Les failles peuvent être de toutes échelles.

- **Famille** (*set*) : ensemble de diaclases présentant une direction commune ce qui n'exclut pas certaines fluctuations directionnelles.

- **Fentes** (*veins*) : fractures de mode I présentant un rapport ouverture/élancement relativement élevé, et présentant une tendance à former des systèmes en échelons. Les fentes peuvent être un constituant de la fracturation de fond.

- **Fracturation de fond ou diffuse** (*background fractures*) : ensemble des fractures généralement limitées à l'épaisseur des bancs élémentaires ayant une répartition (densité) relativement régulière, et que l'on retrouve à l'échelle de la formation. Il s'agit le plus souvent de diaclases ayant une répartition régionale.

- **Fracture** (*fracture*) : terme général désignant toute discontinuité mécanique quelque soit la nature, l'échelle et la complexité interne de l'objet. Ce terme peut désigner des failles, des diaclases, des bandes de cisaillement. Dans ce dernier cas la fracture n'implique pas nécessairement de rupture ou même de zone de faiblesse. Dans le cas d'objets complexes, il vaut mieux parler de zones de fractures.

- **Fractures à haute persistance verticale** (*Highly Persistent Fractures=**HPF***) : diaclase associée à des unités mécaniques relativement épaisses qu'elles traversent en intégralité.

- **Fractures colmatées** (*sealed fractures*) : fractures dont l'ouverture a été suffisamment remplie par des minéralisations ou d'autres formes de colmatage pour empêcher toute perméabilité de fracture.

- **Fractures ouvertes** (*open fractures*) : fractures possédant un espace poreux ou des cavités connectées ou non aux autres fractures.

- **Fractures utiles** (*useful fractures*) : fractures ouvertes et connectées dans un réservoir.

- **Mode cisaillant** (*shear mode*) : situation d'initiation telle que le déplacement des lèvres de la fracture se fait parallèlement au plan de fracture. Dans les modes II et III, le déplacement des lèvres est respectivement perpendiculaire et parallèle au front de la fracture. On parle de mode mixte dans tous les autres cas.

- **Mode I** (*Mode I*) : situation d'initiation et de propagation telle que l'ouverture se situe perpendiculairement aux lèvres et au front de la fracture.

- **Persistance verticale** (*vertical persistence*) : capacité d'une fracture de mode I à traverser perpendiculairement les interfaces mécaniques sédimentaires. La persistance observée définit l'épaisseur de l'unité mécanique pour la fracture considérée.

- **Réseau interactif** (*interactive network*) : ensemble de plusieurs familles de diaclases qui se sont développées dans le temps selon une chronologie reconnaissable par des critères de relations géométriques mutuelles de type butante, longeante, en éventail, etc.

- **Réseau non interactif** (*non-interactive network*) : ensemble de plusieurs familles de diaclases dont le développement s'est fait sans aucune interaction d'une génération par rapport à l'autre, si bien que toutes les fractures se recoupent mutuellement.

- **Réseau** (*network*) : ensemble de familles de fractures.

- **Rupture** (*failure, rupture*) : séparation d'un matériau en deux parties sous l'effet d'une contrainte. Toutes les fractures élémentaires ne correspondent pas à des plans de rupture, comme dans le cas des bandes de cisaillement.

- **Scellement** (*seal, sealing*) : capacité d'une fracture simple ou complexe ou d'une formation sédimentaire à agir comme une barrière aux circulations de fluides.

- **Sismique** (*sismic*) : désigne l'échelle des objets visibles sur les profils ou les volumes sismiques. Cette échelle dépend de la qualité (résolution) de la sismique. Pour les failles, elle est de l'ordre de quelques dizaines de mètres.

- **Sub-sismique** (*sub-sismic*) : désigne l'échelle des objets non visibles sur les profils ou les volumes sismiques.

- **Unité mécanique** (*mechanical unit=**MU***) : portion de la pile sédimentaire dont les interfaces supérieures et inférieures limitent la persistance verticale d'un type donné de fractures (soit en mode I soit faiblement cisaillantes).

- **Zone de faille** (*fault zone*) : zone caractérisée par des déformations que l'on peut associer aux mécanismes de formation de la faille, essentiellement le frottement. La zone de faille comprend la zone d'endommagement et la core-zone.

- **Zone de fracture** (*fracture zone*=***FZ***) : ensemble de fractures se distinguant nettement de la fracturation de fond par sa densité particulière et sa persistance verticale : les couloirs fracturés, les zones de failles, les kinks fragiles sont des zones de fractures. Les zones de fractures peuvent être d'échelle sismique ou sub-sismique.

- **Zone endommagée** (*damage zone*) : partie de la zone de faille déformée par les effets du frottement mais où le matériel de la roche haute est bien reconnaissable. Il peut s'agir de crochons, fentes, couloirs fracturés, proto-brèches, zones stylolitisées, etc.

1 Introduction et problèmes posés

1.1 Cadre

Ce travail de thèse a été effectué dans le cadre d'une bourse *CIFRE* au sein du consortium *Geo-FracNet*. Ce mémoire est le résultat de quatre années de travail dont la première (hors bourse CIFRE) a été consacrée à l'étude (en marge de la thématique principale de ce rapport) des fractures et des couloirs fracturés. La publication (au Journal of Structural Geology) jointe en annexe est issue des études effectuées pendant cette première année. Les trois années suivantes ont été pleinement consacrées à l'étude des relations entre le plissement des roches sédimentaires et leur fracturation et font l'objet de ce mémoire. Son co-financement a été assuré par le *CNRS* et par la société *Geo-Ter SARL* sur la base de contrats de recherche-développement passés avec les compagnies pétrolières. Les bourses *CIFRE* ont pour but de permettre la réalisation de travaux de recherche en partenariat direct avec l'industrie. Les résultats de ces travaux doivent donc être directement valorisables du point de vue du partenaire industriel (par leurs applications pratiques), mais aussi du point de vue académique (par le biais de publications dans les revues scientifiques).

- *le consortium Geo-FracNet : thèmes et méthodes*

Geo-FracNet est un consortium de recherche sur la fracturation créé en 2000 et co-fondé par le Pr. Jean-Pierre Petit (Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II) et le Pr. Alexandre Chemenda (GeoSciences Azur, Université de Nice Sophia-Antipolis). Le but de ce consortium est d'aider *à l'optimisation de la production des ressources géologiques (et en particulier des hydrocarbures) grâce à une meilleure compréhension de la fracturation des roches*.
Différentes thématiques ont ainsi été développées au cours des trois premières années d'existence du consortium, dans le cadre d'un projet intégré (le *Geo-FracNet Integrated Research Package*, ou *GIRP*) sponsorisé par les compagnies *Shell, Total, Eni Agip et Enterprise oil*, et géré par la société *Geo-Ter SARL*. Ces thématiques de recherche étaient les suivantes :

(1) La *Fracture Zone DataBase* (ou FZDB) qui visait à l'élaboration d'une base de données concernant la structure interne de zones de concentration de la fracturation (couloirs fracturés, zones de failles, etc.).

(2) L'étude des couloirs fracturés qui constituent des structures essentielles influençant le comportement hydrodynamique des réservoirs fracturés.

(3) Le développement de modélisations physiques analogiques « à l'échelle » faisant intervenir des matériaux dimensionnés originaux développés et testés à l'université de Nice Sophia-Antipolis. Cette thématique fait l'objet d'une autre thèse *CIFRE* en cours.

(4) L'étude des relations entre plissement et fracturation des roches sédimentaires, qui fait l'objet de ce travail de thèse.

Les méthodes utilisées pour développer ces thématiques vont de l'analyse structurale de cas de terrain aux techniques de modélisation analogique (dimensionnée ou non) ou numérique les plus avancées.

(1) Les travaux de terrain : les principaux chantiers de terrain se sont déroulés dans le Languedoc, au Maroc (Haut-Atlas occidental et Anti-Atlas), en Italie (Abruzzes), et au Moyen Orient (Sultanat d'Oman).

(2) La modélisation analogique :
- Non dimensionnée (à l'université Montpellier II) : utilisation de matériaux analogues cassants divers (paraffine, vernis craquelants, etc.).
- Dimensionnée (à Nice Sophia-Antipolis). Mise en œuvre de matériaux élastiques/cassants à l'échelle et de protocoles expérimentaux originaux.

(3) La modélisation numérique : utilisation de codes en élément finis comme FRANC 2D et FRANC 3D à Montpellier (de Joussineau, 2003) et FLAC à Nice (Jorand & Chemenda, Rapport Geo-FracNet GIRP 2 et 3, 2003 et 2004).

- *Positionnement de cette thèse dans le consortium*

Ce travail de thèse a fait partie intégrante du *GIRP* (voir plus haut) dans la thématique intitulée *« Folding and Fracturing »*. Nous verrons lors des pages qui suivent que les unités plissées et fracturées constituent des pièges d'hydrocarbures très courants, mais que les distributions et les styles de fracturation associées aux plis restent encore mal compris. Le but de ce travail était d'améliorer, à partir de l'observation de terrain, la compréhension des relations existant entre les fractures et les plis développés dans les roches de la croûte superficielle.

1.2 Motivations

1.2.1 Intérêts économique et industriel de la compréhension de la fracturation dans les réservoirs plissés/fracturés

Dans le domaine pétrolier, comprendre les paramètres susceptibles de contrôler la nature et la distribution tridimensionnelle des fractures au niveau des réservoirs est très important :
en premier lieu, il est indispensable de *connaître l'état de fracturation d'un réservoir donné* afin de construire des modèles (dits *modèles réservoirs*) réalistes. Certains de ces modèles visent à prédire les réserves, d'autres à prévoir le comportement dynamique, c'est à dire le comportement des fluides lors de la mise en production. Plus la distribution de la fracturation implémentée dans le modèle sera proche la distribution réelle dans le réservoir, plus les simulations de production seront fidèles à la réalité.
En second lieu, l'exploitation des réservoirs demande une connaissance de plus en plus précise de leur structure géométrique. Cette connaissance permet, par exemple, de construire des modèles structuraux qui facilitent la détermination des emplacements et les trajectoires des puits de production ou d'injection. Or, la fracturation et ses fluctuations de nature et d'intensité est susceptible d'influencer de manière importante les conditions de production, voire même de menacer la pérennité des puits.

Le problème de la connaissance de la fracturation dans les réservoirs se pose à travers les deux échelles d'observations accessibles par les méthodes d'investigation pétrolière :

- *La fracturation d'échelle sismique qui, comme son nom l'indique est visible grâce aux techniques de l'imagerie sismique 2D et 3D.*

Le point fort de ces techniques est de permettre la compréhension de l'organisation 3D de la fracturation de grande échelle, *essentiellement les failles*, à l'échelle de l'enveloppe du réservoir. Son principal point faible est sa faible résolution (quelques dizaines de mètres dans le meilleur des cas, en dépit de l'amélioration des méthodes de traitement du signal) toute fracturation plus fine échappant à l'investigation. La figure 1.1 montre un modèle 3D du champ de Rhourde el Baguel réalisé sous GOCAD ® par Mitra & Leslie (2003) à partir de l'analyse de données de sismique 3D. L'organisation 3D à grande échelle (agencement des différentes formations sédimentaires, présence d'une faille à fort rejet, niveaux des interfaces eau/huile et huile/gaz, etc.) du champ est claire, mais aucune information n'est disponible concernant la fracturation d'échelle plus réduite.

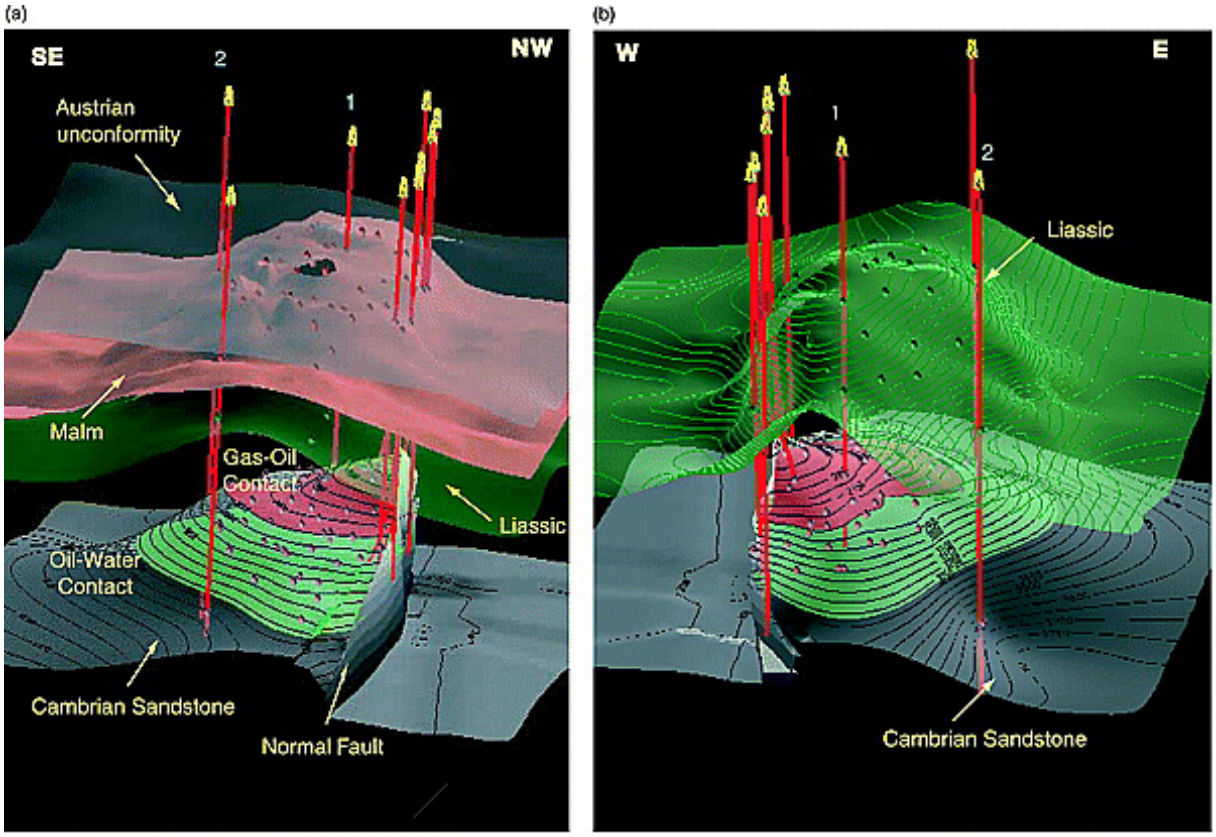


Figure 1.1 : Modèle 3D (GOCAD ®) du champ de Rhourde el Baguel, Algérie, montrant des failles d'échelle sismique (Mitra & Leslie, 2003).

- *La fracturation de petite échelle (sub-sismique) qui ne peut être investiguée en sub-surface à partir de l'imagerie de puits et par l'analyse de carottes.*

Si ce type de techniques permet de disposer d'une image parfois très précise de la petite fracturation (sub-sismique) affectant les réservoirs, ses faiblesses résident dans l'aspect

unidimensionnel de l'information recueillie. L'information sur la fracturation sub-sismique fournie par l'analyse de carottes ou par l'imagerie en puits a un *aspect aléatoire*. En effet, l'information obtenue au niveau d'un carottage effectué en un point précis d'un champ donné n'est qu'un échantillonnage très limité, pas forcément représentatif de l'état de fracturation des roches localisées à proximité, même immédiate. La figure 1.2 montre le cas (imaginaire) d'un réservoir investigué par le biais de trois forages. Le réservoir est affecté par de nombreux couloirs fracturés mais deux puits sur les trois disponibles n'en détectent aucun en raison de leur localisation. Ce schéma simplifié montre que les données de puits (imagerie et carottes), malgré leur bonne définition, n'offrent qu'une information incomplète sur la distribution de la fracturation. C'est la *fracturation de fond* qui est le plus souvent décrite par cette méthode (dans la mesure où la caractérisation précise des types de fractures et de leur ouverture est possible), mais on n'a accès qu'à une vision biaisée de la distribution des couloirs qui sont des objets typiquement sub-sismiques mais très discontinus.

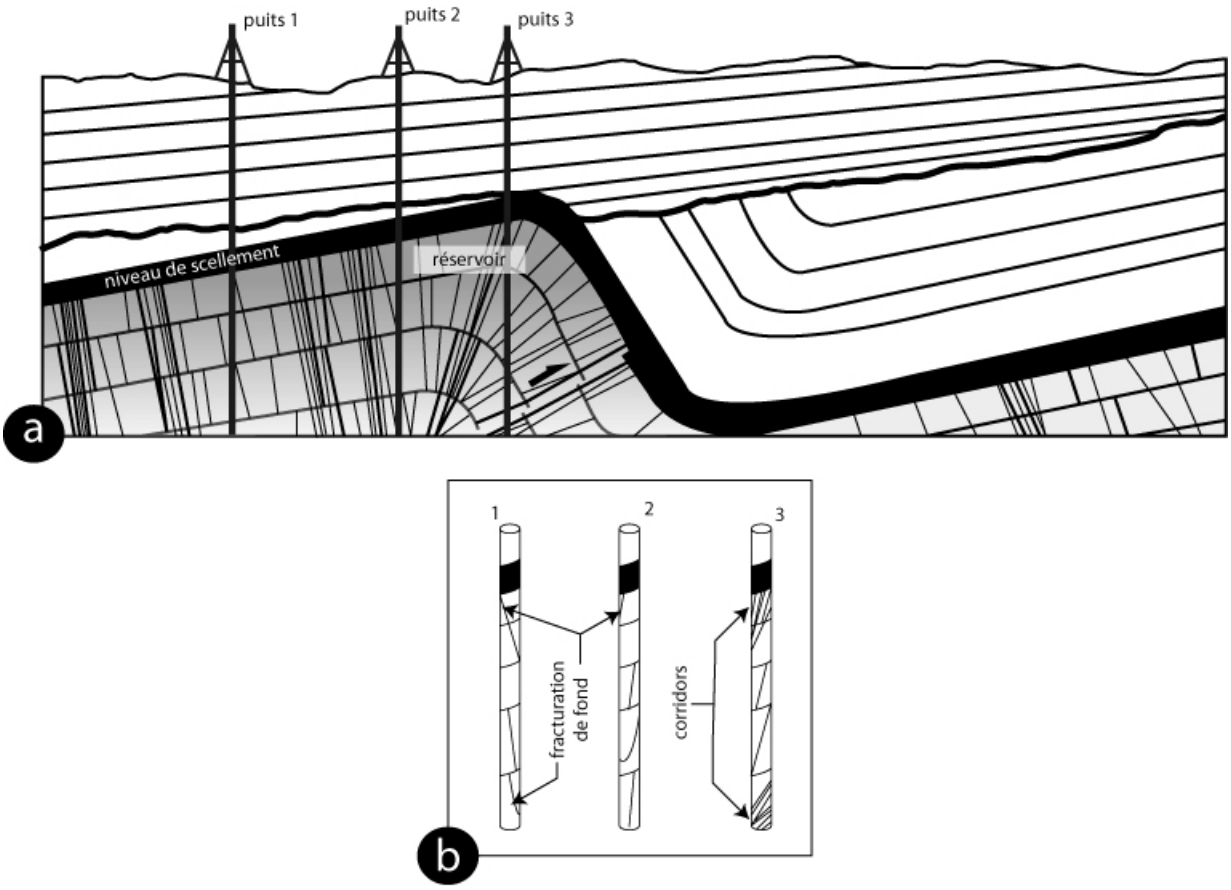


Figure 1.2 : (a) Coupe schématique d'un réservoir plissé fracturé imaginaire et disposition de 3 puits de forage visant à fournir des données sur la fracturation. (b) Interprétations simulées des données de puits (imagerie et carottes). Puits (1) et (2) : l'interprétation des données de puits ne permet de détecter que la fracturation de fond alors que les forages sont situés à proximité de couloirs fracturés importants. Puits (3) : l'interprétation des données de forage a permis de localiser la présence de deux couloirs fracturés et éventuellement le rejet inverse affectant le second.

- *problème de la caractérisation de la fracturation d'échelle intermédiaire.*

Les deux sous-paragraphes précédents montrent que les techniques classiques utilisées dans l'industrie pétrolière pour caractériser la fracturation et sa distribution au niveau des réservoirs s'avèrent insuffisantes pour en donner une idée précise. L'investigation par la

sismique parvient à fournir une bonne image de la distribution des zones de fracture de grande échelle (grandes failles à rejet important). Pour leur part, les données de puits peuvent permettre parfois d'accéder à une caractérisation satisfaisante de la fracturation petite échelle (fracturation de fond) pour autant que l'analyse des images et des carottes soit bien faite. Par contre, les objets d'échelle intermédiaire (petites failles, couloirs fracturés), indétectables par la sismique et trop localisés pour être systématiquement caractérisés par l'analyse des données de puits, restent très difficiles à appréhender. Pourtant, leur présence, détectée au hasard de l'avancement des forages s'avère déterminante dans le contrôle du comportement hydrodynamique des réservoirs : barrières, drains pouvant tuer les puits par remontée d'eau.
Afin de palier les imperfections des techniques classiques de détection de la fracturation, l'utilisation de méthodes indirectes comme *l'observation et l'interprétation d'analogues de réservoirs* à l'affleurement et les *modélisations analogiques et/ou numériques* est d'une très grande aide. Le but final de ces approches est de fournir, au delà des concepts sur tel ou tel type de fracture, des *règles empiriques (déduites de l'observation) ou tectono-mécaniques (basées sur des modèles statistiques et/ou géomécaniques)* pouvant permettre de prédire la distribution de cette fracturation d'échelle intermédiaire. Cette démarche doit prendre en compte toutes les informations disponibles par les techniques classiques. Ces informations peuvent, par exemple, être la présence de zones de variations de pendage (qui impliquent souvent la présence d'articulations, voir chapitre 7), ou la proximité de grandes failles détectables en sismique, la présence d'un type de zone de fracturation traversée par un forage, etc.

- *Implications économiques dans le contexte actuel.*

La quantité limitée des ressources en hydrocarbures disponibles à ce jour et la hausse constante de la consommation mondiale contraignent à affiner de plus en plus les modèles réservoirs pour optimiser la production. Ainsi le taux de production moyen des réservoirs, dans le cas de l'huile, est passé de 20% à 35% entre les années 1970 et 2000. Toutefois, une optimisation encore plus poussée de ce taux (de l'ordre de 50%) pour les réservoirs à exploiter est à atteindre d'ici les vingt prochaines années si l'on souhaite pouvoir satisfaire globalement la demande mondiale en admettant une hausse annuelle moyenne de 2% de celle-ci (Tissot, 2001).
Etant donné qu'une partie non négligeable des réserves mondiales encore disponibles se trouve au sein de réservoirs de type plissés/fracturés (20 à 25% dit-on mais l'importance des réserves au Moyen-Orient peut faire penser à plus), on comprend aisément l'importance économique que revêt la thématique des relations entre les plis et les fractures développées dans les roches sédimentaires. *La possibilité de prédire la distribution de la fracturation d'échelle intermédiaire présente dans les réservoirs plissés/fracturés (indétectable par la sismique et non caractérisable par l'investigation en puits) est bien un enjeu majeur.*

1.2.2 Académiques

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*. Etant 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 relations entre plis et fracturation n'a

été abordée que dans un *nombre limité de travaux*. De nombreux problèmes restent donc à résoudre vis-à-vis de cette thématique. Il reste à comprendre comment les fractures de fond et/ou les zones de fractures peuvent intervenir sur le développement des plis, sur l'évolution de leur géométrie et sur les mécanismes d'accommodation de la courbure. On montera comment la fracturation constitue le mode d'accommodation élémentaire de la courbure dans les roches à comportement essentiellement élastique/fragile.
Nous verrons de plus que la distribution de la fracturation au sein des plis est en très grande partie responsable de la géométrie de ces plis. Ainsi, la création d'un pli en chevron, d'un pli à charnière arrondie ou d'un pli coffré peut s'avérer essentiellement influencée par la plus ou moins forte concentration de la fracturation dans des zones plus ou moins étroites.

1.3 Problématiques

1.3.1 Problématique des réservoirs plissés/fracturés

Un *réservoir naturel* est habituellement constitué d'un ensemble de formations sédimentaires localisé sur une zone affectant une distance typique de l'ordre de la dizaine de kilomètres et enfoui à des profondeurs qui varient entre plusieurs centaines de mètres et quelques kilomètres (Stearns & Friedman, 1972, Nelson, 1985). Les roches sédimentaires composant un réservoir donné contiennent une forte concentration d'hydrocarbures stockés dans leurs *pores*. Fréquemment, ces hydrocarbures sont stockés dans des roches distinctes de leur formation sédimentaire d'origine. Ils ont donc subi, au cours de leur histoire, une *migration* depuis la roche d'origine (ou *roche mère*) jusqu'à leur lieu de stockage (*formation réservoir*). Les deux paramètres qui régissent la capacité volumique et les propriétés hydrodynamiques des réservoirs sont la *porosité* et la *perméabilité*. Dans les deux paragraphes suivants, nous distinguerons sommairement les différents types de porosité et nous caractériserons quelques aspects des relations fracturation/perméabilité au sein d'un réservoir fracturé.

- *Les différents types de porosité*

Il existe deux principaux types de porosité responsables du stockage des hydrocarbures au sein des réservoirs naturels (figure 1.3). Plus le pourcentage de porosité est important, plus la capacité volumique d'un réservoir donné sera importante, pour autant que la porosité soit connectée.

- La *porosité matricielle* se rencontre généralement au sein de roches grenues à cimentation incomplète, *i.e.,* où sont présentes de nombreuses régions vacuolaires qui n'ont pas été remplies lors de la diagenèse ou qui ont été dissoutes secondairement. L'origine de cette porosité est variable et est liée à la nature des grains constituant la roche. Dans les roches carbonatées, on rencontre entre autres :
    - la porosité intragranulaire est constituée de vides présents au sein des grains constitutifs de la roche. Il peut s'agir, par exemple de loges présentes au sein de tests d'organismes fossiles (gastéropodes, foraminifères, etc.) non colmatées pendant la diagenèse.

- la porosité de moulage, qui est issue de la dissolution de certains grains au sein de la roche. La dissolution de ces grains laisse des moulages vides qui peuvent par la suite se remplir de fluide.

- la porosité intergranulaire, se rencontre dans les roches dont les grains constitutifs ne sont pas parfaitement jointifs et laissent des espaces vides à leur périphérie.

- la porosité périgranulaire est constituée lors de la dissolution de tests fossiles remplis de sédiments. Le pore est alors constitué par l'espace laissé par le fossile dissout autour de son moulage interne.

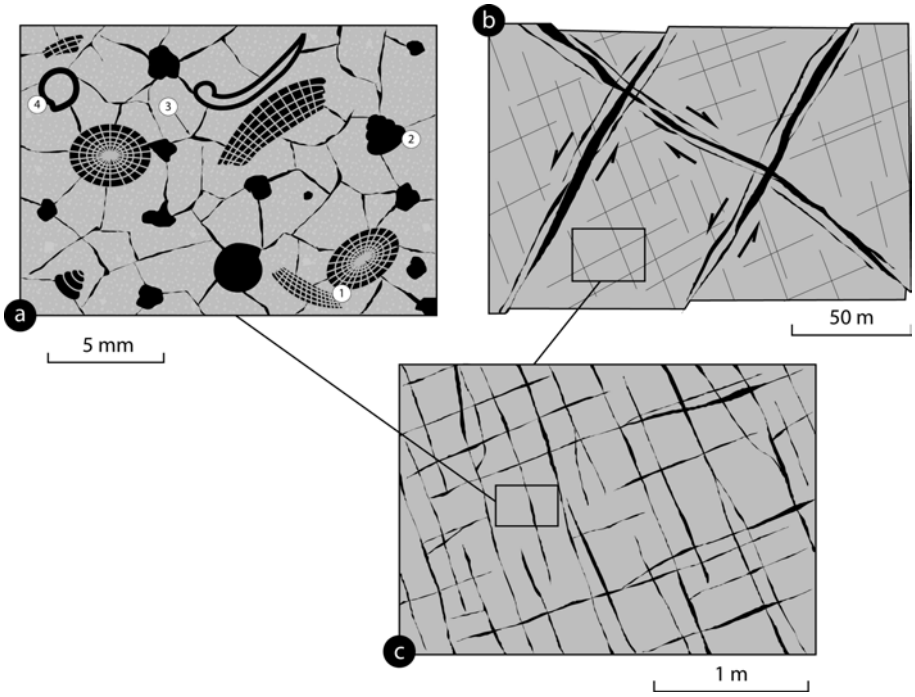


Figure 1. 3 : Les deux principaux types de porosité : (a) porosité matricielle : 1-porosité intragranulaire, 2-porosité de moulage, 3-porosité intergranulaire, 4-porosité périgranulaire, (b) perméabilité de fracture liée à la présence de failles de grande échelle, (c) porosité de fracture liée à la fracturation de fond.

- La *porosité de fracture* est constituée par des réseaux denses de fractures (en général « de fond ») dont l'ouverture et la connectivité sont suffisantes pour être occupées par les fluides. Ce type de porosité est généralement dominant dans le cas de formations carbonatées à proportion de grains modérée (de type *mudstone* à *wackestone* voire *packstone* selon la classification de Dunham) ou bien cimentées (dans le cas de formations de type *grainstone*). Notons toutefois que la présence de réseaux de fractures denses ne suffit pas à accroître de façon significative la porosité. En effet, la fracturation peut s'avérer « fermée » en sub-surface, en raison d'un régime de contraintes *in-situ* défavorable (figure 1.4). Pour constituer un volume poreux, les fractures doivent bâiller (au moins 50 µm pour une perméabilité à l'eau), ce qui peut résulter d'une orientation favorable des contraintes *in-situ*. Dans le cas de porosité de fractures ouvertes et connectées, donc pouvant accueillir des fluides, on parle de *porosité efficace*. Le colmatage des fractures ou leur non connectivité peuvent leur enlever tout intérêt.

- Cas de la *double porosité*

Certaines formations combinent la présence d'une porosité matricielle importante et d'un réseau de fractures ouvertes suffisamment important pour déterminer une porosité de fracture. On parle dans ce cas de *double porosité fractures/matrice*. Une double porosité de fracture peut elle aussi être rencontrée, dans le cas où le réservoir étudié est affecté par deux réseaux de fractures distincts et d'échelles différentes. La figure 1.5 montre un modèle de circulation de fluide représentant un réservoir à *double porosité de fracture* inspiré par le bassin permien fracturé de Lodève (Bruel, 1997).

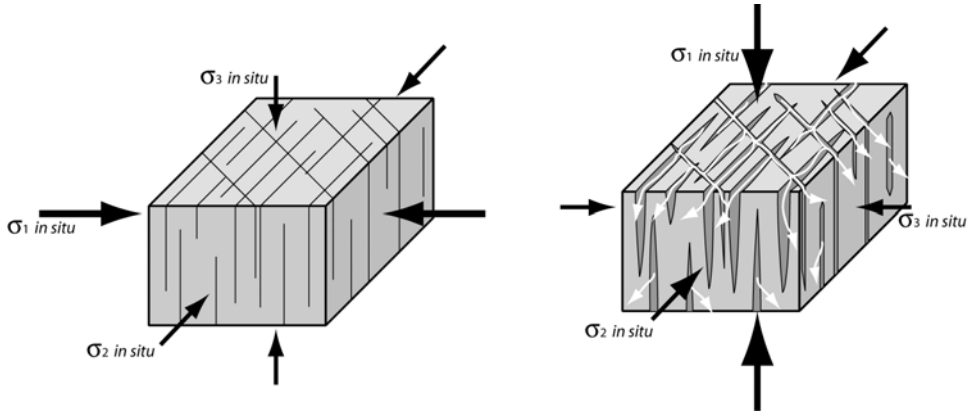


Figure 1.4 : Effet de l'orientation des contraintes principales *in-situ* sur l'ouverture (bâillement) d'un réseau de fractures donné observé en sub-surface.

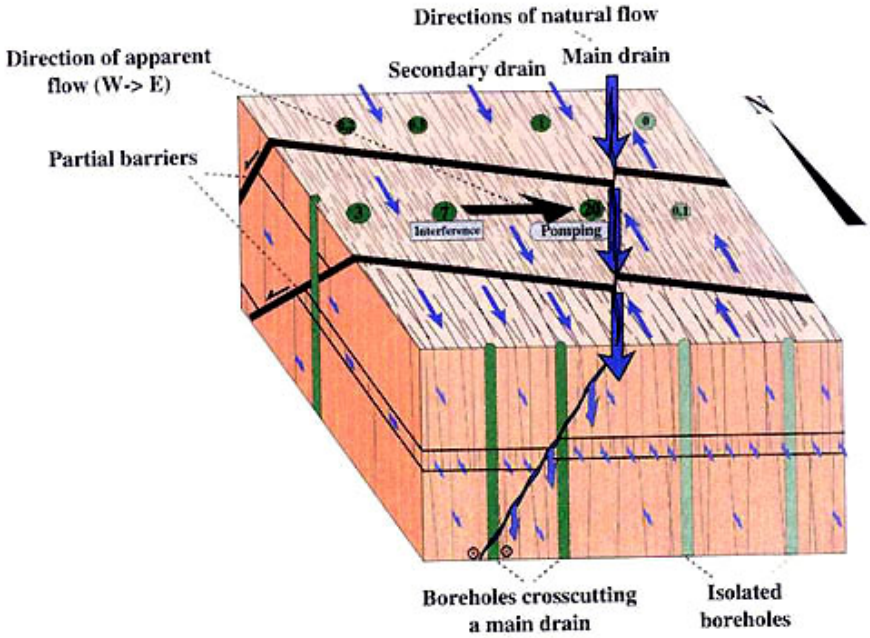


Figure 1.5 : Modèle de circulations de fluide dans un réservoir à double porosité de fracture (fracturation de fond + petites failles transverses se comportant comme des barrières) inspiré par le cas du bassin permien fracturé de Lodève (Bruel, 1997).

La figure 1.6 présente des exemples de formations réservoirs (biocalcarénites Campaniennes poreuses de la Montagna della Majella, Abruzzes, Italie) où la porosité est occupée par des

hydrocarbures. La figure 1.6 (a) montre une zone du réservoir où la porosité matricielle est dominante alors que la figure 1.6 (b) se rapporte à des calcarénites plus fines montrant un cas de double porosité (matricielle et de fracture).

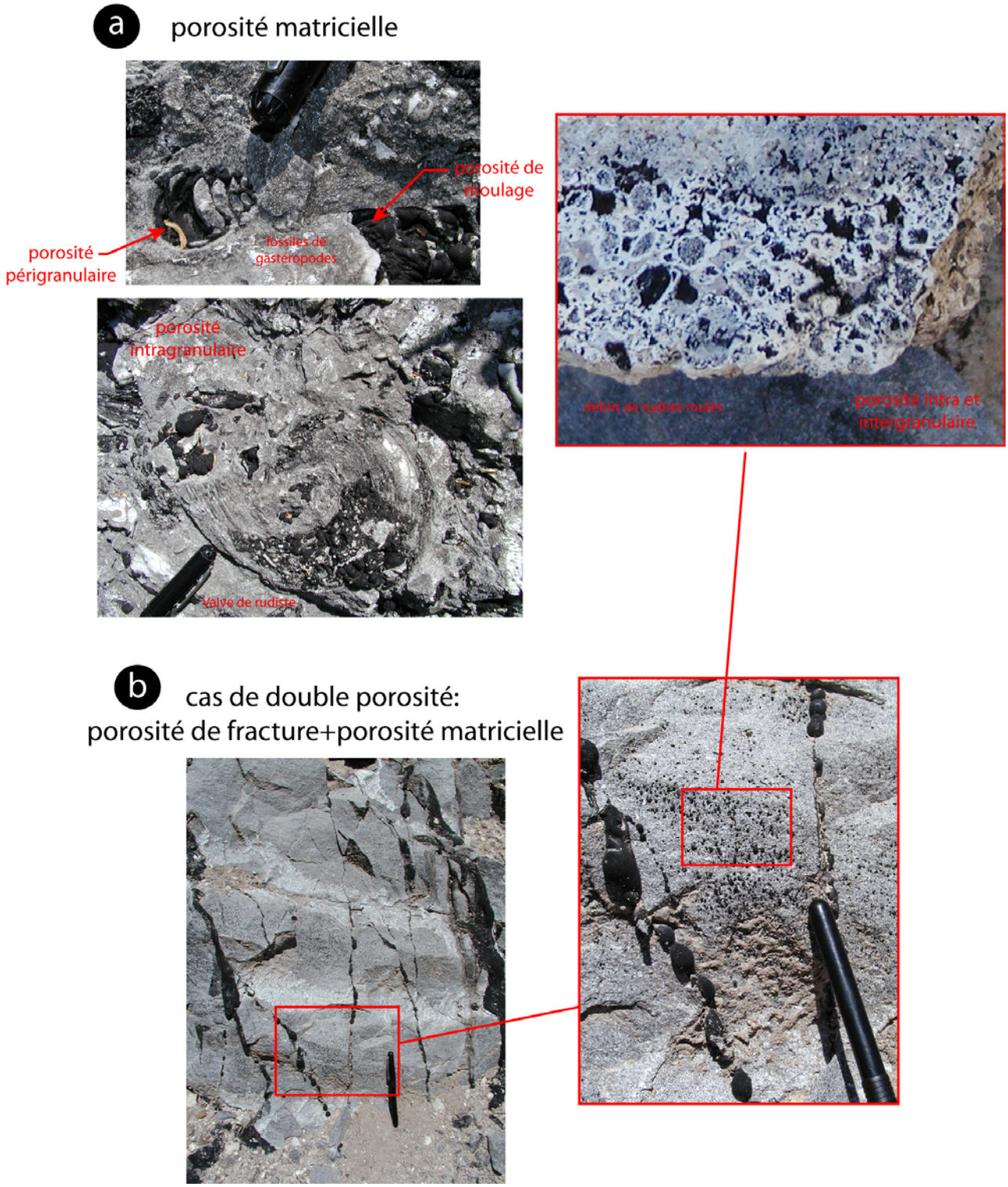


Figure 1.6 : Exemples de différentes formes de porosités remplies par des hydrocarbures (huile) dans les biocalcarénites poreuses du Campanien (formations réservoir) de la Montagna della Majella (Abruzzes, Italie). (a) Différents types de porosités matricielles, (b) double porosité (matricielle et de fracture).

- *Influence de la fracturation sur la perméabilité des réservoirs fracturés*

Le paragraphe précédent montre que la *porosité* (qu'elle soit de fracture ou matricielle) est un paramètre déterminant au niveau de la capacité d'une formation réservoir en terme de volume de stockage. De son côté, la *perméabilité* a un rôle majeur d'une part sur la dynamique (circulations) au sein du réservoir et d'autre part sur l'aptitude de ce réservoir à utiliser tout ou partie de la porosité disponible pour le stockage des fluides. L'influence de la fracturation sur la perméabilité d'une formation réservoir donnée est fonction de l'échelle des zones de fractures considérées. On assiste donc à une *hiérarchisation des fractures* en fonction de leur « taille » au sein du réservoir avec une hiérarchisation des perméabilités correspondantes. Pour illustrer ceci, nous examinerons brièvement le rôle que peuvent avoir les fractures de fond et les fractures de grande échelle sur la perméabilité. Enfin, nous illustrerons, à travers un exemple particulièrement clair, l'importance de la fracturation d'échelle intermédiaire sur le drainage des fluides dans le cadre d'un réservoir affleurant dans les Abruzzes (Italie, voir figure 1.6).

- Influence de la fracturation de fond sur la perméabilité :

Au niveau des réservoirs fracturés, cette perméabilité est majoritairement influencée par la densité, par la nature (fracture ouverte ou non, faille avec brèche interne, corridor fracturé, etc.) et par l'organisation et la *connectivité* des réseaux de fractures (une ou plusieurs familles directionnelles).

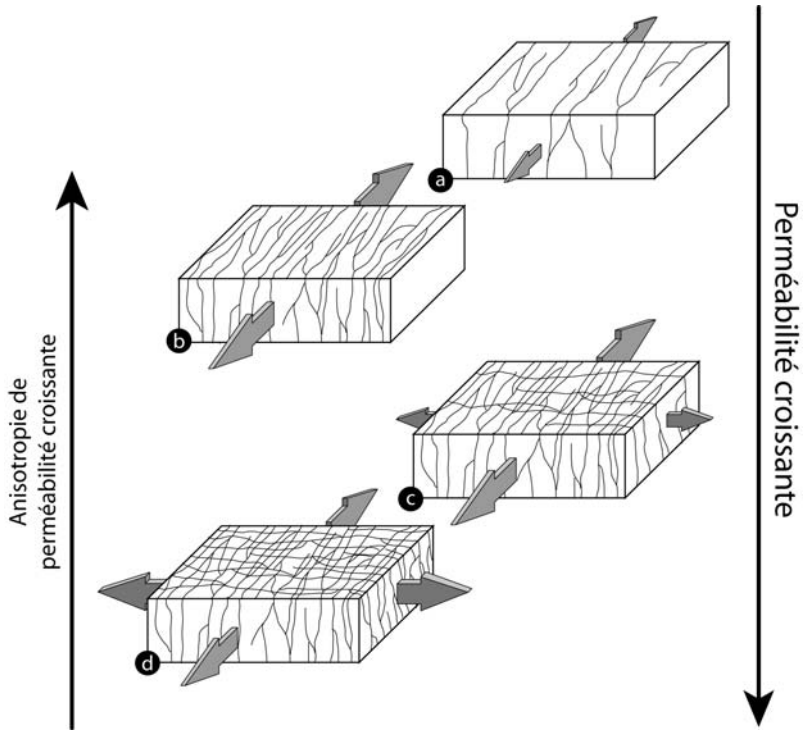


Figure 1.7 : Diagrammes conceptuels montrant l'effet de la densification des fractures de fond en mode I (supposées ouvertes) et de l'apparition de réseaux secondaires sur la perméabilité d'une portion de réservoir fracturé. Les flèches grises donnent les axes préférentiels des écoulements au sein de l'élément de réservoir (plus la flèche est grande, plus l'écoulement est facilité dans sa direction. (a) Faible perméabilité fortement anisotrope due à une famille unique et peu dense. (b) Forte perméabilité fortement anisotrope due à une famille unique dense. (c) Forte perméabilité dont l'anisotropie est atténuée par la présence d'une seconde famille de fractures sécantes peu dense. (d) Forte perméabilité isotrope due à la présence de deux familles orthogonales denses et sécantes entre elles.

Les blocs diagrammes de la figure 1.7 montrent l'influence de la distribution de la fracturation de fond sur la perméabilité et les propriétés d'écoulements au niveau d'un volume de réservoir fracturé. On remarque que la densification des fractures de mode I (supposées ouvertes) a pour effet d'augmenter la perméabilité de la formation réservoir en multipliant les conduits et en augmentant les probabilités d'interactions entre eux (et donc la connectivité). On note aussi que la perméabilité peut s'avérer fortement anisotrope dans le cas où il n'existe qu'une seule famille directionnelle de fractures au sein du réservoir. Cette anisotropie s'atténue progressivement lorsque vient se surimposer au premier réseau une famille de fractures de direction nettement distincte. Cette surimposition favorise la perméabilité, en assurant une bonne connectivité entre les fractures. Du point de vue des écoulements, les flux sont anisotropes et suivent une direction préférentielle lorsqu'une famille de fractures est seule ou dominante dans le réservoir. A contrario, la surimposition de fractures sécantes au premier réseau atténue cette anisotropie et peut même induire une isotropie totale des écoulements dans le cas idéal où deux (ou plus) réseaux de fractures de densité et d'ouverture similaire sont superposés.

- Influence de la fracturation de grande échelle (sismique) sur la perméabilité d'un réservoir :

Le modèle à double porosité présenté en figure 1.5 montre que les zones de fractures (failles) de grande échelle (typiquement transposables aux failles détectables en sismique) peuvent aussi bien jouer le rôle de drains que de barrières vis-à-vis des circulations de fluide. Dans le cas du bassin de Lodève étudié sur cette figure, le paramètre majeur qui régit le comportement hydrodynamique de ces fractures est celui des contraintes *in situ*. En effet, nous avons vu que selon l'orientation de fractures vis-à-vis du champ des contraintes *in situ* (figure 1.4), elles étaient susceptibles de béer (cas des failles NS sur la figure 1.5) ou au contraire de se fermer et de bloquer les circulations de fluide (cas des failles N110°E sur la figure 1.5).
Le comportement de barrière (scellement) des failles peut être aussi lié à d'autres paramètres. La figure 1.8 montre comment une faille peut devenir une barrière pour les circulations de fluides (schémas (a) à (d)) ou au contraire faire office de drain (schéma (e)). Les mécanismes de scellement du plan de faille peuvent faire intervenir son colmatage par étalement de matériel argileux imperméable (*clay smearing*) dont l'origine peut être sédimentaire (figure 1.8 (a)) ou résulter de l'altération et de la cataclase du matériel (à l'origine non argileux) constituant les épontes (*clay gouge*, figure 1.8 (b)). On peut aussi assister au scellement d'une faille donnée simplement à cause de la juxtaposition, due à son rejet, de formations imperméables avec les niveaux réservoirs (figure 1.8 (c)). Enfin, le dernier type de mode de scellement d'un plan de faille est celui obtenu par l'effet des contraintes *in situ* qui peuvent provoquer la fermeture des espaces utilisables pour les circulations de fluide (*Geomechanical seal*, figure 1.8 (d)). Au contraire, une faille pourra se comporter comme un drain (figure 1.8 (e)), dans la mesure où sa structuration interne la rend perméable. C'est le plus souvent le cas lorsque le plan de faille contient des formations bréchiques grossières et quand le voisinage de la faille est densément fracturé (zone d'endommagement, ou *damage zone*), le tout sans colmatage, ou suite à un épisode de dissolution ou de remobilisation. Dans ce dernier cas, la présence d'une telle faille peut permettre la mise en continuité de deux compartiments distants du réservoir. Le schéma de la figure 1.8 (e) montre comment les fluides initialement piégés dans le compartiment en bas à gauche du réservoir peuvent migrer par le biais de la zone de faille pour accéder au compartiment situé en haut à droite.

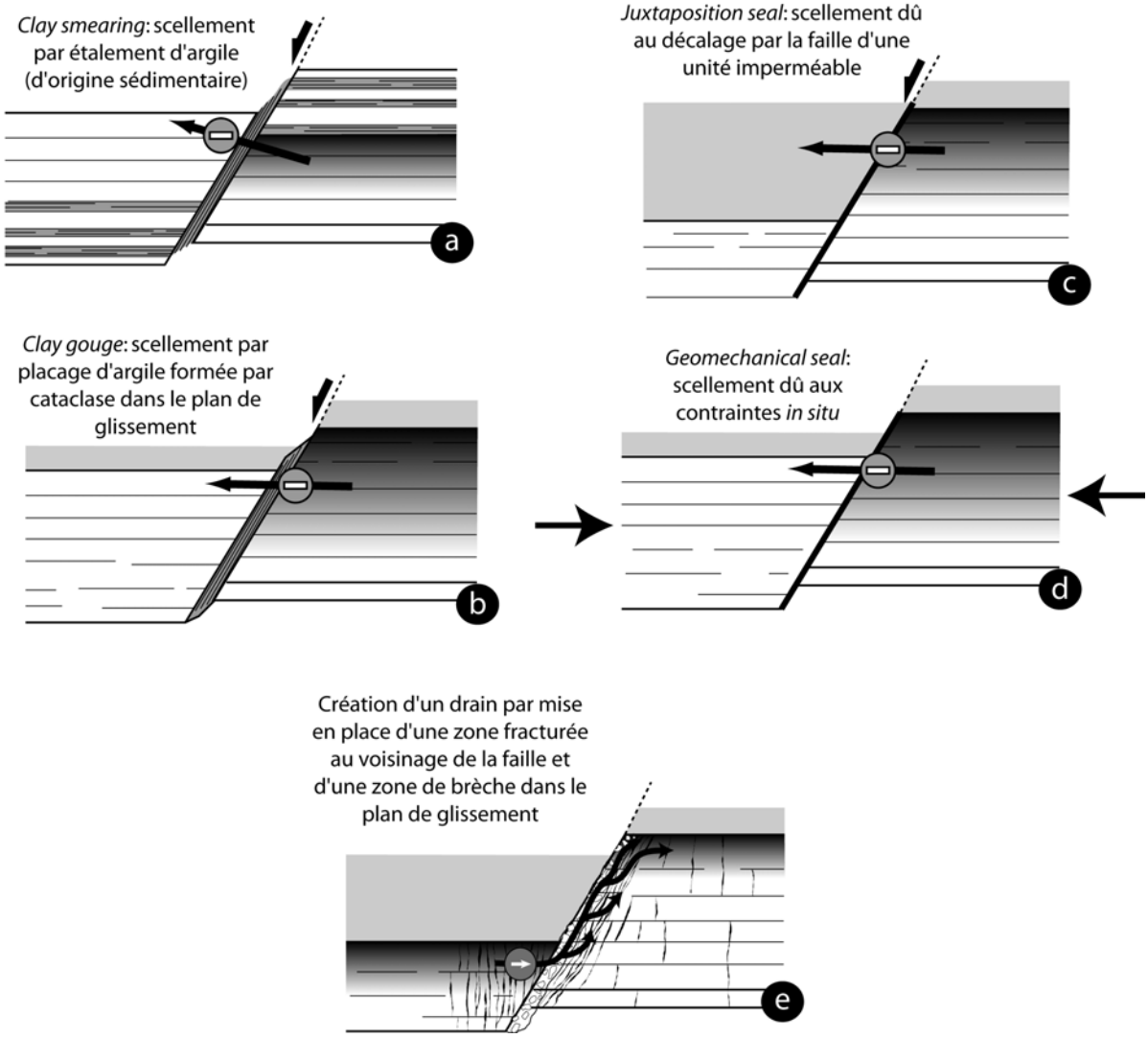


Figure 1.8 : Modes de scellement de failles par les mécanismes de *clay smearing* (a), *clay gouge* (b), *juxtaposition seal* (c) et *geomechanical seal* (d). (e) Mode de création d'un drain par structuration d'une zone de faille avec brèche perméable dans le plan de glissement et développement d'une zone fracturée (damage zone) à proximité de la faille.

- Influence de la fracturation d'échelle intermédiaire (sub-sismique) sur la perméabilité d'un réservoir :

Dans certains cas, les zones de fractures d'échelle intermédiaire peuvent jouer un rôle très déterminant dans les circulations passées et actuelles au sein des réservoirs (y compris pendant l'exploitation des champs). Par exemple, les *couloirs fracturés* (voir § 2.2.2) et certaines failles (non scellées) peuvent jouer le rôle de *drains majeurs* au sein d'un réservoir donné. La figure 1.9 montre une faille normale, située dans les biocalcarénites de la Montagna della Majella (voir figure 1.6 et chapitres 7 et 9) qui a joué un rôle déterminant dans la formation d'un drain important au niveau d'un ancien réservoir pétrolier, aujourd'hui exhumé. En effet, la fracturation et la porosité localisées dans le quadrant extensif donc dilatant de la faille ont été le siège d'importants transits et stockages d'hydrocarbures (de Joussineau, 2003). Ceci se traduit à l'affleurement par le suintement d'huile (bitume) dans le compartiment supérieur délimité par le plan de glissement principal de la faille. Ce suintement est matérialisé sur la photographie par la teinte grisâtre des roches. Au contraire, dans le

compartiment inférieur de la faille, fractures et pores sont restés secs (car situés dans le quadrant contant), ce qui explique la couleur plus claire de cette partie de l'affleurement.
Cet exemple de drain est constitué par une faille d'échelle probablement sub-sismique. Or, nous avons vu qu'elle jouait un rôle majeur dans la compartimentation du réservoir. La prédiction en sub-surface de ce type d'objets est donc d'un intérêt crucial pour la caractérisation des réservoirs.

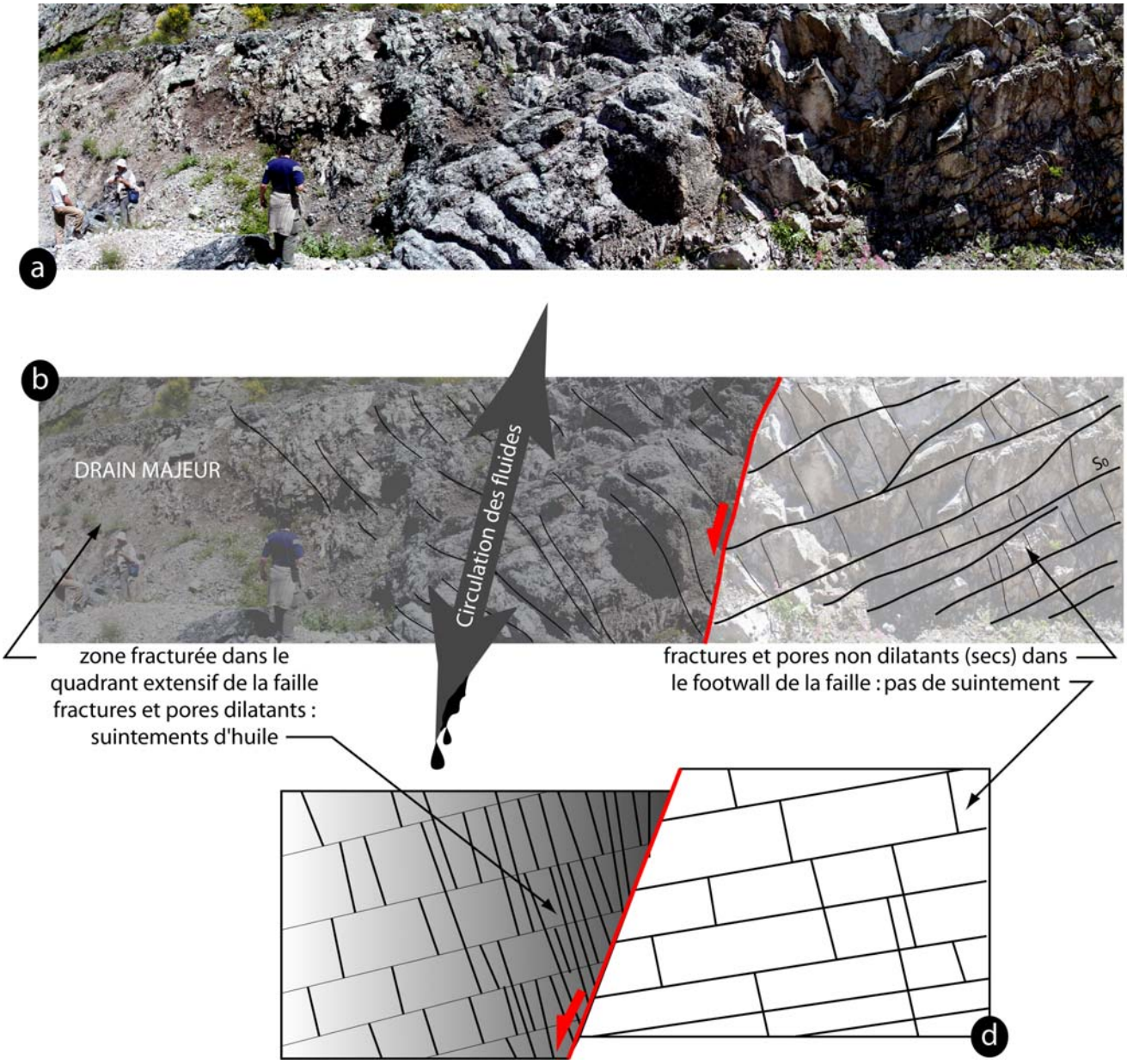


Figure 1. 9 : Photographie (a), calque (b) et schéma interprétatif (c) montrant un drain majeur localisé sur une faille normale à rejet métrique, au sein d'un affleurement de biocalcarénites Campaniennes ayant constitué un réservoir d'hydrocarbures (carrière de Lettomanopello Montagna della Majella, Abruzzes, Italie). Les fractures et les pores situés dans le quadrant extensif (dilatant) de la faille normale sont dilatants (de Joussineau, 2003) et ont été le lieu du transit et du stockage de bitume. Cette faille a eu un rôle majeur dans le drainage et la compartimentation des hydrocarbures présents dans la zone.

1.3.2 Problématiques académiques

Les plis se rencontrent dans la croûte terrestre depuis l'échelle microscopique jusqu'à l'échelle régionale. De par la fréquence de ce type de déformation et en raison de son rôle prépondérant en tant que mécanisme élémentaire des phénomènes orogéniques, les plis ont été très largement étudiés par la communauté scientifique. Ces études reposent classiquement sur trois approches majeures :

- l'étude, sur le terrain, de la géométrie et de la structure interne d'exemples de plis naturels,
- l'analyse théorique du plissement,
- la modélisation expérimentale du plissement.

- *Les modes d'initiation du plissement :*

Un des premiers résultats de ces travaux est d'avoir montré qu'il existait trois modes de sollicitation majeurs pouvant conduire au plissement des roches (figure 1.10).

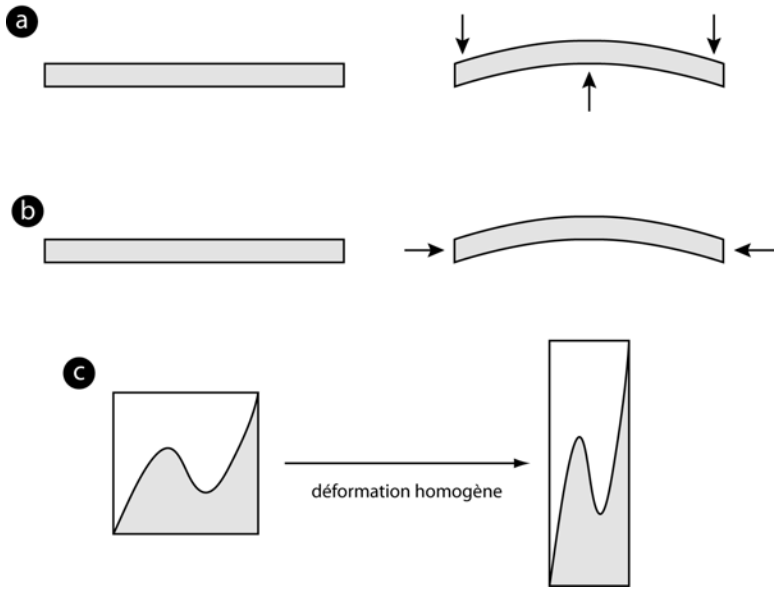


Figure 1.10 : les trois principaux mécanismes de plissement dans les roches (d'après Suppe, 1985) : (a) le fléchissement (ou bending), qui apparaît en réponse à une sollicitation orthogonale aux couches, (b) le flambage (ou buckling) qui apparaît en réponse à une sollicitation parallèle aux couches, (c) l'amplification passive où on assiste à la distorsion de plis pré-existents due au fluage de la roche.

- Le *fléchissement* (ou *bending*), où les *forces responsables de l'apparition de la courbure agissent selon une direction sub-orthogonale aux couches sollicitées*. Les plis initiés grâce à ce mécanisme sont généralement regroupés sous le terme de « plis forcés » ou « plis passifs ».

- Le *flambage* (ou *buckling*), où les *forces responsables de l'apparition de la courbure agissent selon une direction sub-parallèle aux couches sollicitées*.

- Enfin, l'*amplification passive*, qui conduit à la *distorsion de plis préexistants due à un fluage général de la roche*.

Les différents types de plis obtenus en fléchissement et en flambage seront détaillés plus loin dans cette thèse (§ 2.1 et 4.2). Par contre, nous ne nous étendrons pas plus sur le mécanisme d'amplification passive étant donné que son domaine d'application est généralement limité à la déformation des roches profondes (en domaine ductile).

- *Les modèles théoriques de distribution de la déformation dans les matériaux plissés (en flambage ou en fléchissement) :*

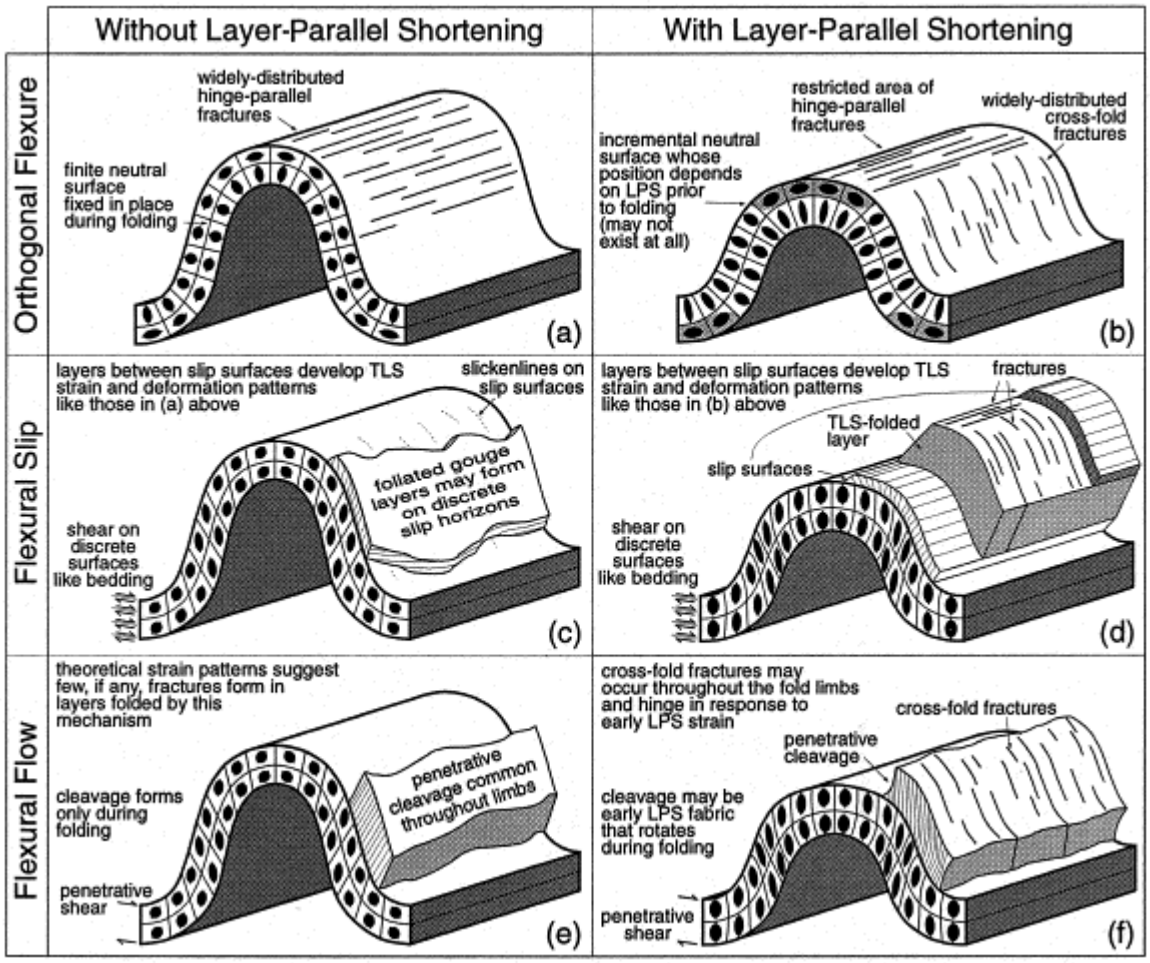


Figure 1.11 : Les différentes distributions possibles de la déformation dans des plis formés en flexuration orthogonale (*orthogonal flexure*), glissement fléxural (*flexural slip*) et fluage fléxural (*flexural flow*), avec ou sans intervention du raccourcissement parallèle aux couches. D'après Twiss & Moores, 1992, revu par Fisher & Jackson, 1999.

La figure 1.11 montre différents modèles visant à décrire la distribution de la déformation affectant différents types de matériaux plissés et la distribution de la fracturation qui peut en résulter (d'après Fischer et Jackson, 1999). Dans le cas du mécanisme de flexure orthogonale (figure 1.11 (a) et (b)), l'apparition et l'amplification de la courbure est associée au développement d'extension d'extrados et de compression d'intrados dans des compartiments séparés par une surface neutre définissant la localisation d'une zone où la déformation est nulle (voir chapitres 3 et 4). Ce mécanisme est effectif dans le cas de plis développés dans des monocouches homogènes dans lesquels le cisaillement parallèle aux couches n'est pas possible. Ceci se traduit par l'apparition de fractures axiales dans les zones externes des

charnières. Dans le cas du mécanisme de glissement fléxural, la distribution de la déformation est liée à l'activation du glissement banc sur banc (figure 1.2 (a) et (b)). Ce mécanisme implique donc la présence d'interfaces permettant ce glissement banc sur banc, c'est-à-dire d'interfaces où la friction est suffisamment faible. Enfin dans le cas du mécanisme de fluage fléxural, la déformation de la couche plissée est due à des cisaillements diffus. Ce type de déformation caractérise le plissement de couches homogènes dans lesquelles la déformation est essentiellement pénétrative (ductile). Ce type de déformation ne concerne plus le domaine élastique/cassant dont il est question dans cette thèse, mais il peut-être mis en jeu dans le plissement de couches à dominante marneuses qui sont fréquemment présentes au sein des séries sédimentaires.
Des modèles de distribution de la fracturation (cas (a), (b), (c) et (d)) et de la schistosité (cas (e) et (f)) liée à l'activation de l'un ou l'autre de ces mécanismes théoriques de distribution de la déformation sont proposés par les auteurs, mais nous verrons dans les pages qui suivent que *la réalité des distributions observées dans les cas naturels est beaucoup plus complexe*. Par exemple, la présence, dans le cas (b) de fractures axiales limitées à la charnière et de fractures transverses limitées aux flancs du pli est totalement idéalisée. La plupart du temps, dans la nature, ces deux familles cohabitent avec des densités qui peuvent varier au sein de l'intégralité des plis.

- *Les méthodes d'estimation de la fracturation associée aux plis par analyse de la courbure :*

Une approche classiquement utilisée pour évaluer la densité de fractures dans les zones plissées est basée sur l'analyse de la courbure des couches. Le postulat de base de cette approche est que *l'intensité de la courbure d'une unité mécanique plissée donnée est fonction de son degré de déformation* (Murray, 1968, Stewart & Podolski, 1998) et donc, dans le cas de roches cassantes, de son *degré de fracturation*. A partir de là, différentes méthodes de calcul ont été proposées pour permettre d'obtenir une estimation statistique de la densité des fractures issues de la déformation en extension qui apparaît dans les zones de charnières. Des codes numériques s'appuyant sur ces méthodes ont été créés et sont largement utilisés dans le cadre de la caractérisation des réservoirs naturels (aussi bien d'hydrocarbures que d'eau). On peut citer parmi ces codes les programmes *CURVIEW* (Aramco) et *RTMFrac* (1999, développé dans le cadre du Laboratory of Computational Geodynamics de l'université d'Indiana, USA) qui fournissent une évaluation statistique de la densité de la fracturation. Plus récemment, le programme *CURVAZ* fournit, en plus de la densité de fracturation, une information sur l'orientation de ces dernières sur leur ouverture en fonction de leur orientation vis-à-vis des contraintes in situ (Özkaya, 2002).

Les principaux attraits de ces méthodes résident dans le fait qu'elles permettent une *évaluation rapide et peu coûteuse de la distribution statistique des fractures au sein des plis*. Or nous verrons que dans de nombreux cas, la densité de fractures est effectivement la plus importante dans les zones les plus intensément courbées.

Toutefois, les estimations de la fracturation obtenues par ces méthodes ne sont pas toujours très fidèles à la réalité, et ce pour différentes raisons.
La première raison à ces limitations est que l'évaluation de la densité de fracturation se base sur l'analyse de la courbure de modèles de plis issus de *l'interprétation automatisée* (par le programme lui-même ou par un autre code) *de données sismiques*. La résolution du modèle sera donc très influencée par la qualité de la donnée sismique disponible. De plus, les codes d'analyse de la courbure, aussi précis soient-ils, ne donnent pour l'instant que des modèles

extrêmement lissés par rapport à la réalité. Or, nous verrons au cours des pages qui suivent, que d'importantes variations de la densité de fracturation peuvent être liées à des variations locales de courbure extrêmement discrètes (dans les zones d'articulations, voir chapitre 7) bien au-delà de la résolution de ces programmes.
La deuxième faiblesse de ces méthodes est de, par essence, *ne tenir compte que de la fracturation liée au plissement*. Or, nous verrons tout au long des pages qui suivent que la fracturation pré-plissement joue un rôle déterminant sur l'évolution des plis et sur la distribution de la fracturation *in fine*.

1.4 Méthodologie et limites des approches

Cette thèse est avant tout le fruit d'un travail de *géologie structurale*. Elle est basée sur *l'observation et la description d'objets naturels à de multiples échelles*. Cette approche *structurale* couplée à *l'analyse mécanique des observations réalisées* et à la réalisation d'une *étude de modélisation analogique* nous a permis de proposer des *hypothèses plausibles d'ordre cinématique sur la structuration des plis et sur le rôle des fractures dans les phénomènes de plissement*.
L'étude des mécanismes élémentaires de la fracturation et la physique qui s'y rapporte n'est pas l'objet de ce travail.
Tous les aspects de l'organisation des fractures dans les plis ne sont pas traités : on ne trouvera pas ici d'analyse concernant les interférences de plis ou les terminaisons périclinales.

1.4.1 Les études structurales d'exemples naturels

Le but de ces *études structurales* était de pouvoir déterminer des *scénarios cinématiques réalistes* visant à expliquer l'évolution de la structure des plis ainsi que l'évolution de la distribution de la fracturation en leur sein. Deux principales approches ont été utilisées pour mener à bien cette tâche :

- *les études de terrain :*

Les études de terrain ont été effectuées dans le cadre de différents chantiers dont les principaux sont les suivants :

- les affleurements du **Languedoc** : ils montrent des plis de longueur d'onde variées (de quelques mètres à plusieurs kilomètres) affectant des séries sédimentaires d'âge secondaire à tertiaire et à lithologie à dominante carbonatée. Les plis observés dans ce contexte sont pour la plupart liés au serrage Pyrénéen.

- l'anticlinal de la **Montagna della Majella** (Abruzzes, Italie) : ce pli pluri-kilométrique met à l'affleurement des sédiments d'âges crétacé à miocène déposés dans des environnements de dépôt allant de la plateforme carbonatée au bassin. Il est localisé dans la partie septentrionale de la chaîne de plis et chevauchements des Apennins dont la surrection date essentiellement de la période mio-pliocène.

- la bordure Ouest du **Haut Atlas Occidental** (Maroc) : cette région présente de nombreux plis d'échelle métrique à kilométrique affectant les séries marno-calcaires du secondaire, et principalement du crétacé dans les cas que nous avons étudiés. Leur origine remonte au contexte de serrage NS responsable de l'orogenèse Atlasique (fini-crétacée à tertiaire).

- les **Adam Foothills** (Sultanat d'Oman) : ces plis constituent l'avant-pays des Oman Mountains. Ils se sont formés lors de l'avancée de la nappe ophiolitique de Samail (au crétacé supérieur), par décollement de la couverture sédimentaire secondaire à forte dominante carbonatée.

- *l'analyse structurale par photo-interprétation :*

L'observation de la structure à grande échelle de plis de forte longueur d'onde (Montagne d'Alaric, Languedoc et Montagna della Majella, Italie) a été facilitée par l'interprétation de photographies aériennes au 1/30000. Cette méthode de travail nous a permis de disposer d'une vision globale de ces objets et de la « grande fracturation » qui les affecte.

1.4.2 La modélisation expérimentale

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 de structuration* proposés sur cette base. La méthode utilisée est celle de la modélisation analogique. Cette méthode, basée sur la déformation en raccourcissement, et sous confinement vertical, de multicouches de paraffine cassante nous a permis d'observer en temps réel des étapes de déformations qui aboutissent à la formation d'un pli. Le dispositif que nous avons élaboré dans ce but nous a permis de caractériser l'influence de paramètres clefs comme le confinement vertical ou la friction entre les couches du modèle sur le développement des plis et le lien avec la fracturation. Bien que notre matériau analogue ne soit pas physiquement dimensionné vis-à-vis des roches déformées dans des conditions naturelles, cette étude expérimentale a donné des résultats intéressants. *Il faut voir ces expérimentations comme une démarche visant à montrer le potentiel d'un prototype en amont de futurs travaux utilisant un protocole similaire sur des matériaux physiquement dimensionnés déjà utilisés, mais pour des expériences plus simple, à l'université de Nice par Chemenda & Jorand dans le cadre du consortium Geo-FracNet.*

2 Plis et fractures : concepts de base et objets élémentaires

Introduction

Le but de ce chapitre est de rappeler certains concepts de bases qui seront utiles lors de la lecture des chapitres suivants de cette thèse. Nous ne chercherons pas à y présenter tous les aspects du plissement et de la fracturation. Nous tenterons plutôt, en premier lieu, d'y introduire les *principes élémentaires concernant les différents types de plis* et d'en déduire les effets *sur l'organisation de la fracturation*. En second lieu, nous introduirons certains principes de *mécanostratigraphie* où nous montrerons l'influence de *l'organisation des piles sédimentaires et de leur subdivision en unités mécaniques distinctes sur l'organisation des plis et sur le développement de types de fracturation donnés*.

2.1 Plis de flambage et plis forcés : quelle différence ?

Nous avons vu en introduction que les plis pouvaient être regroupés selon deux grandes familles en fonction du mécanisme qui est à l'origine de leur initiation et de leur développement (§ 1.3.2). La première famille que nous aborderons ici est celle des *plis forcés (forced folds)*, qui se forment en réponse à une *sollicitation en fléchissement passif* (figure 1.10). La seconde grande famille de plis est celle des *plis de flambage (buckle folds)* qui se forment en réponse à un *raccourcissement parallèle aux couches* (figure 1.10). Ce dernier mode de plissement est dominant dans les exemples de pli que nous aborderons au cours des chapitres 7 et 8. Pour cette raison, nous tenterons de détailler les principaux mécanismes et aspects des plis formés en flambage. Enfin, nous essaierons de synthétiser les principales différences susceptibles d'exister entre les plis forcés et les plis en flambage, au niveau des relations plissement fracturation.

2.1.1 Les *plis forcés* (*forced folds*) ou *plis passifs*

- *Typologie et cinématique des plis forcés*

Contrairement au cas des plis en flambage (*buckle folds*) où le mode de sollicitation dominant est un raccourcissement dirigé parallèlement aux couches (voir § 2.1.2), les plis forcés, peuvent se former sous l'influence de sollicitations profondes de types variés (compression, extension, transtension, poinçonnement) associées à la gravité. Le mécanisme dominant qui régit leur apparition est le fléchissement passif (*bending*, voir § 1.3.2) des couches composant une série donnée. Ce fléchissement peut-être induit par le biais de mouvements verticaux de failles localisées dans le socle rigide sous-jacent (figure 2.1 (a) et (c), d'après Stearns, 1978), ou lors de mouvements sur des failles localisées dans la pile elle-même (Figure 2.1 (b) et (d), d'après Suppe, 1983). On parle dans ce dernier cas de plis sur rampe (ou de *fault bend folds*). La figure 2.1 (e) montre un autre type de pli forcé habituellement formé à l'aplomb de remontées diapiriques. Ce type de pli a une géométrie caractéristique en forme de dôme hémisphérique et présente une fracturation typique composée de fractures radiales et/ou concentriques.

Les caractéristiques géométriques de ces plis sont liées à celles de l'objet (faille ou diapir) sous-jacent qui détermine la sollicitation. Un dernier type de plis forcés est rencontré à l'aplomb de failles décrochantes. Dans ce cas, le plissement est généralement échelonné à l'aplomb du plan de décrochement (Cosgrove & Ameen, 2000). Bien que ce dernier mécanisme se rencontre assez fréquemment dans la nature (on citera par exemple les plis en échelons formés au dessus de la faille d'Inglewood (Richard *et al.*, 1991), en Californie, USA), nous ne le détaillerons pas ici, car il n'est impliqué dans aucun des exemples que nous nous proposons d'étudier.

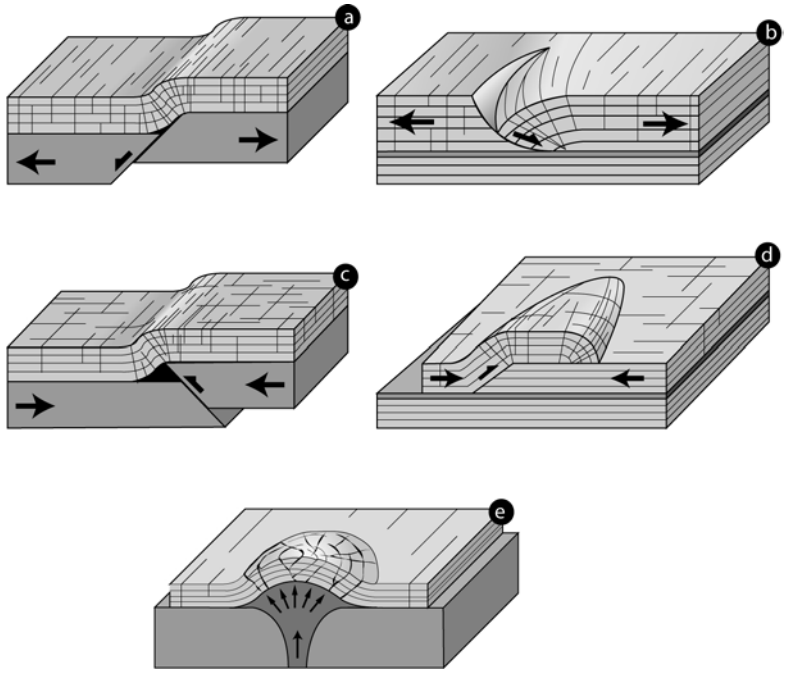


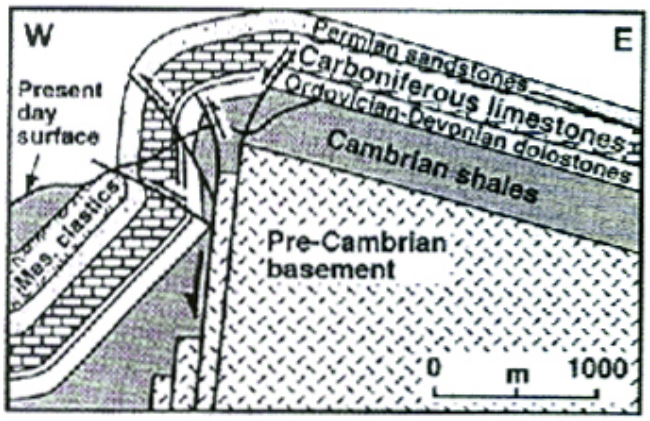
Figure 2.1 : Exemples de plis passifs. (a) Pli où le fléchissement des couches supérieures est associé au rejet d'une faille normale située dans le socle sous-jacent. (b) Roll-over : pli ou la courbure des couches résulte de leur fléchissement (d'origine essentiellement gravitaire) au niveau d'une rampe 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 lié à la poussée verticale due à une remontée diapirique.

- *Etat des connaissances sur la fracturation associée*

  - Exemples d'études terrain

De très nombreuses études ont été menées afin de caractériser la géométrie des plis forcés et la fracturation qui leur est liée. Ils ont permis de caractériser les associations de failles normales et inverses (de grande échelle) présentes au niveaux de plis forcés. Ainsi, Stearns (1978) a montré la cohabitation de failles normales et de failles inverses (figure 2.2 (a)) au niveau de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain (Wyoming, USA). Plus récemment, une série de coupes réalisées à partir de données de terrain par Maurin et Nivière (2000) dans le graben Rhénan (France et Allemagne) ont permit de proposer un scénario reconstituant l'histoire conjuguée du plissement, de l'ouverture du graben et de son remplissage syn-rift. Ce scénario (figure 2.2 (b)) montre clairement le rôle des rejets inverses et normaux sur différents plans de failles crées pendant l'ouverture du bassin sur l'accommodation de la courbure générale du pli.

a



b

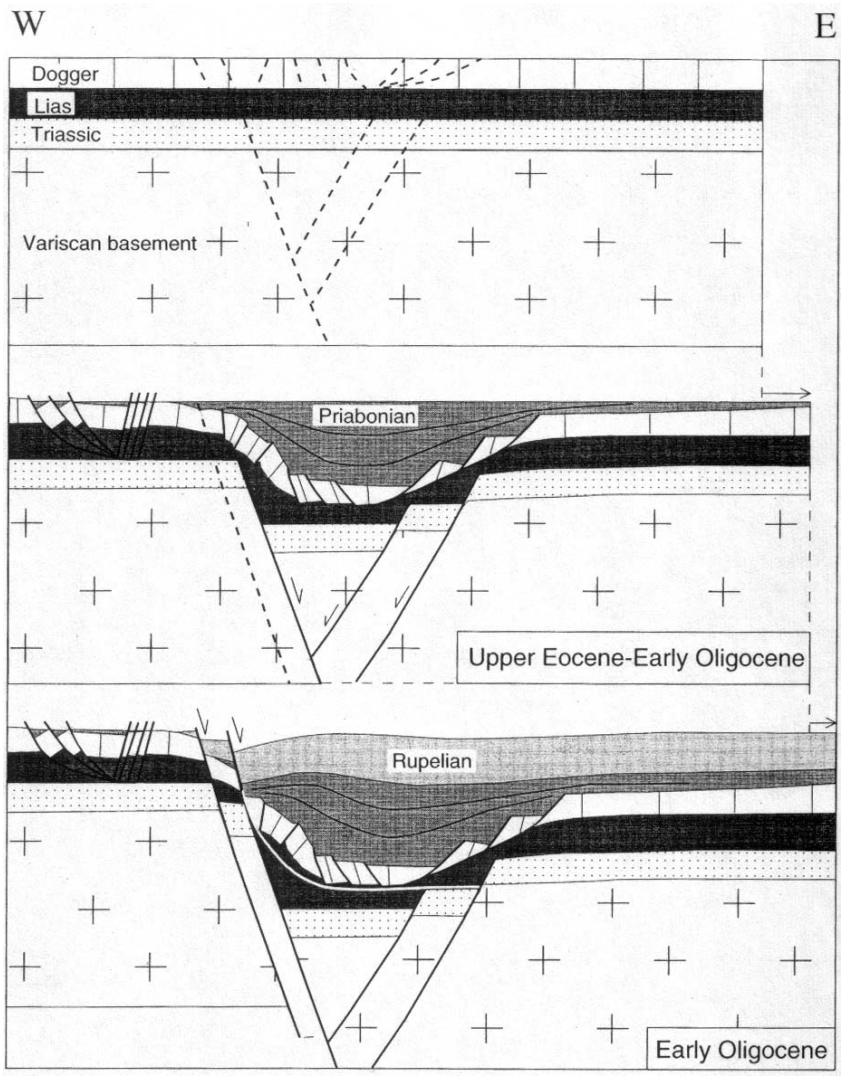


Figure 2.2 : (a) Coupe interprétative de l'anticlinal forcé de Rattlesnake Mountain (Wyoming, USA) par Stearns, 1978. (b) Scénario de structuration du graben rhénan (France et Allemagne) et du pli forcé associé au rifting oligocène (Maurin & Nivière, 2000).

- Apport des modélisations analogiques et numériques

  - Modélisation analogique :

La modélisation expérimentale a été elle aussi employée pour caractériser la fracturation associée à ce type de plissement. Un protocole expérimental qui faisait intervenir des *échantillons de roches* soumis au rejet vertical de failles pré-construites dans un socle rigide sous confinement, a été proposé par Weinberg (1979) et perfectionné par Couples *et al.* (1994). Ces expériences ont produit des modèles de plis dont la géométrie était proche de celle observée dans le cas d'exemples naturels comme l'anticlinal de la Rattlesnake Mountain (Figure 2.2 (b)). Par la suite, Couples & Lewis (2000) ont perfectionné cette méthode afin de prendre en compte l'effet de la structure multicouche qui caractérise les couvertures sédimentaires dans la nature (figure 2.3). Les résultats de cette étude ont en premier lieu confirmé la coexistence de failles normales et inverses dans le pli. En second lieu, le rôle majeur du litage dans la réduction de la résistance du modèle (par rapport aux modèles monocouches) au fléchissement et dans la distribution de la fracturation.

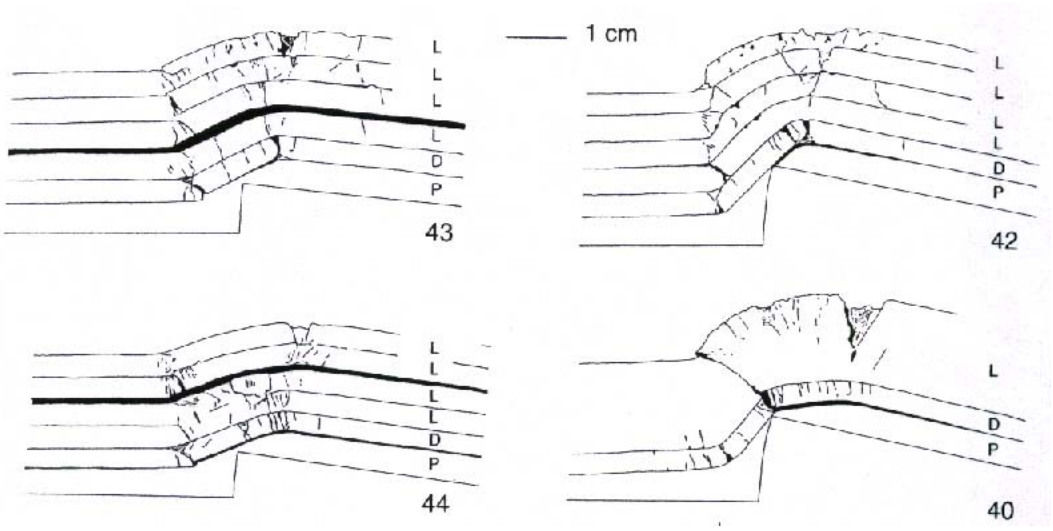


Figure 2.3 : Distribution de la fracturation obtenue expérimentalement dans des plis forcés modélisés dans des échantillons multicouches de roches (Couples & Lewis, 2000). L : calcaire, D : dolomie, P :plomb.

Des *multicouches de paraffine* ont ainsi été également utilisés pour modéliser le plissement passif affectant une couverture litée soumise au rejet de failles inverses (figure 2.4 (A)) et normales (figure 2.4 (B)) localisées dans un socle rigide (Ameen, 1988).

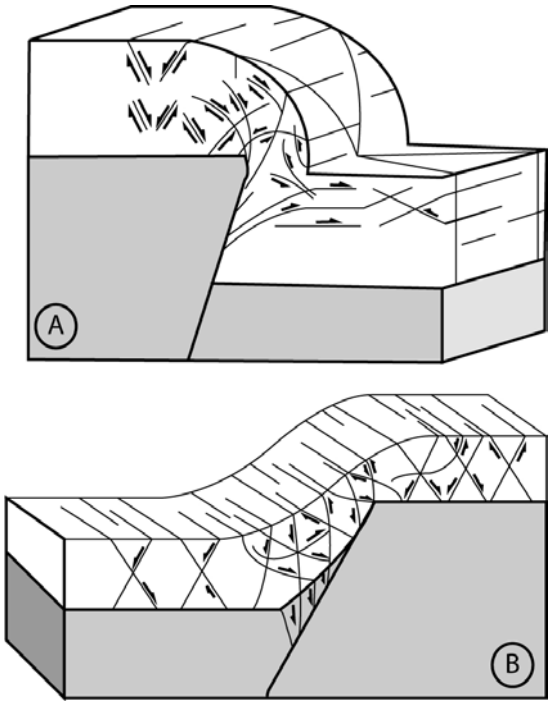


Figure 2.4: Distribution des failles développées dans des modèles analogiques de plis obtenus dans des monocouches de paraffine (Ameen, 1988). (A) Pli obtenu à l'aplomb d'une faille inverse localisée dans le socle. (B) Pli obtenu à l'aplomb d'une faille normale.

Les résultats des ces travaux ont montré des distributions distinctes de la fracturation développée à l'aplomb d'une faille inverse ou d'une faille normale. Les mesures de l'extension des couches dans les directions parallèle et normale à celles-ci ont permis d'établir un modèle de distribution de la déformation dans chaque cas (figure 2.5).

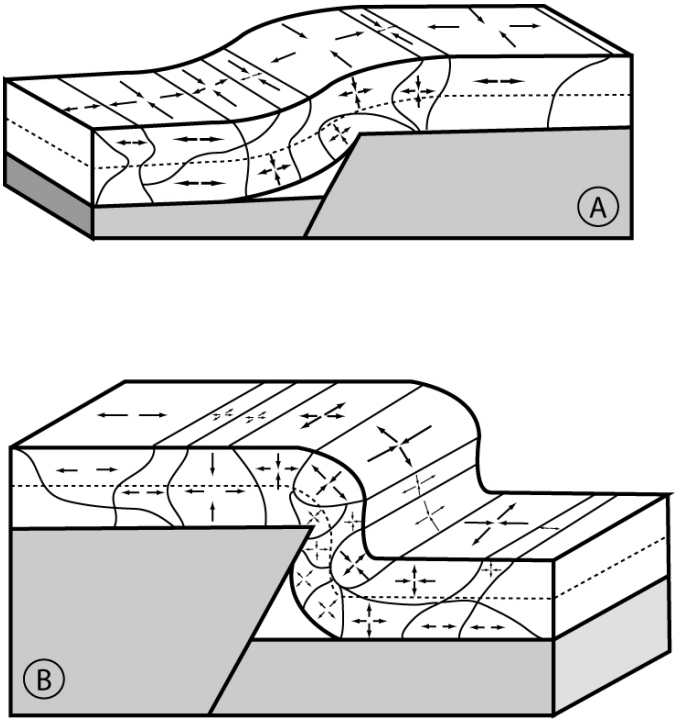


Figure 2.5 : Distribution de la déformation dans les modèles de plis respectivement décrits en figure 2(A) et 2(B) (Ameen, 1988).

La critique majeure que l'on peut faire à ces modèles analogiques est de n'avoir pu produire que des fractures cisaillantes (failles)). Cette incapacité à générer des fractures en mode I est probablement liée à la rhéologie (probablement dominée par le comportement ductile) des paraffines utilisées qui répondent à la déformation en développant des bandes de cisaillement localisées. Le fait de ne pas pouvoir simuler la distribution de la fracturation en mode I, pourtant la plus répandue dans les cas naturels, s'avère gênante du fait de l'importance que peut revêtir cette fracturation dans la caractérisation de la perméabilité des réservoirs (voir § 1.3.1).

- Modélisation numérique :

La modélisation numérique a elle aussi été utilisée afin de déterminer la distribution des contraintes et de la déformation au sein de différents types de plis passifs. Ainsi, Reddy *et al*. (1982) ont proposé, grâce à l'utilisation d'un code numérique en éléments finis, un modèle de distribution de la déformation au sein d'un monocouche plissé par l'effet du jeu normal d'une faille localisée dans un socle rigide (Figure 2.6). Plus tard, Nino *et al.* (1998) ont pu générer des modèles numériques multicouches tenant compte de paramètres tels que le pendage de la faille sous-jacente ou l'épaisseur unitaire des couches sur la géométrie et la distribution des contraintes dans des plis forcés. Dans cette étude, les plis étaient induits dans une couverture multicouche par le jeu de chevauchements aveugles localisés dans le socle.

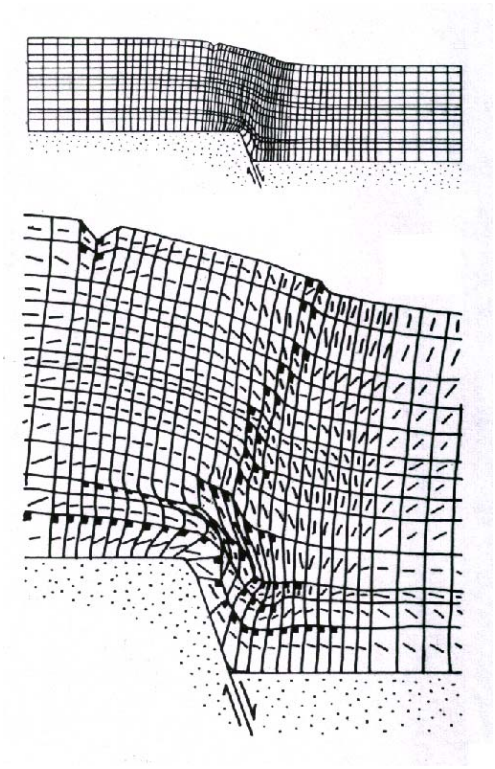


Figure 2.6 : Modèle numérique de la distribution de la déformation et des contraintes dans une couche plissée à l'aplomb d'une faille normale. Les éléments porteurs d'une étiquette noire ont localisé la plasticité. Les tirets pleins montrent la direction de la dernière contrainte compressive majeure enregistrée (d'après Reddy *et al.,* 1982).

Toutefois, ces codes ne sont pas capables de modéliser des fractures localisées. Ils n'apportent donc qu'une information sur la distribution de zones ou la déformation est

concentrée, sans pouvoir préciser la nature, l'orientation et la densité des fractures (cisaillantes ou en ouverture) que l'on pourrait s'attendre à trouver dans un exemple naturel. Le problème de la prédiction des réseaux de fractures présents en sub-surface reste donc délicat à envisager par le biais de ce type d'approche numérique.

2.1.2 Les *plis de flambage* (*Buckle folds*)

- *Typologie et évolution des plis de flambage à travers des cas de terrain :*

  - Cas des Montagnes du Zagros (Iran) :

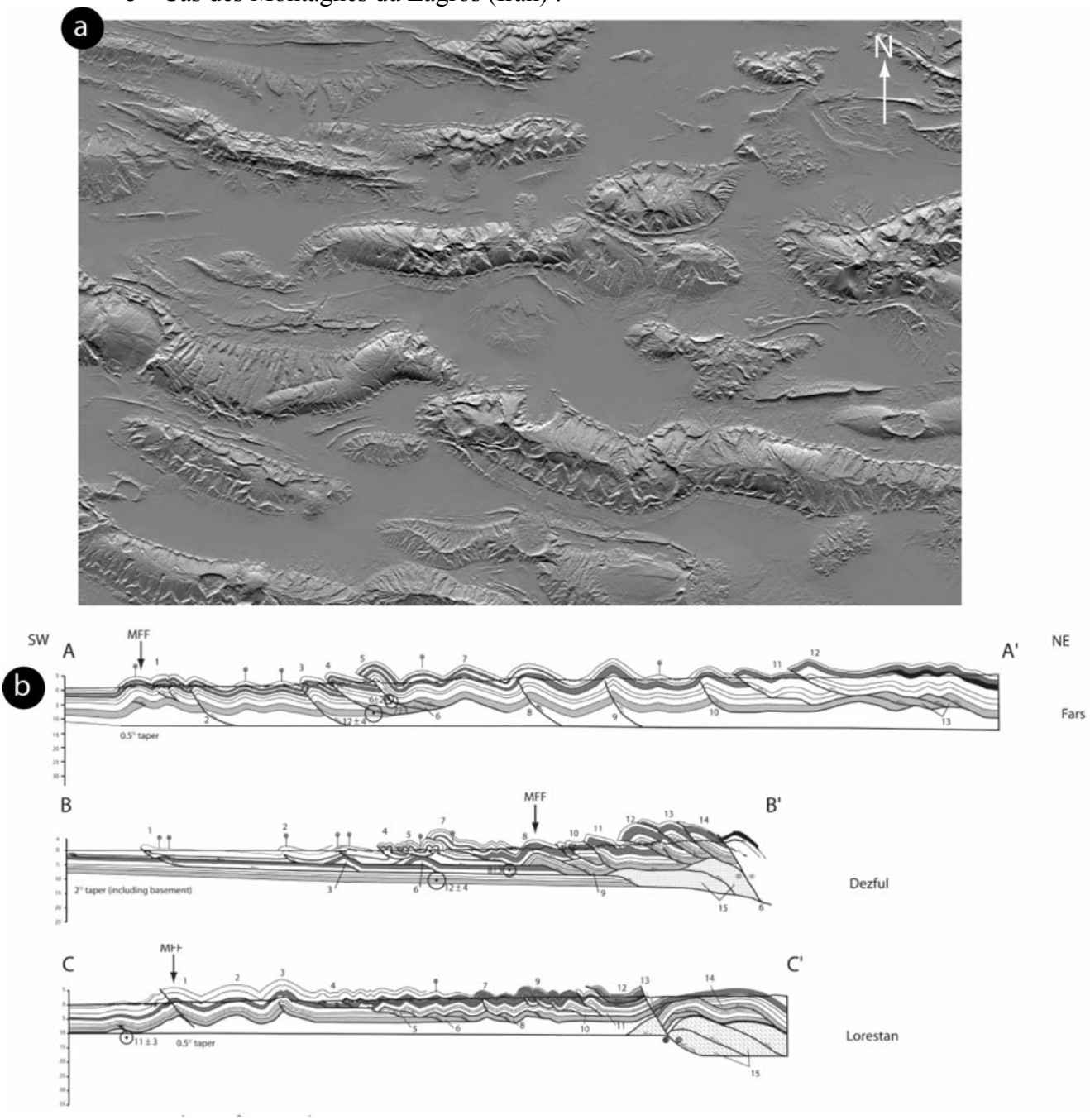


Figure 2.7 : Les plis du Zagros (Iran). (a) Image en topographie radar (*Shaded SRTM elevation model, Courtesy NASA/JPL-Caltech*) d'une petite partie de la chaîne de plis & chevauchements. (b) coupes sub-orthogonales à la chaîne (d'après McQuarrie, 2004).

La figure 2.7 donne un aperçu des plis de la région du Zagros (Iran). La chaîne du Zagros est constituée par une ceinture de plis et de chevauchements d'orientation générale NW-SE à EW affectant des séries à dominante carbonatée d'age principalement paléozoïque et mésozoïque. Cette région plissée matérialise l'effet de la compression SW-NE qui résulte de la convergence Arabie/Eurasie. Parmi les plis que l'on observe sur les coupes de la figure 2.7 (b), un certain nombre sont issus du flambage pur (sans contribution du fléchissement lié au rejet de failles) d'unités compétentes qui se sont détachées au niveau de l'un des multiples niveaux de décollement présents à différentes profondeurs dans la pile soumise à la déformation. On notera aussi que de nombreux exemples de plis font intervenir des chevauchements : dans ces cas, le flambage n'est pas le seul mécanisme mis en jeu, et on a affaire à des plis mixtes dont le fléchissement passif (voir § 2.1.1) a influencé le développement.

- Cas des Adam Foothills (Sultanat d'Oman) :

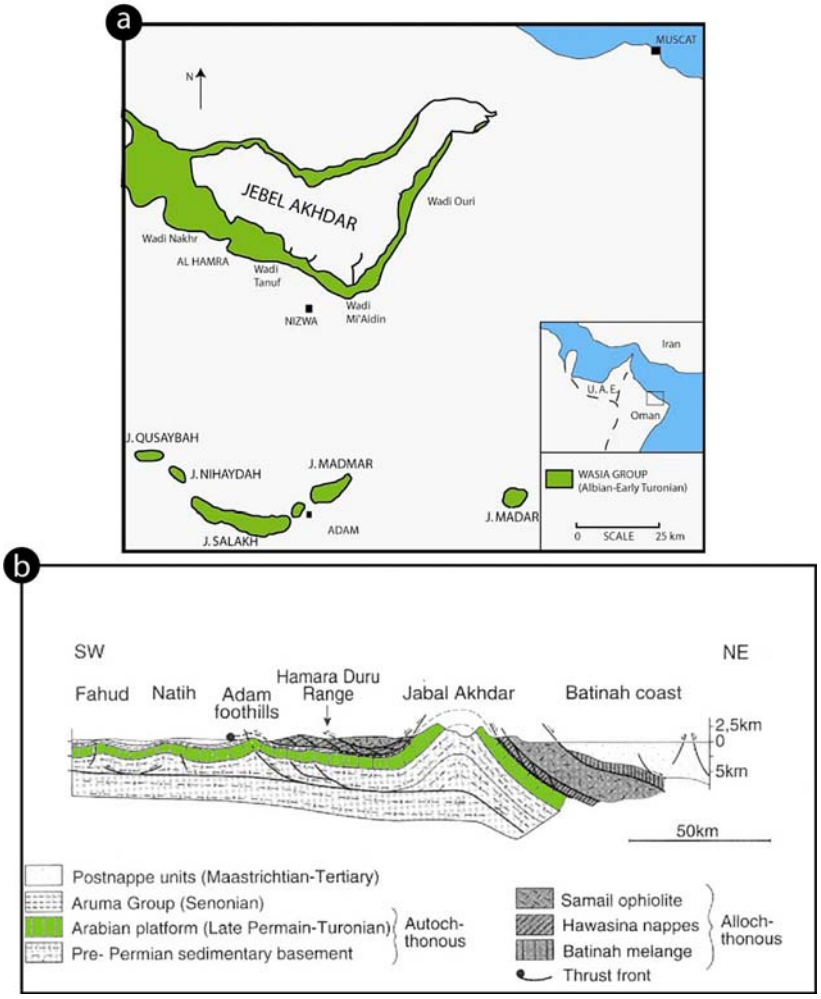


Figure 2.8 : (a) Schéma structural centré sur les Oman Mountains (d'après Philip *et al.,* 1995). (b) Coupe passant par le Jabal Akhdar et le chaînon des Adam Foothills. Les Adam Foothills sont des plis de flambage sur décollement de la série secondaire, initiés lors de la poussée NS en avant de la nappe de l'Ophiolite de Samail.

La figure 2.8 montre un schéma structural (a) et une coupe NE-SW de la chaîne des Oman Mountains passant par le Jabal Akhdar et les Adam Foothills. Le Jabal Akhdar est un anticlinal de grande échelle (λ~35 à 40 km) culminant à près de 3000m d'altitude, formé par le flambage de couches mésozoïques décollées du socle autochtone lors du chevauchement

par la nappe ophiolitique de Samail. Les anticlinaux d'échelle plus modeste qui constituent les Adam Foothills se sont formés eux aussi par flambage mais à faible profondeur en raison de leur positionnement en avant de la nappe chevauchante et au dessus d'un niveau de décollement plus superficiel que celui du J. Akhdar. Les plis des Foothills omanais s'avèrent d'un intérêt majeur dans le cadre de cette thèse car ils affectent des niveaux d'age crétacé inférieur (Natih) analogues affleurants de niveaux réservoirs de la région (Natih, Fahud). Le cas de certains des anticlinaux constituant les Adam Foothills sera détaillé au § 6.3. Nous tenterons de préciser l'origine mécanique des différentes familles de fractures qui affectent ces plis et le rôle de cette fracturation sur leur compartimentation (*segmentation*).

- Cas de l'avant-pays des Montagnes Rocheuses (Alberta, Canada) :

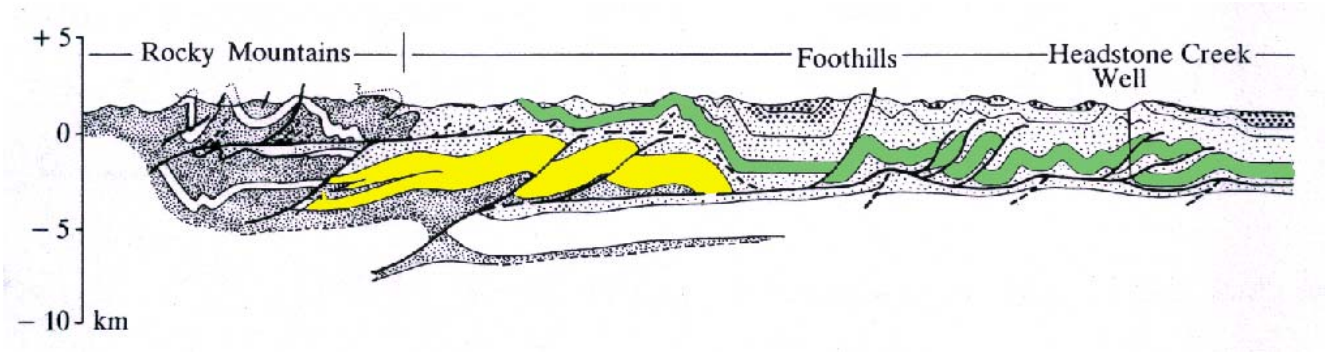


Figure 2.9 : Coupe présentant la partie nord de la chaîne des Montagnes Rocheuses (Alberta, Canada), ainsi que son avant-pays plissé (d'après Thompson, 1981). On notera l'importance des plis de flambage bien entendu au niveau de la zone axiale du massif qui a subi des déformations à forte profondeur (impliquant le métamorphisme et la déformation ductile), mais surtout dans l'avant-pays (*foothills*), où la profondeur n'a pas excédé 4 Kms.

La figure 2.9 présente une coupe réalisée par Thompson (1981) dans la partie septentrionale des Montagnes Rocheuses (Alberta, Canada). On peut y observer l'importance des plis initiés en flambage au niveau des écailles chevauchantes de la zone axiale de la chaîne (où la déformation a pu affecter des roches ductiles, sous l'effet de températures et de pressions de confinement élevées). Le plis de flambage se sont aussi formés dans les unités sédimentaires décollées de l'avant-pays (où la profondeur d'enfouissement n'a pas dépassé 4 à 5 Kms) et où le mode de déformation dominant devait être de type élastique/fragile.

- Cas des montagnes du Jura :

La figure 2.10 montre un dernier exemple d'avant pays plissé en flambage. Ici, au niveau des Montagnes du Jura, le moteur du plissement a été la poussée horizontale provoquée par l'avancée des nappes chevauchantes Helvétiques lors de l'orogenèse Alpine. Les coupes proposées (figure 2.10 (c)) montrent des plis distribués de manière stochastique le long de l'avant-pays. Ce mode de développement a été favorisé par la présence d'un niveau de décollement facilité (Trias salifère) comme ceci est suggéré par les expériences de Blay *et al.*, 1977 et de Summers, 1979 (voir figure 2.13).

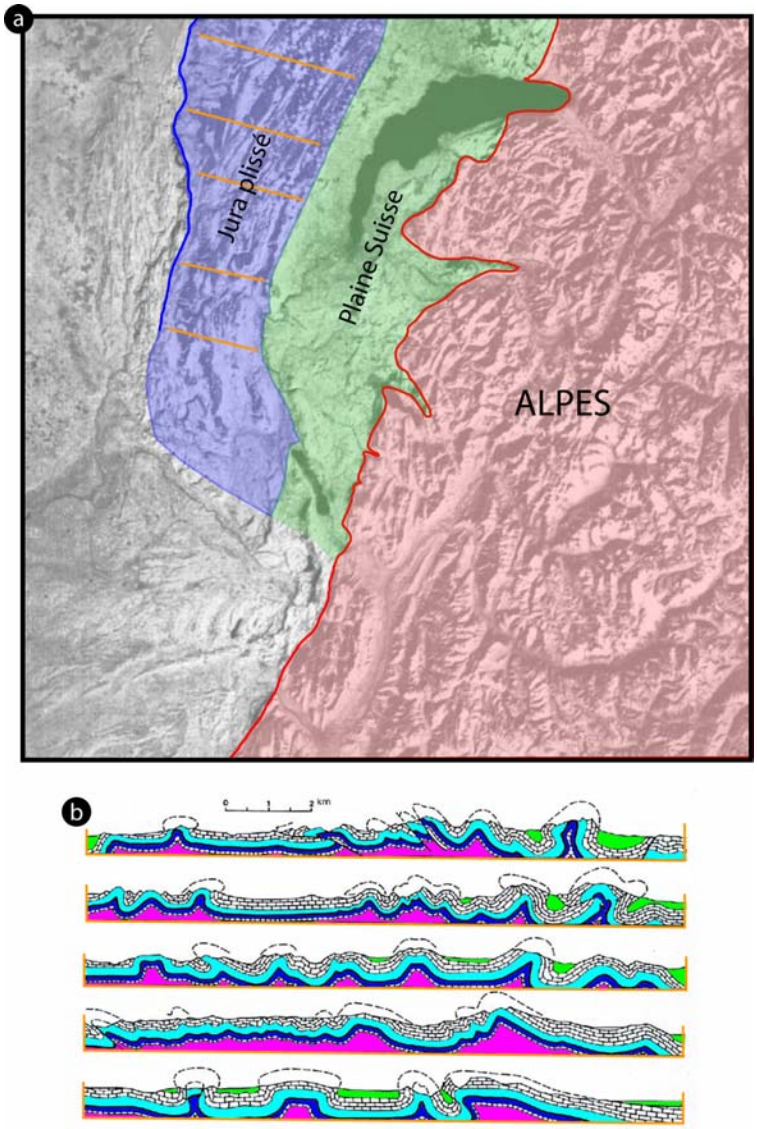


Figure 2.10 : (a) Schéma structural présentant la disposition de la chaîne Alpine et de son avant pays tabulaire (la Plaine Suisse, ou Plateau du Jura), et plissé (les Montagnes du Jura). (c) coupes EW levées dans le Jura et montrant le style de plissement des unités compétentes décollées au dessus du Trias (D'après Heim, 1921, revu par Price & Cosgrove, 1990). On reconnaît le type de développement stochastique, qui caractérise les plis sur décollement (voir figure 2.17).

- Initiation des plis en flambage, formation de prismes d'accrétion et de zones d'avant-pays plissées.

La figure 2.11 montre un scénario cinématique schématique inspiré de l'observation des coupes des figures 2.9 et 2.10. Il expose de façon extrêmement simplifiée le rôle que peut prendre le mécanisme d'initiation et d'amplification de plis en flambage et la création de failles associées dans l'initiation de prismes d'accrétion d'avant-pays plissés.

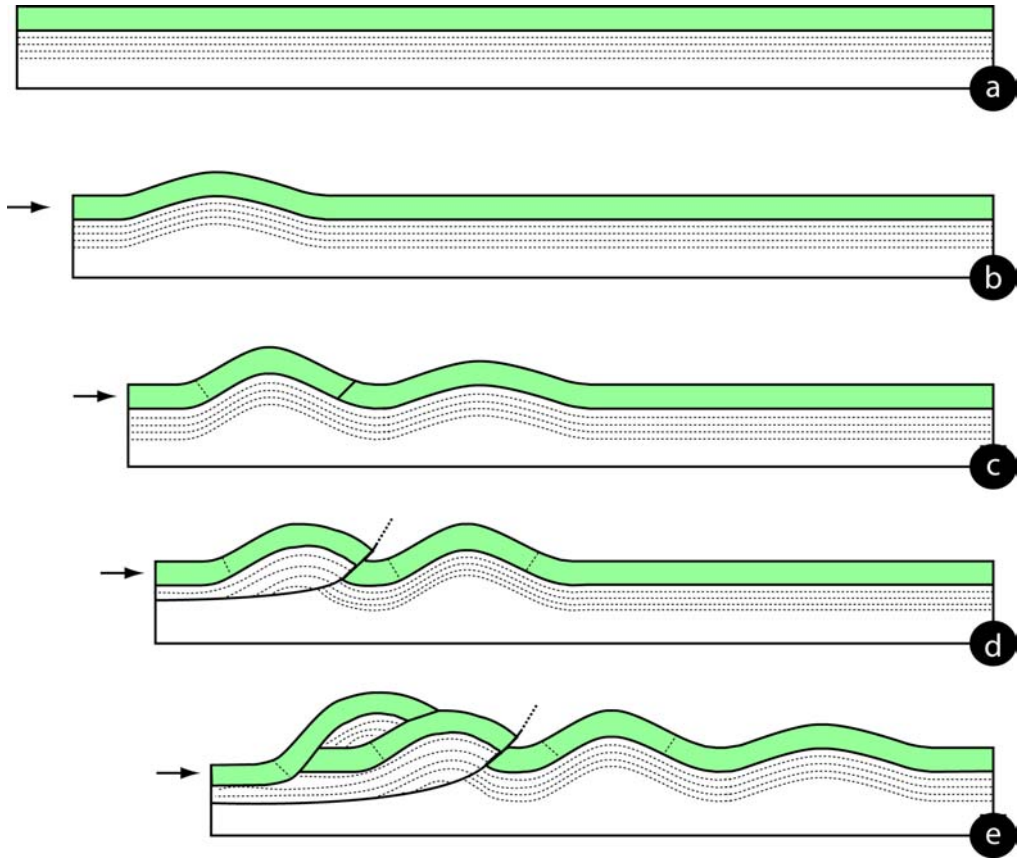


Figure 2.11 : Coupes simplifiées schématisant le rôle des plis de flambage sur la structuration d'un prisme d'accrétion et de son avant-pays plissé. (a) Stade initial non déformé. (b) Début du serrage et initiation d'un pli en flambage élastique. (c) Amplification de la courbure dans le pli initial (voir mécanismes décrits au chapitre 8, par exemple), développement de failles inverses dans ses flancs et initiation d'un nouveau pli en flambage élastique en avant du premier. (d) Evolution de l'une des failles inverses créées en (c) en chevauchement de flanc et amplification de la courbure du second pli. (e) Evolution du système vers la création d'un prisme d'accrétion par chevauchements successifs et initiation de nouveaux plis en flambage dans l'avant-pays.

- Bases mécaniques sur le flambage :

- Initiation et amplification du flambage

A cause de son omniprésence au niveau des phénomènes orogéniques, le mécanisme de plissement par flambage a été très largement étudié. L'initiation des plis en flambage repose sur le développement d'un type d'instabilités mécaniques : les *instabilités de flambage*. Cette instabilité caractérise les poutres élastiques élancées sollicitées axialement en raccourcissement (figure 1.1 (b)). Au delà d'une *charge critique* de compression, la poutre se déforme sous l'effet combiné de l'effort normal et du moment fléchissant. En 3D les plis de flambage (figure 2.12) se développent habituellement perpendiculairement (ou avec une obliquité modérée) à la direction de la contrainte principale majeure σ_1 appliquée ou à la direction de raccourcissement correspondante. Une fois les plis amorcés, une rotation du raccourcissement ne suffit pas à les réorienter. La grande majorité des exemples naturels étudiés dans cette thèse ont été initiés par flambage élastique, et ont subi des évolutions plus ou moins poussées.

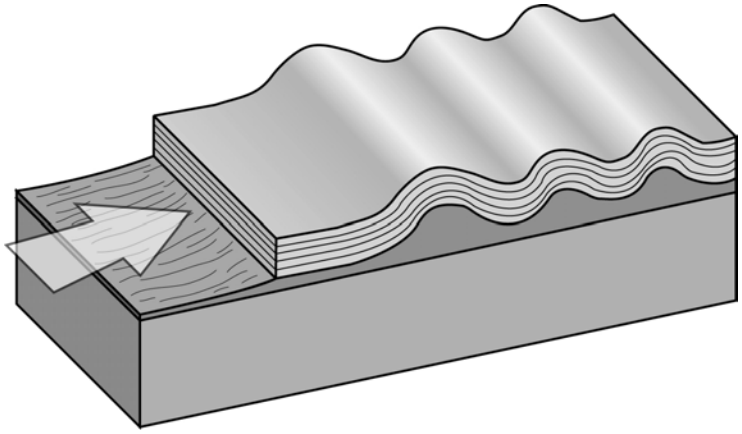


Figure 2.12 : bloc-diagramme schématique montrant le développement de plis de flambage dans un multicouche élastique disposé au dessus d'un niveau de décollement, et soumis à un raccourcissement horizontal.

Les modèles précurseurs qui ont posé les bases du problème du flambage élastique (Smoluchovski, 1909 ; Biot, 1956 ; Ramberg & Stephanson, 1964) sont basés sur la théorie de la poutre élastique d'Euler. Cette théorie visait alors à quantifier la valeur de la charge critique pour laquelle une instabilité de flambage était susceptible d'apparaître. Par commodité mathématique, la plupart des travaux théoriques publiés par la suite ont traité le plissement des roches comme s'il s'agissait de matériaux purement visqueux. C'est en particulier l'approche utilisée pour les travaux classiques de Ramberg (1961, 1963, 1970).
Un des résultats majeurs de ces travaux a été de préciser l'effet des rapports d'épaisseur et des *contrastes de viscosité* sur la géométrie des plis développés dans une formation compétente isolée au sein d'un « encaissant » moins compétent. Ramberg (1963) montre ainsi qu'un faible rapport entre épaisseur de la couche incompétente et épaisseur de la couche compétente (dit *rapport I/C*) entrainait l'apparition de plis avec une longueur d'onde supérieure à ceux formés avec un rapport I/C plus important. Par la suite, Dieterich (1970) montre par des modélisations numériques qu'à contraintes égales, plus le contraste de viscosité (ν_c/ν_i) existant entre la couche compétente plissée et le matériau encaissant est faible, plus le raccourcissement de cette couche est limité, et moins le plissement est développé (figure 2.8). De son côté, Fletcher (1974) montre que la longueur d'onde d'un pli sera d'autant plus faible que ce contraste de viscosité est fort. Pour un comportement visqueux de type newtonien, la relation existant entre la longueur d'onde de plis développés dans une unité mécanique rigide, l'épaisseur de celle-ci et le contraste de viscosité existant entre cette unité et son encaissant est de la forme :

$$\lambda_d = 2\pi e\,(\eta_1/6\eta_2)^{1/3}$$

Où est λ_d est la longueur d'onde des plis formés dans l'unité mécanique compétente, e est son épaisseur et η_1 et η_2 les viscosités respectives de l'unité mécanique compétente et de son encaissant moins compétent.

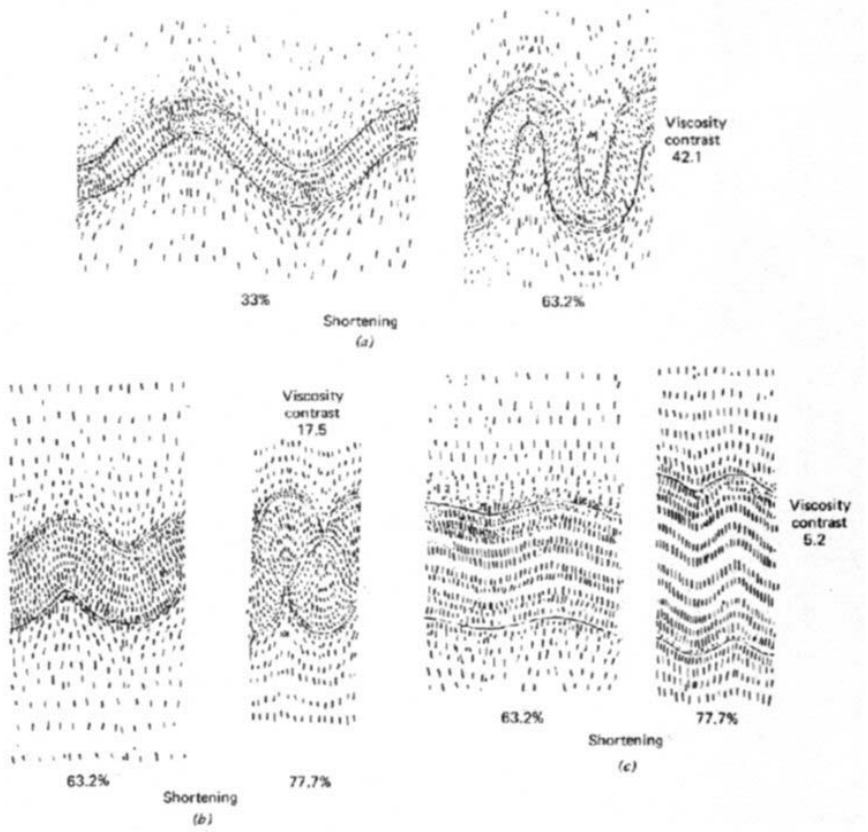


Figure 2.13 : Simulation numérique du plissement en flambage d'un monocouche compétent isolé au sein d'un encaissant moins compétent (d'après Dieterich, 1970, repris par Hobbs *et al.*, 1976). Pour matérialiser la déformation sur les figures, chaque tiret est dessiné perpendiculairement à la direction de raccourcissement maximale. (a) Pour un rapport de viscosités de 42,1 : λ=12*e (ou e est l'épaisseur initiale de la couche compétente, et λ la longueur d'onde du pli obtenu après 63,2% de raccourcissement). (b) Pour un rapport de viscosités de 17,5 : λ=9*e. (c) Pour un rapport de visocités de 5,2 : λ=6*e.

Ces résultats théoriques et numériques ont fait l'objet de nombreuses vérifications aussi bien par l'étude de cas de terrain que par des modélisations expérimentales faisant intervenir une grande variété de matériaux analogues. La figure 2.13 montre l'évolution de la longueur d'onde de plis naturels en fonction de l'épaisseur de l'unité compétente plissée. Ce graphique donne une relation linéaire entre ces deux paramètres globalement en accord avec le résultat de Ramberg (1963).

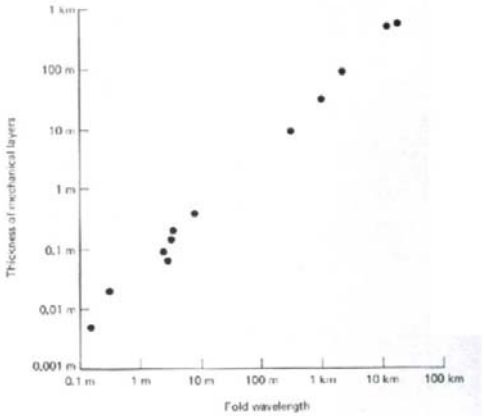


Figure 2.9 : Evolution linéaire de la longueur d'onde de plis naturels en fonction de l'épaisseur de la couche plissée (d'après Suppe, 1985).

- Distribution des contraintes dans une couche élastique soumise au flambage et rupture (endommagement) plastique (*plastic yielding*)

Alors que les modèles décrits précédemment faisaient intervenir de manière quasi-systématique les comportements visqueux pour modéliser le plissement en flambage, Chapple (1969) utilise un comportement viscoplastique ou elastoplastique. Dans son modèle, la couche plissée subit un premier stade de flexuration visqueuse (figure 2.14-1 (a)), ou élastique (figure 2.14-1 (b)) en fonction du matériau envisagé. Pendant ce stade préliminaire, la courbure augmente et les contraintes à l'intérieur de la couche déformée se distribuent selon le modèle de la poutre élastique décrit au paragraphe 4.1. Dans la partie externe de la charnière (zone d'extrados) se développe une des tractions dont l'intensité est liée au rayon de courbure et à la distance à la ligne neutre. Lorsque cette traction atteint la valeur seuil de résistance du matériau à la traction (figure 2.14-2 (c)) on assiste à l'endommagement de la couche par rupture plastique (*plastic yielding stage*), ou par rupture fragile (*brittle yielding stage*, si l'on considère la fracturation diffuse comme une forme de plasticité). La continuité mécanique de la couche considérée n'est alors plus assurée. Ce stade met donc fin au processus de flambage élastique. La figure 2.15 montre les résultats d'expériences effectuées dans des éprouvettes de roches différentes par Handin *et al.* (1972) soumises au flambage avec confinement vertical. On notera que dans tous les cas, le stade de rupture plastique est intervenu après un certain taux de raccourcissement (correspondant à un degré de courbure donné qui est caractéristique de chaque lihologie).

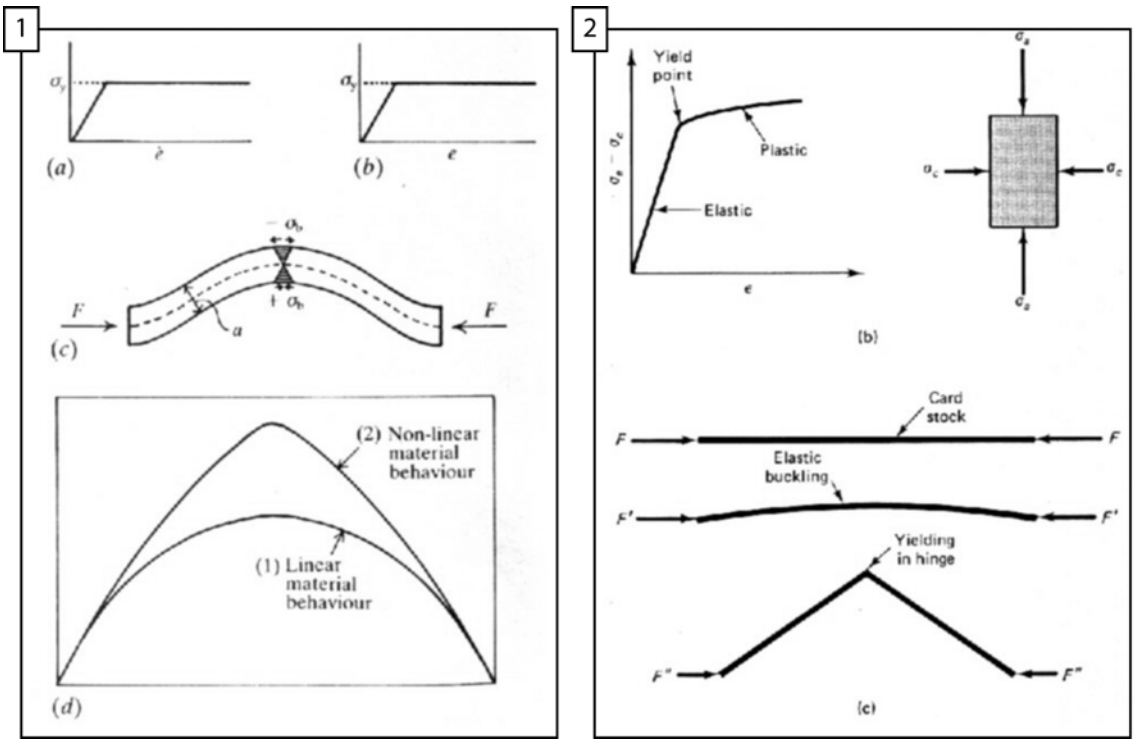


Figure 2.14 : (1) Modèles viscoplastique (a) et élastoplastique (b) de Chapple (1969), (c) distribution de la déformation dans une poutre flambée selon le modèle des intrados/extrados (voir § 4.1), (d) profil d'une couche déformée pendant le stade linéaire de la déformation (1) puis après le stade de rupture plastique ou fragile (2), d'après Price & Cosgrove, 1990. (2) Modèle élastoplastique de Chapple (1969) vu par Suppe (1985) : la couche elastique soumise au raccourcissement développe un stade initial de flambage élastique puis cède brusquement lorsque la traction en extrados atteint le seuil de résistance en extension du matériau.

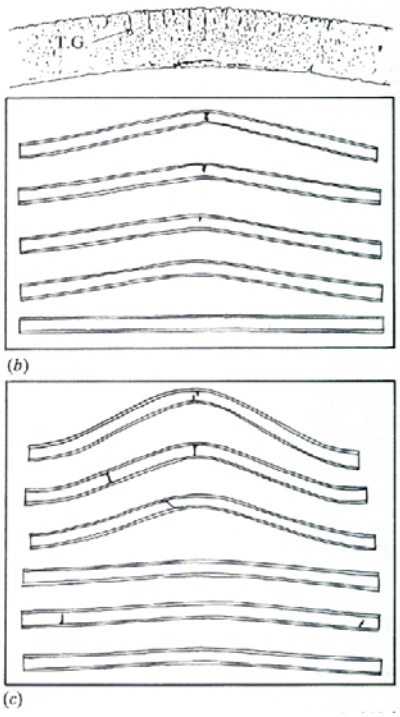


Figure 2.15 : Différentes manifestations du mécanisme de rupture plastique/fragile (plastic/brittle yielding) mises en évidences dans des éprouvettes de roches soumises au flambage sous confinement. (a) fentes de tension dans l'extrados d'un échantillon de grès, (b) étapes de la déformation d'une poutre de grès raccourcie de 0,1 à 1,5% (de bas en haut), (c) étapes de la déformation d'une poutre de calcaire raccourcie de 0,3 à 7,6% (de bas en haut). D'après Handin *et al.*, 1972.

- Quelques résultats issus de la modélisation analogique des plis en flambage

Si les expériences de Handin et al. (1972) décrites dans la figure 2.15 montrent un comportement typiquement cassant des éprouvettes de roches au cours de leur déformation en flambage, la très grande majorité des études expérimentales réalisées pour modéliser les plis en flambage l'ont été en utilisant des matériaux analogues ductiles. Ceci est très probablement lié à l'importance du mécanisme de flambage dans les processus orogéniques et à son omniprésence en tant que mode de déformation dans des domaines de température et de pression où les roches sont ductiles. Ainsi, de nombreux travaux mettant en œuvre des multicouches de plasticine (Cobbold *et al.*, 1971), de gélatine (Blay *et al.*, 1977), et surtout de paraffine ductile ((Ramberg, 1961 Cobbold 1975, Neurath and Smith 1982, Mancktelow 1988, Abassi and Mancktelow 1992) ont été menés. Ils ont en premier lieu confirmé les résultats des travaux théoriques précédents, et en particulier ceux qui mettaient en évidence les effets des rapports d'épaisseurs et des contrastes de viscosités (ou du contraste des modules d'élasticité équivalents) sur les longueurs d'ondes des plis. D'autres paramètres physiques ont été testés. Par exemple, des modèles multicouches de paraffine ductile ont été utilisés par Latham (1983) pour caractériser l'effet de la pression de confinement et l'augmentation de la température sur le style des plis de flambage. La figure 2.16 montre deux exemples de multicouches plissés obtenus sous des températures et des pressions de confinement différentes. Le style des plis obtenus est drastiquement différent pour l'une ou l'autre des configurations expérimentales.

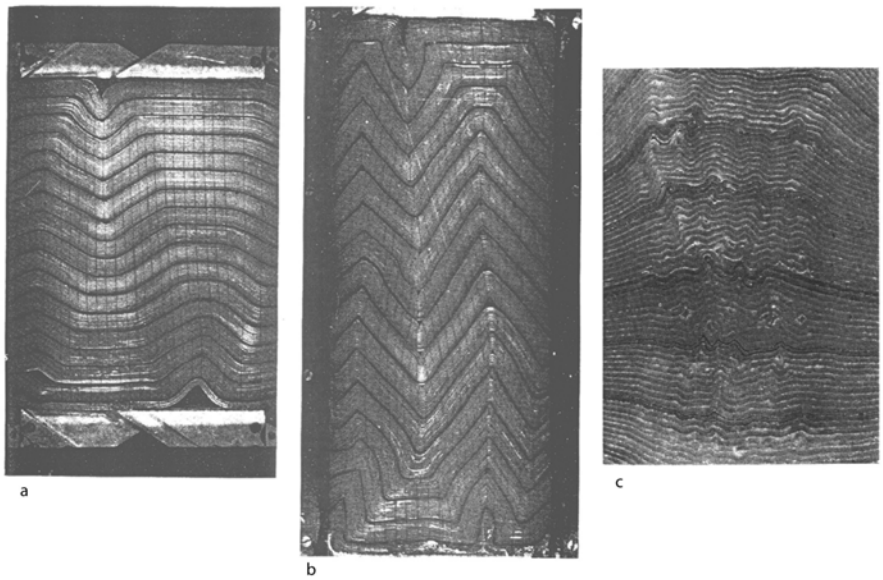


Figure 2.16 : (a) et (b) : étapes de la déformation d'un multicouche de paraffine ductile soumis au raccourcissement sous confinement vertical modéré et à 33°C. (c) Multicouche de paraffine identique au précédent mais déformé sous un confinement vertical supérieur et à 39°C (d'après Latham, 1983). L'effet du confinement et de la température est évident. Les plis formés en (a) et (b) sont peu nombreux, de grande longueur d'onde, de type plis en chevrons et présentent des charnières anguleuses. Les plis obtenus en (c) sont plus nombreux, de faible longueur d'onde, de forme arrondie et sont fortement disharmoniques (voir § 2.2.1).

L'effet de la présence de niveaux de décollement a été aussi abordé par Blay et al. (1977), et par Summers (1979, *in* Price and Cosgrove, 1990). Grâce à l'utilisation de multicouches de gélatine et de paraffine (figure 2.17), ces auteurs ont montré que la présence *d'un niveau de décollement à la base de la formation soumise au raccourcissement favorisait un développement stochastique des plis.* A contrario, l'absence d'un tel niveau favorise le développement en séquence des plis dans les modèles.

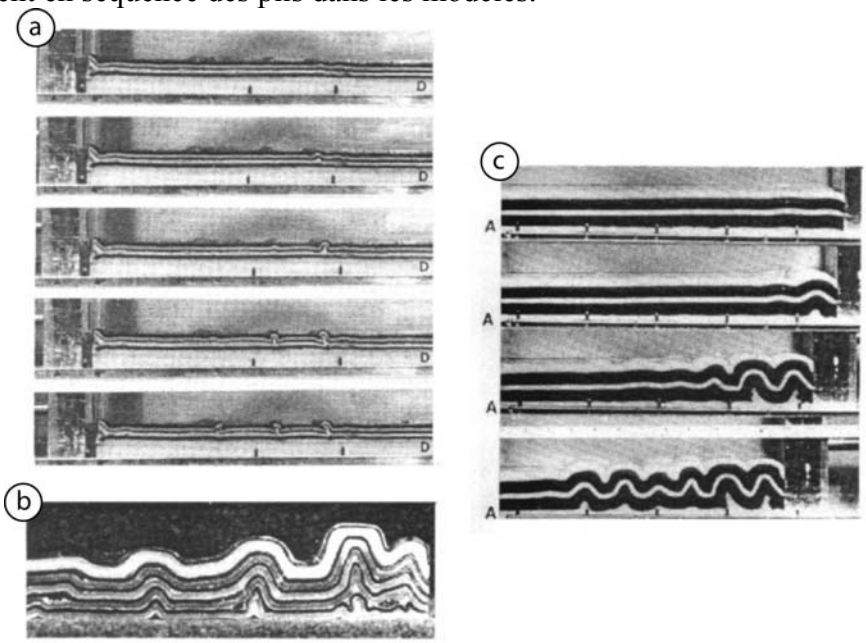


Figure 2.17 : Expériences montrant l'influence de la présence d'un niveau de décollement à la base des unités plissées sur le mode de développement des plis. (a) Développement stochastique des plis dans un multicouche de gélatine à l'aplomb d'un niveau de décollement basal (Blay *et al.*, 1977). (b) Résultat similaire dans un multicouche de paraffine ductile avec un niveau de décollement basal (Summers, 1979). (c) Développement en séquence de plis dans un multicouche de gélatine sans niveau de décollement à la base (Blay *et al.*, 1977).

Si ces travaux de modélisation sont tout à fait convaincants en ce qui concerne les plis formés en profondeur dans des roches dont le comportement mécanique est dominé par la ductilité, ils ne peuvent être généralisés à l'ensemble des plis rencontrés dans la croûte terrestre. En effet, les exemples de terrain étudiés dans cette thèse montrent le plus souvent que le *comportement dominant des roches déformées dans la partie supérieure de la croûte est de type élastique/fragile. Il est donc indispensable de tenir compte des mécanismes de la rupture fragile pour comprendre la formation des plis de flambage lorsqu'ils sont formés au sein de ces niveaux superficiels*.

2.1.3 Conclusion : plis de flambage et plis forcés sont ils *a priori* si différents ?

- *Au niveau de la géométrie :*

Etant donné que les *plis forcés* se forment classiquement à l'aplomb d'une faille, d'un réseau de failles, ou d'un diapir, sous-jacents, leur géométrie se trouve très influencée par la géométrie de la faille en question (voire du diapir sous-jacent, le cas échéant). Les exemples naturels (figure 2.2), et expérimentaux (figure 2.3, 2.4, etc.) cités dans ce chapitre montrent bien que cette origine entraîne l'apparition de plis très asymétriques (géométrie de plis en genoux).
Pour leur part, les *plis de flambage* voient leur géométrie évoluer à partir d'une forme initiale sinusoïdale dont la longueur d'onde est fonction de l'épaisseur de l'unité mécanique rigide plissée et du contraste rhéologique qu'elle présente avec son « encaissant » moins rigide. Les plis de flambage sont donc généralement symétriques au début de leur développement, sauf si les unités plissées contiennent des hétérogénéités mécaniques susceptibles de générer des asymétries (fractures préexistantes, hétérogénéités d'origine sédimentaire, etc.). Par la suite, les plis de flambage peuvent évoluer par *amplification homogène* et garder leur symétrie. Toutefois, très souvent, on assiste à l'apparition de failles inverses dans les flancs de plis dont le rejet induit une asymétrie qui augment progressivement avec l'évolution du serrage. Les différentes coupes des figures 2.9 et 2.10 montrent des exemples variés dont certains sont restés relativement symétriques malgré un fort degré de serrage. D'autres plis montrent par contre une forte tendance à devenir asymétriques : on assiste ainsi à l'apparition de plis déjetés, puis déversés, puis des plis-faille par rupture de flancs.

- *Au niveau de la fracturation :*

Les régimes de contraintes aux limites qui président à la formation de plis forcés ou de plis de flambage peuvent être très différents. En effet, les *plis forcés* à l'aplomb de failles normales de socle (figure 2.1 (a)) ou les anticlinaux de rampe de type *roll-over* (figure 2.1 (b)) se forment dans le cas de régimes régionaux extensifs. Les plis forcés sur faille inverse (figure 2.1 (c) et 2.1 (d)) et les plis en flambage (figure 2.7) s'initient pour leur part dans des régimes régionaux compressifs. On pourrait donc s'attendre à observer la présence de styles de fracturation très contrastés au niveau des différents types de plis qui refléteraient les différents régimes des contraintes régionales qui agissent directement sur le substratum. Dans la réalité des plis forcés, l'état de contrainte local qui contrôle la fracturation des couches résulte de l'interaction complexe entre d'une part des efforts d'origine profonde transmis à travers un milieu multicouche très hétérogène, et la gravité d'autre part (voir § 4.1). La figure 2.18 présente trois bloc diagrammes montrant la distribution des contraintes régionales et locales et la distribution de la fracturation au niveau de plis forcés (figure 2.18 (a) et (b)), et de flambage

(figure 2.18 (c)). Ces trois modèles montrent que, bien que malgré des régimes de contraintes appliqués aux limites et des mécanismes de plissement différents, les distributions des contraintes et des fractures que l'on peut s'attendre à trouver au niveau des charnières de plis restent assez proches. *Dans les trois cas, on note que la fracturation axiale* (voir § 3.1) *est toujours présente et se densifie fortement dans les zones de charnières, en particulier dans les régions d'extrados* (voir § 4.1). *Dans tous les cas encore, des failles inverses et des stylolites peuvent aussi apparaître dans les régions d'intrados*. Par contre, *les fractures transverses n'existent qu'au niveau des cas (b) et (c)*. Ces fractures sont liées à l'effet de la contrainte compressive appliquée lors du raccourcissement. Cette contrainte compressive peut en fait s'exprimer au sein de l'intégralité de la zone plissée pendant les stades précoces du serrage (avant l'initiation de la courbure). Par la suite, la fracturation transverse ne peut plus s'initier dans les zones d'extrados des charnières, en raison du régime d'extension local lié à l'apparition de la courbure.

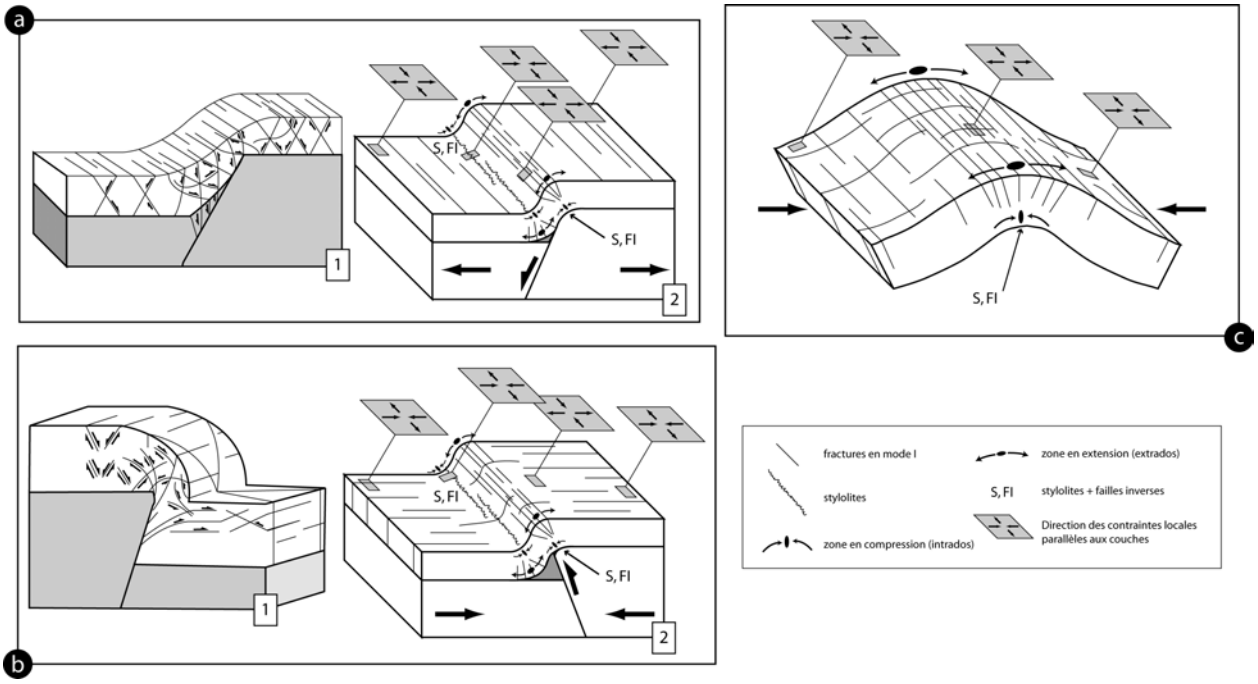


Figure 2.18 : distribution des contraintes locales et de la fracturation associées à trois types de plis différents (dans des monocouches). (a) Cas d'un pli forcé initié à l'aplomb d'une faille normale : (1) distribution de la fracturation cisaillante de grande échelle (failles) d'après Ameen, 1988, (2) distribution de la fracturation de mode I. (b) Cas d'un pli forcé initié à l'aplomb d'une faille inverse : : (1) distribution de la fracturation cisaillante de grande échelle (failles) d'après Ameen, 1988, (2) distribution de la fracturation de mode I. (c) Distribution de la fracturation de mode I dans le cas d'un pli de flambage.

2.2 Unités mécaniques, plis et fractures

2.2.1 Unité mécanique et cohérence du plissement

D'une manière générale, on sait que les plis de flambage formés dans des roches litées (que ce litage soit d'origine sédimentaire où non) peuvent développer des géométries variées (Ramsay & Huber, 1987, Suppe, 1985, Price et Cosgrove, 1994). Ainsi, par exemple, si les séries

présentant des successions régulières de couches à rigidité constante auront tendance à se déformer en formant des plis harmoniques, les séries composées de couches fortement hétérogènes tendront pour leur part à développer de fortes disharmonies (Figure 2.19). Les raisons qui expliquent ces divergences sont essentiellement liées à l'effet des contrastes de viscosité ou de modules élastiques (en fonction du type de rhéologie des matériaux impliqués) existant entre les différentes couches qui composent les piles déformées (Biot, 1961 et 1965, Ramberg, 1961, voir § 2.1.2).

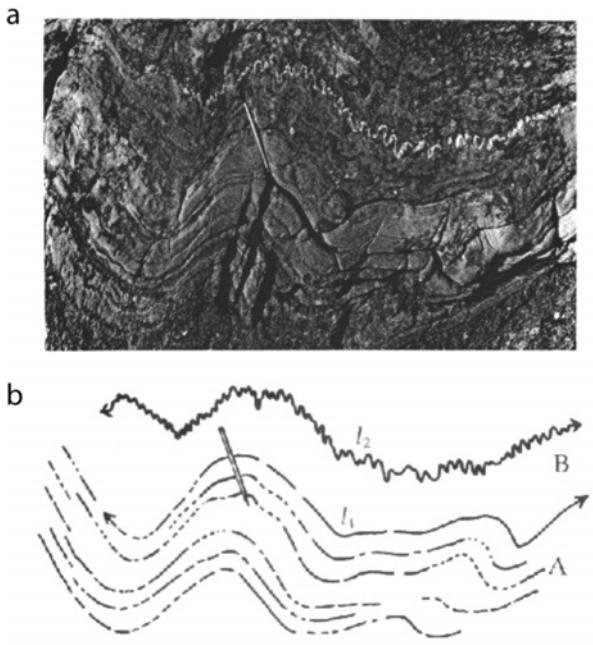


Figure 2.19 : Plissement disharmonique dans des métasédiments hétérogènes (Price & Cosgrove, 1990). (a) Photographie de l'affleurement (le crayon donne l'échelle), (b) calque interprétatif.

Dans le cas étudié dans cette thèse, qui se limite à l'étude des roches sédimentaires, il convient de prendre en compte l'organisation stratigraphique de la pile mise en jeu. Les plis seront dès lors décrits en fonction des *unités mécaniques* qu'ils affectent. *Une unité mécanique pourra dès lors se définir comme une portion de série dans laquelle les plis se développent de manière harmonique et homogène* (figure 2.20). En guise d'exemple, on peut dire que le pli décrit en figure 2.21 (a) affecte une seule unité mécanique. A contrario, l'exemple de la figure 2.21 (b) montre 5 unités mécaniques distinctes qui ont chacune développé une réponse propre à la déformation.

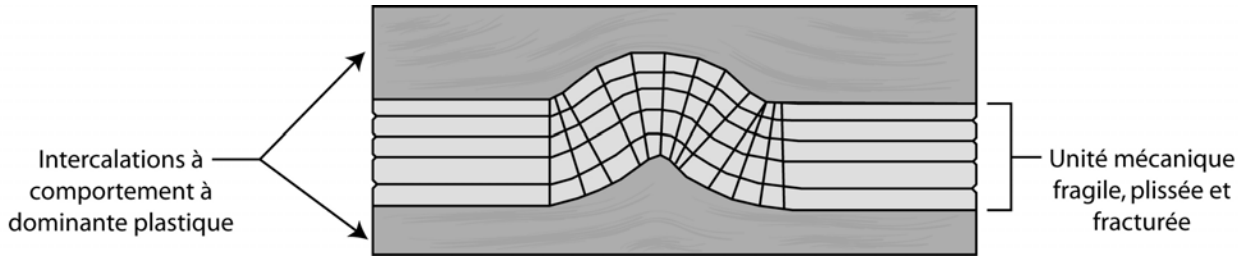


Figure 2.20 : Schéma illustrant la définition d'une unité mécanique. Une unité mécanique (ou *mechanical unit = MU*) correspond à une portion de la pile sédimentaire qui se fracture et se plisse de manière homogène. Les lignes en trait plein qui traversent la totalité de l'unité mécanique sont des zones de fractures localisant des articulations (définies au § 6.2 et au chapitre 7).

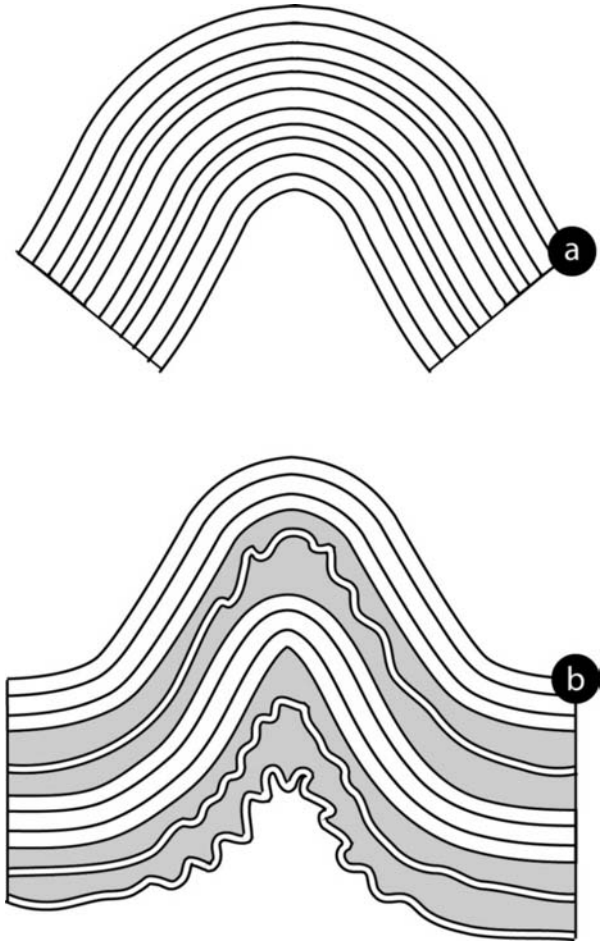


Figure 2.21: Influence de la structure de la pile sédimentaire sur le style du plissement. (a) Pli harmonique, *i.e.*, pli dont le style et la longueur d'onde sont conservés sur la totalité de l'épaisseur d'une pile mécaniquement homogène. Dans ce cas, la pile plissée est formée d'une seule unité mécanique. (b) Pli disharmonique, *i.e.*, pli où les longueurs d'ondes varient au sein d'une pile hétérogène composée de plusieurs unités mécaniques. Ce type de plis apparaît dans les séries présentant de forts contrastes mécaniques (ici, des alternances irrégulières de bancs compétents et incompétents) et qui se comportent comme plusieurs unités mécaniques distinctes. Ici les bancs compétents épais développent un pli caractérisé par une grande longueur d'onde. Les bancs compétents fins, eux, ont développé des plis de petite longueur d'onde (dits « plis parasites », Price & Cosgrove, 1991) et ont ensuite été replissés en suivant la géométrie imposée par l' « armature » formée par les bancs épais plissés.

2.2.2 Typologie des fractures et unités mécaniques

- *unité mécanique définie par les fractures :*

La distribution des fractures au sein des piles sédimentaires, ainsi que leur persistance verticale, sont fortement influencée par l'organisation stratigraphique de ces piles. Du point de vue de la fracturation, *une unité mécanique sera définie par une portion de la pile dont les interfaces supérieures et inférieures limitent la persistance verticale d'un type donné de fractures* (figure 2.22). Une unité mécanique pour un type de fracture donné est habituellement constituée de plusieurs unités imbriquées correspondant à un ou plusieurs bancs (*i.e.*, les unités mécaniques élémentaires). Ces unités imbriquées sont définies par la persistance verticale de fractures qui ne traversent pas l'intégralité de l'unité mécanique. Une pile sédimentaire donnée est composée habituellement de plusieurs unités mécaniques

successives isolées par des interfaces ou des bancs qui agissent comme des barrières vis-à-vis de la fracturation.

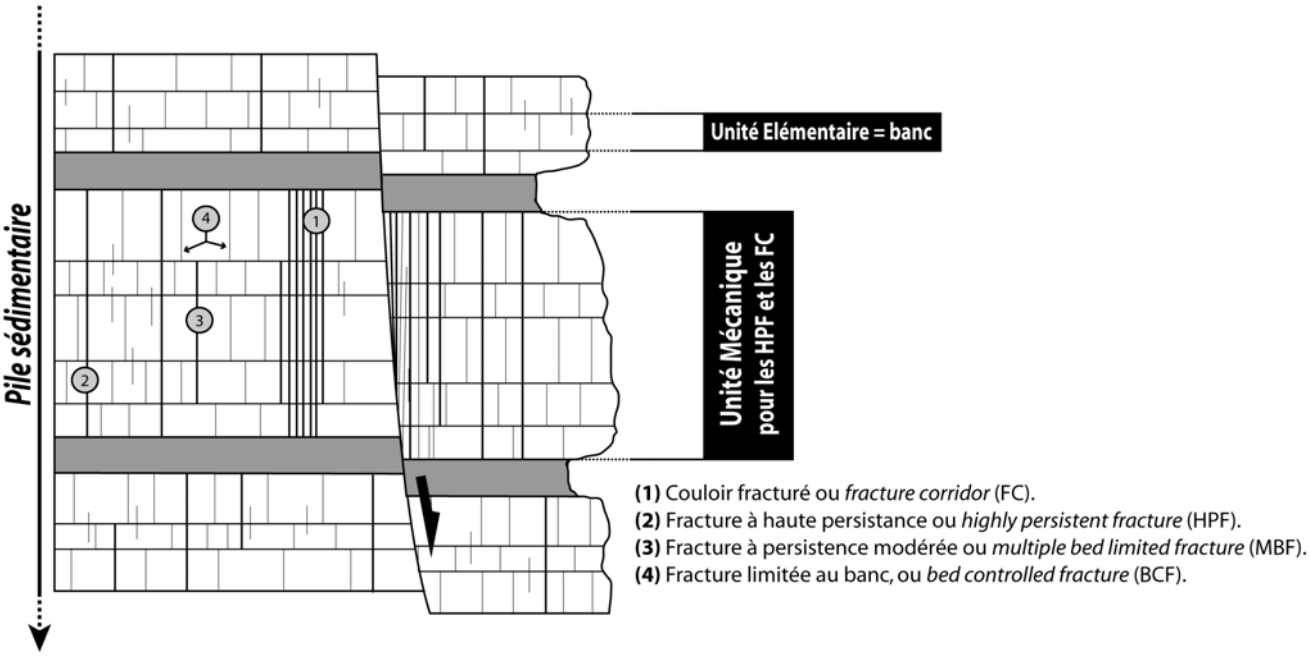


Figure 2.22 : Principaux types de familles de fractures rencontrés à l'affleurement définis en fonction de leur persistance verticale vis-à-vis de l'unité mécanique.

- *Terminologie et origine mécanique des fractures dans les unités mécaniques :*

En dehors de la division classique en familles directionnelles (voir figure 2.25), la description des différents types de fractures a nécessité une terminologie précise. Cette terminologie est basée sur la distribution spatiale (espacement), sur la persistance verticale des différents types observés au niveau d'une unité mécanique, ainsi que sur la distinction entre fractures en ouverture et fractures cisaillantes. La figure 2.22 illustre différents termes désignant ces principaux types de fractures rencontrés sur le terrain. La table 2.1 récapitule les différents types de fractures observés dans la nature. L'échelle de ces différents types de fractures et les unités mécaniques qu'elles affectent sont précisées, ainsi que certaines hypothèses sur leur origine mécanique (lorsqu'elles existent).

- Les couloirs fracturés :

Dans cette terminologie, un *couloir fracturé* (ou *Fracture Corridor = FC*) est défini par *un groupe de diaclases, ou plus rarement de fractures cisaillantes, anormalement dense développé à l'intérieur d'une unité mécanique en général épaisse* (figure 2.22 (1)). *Certains couloirs apparaissent comme une densification de diaclases de type HPF, d'autres étant déterminés par la présence d'hétérogénéités locales telles que failles ou flexures.* Un couloir fracturé peut-être composé d'un nombre plus ou moins élevé de fractures caractérisées elles mêmes par une persistance verticale variable au sein de l'unité mécanique (Connolly, The origins and distribution of fracture corridors in carbonates, *rapport Geofracnet*, Total, Shell, 1999, Petit *et al.*, Fracture Corridor synthesis, *GIRP 2 Final Report*, Total, Shell, 2003). *Toutefois, un couloir fracturé pris dans son ensemble traverse typiquement l'intégralité de l'unité mécanique affectée*. La figure 2.23 montre les 6 types de corridors fracturés rencontrés plus ou moins communément sur le terrain. La figure 2.25 montre deux blocs diagrammes

décrivant les principaux types de corridors fracturés apparaissant en contexte tabulaire et plissé.

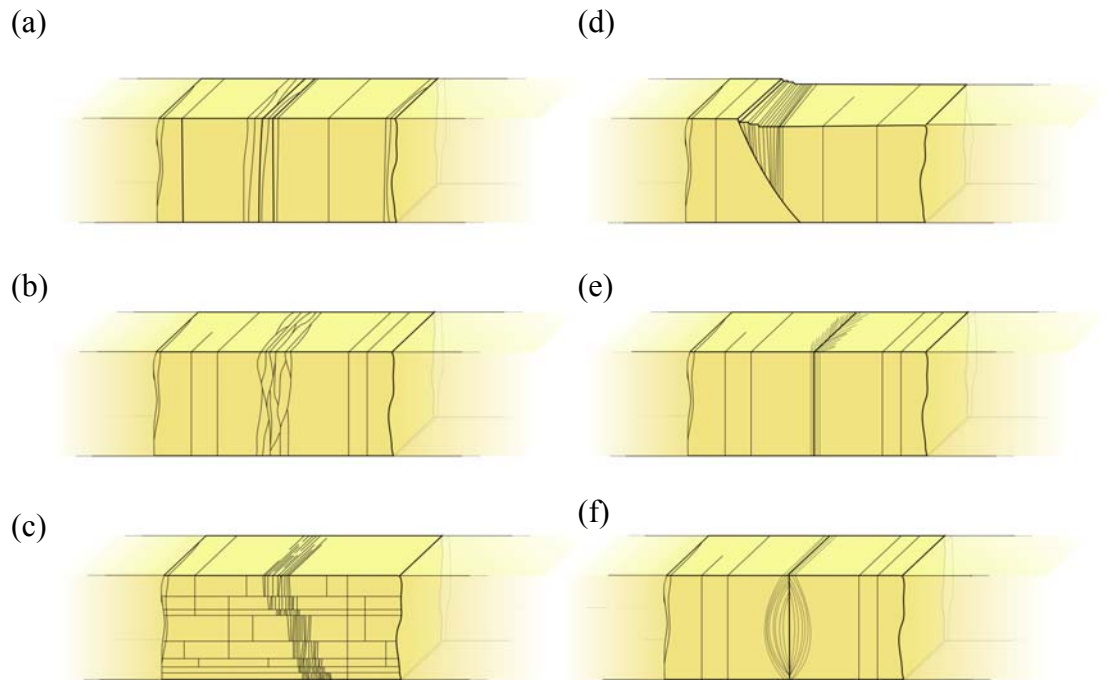


Figure 2.23 : Les différents types de corridors fracturés rencontrés sur le terrain (d'après Connoly, 1999, Fracture Corridors Project year 1 (unpublished report, Total, Shell) et Bazalgette *et al.*, 2000, Fracture Corridors Project year 2 (unpublished report, Total, Shell). (a) Simple persistent FC (SPFC) : le corridor est composé principalement de HPF peu espacées, (b) Internal Anastomosed FC (IAFC) : couloir formé par une concentration de fractures anastomosées (en relation ou non avec une zone de faille, (c) Bed segmented FC (BSFC) : corridor formé de fractures limitées aux bancs (BCF), (d) Clustered branching FC (CBFC) : couloir de fractures en mode I branchées en tête de faille. (e) Fanning FC (FFC) : couloir de fractures divergeant à partir d'une fracture principale centrale. (f) Arcuate Halo FC (AHFC) : corridor formé d'un fuseau de fractures de mode I dont les extrémités convergent vers une fracture principale centrale. Les types (a), (b), (c) et (d) sont fréquemment rencontrés sur le terrain. Les types (e) et (f) sont, pour leur part, beaucoup plus anecdotiques.

- Les fractures à haute persistance verticale :

Une *fracture à haute persistance verticale* (ou *Highly Persistent Fracture = HPF*) est *une fracture de mode I, pouvant être isolée ou faire partie d'un couloir fracturé, traversant typiquement l'intégralité d'une unité mécanique donnée* (figure 2.22 (2)). La persistance verticale d'une telle fracture sera donc égale à l'épaisseur totale de l'unité mécanique affectée.

- Notion de fracture à persistance modérée :

Une *fracture à persistance modérée* (ou *Multiple Bed limited Fracture = MBF*) est une fracture de mode I définie par le fait *qu'elle traverse une partie de l'unité mécanique composée de plusieurs bancs* (figure 2.22 (3)). Le nombre de bancs affectés par une *MBF* sera *strictement supérieur à 1*. Dans le cas contraire on parlera de *fracture limitée au banc*.

- Notion de fracture limitée au banc et de fracture de fond :

Une *fracture limitée au banc* (ou *Bed Controlled Fracture = BCF*) est une fracture de mode I définie par sa persistance verticale qui sera *limitée par l'épaisseur d'une unique unité élémentaire* (*i.e.,* un seul banc) (figure 2.22 (4)).
Les fractures de fond, ou background fractures (*i.e., les fractures les plus précoces, qui peuvent ne pas être liées aux stades de déformation majeurs ultérieurs*) que l'on observe au niveau des unités mécaniques fracturées sont le plus souvent constituées de fractures limitées au banc.

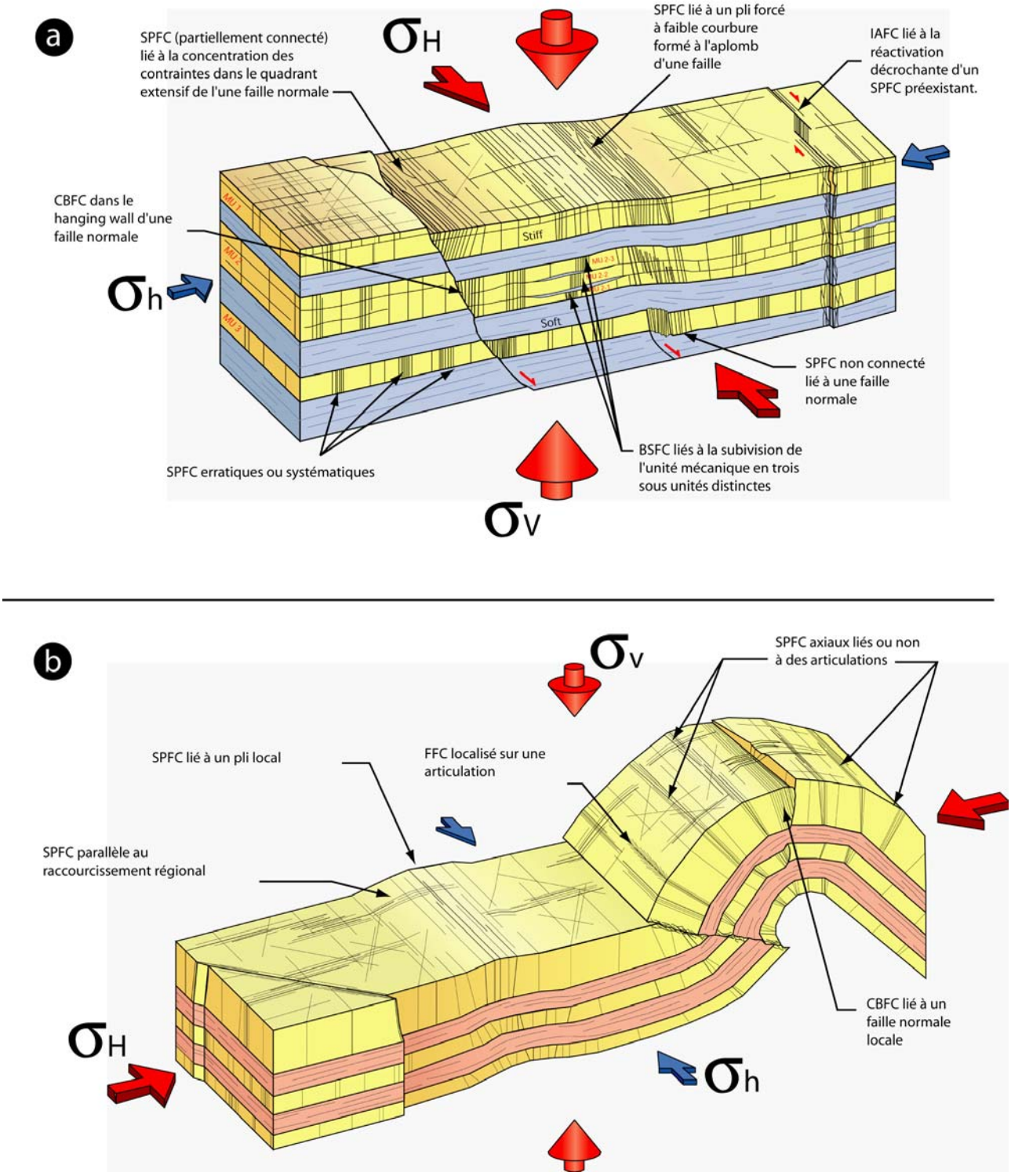


Figure 2.24 : Les principaux types de corridors fracturés, leur localisation et leur origine mécanique au niveau d'unités mécaniques tabulaires ou sub tabulaires (a) et plissées (b).

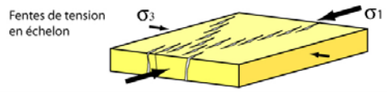
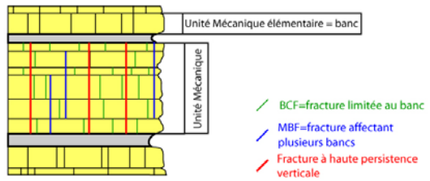
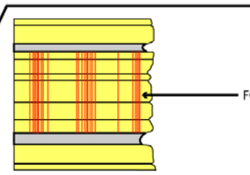
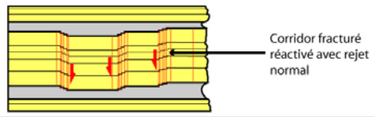
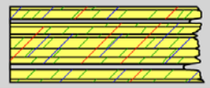
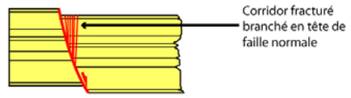
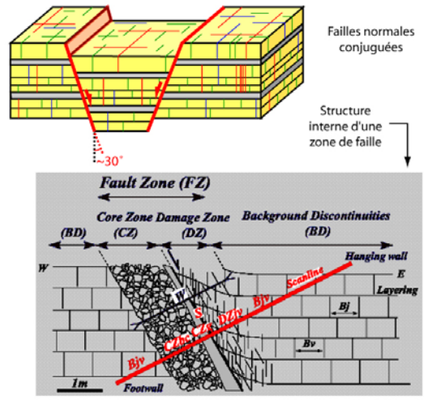
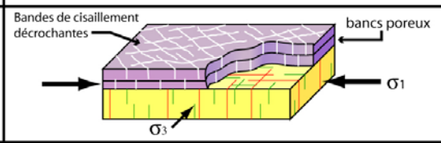
		Type	Unité Mécanique (échelle)	Origine mécanique	Référence	Illustration
Mode I		Fentes	Banc (cm à dm)	Localisation de la déformation en mode I sous forte contrainte différentielle (failles potentielles)	Cortes, 2000	
Mode I	Diaclases	BCF (Constituant essentiel de la fracturation de fond)	Banc (cm à dm)	Propagation souvent assistée par moteurs internes : - Extension régionale - Fracturation hydraulique - Contraintes résiduelles en traction dans les multicouches, dues aux contrastes élastiques, thermoélastiques, etc. - Déchargement pendant l'exhumation - Traction induite en compression Orientation assurée par les contraintes aux limites ou locales	Engelder, 1993 Rives, 1992 de Joussineau, 2003	
Mode I	Diaclases	MBF	Plusieurs bancs plus ou moins couplés (dm à m)			
Mode I	Diaclases	HPF	Unité mécanique (m à n*100m)			
Mode I		FC (simple persistent)	Unité mécanique (m à n*100m)	Localisation de zones en traction au voisinage de HPF pré-existantes, dans des milieux sollicités en compression biaxiale ou en compression/extension	de Joussineau, 2003	
Mode I		Failles sur FC	Unité mécanique (m à n*100m)	Même mécanisme que pour les HPF + rôle des instabilités constitutives du matériau à l'echelle de l'unité mécanique entraînant l'initiation simultanée de fractures multiples	Rapport Geo-FracNet GIRP 2, 2003	
Cisaillement		"Joints" obliques *(clinoclives)*	Banc (cm à dm) à unité mécanique (m à n*100m)	Mode I dévié par glissement banc/banc Fractures transitionnelles mode I / mode II		
Cisaillement		FC sur failles	Toutes échelles	Réactivation cisaillante de fractures accompagnée de néorupture dans le quadrant extensif	Rapport Geo-FracNet GIRP 2, 2003	
Cisaillement		Failles	Toutes échelles	Failles andersoniennes : failles de néorupture répondant au critère de rupture de Mohr-Colomb et admettant la contrainte verticale comme une des contraintes principales		
Cisaillement		Bandes de cisaillement	Limitées aux unités mécaniques poreuses	Localisation par formation de cataclase	Antonellini *et al.*, 1994	

Table 2.1 : Tableau récapitulatif des différents types de fractures observées dans la nature, relations avec les unités mécaniques et origines mécaniques.

2.2.3 Vocabulaire des relations directionnelles plissement/fracturation

Classiquement, les relations géométriques entre les plis et les réseaux de fractures rencontrés sur les exemples de terrain sont décrites par la caractérisation de *l'angle existant entre l'azimut de ces fractures et celui de l'axe des plis*. La figure 2.25 montre une image simplifiée de ces relations et du vocabulaire utilisé dans les chapitres qui suivent.

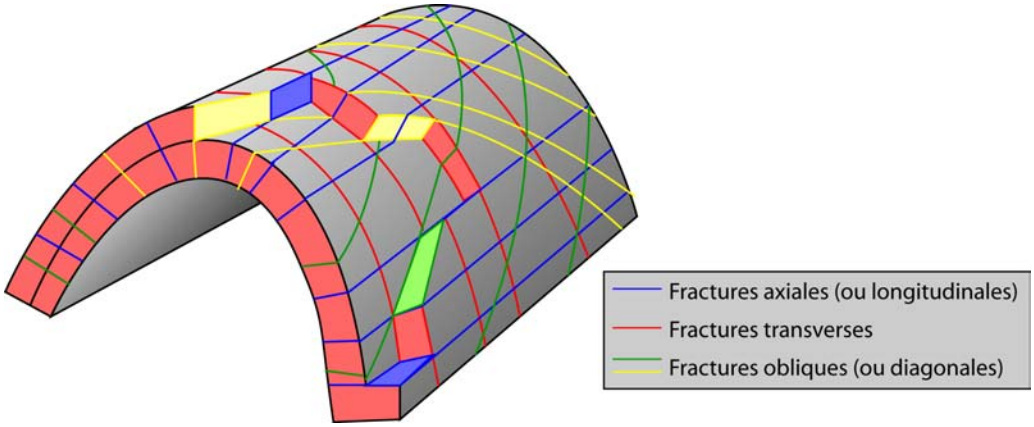


Figure 2.25 : Illustration schématique de la terminologie utilisée classiquement pour décrire les relations directionnelles entre fractures et plis (modifié d'après Ramsay & Huber, 1987). Les fractures *axiales* (ou *longitudinales*) sont parallèles à l'axe du pli, les fractures *transverses* sont orthogonales à cet axe et les fractures *obliques* (ou *diagonales*) font un angle fort avec cet axe.

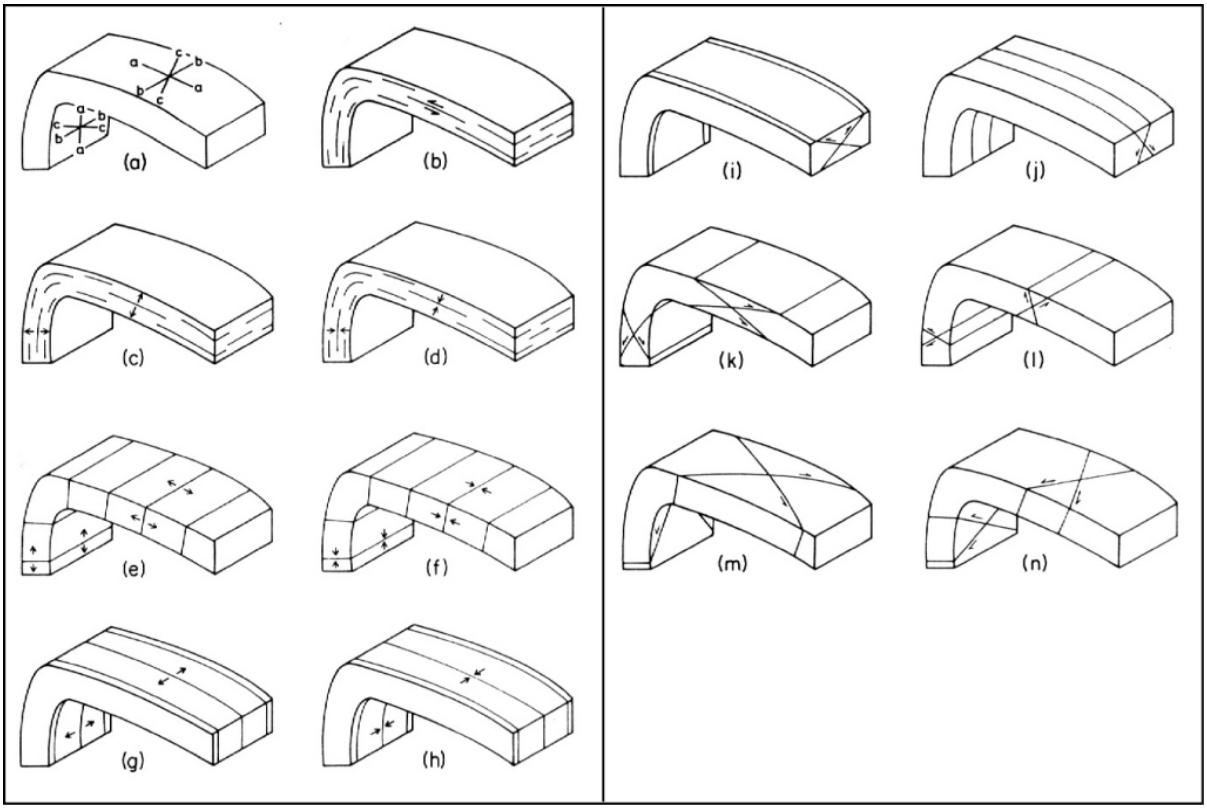


Figure 2.26 : Classification de la fracturation associée aux plis, d'après Hancock (1985). Cette classification repose à la fois sur des critères directionnels et sur le type de fracture (en mode I ou en cisaillement). Ici, toutes les fractures sont supposées syn-plissement.

D'autres classifications ont été proposées dont celle de Hancock (1985, figure 2.26). L'auteur y propose de distinguer différents types de fractures en fonction de critères directionnels (azimut des fractures par rapport à la direction de l'axe des plis et angle par rapport au pendage des couches) et sur le type des fractures (mode I ou cisaillement).
A l'examen de cette classification, on note tout d'abord que toutes ces fractures sont susceptibles d'être retrouvées sur le terrain. Toutefois, les symétries parfaites des fractures représentées par rapport à l'axe du pli sont extrêmement rares. D'autre part, cette classification est basée sur le postulat que toutes les fractures qu'elle prend en compte sont co-génétiques du plissement. Or, nous verrons dans les chapitres suivants que les fractures héritées de stades de déformation antérieurs au plissement ont un rôle majeur sur la structuration des plis. De plus, cette hypothèse de fracturation syn-pli implique des origines cisaillantes (voir cas (m)) pour certaines populations de fractures. Nous verrons que cette origine n'est effectivement vérifiée que dans des cas très rares de plis formés dans des unités mécaniques à lithologie très particulière (formations poreuses). Enfin, la complexité de cette classification (elle définit 14 catégories différentes de fractures) la rend peu aisée à appliquer dans l'étude de nombreux cas naturels.

3 Faits de terrain sur les relations entre plissement et fracturation : état des connaissances

3.1 Synthèse des travaux antérieurs

Une grande partie des études ayant porté sur la distribution des fractures au niveau des plis a été menée sur la base de plis d'échelle comparable à celle des réservoirs plissés/fracturés (Laubach, 1988, Ohlmacher & Aydin, 1995) ou qui correspondaient à de réels analogues de ce type de réservoir (Engelder & Peacock, 2001, Silliphant et Engelder, 2002). La table 2.1 donne les résultats d'une brève synthèse bibliographique récapitulant les différentes familles de fractures relevées dans le cadre d' études de terrain menées au niveau de plis développés dans des formations sédimentaires données déformées dans des contextes tectoniques variés.

Auteurs	*Localisation géographique*	*Contexte structural (mode de sollicitation)*	*Familles de joints observées*	*Remarques*
Arlegui-Crespo & Simon-Gomez (1993)	Bassin de l'Ebre (Espagne)	Zone sub-tabulaire (serrage sans plissement)	- 2 familles sub-orthogonales (parallèles et orthogonales au serrage)	Exemple de fractures formées sans contribution du plissement (peuvent être comparées à des familles pré-plissement)
Bahat (1988)	Beer Sheva (Israël)	Carbonates légèrement plissés (flambage dominant)	- 2 familles sub-orthogonales (transverse et axiale)	
Craddock & Relle (2003)	Derby Dome anticline, Wind River Basin, Wyoming (USA)	Pli sur chevauchement (flambage dominant)	- 2 familles sub-orthogonales (transverse et axiale)	
Donzeau (1971)	Montagne de l'Ougarta (Algérie)	Pli sur décollement (flambage dominant)	- 2 familles sub-orthogonales (transverse et axiale)	
Hennings *et al.* (2000)	Oil Mountain Anticline, Wyoming (USA)	Pli sur chevauchement (flambage dominant)	- 2 familles sub-orthogonales (transverse et axiale) 1 famille oblique (sporadique)	
Lamarche *et al.* (1998)	Région du Boulonnais (France)	Pli sur décollement (flambage dominant)	- 1 famille axiale - 1 famille sub-transverse (rare) - 1 famille oblique (très rare)	Seules les structures de grande échelle (décamétriques) ont été étudiées

Laubach (1988)	Palmerton Sandstone, Pennsylvania, Appalachians (USA)	Pli sur chevauchement (flambage dominant)	- 2 familles sub-orthogonales (transverse et axiale) -2 familles d'obliques conjuguées et anastomosées (limitées à certaines formations)	La famille oblique est probablement composée de bandes de déformation (cataclase) limitées aux formations de grès poreux
Ohlmacher & Aydin (1995)	Bays Mountain, Holson Mountain, Appalachians (USA)	Plis sur chevauchements (flambage dominant)	-1 famille de fentes liées au glissement banc sur banc -Nombreux sets d'obliques lies à des stades de deformation clairement pré-plissement et post-plissement	Histoire tectonique complexe. Majeure partie de la déformation en domaine profond
Rawnsley *et al.* (1998)	Bristol Channel (United Kingdom)	Plis passifs précoces liés à l'activité de failles listriques sous-jacentes. Reprise en serrage tardive pendant la compression alpine (fléchissement dominant)	- axiales dominantes *Variations directionnelles locales à proximité de failles préexistantes*	Montre l'influence des structures préexistantes sur la fracturation syn-plissement
Silliphant & Engelder (2001)	Split Mountain Anticline, Utah (USA)	Plissement lié à l'inversion tectonique de failles normales du socle (mixte : flambage + fléchissement)	-1 famille d'obliques dominante, clairement pré-plissement	Cas exceptionnel ou la quasi-totalité des fractures est héritée
Srivastava & Engelder (1990)	Nittany Mountain anticlinorium (USA)	Pli sur chevauchement (flambage dominant)	-fentes liées au glissement banc sur banc - 2 familles de fentes sub-orthogonales (transverse et axiale)	Haute pression et haute température : limite entre comportement fragile et ductile
Stearns (1964)	Teton anticline, Montana (USA)	Pli sur décollement (flambage dominant)	5 familles principales de fractures *(voir modèle décrit en § 2.2.3)*	

Zhao & Jacobi (1997)	Northern Appalachian Plateau (USA)	Plis sur décollements / chevauchements (flambage dominant)	-Famille transverse dominante avec fluctuations directionnelles suivant les rotations de σ_1 survenues pendant le plissement	
Rives & al. (1992)	Bristol Channel (United Kingdom)	Plis passifs précoces liés à l'activité de failles listriques sous-jacentes. (fléchissement dominant) Reprise en serrage tardive pendant la compression alpine	Axiales dominantes avec variations directionnelles	Fluctuations directionnelles des axiales superposées à une rotation de l'axe du pli
Ouanaïmi (2004)	Haut Atlas et Anti-Atlas (Maroc)	Plis sur décollements et sur chevauchements	- Axiales et transverses toujours présentes. - Plusieurs familles de joints obliques qui apparaissent et se densifient dans les charnières et dans les niveaux les plus profonds	Influence de la profondeur et du taux de courbure sur l'activation des directions obliques

Table 2.1 : Synthèse bibliographique compilant les résultats d'études de terrain portant, entre autres, sur la distribution des réseaux de fractures au sein de zones plissées.

3.2 Règles et tendances concernant la distribution des fractures dans les plis

Cette synthèse bibliographique permet d'extraire certaines règles et tendances générales concernant le développement et la distribution des fractures au sein des unités plissées. Ces règles et tendances sont les suivantes :

- Le message principal qui ressort de cette liste d'exemples est la prédominance des exemples de plis où la fracturation dominante se résume aux deux familles directionnelles orthogonales axiales et transverses. Les deux familles sont généralement présentes dans le cas de plis en flambage. Les plis en fléchissement passif (plis forcés) ne sont souvent affectés que par la direction axiale.

- En fonction des exemples ces fractures axiales et transverses peuvent être ou non accompagnées d'une ou deux familles d'obliques (rarement plus). La fracturation associée aux plis se résume très rarement aux obliques.

- Dans les rares cas où la fracturation associée aux plis se résume aux obliques (et à l'exception du cas de Palmerton Sandstone, ces fractures présentent des évidences de réactivation cisaillante syn-plissement (Ohlmacher & Aydin, 1995, Silliphant & Engelder, 2001).

- Un premier cas particulier est celui étudié par Ouanaïmi (2004) où l'apparition des obliques est liée à la courbure et à l'intensité de la charge verticale dans les charnières de plis. En effet les exemples étudiés dans les plis de l'Atlas et de l'Anti-Atlas marocains montrent que si les familles axiales et transverses sont omniprésentes, des obliques apparaissent localement dans les zones à forte courbure et se densifient dans les régions où la déformation s'est produite à la plus forte profondeur. Ce cas est détaillé dans le § 5.4.

- Enfin, un dernier cas particulier est celui de la fracturation de l'anticlinal de Palmerton Sandstone (Laubach, 1988). Ici, les obliques sont clairement syn-pli et sont des types particuliers de fractures initiées en cisaillement (bandes de déformation) dans des couches à lithologie à forte porosité et à forte teneur clastique.

3.3 Interprétations et commentaires

La prédominance des directions axiales et transverses observées au sein des plis en flambage est compatible avec une origine syn-plissement de ces fractures. Les transverses peuvent alors s'être développées parallèlement à la direction de s1 pendant le raccourcissement et les axiales résulter de la mise en place de régimes extensifs locaux dus à l'apparition de la courbure (voir § 4.1 et 5.2).

Les cas d'obliques montrant des évidences de réactivation cisaillante syn-plissement impliquent une origine au serrage syn-plissement pour ces fractures. La prise en compte de la déformation précoce est donc extrêmement importante lorsque l'on étudie la fracturation associée aux plis. On remarque de plus que la fracturation héritée réactivée syn-plissement est généralement composée de fractures en mode I (diaclases, fentes, couloirs fracturés) et que le cisaillement est purement issu du stade de réactivation.

Les rares cas de fracturation oblique cisaillante syn-plissement affectant des unités mécaniques caractérisées par leur forte porosité et par leur forte teneur en grains constituent le mode de déformation élémentaire dans ces formations. Ce mode de déformation peut caractériser des matériaux généralement incompatibles avec la formation de fractures de mode I. Ceci peut expliquer que dans les cas où l'on observe des bandes de cisaillement obliques, conjuguées au serrage syn-pli, ces dernières sont les uniques expressions de la fracturation.

Enfin, l'exemple des plis de l'Anti-Atlas marocain décrit par Ouanaïmi (2004) montre que dans certains cas, l'apparition des fractures obliques est influencée par certains paramètres. Ces paramètres sont l'intensité de la courbure des couches ou celle de la charge lithostatique (puisque les obliques apparaissent préférentiellement dans les zones profondes et dans les zones de charnières de plis). Une hypothèse sur le rôle de ces deux paramètres sur l'activation (en ouverture) de directions préexistantes latentes (fabriques précoces par stylolitisation ou autre) est exposée dans le § 5.4.

4 Les modèles interprétatifs des relations entre plissement et fracturation : état des connaissances

4.1 Le concept de flexure élastique et modèles dérivés

- *Modèle de flexure d'une poutre élastique :*

Le concept le plus répandu sur lequel repose l'étude de la distribution des fractures dans les zones plissées, est celui dit « *des intrados et des extrados* ». Ce modèle, basé sur l'analyse de la déformation dans une poutre (monocouche) élastique flexurée (en fléchissement ou en flambage), vise à décrire la distribution des contraintes (figure 4.1 (a) et (b)) dans le volume défini par une charnière de pli (Keunen and de Sitter, 1938, Ramberg, 1964).

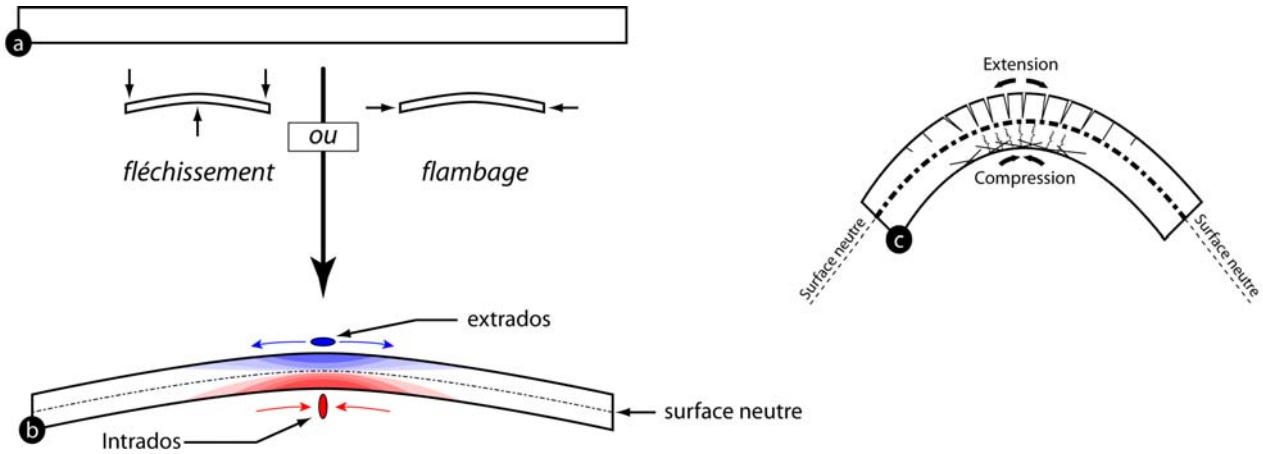


Figure 4.1 : Le modèle *d'intrados / extrados* (d'après Ramberg, 1964). (a) Stade initial : poutre non déformée. (b) Distribution des contraintes locales en compression et en extension dans la charnière formée par la poutre élastique flexurée après sollicitation en fléchissement ou en flambage (d'après Keunen & de Sitter, 1938). (c) Distribution de la fracturation (stade de rupture fragile post-élastique, voir figure 2.10) apparue dans une couche courbée. On distingue deux zones : l'*intrados*, soumis à une compression locale où se développent stylolites et/ou failles inverses et l'*extrados*, soumis à une extension locale où se développent des fractures en mode I et éventuellement des failles normales. La frontière virtuelle qui sépare ces deux compartiments est appelée *surface neutre*. Le long de cette surface, la contrainte locale liée à la courbure est nulle.

Il définit deux compartiments au sein d'une couche élastique flexurée (figure 4.1) dans les charnières desquelles se développe un champ de contraintes local lié à la courbure. Ce stade de flexuration élastique est suivi, dans le cas des matériaux élastiques/fragiles par un stade de fracturation qui se manifeste différemment en fonction du compartiment de la charnière envisagé.

→ Dans l'*intrados* (soumis à un régime de contraintes locales en compression parallèles au raccourcissement régional) situé dans la partie interne de la charnière, on peut s'attendre à trouver des réseaux de stylolites et des failles inverses perpendiculaires à la direction de raccourcissement responsable du plissement.

→ Dans l'*extrados* (soumis à un régime de contraintes locales en extension parallèles au raccourcissement régional) situé dans la partie externe de la charnière on pourra assister à la formation de fractures en mode I et de failles normales orthogonales à la direction du raccourcissement régional.

Ces deux compartiments sont séparés par une frontière virtuelle où la contrainte locale liée à la courbure de la couche est nulle : la *surface neutre*.
Des cas naturels montrent des unités mécaniques plissées présentant la distribution de la déformation décrite dans le modèle des intrados/extrados. Toutefois, de très nombreux exemples sont en désaccord avec ce modèle. En particulier, nous le verrons, de très nombreux cas montrent que des fractures axiales de mode I peuvent se former dans les zones d'intrados (figure 4. 3). Ceci implique que les zones internes des plis sont susceptibles d'être affectées par un régime local extensif alors que le modèle y prévoit un régime local compressif.

Figure 4.3 : Anticlinal des gorges du Coulazou (Pli de Montpellier, Languedoc, France). On note la présence de fractures de mode I au sein de la totalité de l'unité mécanique plissée, ce qui est en désaccord avec le modèle des intrados/extrados pour lequel la zone interne de la charnière devrait être en compression. Cet exemple sera décrit plus précisément au chapitre 7.

- *Modèle historique de Stearns*

Parmi les modèles ambitionnant de prédire la distribution des fractures au sein d'unités plissées, le plus connu et probablement encore le plus utilisé est celui de Stearns (1964 & 1972). Il est globalement en accord avec le modèle d'intrados/extrados décrit plus haut pour les monocouches élastiques et se base sur l'étude détaillée des réseaux de fractures présents au niveau d'un exemple naturel de pli de flambage considéré comme un exemple type de pli fracturé : le Teton Anticline (Montana, U. S. A.). Les postulats de base du modèle de Stearns sont (1) toutes les fractures observées à l'affleurement sont *syn-plissement*, (2) toute fracture oblique à la direction principale de serrage s'est *initiée et propagée en cisaillement* et (3), la distribution des contraintes locales respecte celle établie pour la *poutre élastique monocouche* (alors que le modèle est issus de l'étude d'un exemple typiquement multicouche).
Dans ce modèle, fractures de mode I et fractures à jeu cisaillant ont été réparties en cinq groupes génétiques différents (figure 2.12). Cette classification ne se base plus sur des considérations purement directionnelles (comme c'était les cas dans le modèle de Ramsay & Huber, 1987, au § 3.1), mais sur des critères d'origine mécanique. Ainsi, dans le modèle de Stearns, des fractures d'azimuts et de nature (fractures en mode I, fractures cisaillantes) différents pourront être classées dans le même groupe.

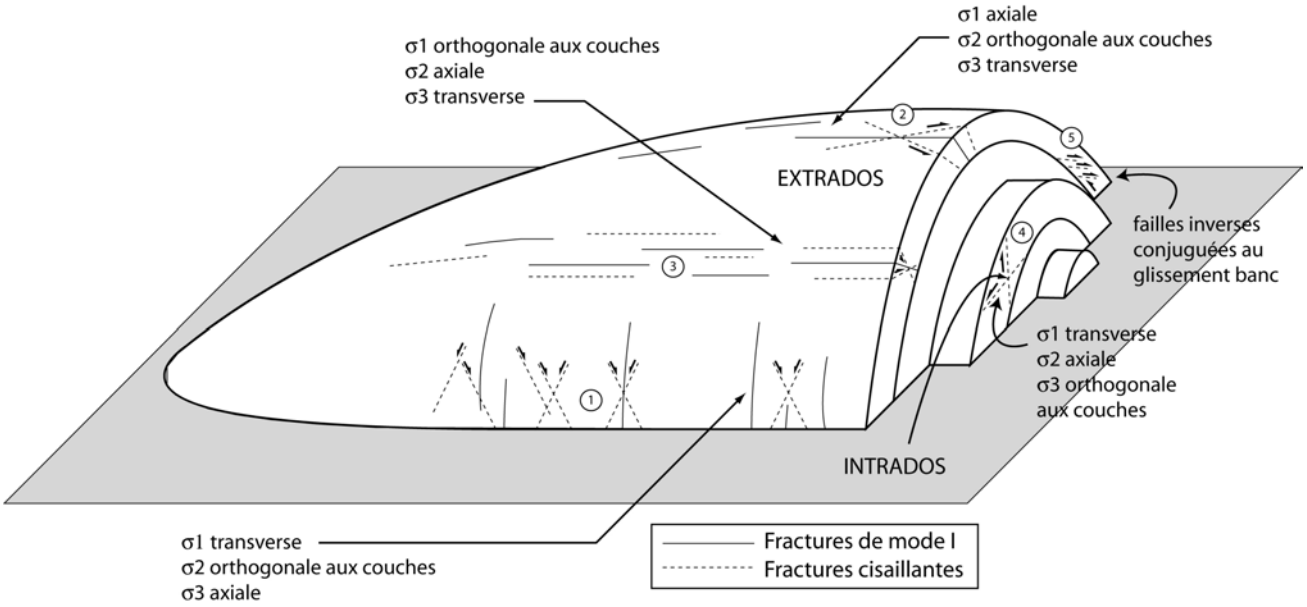


Figure 4.4 : Modèle classique de distribution des fractures au sein d'un anticlinal idéalisé inspiré du Teton Anticline, Montana, U. S. A. (d'après Stearns, 1964, et Stearns & Friedman, 1972).

Les groupes (1) et (2) sont supposés être les plus importants, de par leur large distribution et leur échelle.

→ Le groupe (1) est décrit comme le plus développé et est observé depuis l'échelle microscopique jusqu'à celle de la photographie aérienne. Ces fractures sont interprétées comme l'expression de la déformation résultant d'un champ de contraintes caractérisé par σ_1 orthogonale à l'axe du pli, σ_2 orthogonale aux couches et σ_3 parallèle à l'axe du pli.

→ Le groupe (2) est composé de fractures d'échelle plus réduite que les précédentes. Leur extension latérale varie de quelques centimètres à quelques décamètres. Elles sont supposées s'être initiées et propagées sous un champ de contraintes caractérisé par σ_1 parallèle à l'axe du pli, σ_2 orthogonale aux couches et σ_3 orthogonale à l'axe du pli. Ce réseau est interprété par l'auteur comme résultant du fluage cataclastique à grande échelle de la séquence prise dans son ensemble (Stearns, 1964, Stearns & Friedman, 1972).

→ Le groupe (3) est constitué de fractures axiales et de failles normales conjuguées de même direction. Ces fractures sont considérées comme l'expression de l'extension localisée dans la zone d'extrados (voir figure 4.1).

→ Le groupe (4) est principalement composé de failles inverses localisées dans les couches internes de l'unité mécanique plissée. Elles sont considérées comme résultant du régime compressif local en zone d'intrados (avec $\sigma_{1\ local}$ parallèle au raccourcissement régional).

→ Le groupe (5) se rencontre à proximité des interfaces entre deux bancs où le glissement banc sur banc a été possible. Il est composé de failles normales conjuguées aux interfaces sédimentaires sur lesquelles le glissement se produit.

Ce modèle s'avère relativement séduisant car il explique la localisation des différentes familles de fractures en fonction des régimes de contraintes locaux inhérents à une localisation donnée au sein du pli. Ces régimes de contraintes locaux sont influencés par le champ des contraintes régionales imposées au système, par le degré de courbure local, par la position au sein de l'unité mécanique plissée (en intrados ou en extrados) ainsi que par la capacité de cette unité à développer du glissement banc sur banc.
Toutefois, la comparaison entre les distributions prédites par Stearns et celles étudiées dans la littérature (§ 2.2.1) montre des divergences assez importantes. En effet, si les joints et certaines des failles normales du groupe (1) ainsi que les joints du groupe (3) peuvent respectivement correspondre aux axiales et aux transverses classiquement décrites, les fractures cisaillantes décrites par Stearns (1964) dans les divers groupes sont très loin d'être fréquemment observées. Le seul exemple montrant de réelles fractures cisaillantes au sein de plis (clairement interprétables en tant que telles) est donné par Laubach (1988). Il montre qu'elles affectent seulement des unités mécaniques à lithologie très particulière (grès poreux). De plus, ce modèle ne tient pas compte des épisodes de déformation antérieurs au plissement. En effet, nous avons vu qu'il admettait comme postulat de base que les fractures observées étaient toutes liées au plissement, ou au régime de serrage qui est à l'origine de son initiation. Or, la pré-fracturation d'une unité mécanique peut avoir une influence déterminante sur le style de plis développé à posteriori ainsi que sur la formation des familles de fractures associées (Silliphant & Engelder, 2001). Ainsi, concernant l'exemple du Teton Anticline, il semblerait que les fractures dites cisaillantes (obliques du groupe (1), en particulier) puissent être interprétées comme des objets issus de la réactivation de fractures de mode I transverses, plus ou moins échelonnées (voir § 5.4), héritées de stades de déformation antérieurs au plissement ou précoces dans l'histoire de celui-ci (J.-P. Petit, communication personnelle).

4.2 Apport des modélisations

4.2.1 Interprétation des fractures orthogonales et interactives « en éventail » par des modèles de fléchissement et de flambage dans les vernis craquelants

A notre connaissance, les seuls travaux faisant appel au couplage entre expérimentation physique et le travail de terrain dans le cadre des relations entre plis et réseaux fracturés sont ceux menés par Rives (1992).
Le protocole expérimental mis en œuvre était basé sur l'utilisation d'éprouvettes bicouches composées d'un support de PVC sur lequel était étalée une couche de vernis craquelant (figure 4.5 (a)). Les réseaux de fractures obtenus grâce à l'utilisation de tels échantillons présentaient une très forte analogie avec ceux développés naturellement dans les roches, notamment dans le cas où les éprouvettes étaient soumises à des flexures plus ou moins accentuées.

Les principaux résultats obtenus grâce à ce protocole montrent :

(1) une confirmation de l'idée que *la propagation des diaclases se fait en mode I (mode d'ouverture)*. Toutefois, des variations locales du champ de contraintes peuvent entraîner la remobilisation cisaillante de fractures initiées en mode I (Rives et Petit, 1990).
(2) *l'influence des régimes en chargement/déchargement sur l'apparition de réseaux de fractures orthogonaux* (Rives et Petit, 1990) : la famille axiale apparaît lors du

chargement (correspondant au fléchissement élastique du modèle) et la famille transverse, plus tardivement, lors du déchargement (qui correspond au retour du modèle à sa position initiale). Dans ces expériences, le retard observé avec lequel apparaissent les fractures par rapport à la sollicitation serait une manifestation possible d'une composante visqueuse de la déformation.

(3) le plissement de surfaces initialement gauches ou susceptibles de se gauchir pendant le chargement (correspondant à un plissement de type non cylindrique par rotation progressive de l'axe des plis, voir figure 4.5 (b)) conduit à la formation de *réseaux de joints successifs obliques entre eux* (Rives et Petit, 1990, 1991).

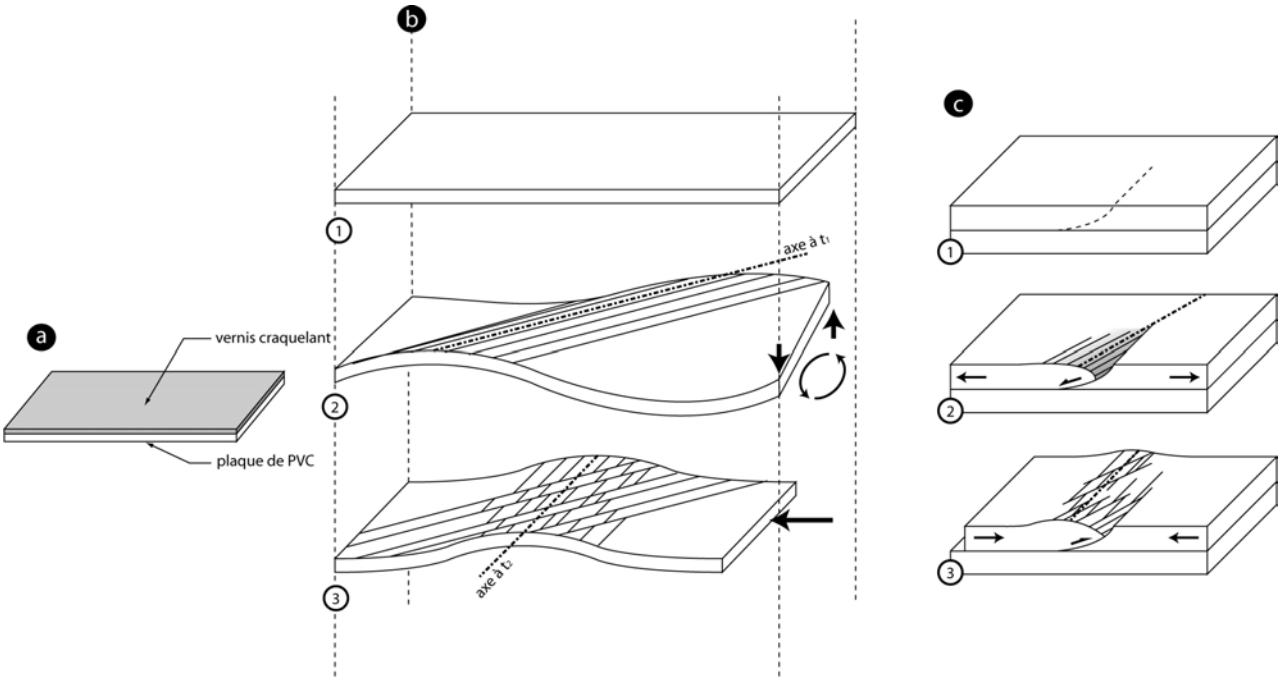


Figure 4.5 : (a) Principe des échantillons bicouches (vernis craquelant+plaque de PVC) utilisés dans les expériences de Rives *et al.*(1991 et 1992). (b) génération de deux familles de diaclases obliques entre-elles par torsion (plissement forcé) et flambage successifs d'un modèle vernis+PVC. (c) Application au cas naturel de Lavernock Point (Royaume Unis) : (1) stade initial non déformé, (2) plissement passif (*roll-over*) causé par le jeu en ciseau d'une faille normale et développement d'une première famille de diaclases dans l'axe du *roll-over*, (3) inversion tectonique et flambage des couches : formation d'un pli en flambage dont l'axe est oblique au *roll-over* initial, développement d'une deuxième famille selon le nouvel axe de plissement.

L'application de ces résultats à un exemple de terrain structuralement bien contraint (Dalle de Watchett, Lavernock Point, Pays de Galles, Royaume Unis) a conduit à proposer une interprétation de la fracturation du site en relation avec un pli passif de type *roll-over* formé par le « jeu en ciseau » d'une faille normale listrique (figure 4.5), puis avec la réactivation compressive (serrage tardif) du système pendant l'inversion Alpine. Dans ce type de contexte structural, l'influence de la présence de failles préexistantes se traduisant par des perturbations locales des contraintes a été démontrée. Ces perturbations se traduisent par des réorientations des réseaux de fractures au voisinages de ces failles (Rives & Petit, 1991, Rives, 1992, Rawnsley *et al.*,1992, Cortes, 2000).

4.2.2 Modélisation numérique de l'influence de la fracturation de fond préexistante dans la déformation en flambage

Le protocole de modélisation numérique mis en œuvre par Guiton (2001) se base sur la loi de comportement décrite dans le modèle de Leroy & Sassi (2000). La méthode décrit la déformation d'une unité mécanique rocheuse élastique pré-affectée par une fracturation de fond d'orientations et pendages donnés. Cette méthode est capable de décrire les activations successives (en ouverture ou en cisaillement) de différentes familles de fractures au cours d'un continuum de déformation ainsi que l'influence de ces activations sur la suite de la déformation.
Une première application de cette méthode est donnée dans Guiton *et al.* (2003), dans le cas de plis étudiés dans la région de Tata et d'Akka (Anti-Atlas occidental, Maroc). L'utilisation du code numérique en éléments finis dans le cadre d'un modèle simplifié de pli cylindrique a fourni un historique de l'activation des différentes familles de fractures. Cette modélisation numérique a permis de confirmer ou d'infirmer le modèle géologique, basé sur des arguments de terrain, et proposé à priori dans cette étude.
Par la suite, la mise en oeuvre de cette méthode de traitement numérique a pu être étendue à l'étude de plis géométriquement plus réalistes vis-à-vis des cas naturels, comme par exemple des plis elliptiques. Dans ce cas, l'influence de l'augmentation du taux de flambage élastique conjointement à l'activation successive des différentes populations de fractures sur l'évolution de la déformation a été montrée.
Une application directe de cette méthode de modélisation a été utilisée pour la caractérisation de la fracturation d'un dôme réservoir du Moyen Orient. L'intérêt de ce type de modèle peut-être particulièrement important dans le cadre de la caractérisation de la fracturation d'échelle sub-sismique. En effet, bien que d'importance cruciale dans l'élaboration de modèles dynamiques de réservoirs, nous avons vu que cette fracturation ne pouvait être appréhendée par les méthodes classiques de la prospection sismique. Les seuls moyens disponibles permettant d'avoir une idée des réseaux de fractures associés aux réservoirs plissés étaient, d'une part, l'étude de terrain d'analogues naturels (en gardant à l'esprit l'imperfection possible de l'analogie), et, d'autre part, la simulation basée sur la relation classiquement admise mais très approximative existant entre la courbure locale et la densité de la fracturation (voir § 1.3.2).

Toutefois, bien qu'extrêmement séduisante, cette méthode de simulation numérique souffre de certaines limitations inhérentes aux conditions aux limites imposées aux modèles :

→ En premier lieu, nous l'avons vu, la modélisation est basée sur l'activation de fractures de fond dans un modèle préfracturé de façon homogène. Ce postulat de base n'est pas forcément réaliste vis-à-vis de l'ensemble des cas naturels car les modèles ainsi conçus ne peuvent pas tenir compte de la néoformation de fractures dans le milieu pendant la déformation.

→ En second lieu, cette méthode ne prend en compte que les cas de plis de flambage élastique où la courbure augmente, mais reste régulière et homogène durant le continuum de déformation. Or, nous le verrons, les cas de terrain montrent très fréquemment que la courbure des plis développés dans les roches sédimentaires superficielles est discontinue et se concentre dans des zones de localisation de la plasticité.

4.2.3 Modélisation analytique et numérique de développement de zones de plasticité localisées dans une couche élastique plissée en flambage : le modèle de Massin *et al.*, 1996

Dans une étude analytique et numérique (par modélisation en éléments finis), Massin *et al.*, 1996, ont prédit les conditions de stabilité du plissement et de développement de *zones de concentration de la déformation plastique au sein d'une couche élasto-plastique soumise à un raccourcissement*. Le modèle bidimensionnel considéré pour cette étude correspond à un système formé d'un monocouche élasto-plastique (qui seul permet d'examiner les conditions de perte d'ellipticité des équations) disposé au dessus d'un fluide visqueux de densité inférieure, déformé dans un champ de contraintes triaxial (figure 4.6 (a)). Le modèle montre l'existence d'une décharge élastique au départ de l'instabilité. L'apparition des zones *d'endommagement* plastique sous certaines condition de chargement est obtenue en *crête* et en *creux* de la couche élasto-plastique (figure 4.6 (b)).

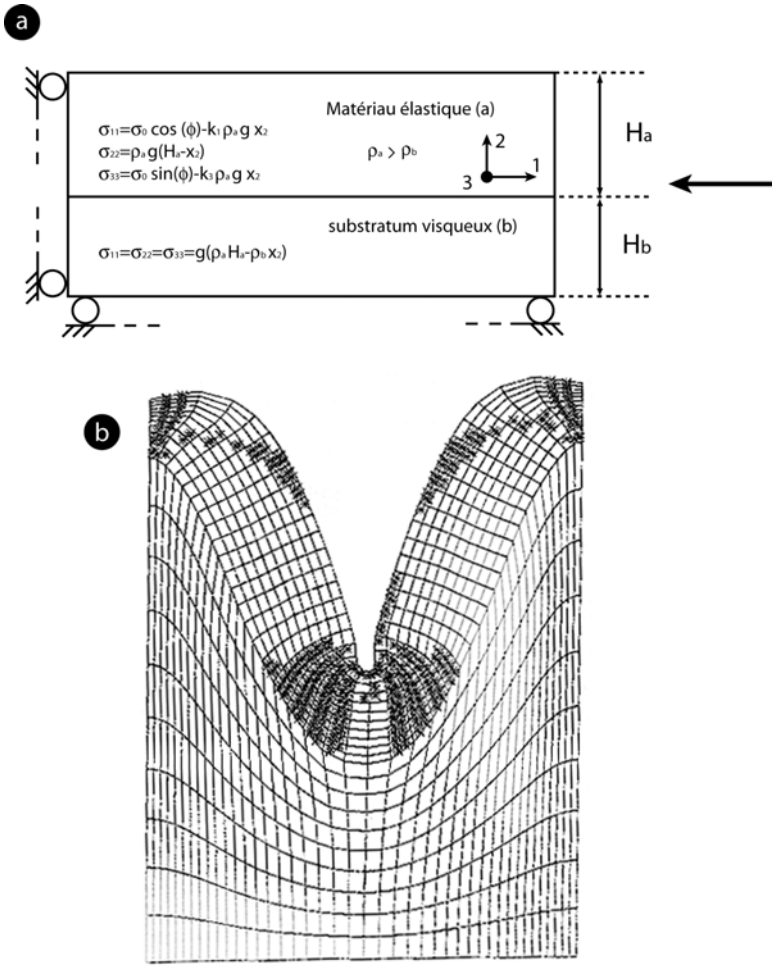


Figure 4.6 : (a) Organisation du modèle numérique utilisé dans l'étude de Massin *et al.*, 1996, et distribution des contraintes appliquées (σ_{11}, σ_{22} et σ_{33}). L'épaisseur et la densité des couches supérieures et inférieures sont notées respectivement H_a, ρ_a et H_b, ρ_b. (b) Pli en chevron obtenu après localisation et concentration de zones de plasticité (matérialisées sur le schéma par une *) en *crête* et en *creux* de pli.

Bien que ce modèle soit simplifié vis-à-vis des cas naturels (où les plis se développent dans des unités mécaniques multicouches confinées verticalement), ses résultats sont les premiers (et les seuls, à notre connaissance), à décrire à la fois les conditions d'apparition et la localisation de zones de concentration de plasticité au delà du flambage élastiques.

L'initiation et le développement de ces zones de plasticité (qui dans le cas des roches élastiques/fragiles peuvent correspondre à des zones de fracture) conduisent dans ce modèle à la formation de « *rotules plastiques* » localisant la courbure et entraînant l'évolution géométrique du pli vers une configuration de type chevron (à rapprocher des plis étudiés au § 8.2).
Ces « *rotules plastiques* », *localisant et accommodant de manière discontinue la courbure*, peuvent être comparées aux *articulations* (*zones de concentration de la fracturation fragile*) observées dans un grand nombre de plis naturels et dans l'étude expérimentale, qui font l'objet des chapitres 7 et 8 de cette thèse.

5 Typologie et éléments d'interprétation mécanique des principales familles directionnelles de fractures

5.1 Bases de la classification

Ce chapitre vise à donner une typologie, une interprétation mécanique et une estimation qualitative du rôle dynamique (c'est à dire sur les écoulements) des principaux groupes de fractures observés en association avec les plis. La classification typologique se base en premier lieu sur l'appartenance des fractures à l'une des grandes familles directionnelles présentées au § 3.1, définissant les familles *axiales*, *transverses* et *obliques*. A cette typologie de fractures basée sur des critères directionnels, nous ajouterons un type particulier comprenant des fractures cisaillantes compressives, très généralement sub-axiales, liées à un régime local de contraintes localisé dans certains bancs. Ces fractures sont fréquemment observées au niveau des exemples naturels et seront définies par le terme de « *fractures inverses* » dans les lignes suivantes.
Au sein de chacune des grandes familles directionnelles, les fractures seront à leurs tours distinguées en fonction de leur appartenance à un type donné. Ainsi on distinguera les fractures de fond, les fractures à haute persistance verticale, les corridors fracturés ou les failles (qu'elles soient normales, inverses ou décrochantes).
Evidemment, cette typologie ne prétend pas être exhaustive, mais elle rend compte des objets les plus fréquemment rencontrés au niveau des plis formés dans les roches sédimentaires superficielles.
En outre, il est important de souligner que les différents types de fractures rencontrés dans les zones plissées peuvent avoir deux origines principales : (1) la néo-fracturation syn-plissement, et (2) l'héritage de fractures préexistantes.

5.2 Les fractures axiales

5.2.1 Les réseaux simples de joints et/ou de fentes

- *Description :*

Ce type de fracturation axiale est exprimé par des réseaux de joints (caractérisés par une forte persistance latérale et une faible ouverture) et/ou de fentes (beaucoup plus trapues et ouvertes) *sub-parallèles à l'axe du pli concerné et sub-orthogonales à la stratification*. Bien que l'on retrouve souvent ces fractures dans les zones tabulaires, y compris à des distances assez importantes des plis, leur distribution subit généralement une densification assez marquée au niveau des charnières, en particulier dans les zones à forte courbure. Au sein de ces charnières, l'espacement entre les fractures de cette famille reste généralement homogène sauf dans le cas où la présence de corridors fracturés est observée. L'exemple de la figure 5.1 montre une vue du Djebel el Touzy (Anti-Atlas, Maroc). La fracturation axiale est dense et s'exprime par des diaclases à forte persistance horizontale et verticale au niveau de ce pli de longueur d'onde kilométrique. La figure 5.2 montre un exemple de pli de longueur d'onde métrique où la fracturation dominante est aussi axiale. Contrairement à l'exemple précédent, elle s'exprime par des fentes ouvertes globalement axiales (mais assez irrégulières), à faible persistance horizontale et verticale. Ce type de fentes est assez fréquemment observé sur les

charnières étroites et leur aspect irrégulier est probablement lié à leur développement dans un régime de contraintes présentant de fortes fluctuations locales.
Un cas particulier de ce type de fracturation, assez fréquemment observé, présente une obliquité par rapport à la stratification. Cette obliquité peut être légère (5 à 10°) ou assez marquée (plus de 15°). Elle est dans certains cas typiquement liée à la déviation locale des contraintes principales due à un fort frottement lors du glissement banc sur banc syn-plissement (comme c'est le cas sur la figure 5.3). D'autres exemples de fracturation axiale oblique au litage sédimentaire existent sans pouvoir être liés à un processus de glissement banc sur banc.

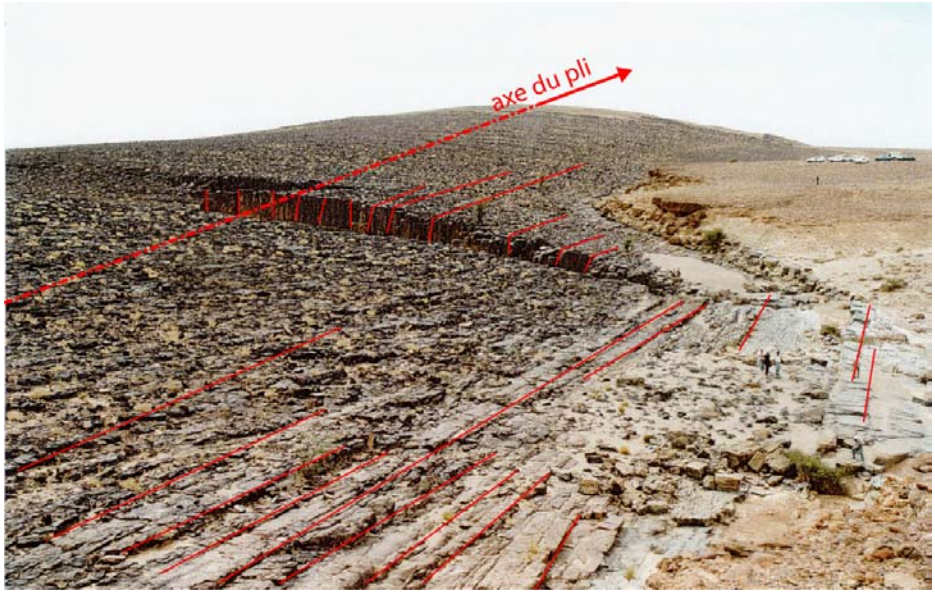


Figure 5.1 : Réseau de fractures (diaclases) axiales au niveau de l'anticlinal du Djebel el Touzy (Anti-Atlas, Maroc). Les véhicules donnent l'échelle.

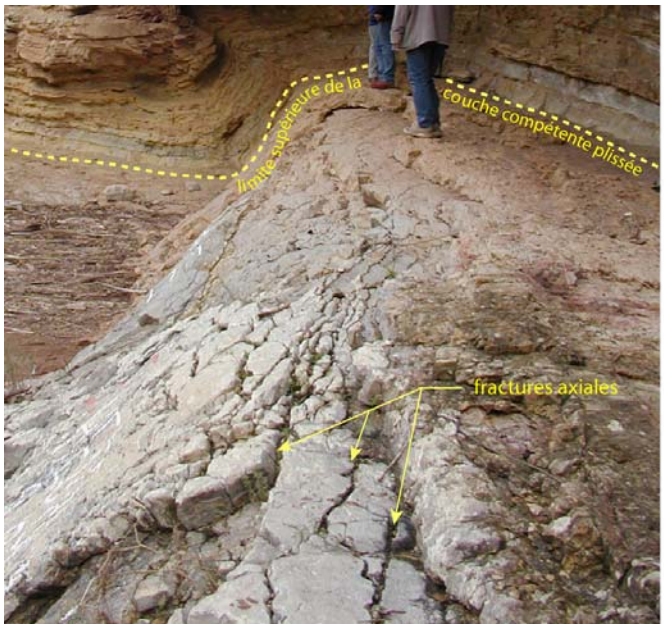


Figure 5.2 : Réseau de fractures (fentes) axiales localisées au niveau d'une charnière de pli de longueur d'onde métrique dans les carbonates Hauteriviens du Haut Atlas Occidental (vallée de Tamzergout, Maroc). L'aspect irrégulier de ces fentes est assez souvent observé dans ce type de cas et peut être probablement lié à des fluctuations locales des directions des contraintes principales développées au niveau de la charnière.

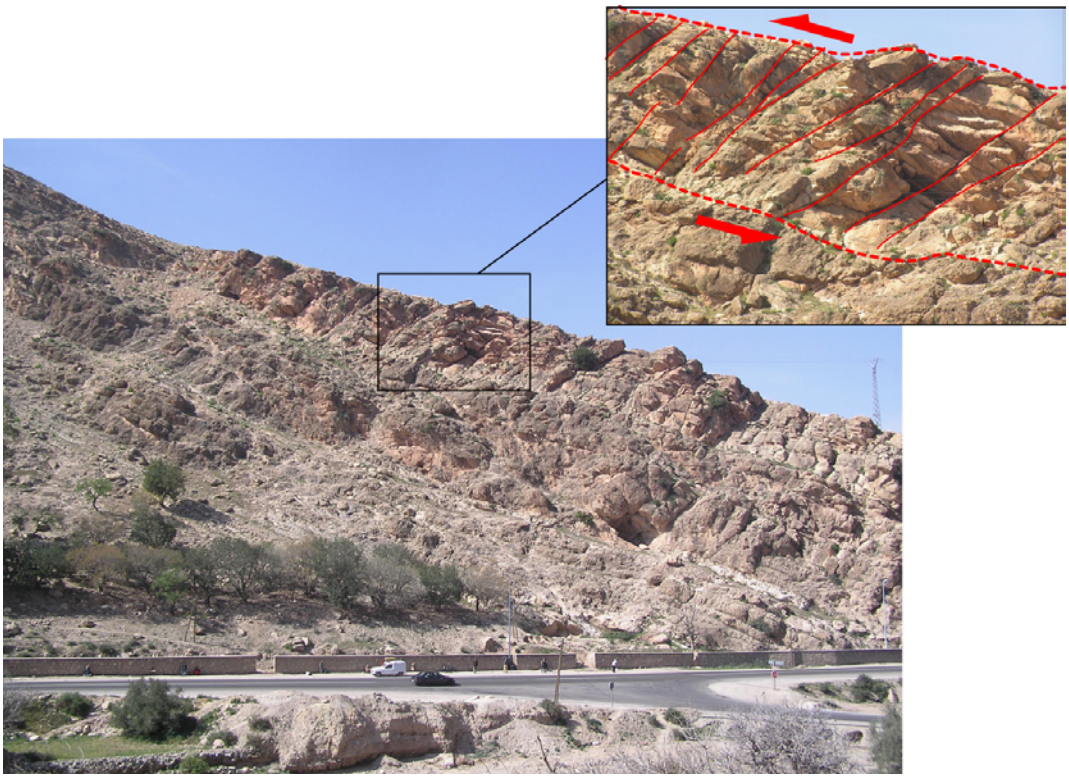


Figure 5.3 : Fractures axiales obliques à la stratification (clinoclives) dans la série crétacée du Nord Atlas (monoclinal d'Imi n'Tanoute, Maroc). Dans ce cas, l'obliquité des fractures peut être clairement liée au glissement banc sur banc (photo J.-P. Petit, les véhicules donnent l'échelle).

- *origine mécanique :*

La fracturation axiale peut avoir deux origines différentes. La première, que nous décrirons comme origine syn-pli, est liée à l'apparition de régimes en traction dans les charnières de plis lors de l'initiation et de l'amplification de la courbure élastique (figure 5.4 (a)). La direction de ces tractions est parallèle à la direction de raccourcissement régionale. Nous verrons dans les chapitres 7 et 8 comment de tels régimes locaux peuvent se développer à travers toute l'épaisseur de l'unité mécanique plissée et non comme classiquement envisagé, uniquement dans les régions d'extrados (voir § 4.1). La seconde origine mécanique possible est une origine précoce (figure 5.4 (b)). Dans ce cas, la fracturation est héritée d'un régime de contraintes antérieur à celui qui a induit le plissement suivi de l'inversion de celui-ci, ou d'une sollicitation charge/décharge. Ceci entraîne l'apparition des axiales puis des transverses. Enfin, une dernière hypothèse est celle de l'acquisition par la roche d'une « fabrique » lors de stades précoces du serrage (avant l'initiation de la courbure). Cette fabrique peut-être par exemple constituée de stylolites (figure 5.4 (c)) qui se développent perpendiculairement à la direction de raccourcissement. Par la suite, lors de l'amplification de la courbure, les stylolites peuvent se comporter comme des plans de faiblesse et se rouvrir. Ce dernier mécanisme a été fréquemment observé au niveau des plis du Haut Atlas occidental qui seront étudiés plus en détail au chapitre 7.

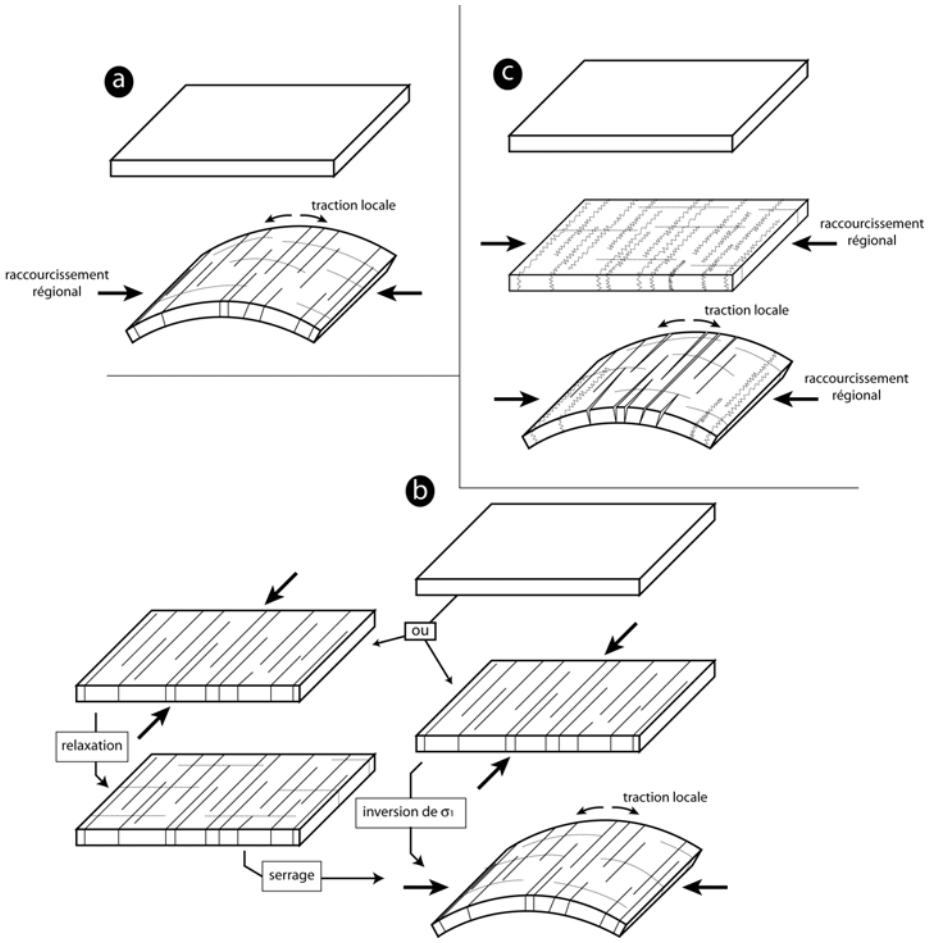


Figure 5.4 : Différents mécanismes visant à expliquer l'apparition de la fracturation axiale dans les plis. (a) Origine syn-pli, où les fractures axiales se forment dans un régime en extension du à l'apparition de la courbure élastique dans l'unité plissée. (b) Origine précoce, où les axiales sont héritées d'un contexte tectonique antérieur au plissement. (c) Acquisition d'une fabrique par stylolitisation lors de stades précoces du serrage responsable du plissement.

- *Influences hydrodynamiques :*

Du point de vue du comportement hydrodynamique des réservoirs, la prédominance de ce type de réseau de fractures dans les charnières de plis est susceptible d'influencer l'anisotropie de perméabilité des niveaux réservoirs. Cette influence, qui n'est effective que dans la mesure où l'ouverture des fractures existe, se traduit par une direction préférentielle axiale des écoulements au sein des réservoirs. Vu la grande densité de ces fractures, la perméabilité de fracture est intégrée aux propriétés matricielles des horizons correspondants.

5.2.2 Les réseaux sub-axiaux composites interactifs ou non

- *Description :*

Ces réseaux sont composés de plusieurs familles de fractures obliques entre elles, l'une de ces familles étant typiquement axiale. Les fractures peuvent être interactives : elle appartient alors à un réseau formé de fractures de directions distinctes qui ne s'intersectent pas et montrent des relations butantes ou longeantes indiquant clairement une chronologie de développement. Un réseau non interactif est celui qui est formé de familles qui s'intersectent sans relations butantes.

Ces types de réseaux ont notamment été observés au niveau d'affleurements du Lias du Pays de Galles (Rives, 1992, Rawnsley *et al.*, 1992) où une chronologie a pu être établie pour la propagation des différents réseaux directionnels. Les *réseaux interactifs* ont pu être expliqués par une rotation de l'azimut de l'axe du pli pendant le développement de ce dernier (voir § 2.2.4). C'est un cas où *l'on peut prouver le caractère syn-plissement des diaclases axiales.* Les fractures non interactives montrent le plus souvent des espacements réguliers dont les distributions sont le plus souvent de type log-normales (Rives, 1992).

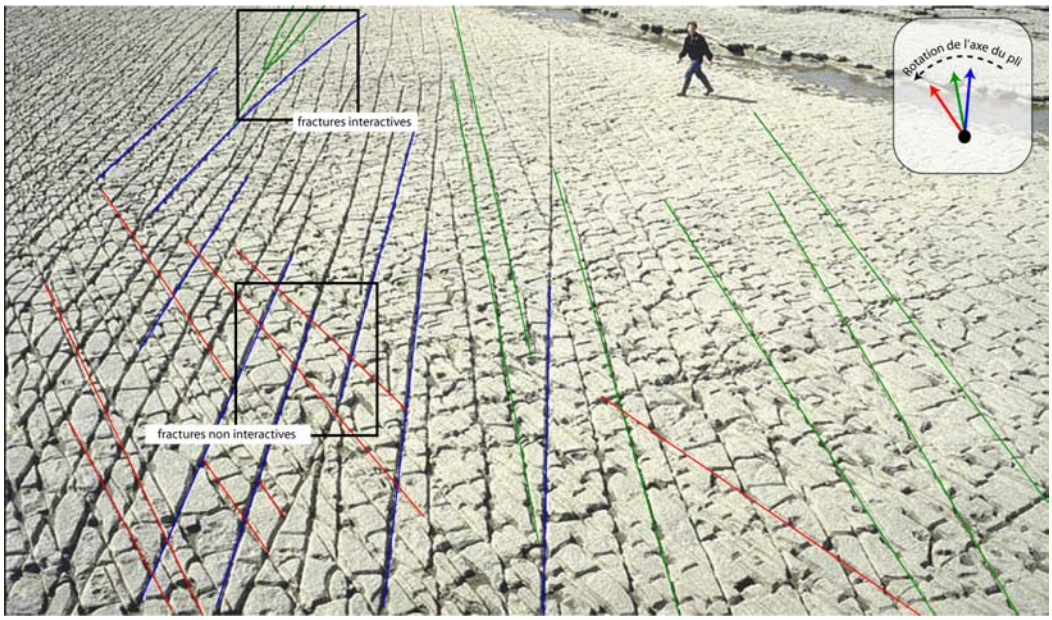


Figure 5.5 : Réseau de diaclase sub-axiales composite affleurant au niveau d'une charnière de pli de type *roll-over* dans les carbonates liasiques du Pays de Galles (Lavernock Point, photo T. Rives). Le réseau interactif observable sur ce cliché a été interprété comme le résultat de la rotation de l'axe du *roll-over* durant le jeu « en ciseaux » de la faille normale listrique sur laquelle il s'est formé.

La figure 5.5 montre un cliché de l'affleurement de Lavernock Point (Pays de Galles) où l'on distingue le motif composé par d'un réseau interactif et d'une famille de factures bien parallèles. La chronologie entre le réseau interactif et la famille ne peut être établie. Bien que cela n'aie pas été clairement mis en évidence dans ce travail, il n'est pas exclu que les fractures présentant une orientation favorable ont pu subir de légères réactivations en cisaillement (avec un jeu décrochant) du fait de la rotation du champ des contraintes pendant la rotation des charnières.

- *Origine mécanique :*

L'interprétation mécanique de ces réseaux sub-axiaux interactifs « en éventail » a été déduite des modélisations analogiques (bicouches vernis craquelant/PVC) de Rives et al. (1992) décrites plus en détail au § 4.2.1. L'apparition de ces réseaux de fractures en éventail est liée aux rotations successives de l'axe du pli du fait des conditions géométriques locales. L'exemple de Lavernock Point est interprété comme résultant d'un stade de plissement forcé en *roll-over* au dessus d'une faille à rejet « en ciseau » (l'axe du *roll-over* est donc susceptible de tourner pendant le jeu de la faille), puis du flambage (avec un axe différent) sous l'effet de la compression (inversion) alpine (voir modèle de Rives, 1992, figure 2.13).

- *Rôle dynamique :*

Pour autant que les fractures soient ouvertes, le rôle dynamique de ce type de réseau sur l'anisotropie de perméabilité des réservoirs plissés est à rapprocher de celui des fractures axiales décrites dans le paragraphe précédent. Cette influence pourra être plus importante encore dans la mesure où les intersections multiples entre fractures sont à l'origine d'une très bonne connectivité du réseau. Cependant la non interactivité des familles décrites plus haut implique un scellement des fractures qui n'ont donc eu qu'un rôle dynamique transitoire syn-plissement.

5.2.3 Les corridors fracturés axiaux

- *Description :*

Les couloirs fracturés axiaux sont des structures extrêmement répandues dans les formations plissées. Toutefois, leur mise en évidence peut être rendue délicate par leur forte propension à la réactivation cisaillante lorsque le régime de contrainte local est favorable. Ceci est fréquent dans les plis où les contraintes locales sont fortement influencées par l'évolution de la courbure (§ 2.2.2).On observe donc plus souvent des zones de faille issues de la réactivation syn-plissement de corridors fracturés que des corridors de fractures en mode I non remobilisés.

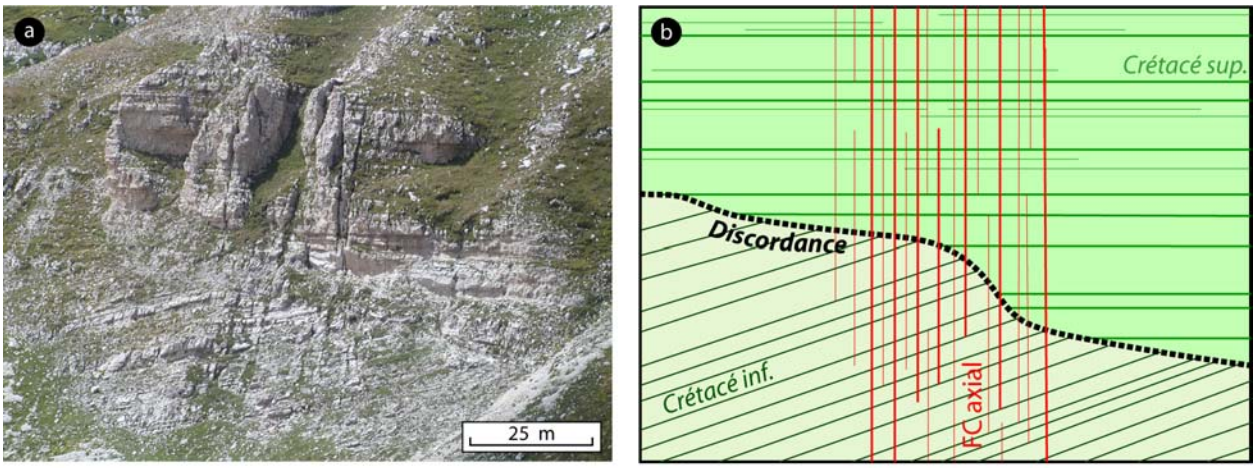


Figure 5.6 : Exemple de couloir fracturé axial observé dans la partie centrale sub-tabulaire de l'anticlinal de la Majella (Abruzzes, Italie). (a) Vue de l'affleurement, (b) schéma interprétatif. Un aspect remarquable de cet exemple vient du fait que l'hétérogénéité sédimentaire majeure constituée par la discordance n'a eu aucun effet visible sur la propagation du corridor fracturé. Elle ne constituait donc pas une barrière lors de la propagation de ce corridor.

Toutefois, certains exemples ne montrant aucun indice de réactivation cisaillante ont pu être relevés, tel celui exposé en figure 5.6. Ce corridor fracturé axial a été observé dans la partie sommitale (centrale) de la charnière anticlinale de la montagne de la Majella (Abruzzes, Italie centrale). Cet anticlinal plurikilométrique a fait l'objet d'une étude structurale approfondie qui sera abondamment utilisée au cours de cette thèse (voir notamment les chapitres 7 et 9). Nous verrons ultérieurement que ce compartiment de l'anticlinal est caractérisé par un degré de déformation syn-plissement plus faible que le reste de l'anticlinal (courbure très peu accentuée, couches sub-tabulaires). Le fait que ce compartiment du pli n'ait subi qu'une faible

déformation lors du plissement peut expliquer la non réactivation en cisaillement de ce couloir axial.

- *Origine mécanique et implication dans l'accommodation de la courbure :*

L'origine mécanique des couloirs fracturés est discutée au § 2.2.2. La figure 2.24 (b) montre les différents types de couloirs que l'on trouve le plus fréquemment en association avec les plis et leur localisation au sein de ces plis.
Nous verrons, en outre, que les couloirs fracturés axiaux (la plupart du temps après avoir subi des réactivations cisaillantes) sont fréquemment associés au développement d'*articulations* (voir chapitre 7).

- *Rôle dynamique :*

Du fait de leurs grandes persistances verticales et horizontales, les corridors fracturés peuvent être le plus souvent considérés comme d'excellents drains planaires susceptibles d'assurer la connexion entre des compartiments normalement isolés verticalement ou latéralement dans un réservoir donné. Leur réactivation cisaillante implique le plus souvent une forte densification de la fracturation associée avec accroissement de la connectivité.

5.2.4 Les failles axiales

- *Failles normales axiales*

  - Description :

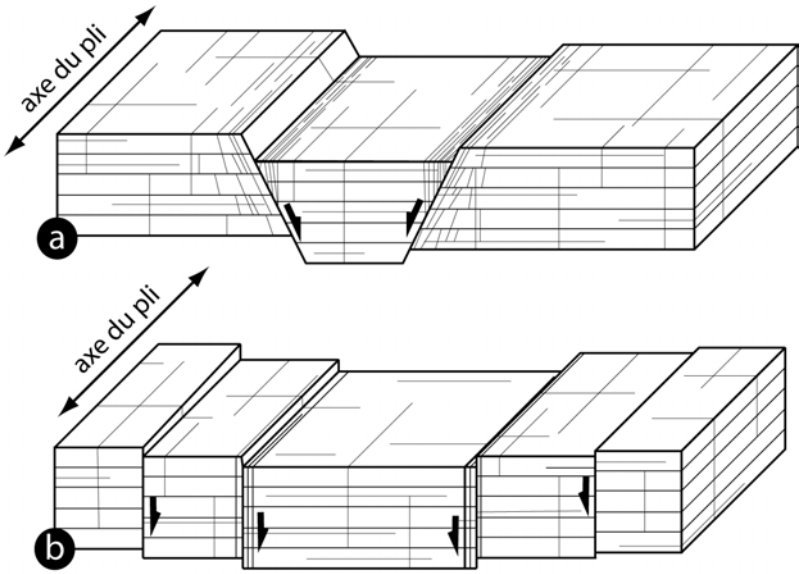


Figure 5.7 : Deux types de failles normales axiales : (a) failles andersoniennes, (b) failles verticales sur diaclases ou corridors fracturés réactivés.

Quelques cas de terrain ont montré la présence fréquente de failles normales de direction axiale ou sub-axiale au niveau des charnières de plis. En fonction des exemples relevés, l'aspect et le pendage de ces failles peuvent être variables. Deux cas typiques on été observés :

- Les failles typiquement andersoniennes c'est à dire admettant la contrainte verticale comme une contrainte principale avec un pendage d'environ 30° correspondant au critère de Mohr-Coulomb (figure 5.7 (a)).

- Les failles non andersoniennes (figure 5.7 (b)), qui peuvent être issues de la réactivation cisaillante (syn-pli) de structures préexistantes (coalescence de diaclases obliques ou non, HPF, corridors fracturés, failles héritées). La structure interne et la géométrie des failles est alors fortement influencée par la nature et l'agencement des fractures dont elles sont héritées.

    - Origine mécanique :

Dans le cas des failles andersoniennes, une origine syn-pli est probable. On peut raisonnablement penser que ces failles sont issues de la néo-fracturation des roches sous des régimes locaux en traction (en zone d'extrados). Ce cas est illustré par la figure 5.8 (a).
Dans le cas des failles non andersoniennes, (réactivation cisaillante de HPF, de diaclases ou de corridors fracturés), le scénario le plus probable (figure 5.8 (b)) fait intervenir deux stades : (1) un stade d'initiation et de propagation de fractures ou de corridors selon un champ de contraintes antérieur donnant des couloirs orientés parallèlement à l'axe du futur pli ; et (2) une traction d'extrados liée au régime de compression syn-pli.
Notons que, comme dans le cas des corridors fracturés, les failles normales axiales sont fréquemment associées au développement d'*articulations* (voir chapitre 7).

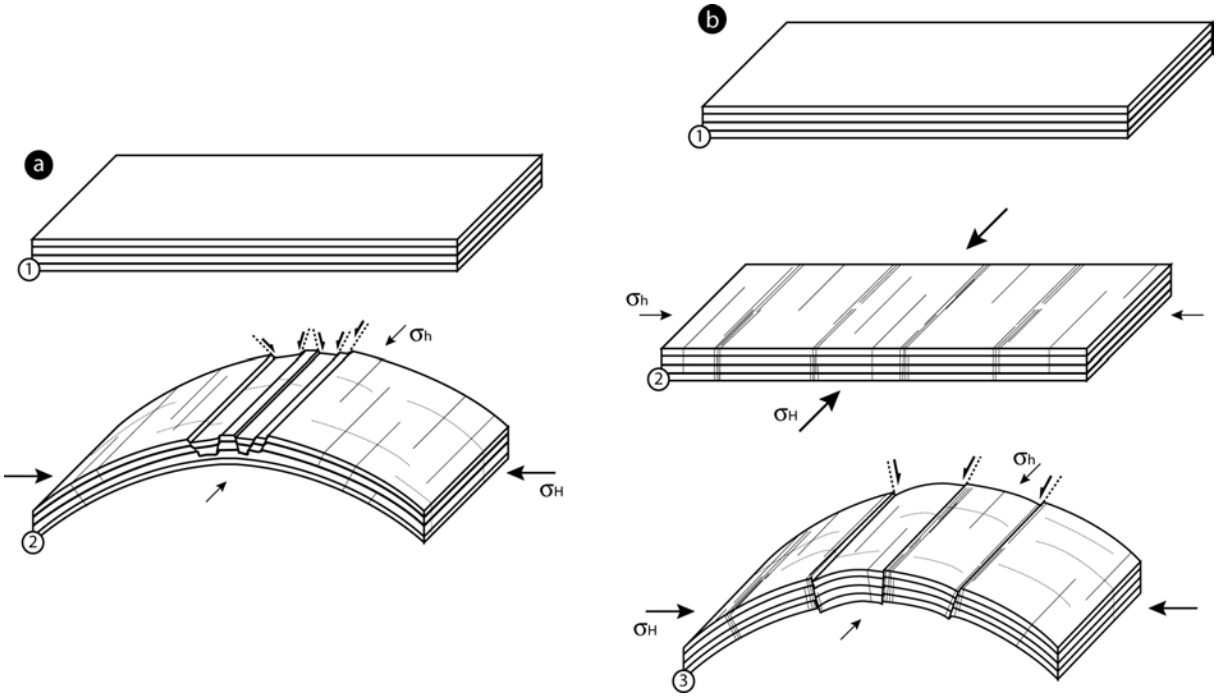


Figure 5.8 : Origines mécaniques possibles des failles normales axiales. (a) Origine syn-plissement où les failles andersoniennes sont issues de la néo-rupture des roches en zone d'extrados. (b) Origine précoce où les failles sont issues de la réactivation de fractures ou de corridors fracturés (c'est le cas ici) hérités d'un stade de déformation antérieur.

L'exemple de la figure 5.9 (a) montre un réseau de failles normales axiales conjuguées affectant le lias carbonaté localement plissé de la région de Clermont l'Hérault (Languedoc,

France). Ces failles sont en position andersoniennes, mais des indices présents sur l'affleurement semblent être en faveur d'une origine héritée. En effet, l'affleurement montre de très nombreuses fractures obliques de même pendage, plus ou moins stylotisées, et de même direction que les failles présentées ici, y compris loin de la zone plissée. Certaines de ces fractures présentant un faible rejet normal montrent un scellement argileux très probablement syn-sédimentaire. Ces fractures obliques qui contrôlent la géométrie du graben se sont sans doute initiées à des stades tardi-diagénétiques, voire fini-compaction. La figure 5.9 (b) propose un scénario correspondant à ces idées. L'hypothèse ayant conduit à l'interprétation du pli en tant que pli forcé à l'aplomb d'une faille normale sous-jacente est appuyée par des arguments cartographiques (présence à proximité de grandes failles régionales). De plus, la distribution des failles (de petite échelle, cette fois) dans l'unité mécanique plissée est proche de celle décrite par Ameen (1988) sur des modèles présentant une configuration similaire (voir figure 2.4).

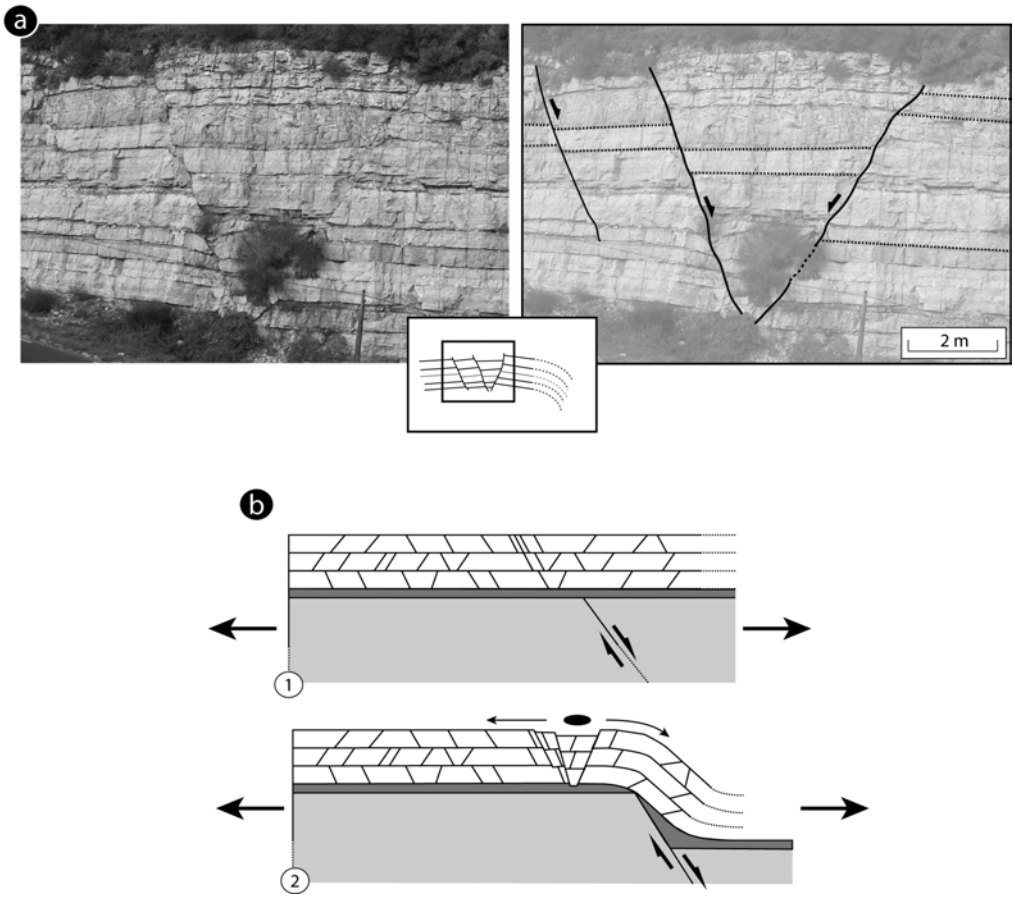


Figure 5.9 : (a) Failles normales axiales conjuguées observées au niveau d'un affleurement du lias carbonaté de la région de Clermont l'Hérault. (b) Scénario de structuration de l'affleurement : (1) apparition des fractures obliques précoces, (2) initiation d'une faille normale sous jacente pendant un régime extensif, (b) formation d'un pli forcé à l'aplomb de la faille normale et réactivation cisaillante des fractures obliques précoces dans la couverture ainsi plissée.

- Rôle dynamique :

En fonction de certains paramètres comme la présence où non d'un volume de matériel finement broyé ou argileux dans la zone de faille (*i.e., core zone*) ou de matériel endommagé autour de la zone (damage zone) (*cf.* table 2.1) et la nature de ce matériel, les failles normales axiales pourront constituer des drains ou des barrières pour les fluides. Dans la mesure où une

damage zone est présente et dans les cas où cette dernière est constituée de brèches non cimentées donc hautement perméables, la faille constituera un drain planaire. Dans le cas où la *core zone* présente un remplissage argileux (issu d'un processus de beurrage, ou *clay smearing*, par exemple, voir § 1.3.1), la faille sera considérée comme une barrière à la circulation des fluides.

- *Failles inverses axiales*

  - Description :

Les plis de flambage, du fait de leur origine compressive, sont fréquemment associés à des failles inverses axiales d'échelles et de rejets variés. L'expression la plus simple du cisaillement inverse au niveau des plis est sans doutes le glissement banc sur banc qui affecte les multicouches plissés (figure 5.10 (a)). Un autre type de failles inverses liées aux plis se développe dans des unités mécaniques soit isolées (constituées d'un seul banc), soit composées d'un nombre limité de bancs. Il s'agit de réseaux de petites failles inverses conjuguées (figure 5.10 (b)) ou non (figure 5.10 (c)), à faible persistance verticale (déterminée par l'épaisseur du banc ou de l'unité mécanique affectée) qui peuvent être localement très denses. Enfin, un dernier type de failles inverses liées aux plis est celui des chevauchements de flancs (ou *flanking thrusts*) qui, après avoir traversé toute l'épaisseur d'une unité mécanique épaisse (figure 5.10 (d)) peuvent atteindre des rejets importants amenant à la formation de *ramp-anticlines* basculés par la rotation des flancs.

  - Origine mécanique :

Dans le cadre d'unités mécaniques présentant une très faible friction interfaciale (mécanisme dominant en « glissement flexural », ou *flexural slip*, décrit sur la figure 1.2 (a)), nous considérerons comme cas élémentaire celui où le cisaillement est essentiellement localisé au niveau des interfaces sédimentaires (figure 5.10 (a) et 5.11 (a)).
Dans le cas où les unités mécaniques présentent des frictions interfaciales plus fortes et/ou, quand les couches ont une lithologie particulière susceptible de développer une déformation cisaillante en failles inverses dans une situation de cisaillement simple, le glissement ne se fait plus aux interfaces des bancs, mais plutôt par le biais de la déformation interne de certains couches. Du point de vue du *mode de plissement*, on est dans le cas du modèle *mixte entre glissement flexural et fluage flexural* (voir figure 1.2 (c)). Les piles sédimentaires qui s'avèrent propices à ce type de déformation sont usuellement composées d'alternances de bancs compétents (présentant des fractures en mode I) intercalés au sein d'unités qui auront tendance à développer du cisaillement (*i.e.*, des failles inverses). La figure 5.11 (b) montre comment le déplacement relatif de deux bancs compétents peut être accommodé par le cisaillement localisé sur un réseau de failles inverses concentrées dans un banc à rhéologie adéquate. Nos observations de terrain montrent que ces bancs sont souvent caractérisés soit par une porosité plus importante que les formations qui les entourent (biocalcarénites de la Montagna della Majella, Italie) soit par une fraction argileuse élevée (marnocalcaires du crétacé de la vallée de Tamzergout, Haut Atlas Occidental, Maroc).
Dans le cas où des niveaux de décollements sont présents aux limites ou au sein de la pile plissée, des failles inverses localisées dans les flancs de plis peuvent évoluer vers des chevauchements de flancs (figure 5.10 (d) et (e) et 5.11 (c)).

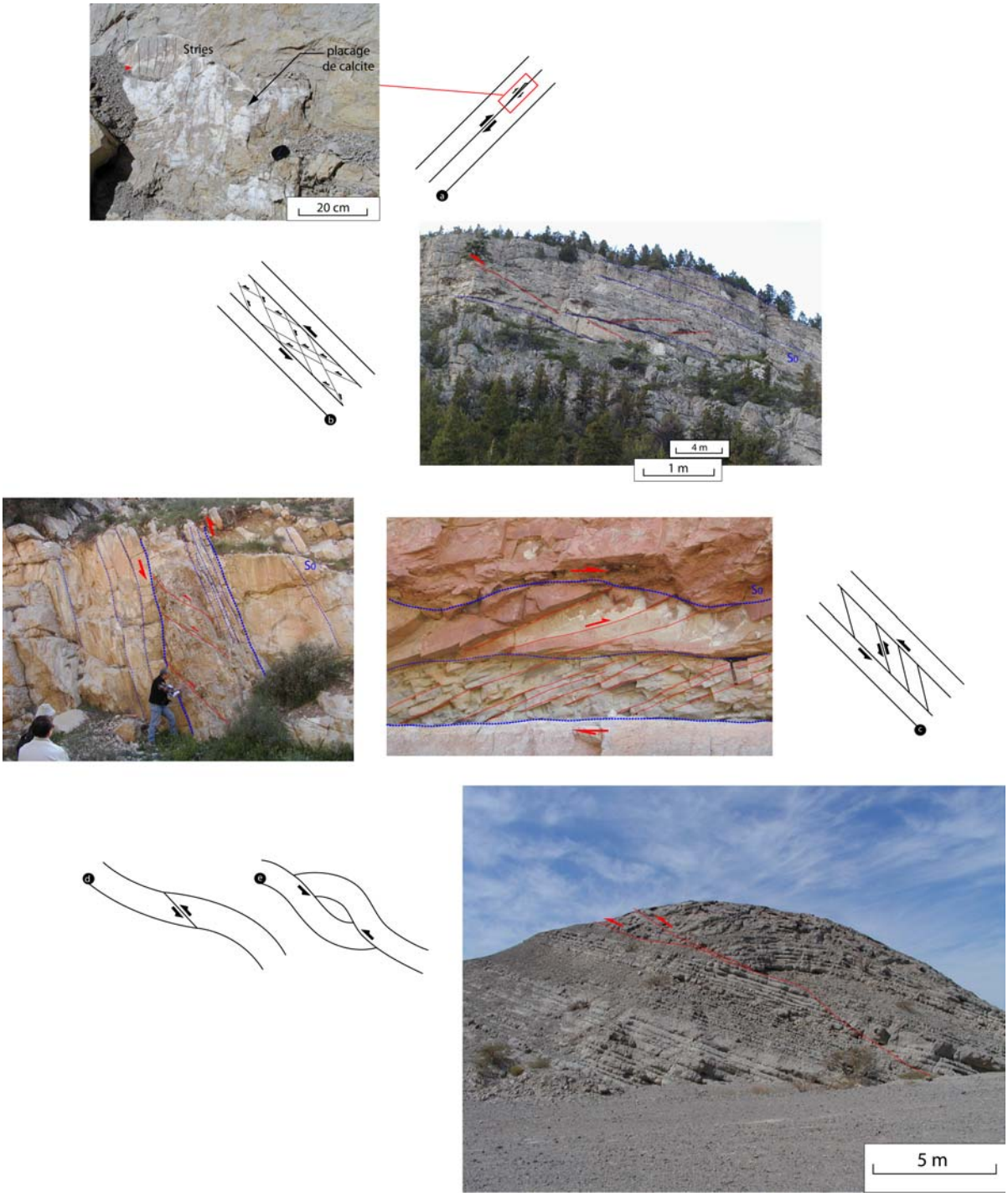


Figure 5.10 : Exemples de failles inverses axiales développées dans des plis dans des contextes variés. (a) Réactivation cisaillante d'une interface sédimentaire caractérisée par une faible friction (ou *glissement banc sur banc*), la photographie montre un placage de calcite strié (indice du cisaillement) en surface de banc observé au sein d'un pli dans Rhétien de la bordure Sud de l'Escandorgue. (b) réseaux de failles conjuguées dans un banc à rhéologie favorable à la déformation cisaillante (ici, le cisaillement sur les failles encaisse le déplacement relatif des bancs qui encadrent l'unité déformée), la photographie montre un réseau de ce type dans les carbonates du Teton Anticline (Montana, USA, photo J.-P. Petit). (c) Cas similaire au précédent mais avec un réseau de failles inverses non conjuguées, les photos montrent des exemples de ce type de fractures dans des bancs à forte proportion marneuse intercalés dans les carbonates crétacés plissés du Haut Atlas Occidental (Maroc). (d) Initiation d'une faille inverse dans le zone d'inflexion d'un flanc de pli (*chevauchement de flanc*, ou *flanking thrust*) et (f) accentuation du rejet de cette faille donnant naissance à un chevauchement de flanc ; la photographie montre un anticlinal de rampe résultant de l'évolution d'un chevauchement de flanc (Nord du Jabal Madmar, Adam Foothills, Oman).

Enfin, une origine antérieure au plissement peut être envisagée dans certains cas montrant des réseaux conjugués de failles inverses (figure 5.10 (b)). En effet, comme cela est montré sur le scénario de la figure 5.11 (d), certains bancs peuvent avoir développé ces réseaux lors de stades précoces du serrage, avant l'initiation de la courbure, le raccourcissement étant accommodé par d'autres mécanismes dans les autres bancs, stylolitisation par exemple. Par la suite, ces failles se trouvent basculées lors du plissement et peuvent ou non avoir été remobilisées afin d'accommoder les déplacements relatifs des bancs plus compétents selon le mécanisme décrit en figure 5.11 ou par des cisaillements de Riedel (b).

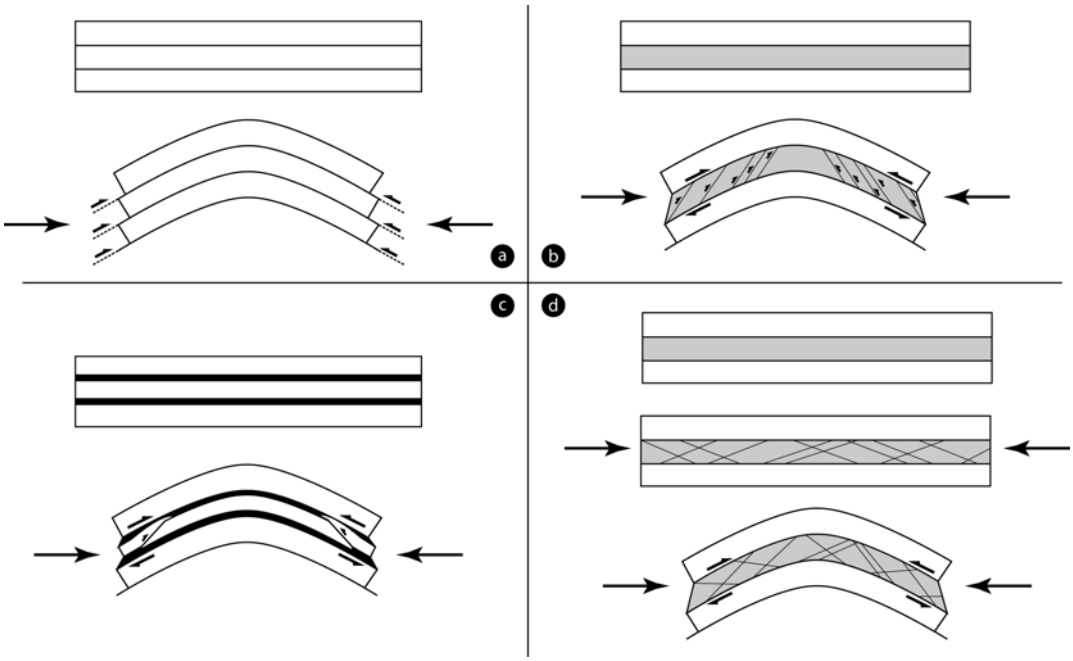


Figure 5.11 : Formation des failles inverses en association avec les plis. (a) Le phénomène de glissement banc sur banc se produit dans le cas de plis formés dans des multicouches caractérisés par une faible friction interfaciale. (b) Des réseaux de petites failles inverses (en attitude P de cisaillement de Riedel) apparaissent dans des sous-unités mécaniques d'épaisseur limitée (souvent un seul banc) caractérisées par une forte propension au développement de failles (formations poreuses ou à forte fraction marneuse, par exemple). (c) Des chevauchements de flancs (*flanking thrusts*) apparaissent grâce à la présence de niveaux de décollement dans la pile plissée. (d) Un réseau de failles inverses précoces est initié dès les premiers stades du serrage (avant l'apparition de la courbure) dans une couche poreuse ou à forte fraction marneuse et est remobilisé durant l'amplification de la courbure. L'accommodation du raccourcissement dans les autres couches peut être assurée par la stylolitisation

Nous verrons plus loin le rôle prédominant que peuvent prendre ces failles inverses dans l'initiation du plissement en flambage et dans la localisation de zones d'articulation.

- Rôle dynamique :

L'influence des failles inverses axiales sur la dynamique des écoulements dépend fortement de leur nature et de leur distribution dans les unités mécaniques. Concernant les plans de glissement localisés exclusivement au niveau des interfaces sédimentaires, l'effet sur les écoulements ne peut être négligé comme l'a montré Bruel (1997) dans un contexte de glissement banc sur banc dans une série basculée. Concernant les failles inverses isolées au sein d'une unité mécanique donnée, on peut s'attendre à ce qu'elles augmentent considérablement la connectivité des fractures affectant cette même unité et donc la

perméabilité de cette dernière. Enfin, dans le cas de réseaux denses de failles inverses conjuguées tels que ceux décrits sur la figure 3.5 (c) et (e), les couches ou unités mécaniques les contenant pourront être considérés comme de véritables *conduits stratiformes*. Ce postulat n'est évidemment valable que dans la mesure où les failles en question présentent une ouverture suffisante pour assurer les écoulements. Ceci ne sera pas le cas dans le cas où les failles en question sont formées de bandes de cisaillement cataclastiques compactes généralement imperméables qui se forment dans les matériaux très poreux.

5.3 Les fractures transverses

- *Description :*

Cette direction de fracturation est très souvent observée au niveau des séries plissées, notamment en association avec le réseau axial (voir synthèse bibliographique en § 2.2.1). Dans un très grande majorité des cas, les réseaux transverses sont constitués de fractures en mode I et/ou de corridors fracturés (voir figure 2.24 (b)) qui se sont initiés et propagés parallèlement à la direction de serrage. La figure 5.12 montre les aspects de la fracturation transverse au niveau d'une surface structurale observée au niveau d'un anticlinal de longueur d'onde décamétrique affectant la série marnocalcaire du rhétien de la bordure méridionale de l'Escandorgue (Languedoc, France).

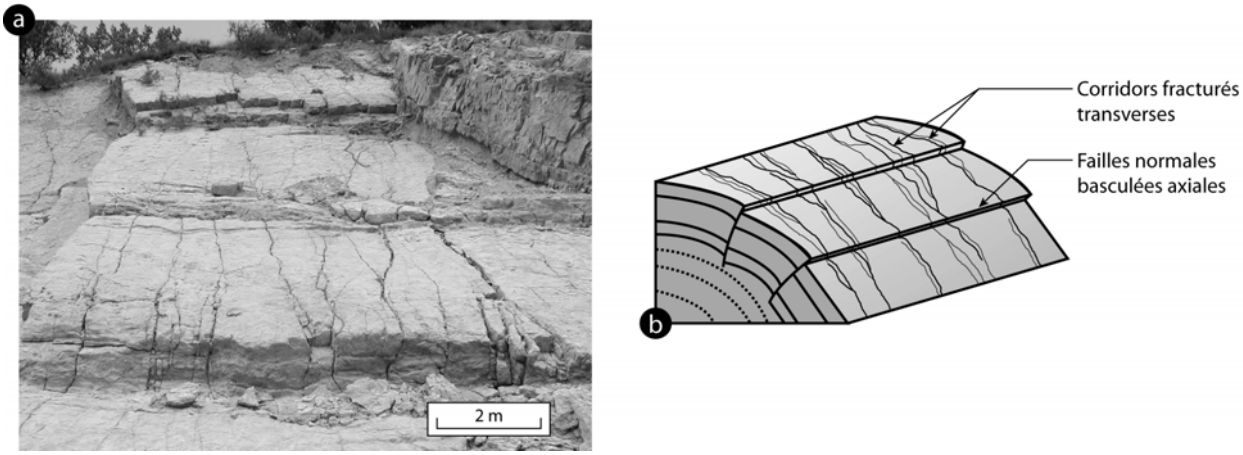


Figure 5.12 : Fractures et corridors transverses dans la série marnocalcaire du rhétien de la bordure sud de l'Escandorgue (près de Lunas, Languedoc, France). (a) Aspect des fractures à l'affleurement. (b) Bloc diagramme interprétatif. On notera de plus la présence de failles normales axiales basculées pendant le plissement.

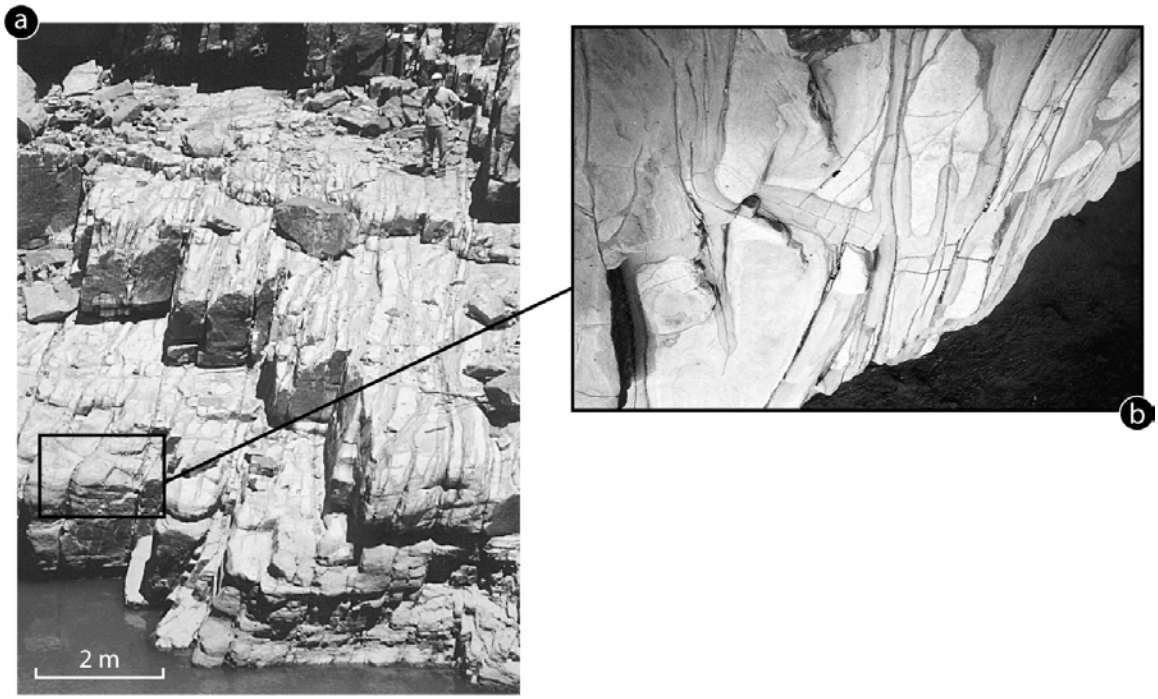


Figure 5.13 : (a) Corridor transverse (largeur ~ 50m) au sein d'un anticlinal dans les formations dévoniennes gréseuses des foothills de Tajira (Bolivie). (b) Détail des fractures constituant le corridor fracturé précédent. On note les traces d'oxydation marquant les paléo-circulations d'eau dans ces fractures. Ceci souligne le rôle dynamique potentiel de telles zones fracturées (Bruel, 2001).

La figure 5.13 présente un exemple de corridor fracturé décamétrique transverse affectant un pli au sein de la série dévonienne gréseuse des Foothills Andins de la région de Tajira (Bolivie). Ce corridor est caractérisé par une persistance à la fois verticale et horizontale d'échelle sub-sismique à sismique et montre des indices de circulations d'eau (traces d'oxydation de la roche à proximité des fractures).

- *Origine mécanique et réactivations possibles :*

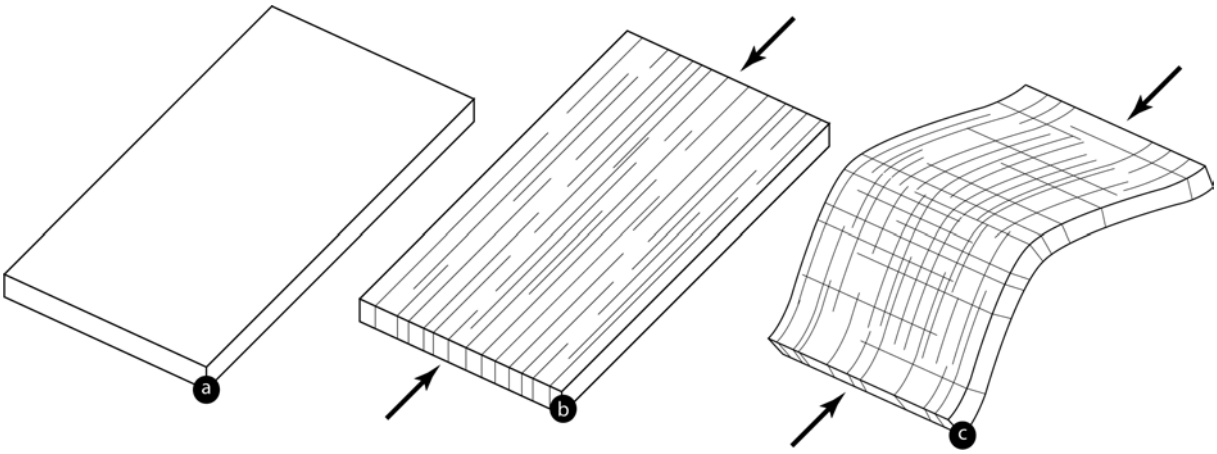


Figure 5.14 : Scénario en faveur de l'hypothèse d'une origine précoce pour la fracturation transverse. (a) Stade initial non déformé. (b) Début du serrage : les transverses se propagent parallèlement à s1 avant l'initiation de la courbure. (c) La courbure s'initie et évolue alors que la majeure partie des transverses est déjà créée. Les axiales se développent au fur et à mesure de l'amplification de la courbure.

La présence de fractures transverses (fentes, diaclases à haute persistance, corridors, failles) est relevée non seulement au niveau des plis à proprement parler, mais des fractures identiques parallèles au serrage se retrouvent dans les avant-pays tabulaires. Ceci tend à montrer que leur origine n'est pas directement liée au phénomène du plissement mais plutôt au régime de contraintes en compression imposé au système lors de sa mise en charge en raccourcissement. Dès lors, leur formation est susceptible de commencer très tôt dans l'histoire du serrage, et, en tout cas, avant que le plissement n'ait été initié (figure 5.14). Elles se forment alors parallèlement à la direction de σ_1 et le phénomène d'*axial splitting* fourni un modèle conceptuel satisfaisant pour générer ces fractures. Ce phénomène est très facilement reproduit en modélisation analogique avec des conditions aux limites impliquant un chargement compressif uniaxial, voire biaxial avec frottement nul (expériences dimensionnées de Jorand & Chemenda, rapport Geo-FracNet GIRP 1 à 3, non publiés).
Ces fractures transverses (et en particulier les couloirs fracturés) sont susceptibles d'être réactivées en cisaillements dans les cas où le régime de contraintes appliqué fait intervenir une extension parallèle à l'axe du plissement. Cette réactivation cisaillante est responsable de la formation de réseaux failles normales transverses non adersonniennes à rejet plus ou moins important (cf. figure 5.7 mais avec failles perpendiculaires à l'axe). Si certaines de ces failles ont des rejets importants, on peut aboutir à la création des *plis segmentés* décrits en § 6.3.

- *Rôle dynamique :*

Du point de vue de la dynamique des écoulements, la présence d'un réseau de joints transverses surimposé à la fracturation axiale aura tendance à augmenter la perméabilité générale de la formation, tout en diminuant l'anisotropie liée aux fractures axiales et aux joints de stratification, pour autant que toutes les fractures soient conductrices et connectées. La présence de *couloirs fracturés* au sein de ce réseau transverse pour sa part, se traduira par celle de *drains transverses* susceptibles d'influencer fortement la production. Dans le cas où ont pu se former des failles normales transverses à fort rejet, leur rôle dynamique pourra être de barrières par *scellement de juxtaposition* (*juxtaposition sealing*, voir § 1.3.1) dans les mêmes conditions que celles décrites pour les failles normales axiales. On peut aboutir ainsi à la *compartimentation transverse* du réservoir (voir § 5.2.4).

5.4 Les fractures obliques

- *Description :*

Classiquement, les fractures obliques observées au niveau des plis ont été interprétées comme des *« fractures cisaillantes »* (Stearns, 1964, Stearns & Friedman, 1972, Hancock, 1985). En effet, elles se présentent parfois sous la forme de deux familles directionnelles mimant l'organisation de failles décrochantes conjuguées (figure 5.15). Cependant, rares sont les cas où l'origine cisaillante de ces fractures a pu être vérifiée, à l'*exception très claire mais assez rare des bandes de cisaillement* initiées dans des formations sédimentaires à forte fraction clastique et à forte porosité (figure 5.15 (a)). *Généralement, les obliques sont donc constituées par des diaclases (en mode I) ou par des fractures cisaillantes réactivant des fractures initiées en mode I.*

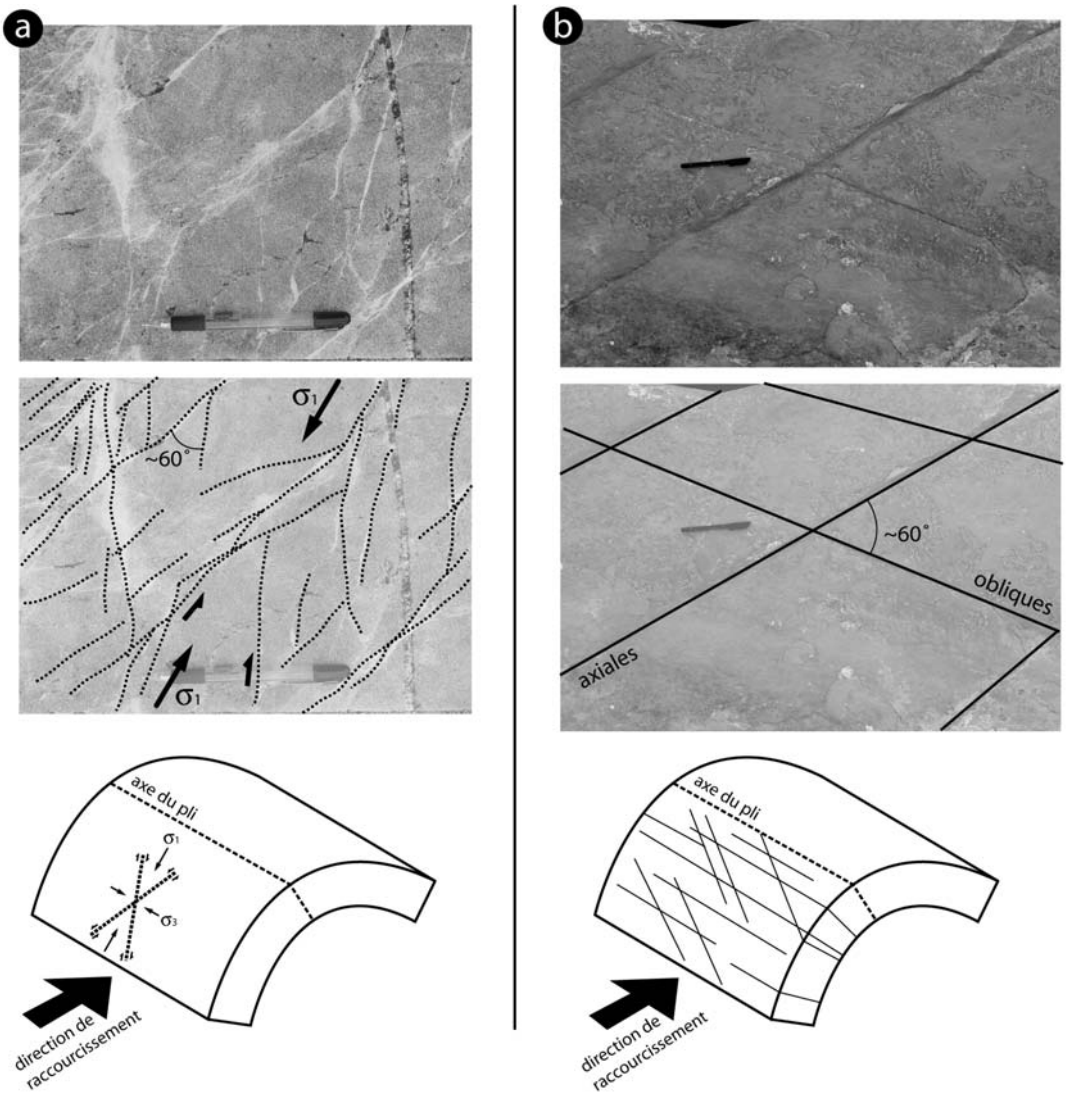


Figure 5.15 : (a) Exemple de bandes de déformations conjuguées obliques développées dans les biocalcarénites poreuses (Miocène de l'anticlinal de la Majella, Abruzzes, Italie). (b) Familles de fractures d'allure conjuguée dans des calcaires fins (wackestones du Valanginien de la vallée de Tamzergout, Haut Atlas Occidental, Maroc). Ce mimétisme avec des fractures cisaillantes est dû à l'angle existant entre la famille axiale et une famille oblique d'origine distincte.

- Les diaclases obliques :

Souvent, les fractures obliques sont des diaclases (mode I) organisées en réseaux sub-orthogonaux qui viennent se superposer ou non aux fractures axiales et transverses. Les mêmes motifs peuvent exister dans les zones tabulaires d'avant-pays. La figure 5.15 (b) montre une portion de surface structurale relevée au niveau des plis de la vallée de Tamzergout (Haut Atlas Occidental, Maroc) où l'on observe l'intersection entre deux familles de diaclases en mode I (une famille d'obliques et les axiales). L'angle formé par ces deux familles est de l'ordre de 60°, ce qui leur donne *l'allure trompeuse de fractures cisaillantes conjuguées*, bien qu'elles soient issues de stades de fracturations différents correspondant à des étapes distinctes de l'histoire de la déformation de la région (voir origine mécanique des obliques).

La figure 5.16 montre un affleurement dans les grès dévoniens de l'Anti-Atlas où l'on peut observer la coexistence d'obliques orthogonales entre elles et des réseaux classiques d'axiales

et de transverses (H. Ouanaïmi, 2003, Thèse d'Etat). La première remarque que l'on peut faire est que *les obliques ont une tendance assez systématique à venir buter sur les axiales et les transverses*. Ceci tendrait à montrer que les obliques ont une origine postérieure aux axiales et aux transverses. De plus, dans son étude systématique de la distribution de la fracturation dans les formations à dominante détritique, de l'Anti-Atlas Marocain, Ouanaïmi (2003) montre entre autres que les *diaclases obliques sont quasi-absentes en dehors des zones plissées où elles apparaissent et se densifient*. La figure 5.17 montre une coupe où sont reportées les distributions des principales familles directionnelles. On voit aussi que les obliques apparaissent et se densifient progressivement lorsque l'on se déplace, d'Est en Ouest, vers des unités de plus en plus profondes et de plus en plus déformées. Cet effet de densification est accentué dans les zones de charnières des plis les plus serrés. Dans ce cas là, l'effet de la courbure et de la pression verticale sur l'apparition des fractures obliques est évident. Les implications mécaniques de ces observations de ces fractures seront discutées dans le paragraphe traitant des *origines mécaniques* de la fracturation oblique.

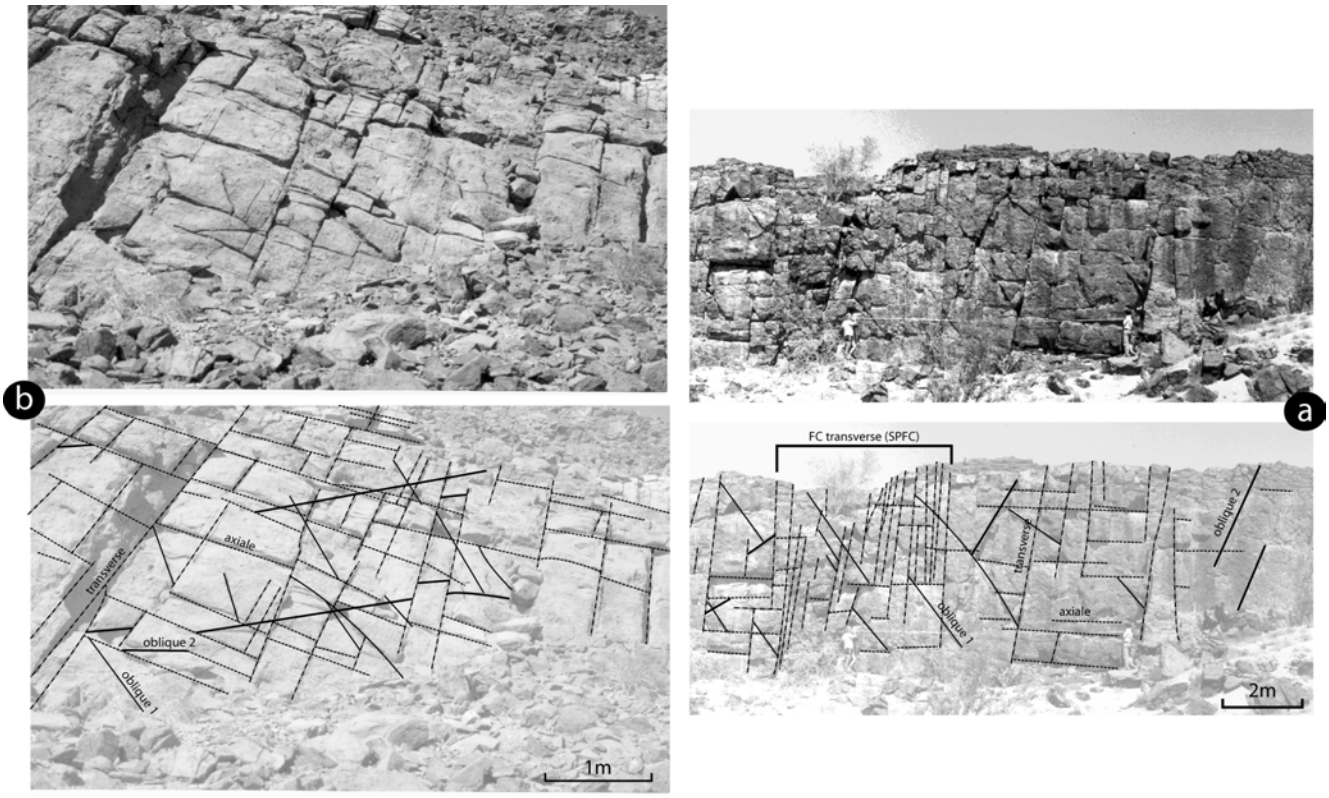


Figure 5.16 : Photographies et calques interprétatifs montrant des surfaces structurales à fort pendage (a) et subverticale (b) affleurant à proximité d'une charnière de pli dans le dévonien de l'Anti-Atlas marocain (Photo H. Ouanaïmi). On note la présence des classiques réseaux axiaux et transverses (en pointillés) et celle de deux réseaux obliques (en traits pleins) sub-orthogonaux.

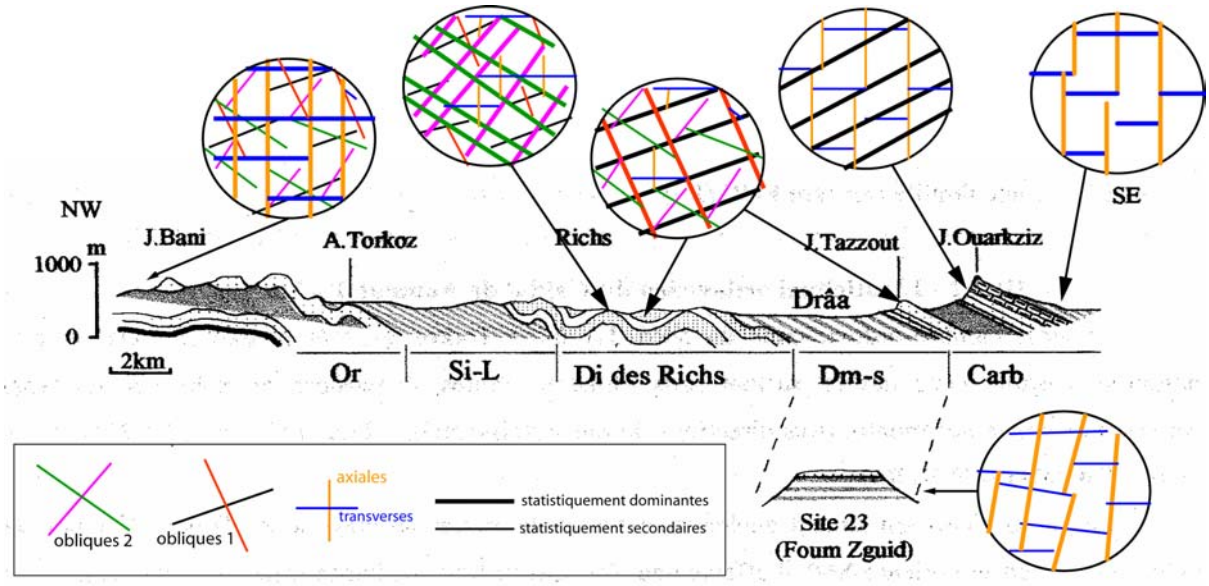


Figure 5.17 : Distribution des principales familles directionnelles de diaclases dans l'Anti-Atlas Marocain (d'après Ouanaïmi, 2003). Les diaclases axiales et transverses sont distribuées de manière à peu près homogène tout le long de la coupe. On s'aperçoit par contre que les obliques (divisées en deux réseaux de deux familles sub-orthogonales) n'apparaissent pas au niveau de tous les sites étudiés. La logique qui semble se dessiner à partir de cette étude est que les obliques apparaissent et se densifient dans les zones les plus profondes (vers l'ouest) et sont dominantes au sein des charnières de plis (région des Richs). Elles ne sont pas exprimées dans les zones monoclinales superficielles de la partie orientale de la coupe.

- Les fractures obliques cisaillantes :

Si la fracturation oblique s'exprime souvent par la présence de fractures en mode I (diaclases), il existe néanmoins des cas fréquents où ces fractures montrent des *preuves de jeu cisaillant*. Nous avons vu que les fractures susceptibles de s'initier en cisaillement selon des directions conjuguées obliques par rapport au serrage (*bandes de cisaillement* décrites en figure 5.15 (a)) étaient relativement rares dans les roches déformées au niveau des plis superficiels, et qu'elles étaient habituellement réservées au cas de roches clastiques et poreuses (grès, calcarénites, etc.). *Dans les cas les plus fréquents, le jeu cisaillant (décrochant) est issu de la réactivation de fractures initiées en mode I.* De nombreux exemples ont ainsi montré des cas de fractures obliques cisaillantes apparaissant généralement comme des diaclases (figure 5.18) ou des corridors fracturés (figure 5.19) hérités, réactivés en décrochements lors du serrage syn-plissement. Branchement et/ou relais témoignent de la préexistence des fractures.
D'autres types de failles décrochantes, d'échelle hectométrique, ont été observés au niveau du Teton Anticline (Montana, USA). Dans le modèle classique de Stearns (1964), ces fractures conjuguées (figure 5.20 (a)) sont interprétées comme initiées en cisaillement pendant le serrage syn-pli. Cependant des observations de détail au niveau de différents affleurements du Téton anticline montrent qu'elles sont localisées soit dans des zones de *concentration de la fracturation transverse d'allure échelonnée* accompagnée d'une densification des réseaux de diaclases axiales et/ou obliques, ou encore de la densification de diaclases obliques de fond (J.-P. Petit, communication personnelle). L'apparence de ces décrochements semble donc être en faveur d'une origine par concentrations de fractures de fond transverses, obliques et, le cas échéant axiales pendant le serrage. L'endommagement par concentration de fractures de fond précède la formation de bandes de cisaillement conjuguées. Les brèches de failles obliques résultent d'un pré-découpage intense de la roche par des fractures localement très denses (figure 5.20 (b), (c) et (d)).

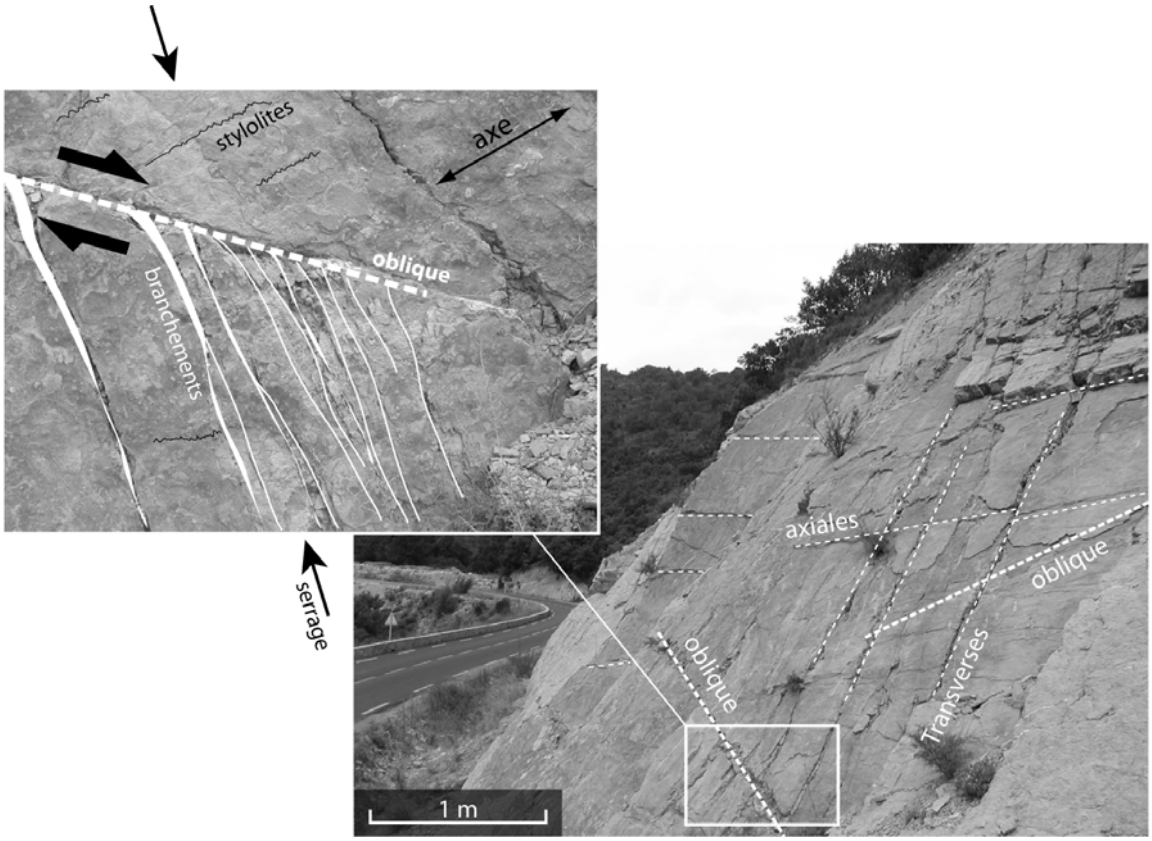


Figure 5.18 : Exemple de diaclase oblique précoce réactivée en cisaillement (mode II) lors du serrage syn-plissement. Les branchements non orthogonaux observables en tête de fracture attestent de la réactivation frictionnelle en décrochement dextre de la diaclase (marnocalcaires rhétiens de la bordure sud de l'Escandorgue, Languedoc).

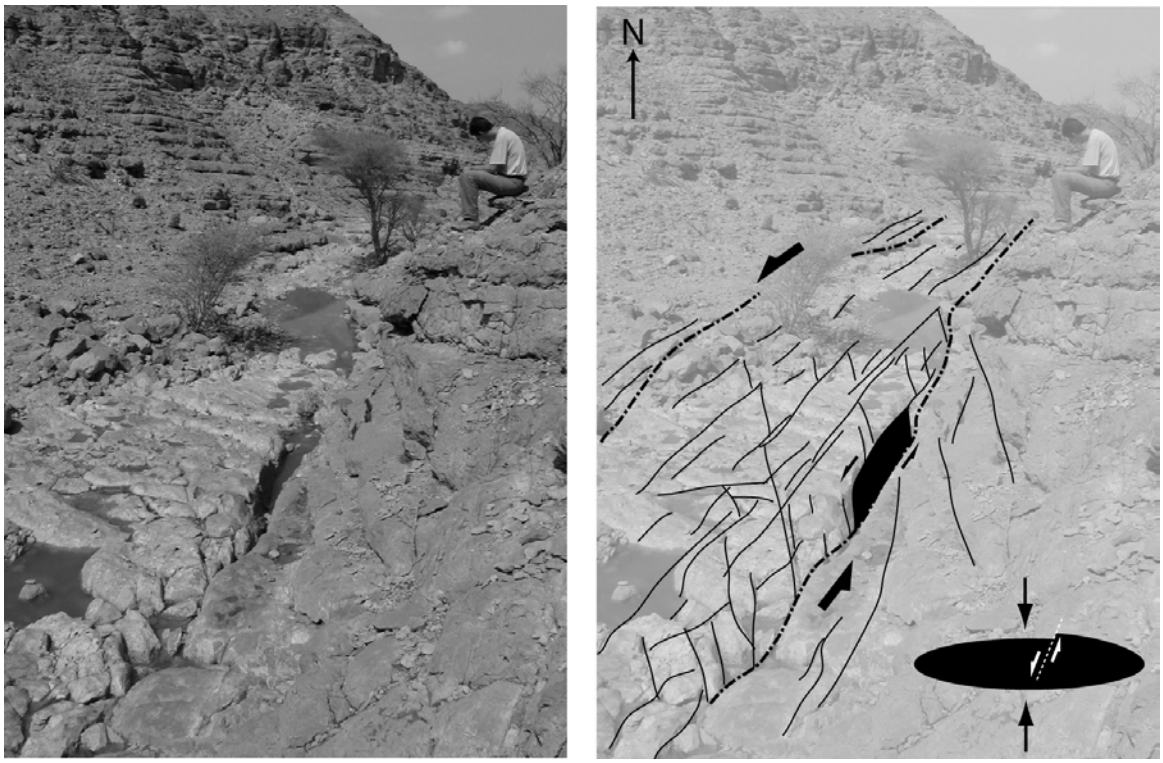


Figure 5.19 : Décrochement sénestre réactivant un corridor oblique (N40°E) dans les calcaires crétacées (Natih) du flanc nord de l'anticlinal du Jabal Qusaybah (Oman). Ces décrochements obliques sont responsables de la segmentation du pli (voir § 6.3.2).

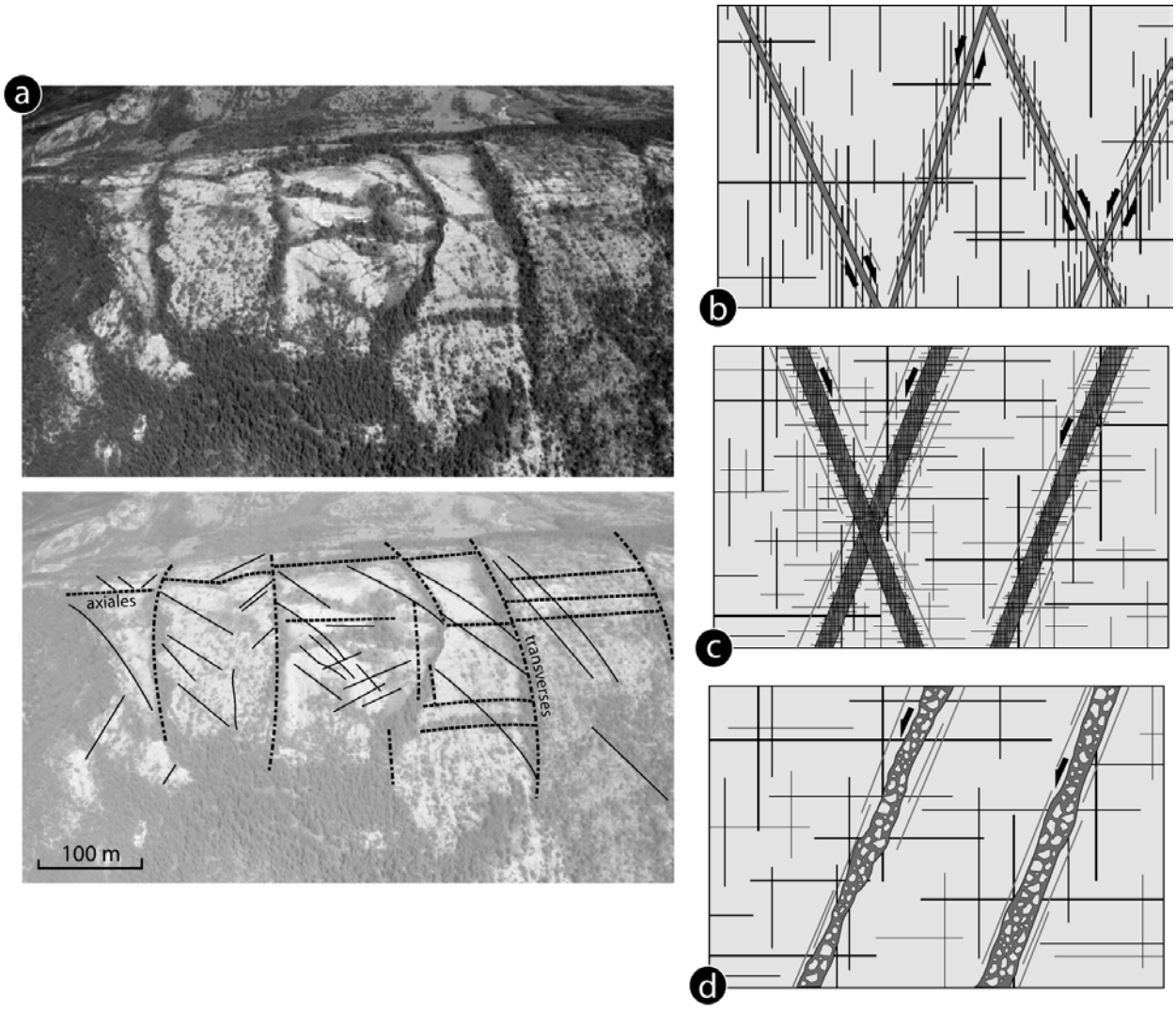


Figure 5.20 : (a) Vue aérienne oblique du Teton Anticline (Montana, USA) montrant les réseaux axiaux et transverses ainsi que deux familles d'obliques. (b) Cisaillements obliques conjugués issus de la coalescence de fractures en échelons transverses initiées en mode I. (c) Cisaillements obliques conjugués localisés dans des zones de forte concentration de fractures axiales obliques et transverses initiées en mode I. (d) Cisaillements obliques mettant en jeu des zones de brèches issues de la mobilisation de zones densément fracturées qui peuvent être issues de mécanismes tels que ceux décrit en fig. 3.9 b ou c.

- *Origine mécanique :*

Certain aspects ont été déjà présentés plus haut, on précise ici certains points.

- Cas des diaclases obliques :

Dans la majeure partie des cas, les diaclases obliques qui sont des fractures de mode I ont une origine qui semble indépendante du raccourcissement responsable du plissement (figure 5.15 (b)). Elles sont souvent organisées en réseaux sub-orthogonaux qui pourraient témoigner de régimes de contraintes précoces (épisode de chargement/déchargement anté-plissement, par exemple). Le scénario de la figure 5.21 (a) illustre cette dernière hypothèse.
Dans le cas des diaclases obliques de l'Anti-Atlas Marocain (voir figures 5.16 et 5.17) étudiées par Ouanaïmi (2003), la concentration préférentielle qu'elles présentent dans les charnières de plis implique un rôle important de la courbure et/ou du confinement dans leur

formation. On peut proposer une hypothèse faisant intervenir la création d'une fabrique discrète au sein de l'unité mécanique pendant un ou plusieurs épisodes de chargement antérieur au plissement (figure 5.21 (b)). A la différence du cas des diaclases héritées décrites au dessus, ce stade de chargement précoce n'aboutit pas à la formation de fractures exprimées. Par la suite, lors du plissement, les diaclases obliques sont créées par l'activation en ouverture de plans de la fabrique préformée. Ces fractures auraient donc besoin pour s'initier et se propager d'une sollicitation qui pourrait donc être induite par la sollicitation extensive existant au niveau des extrados de charnières de plis. Mais le contrôle de la directionnalité de ces fractures obliques serait assuré par la fabrique précoce.

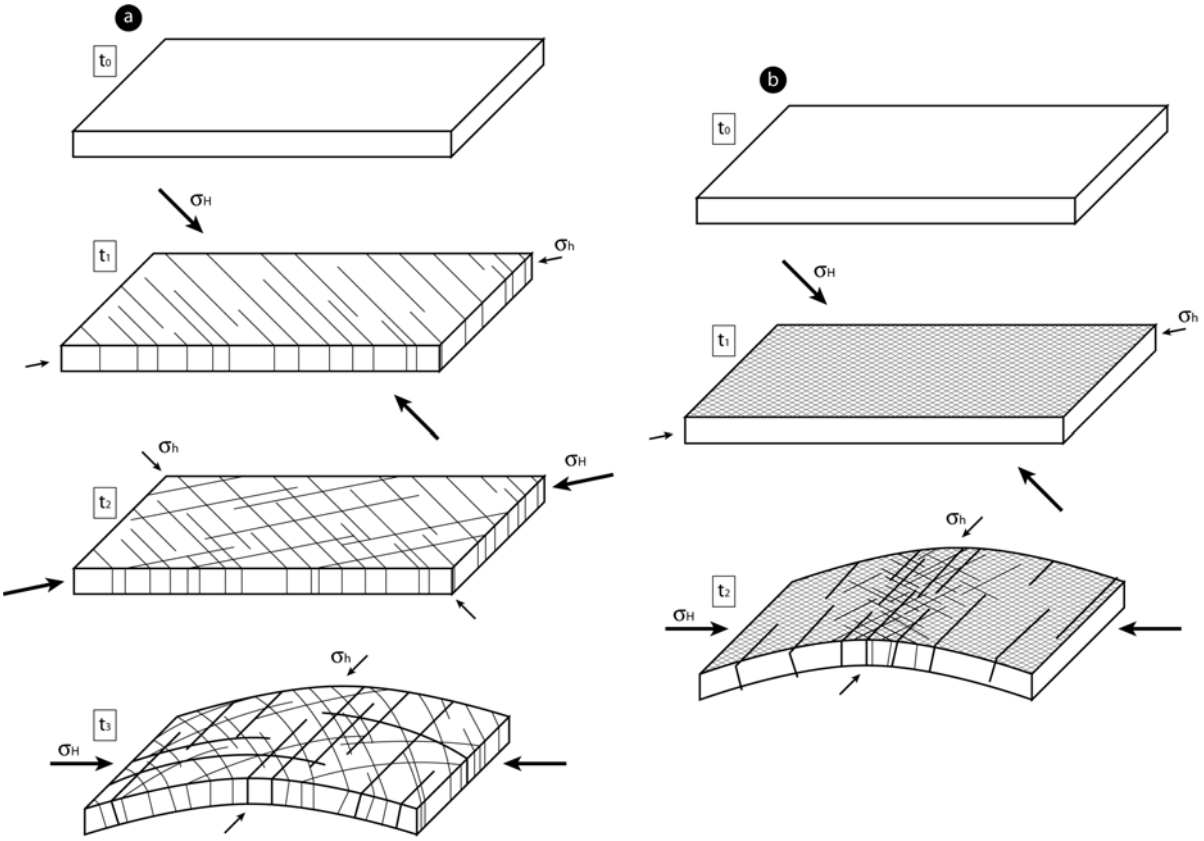


Figure 5.21 : Scénarios visant à expliquer la genèse des diaclases obliques. (a) Hypothèse de l'origine héritée. La fracturation oblique est créée durant des stades de chargement précoces : à t_1, une famille directionnelle se développe sous un régime de contraintes donné, suivie, à t_2, par sa famille orthogonale sous l'effet d'une inversion des directions des contraintes principales horizontales (qui peut être simplement lié au déchargement). A t_3, l'unité mécanique pré-fracturée est soumise au raccourcissement et se plisse. Les transverses s'initient parallèlement à σ_H aux limites et les axiales se créent dans les zones courbées en raison du régime de traction local (voir figure 5.4). (b) Hypothèse de l'expression syn-pli d'une fabrique discrète héritée. A t_1, l'unité mécanique acquiert une fabrique diffuse (stylolitisation dense, par exemple) sous un régime de contrainte donné. A t_2, après rotation des directions de contraintes principales, l'unité mécanique est plissée et les directions de la fabrique héritée s'expriment par l'apparition de fractures obliques dans les zones de concentration de la déformation intense extensive (charnières). Les axiales et les transverses peuvent se développer en parallèle dans le pli en formation.

- Cas des fractures obliques cisaillantes :

La figure 5.22 (a) montre un scénario visant à expliquer les mécanismes conduisant à la création de fractures obliques cisaillantes à partir de la réactivation de diaclases de fond héritées (cas de la figure 5.18, par exemple). Dans ce modèle, les diaclases se propagent dans un champ de contraintes pré-plissement donné (stade (2)) puis sont réactivées en cisaillement

(décrochement), après rotation de ce champ en liaison avec le plissement (stade (3)). La figure 5.21 (b) montre un scénario similaire, mais pouvant amener à la segmentation du pli, dans le cas de décrochements par réactivation cisaillante de corridors fracturés obliques hérités.

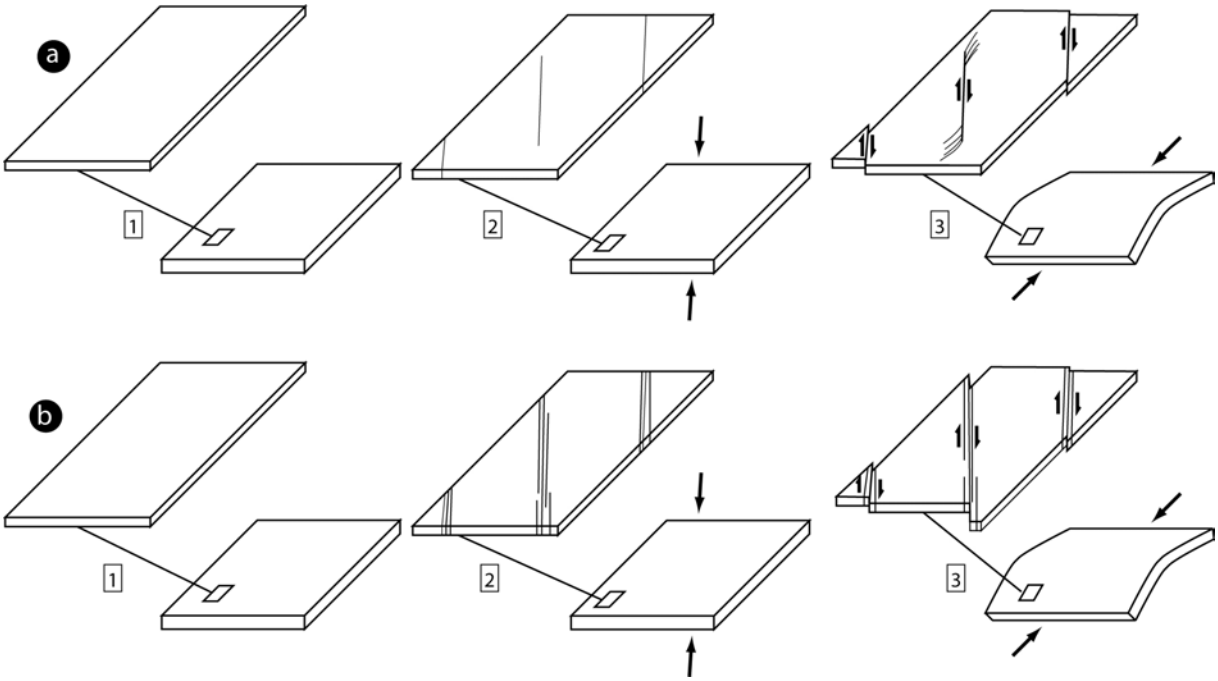


Figure 5.22 : Scénarios montrant les principaux stades de formation, pendant le plissement, de décrochements à partir (a) de diaclases obliques héritées, et (b) de corridors fracturés hérités.

La figure 5.23 montre deux scénarios exposant les principaux stades de déformation susceptibles d'avoir conduit à la formation *de fractures cisaillantes obliques composites* telles que celles décrites dans le cas du Teton Anticline (figure 5.20). Le scénario (a) concerne les fractures cisaillantes issues de la réactivation quasi exclusive de diaclases transverses. Au début du serrage (étape (2)), des diaclases transverses se concentrent en denses faisceaux conjugués selon une organisation en échelon comparable à celle souvent observée dans les fentes. Par la suite, (étape (3)), les transverses coalescent au sein de ces faisceaux obliques pour former des bandes de cisaillement conjuguées.

Le scénario (b) expose une structuration similaire mais faisant intervenir un stade supplémentaire (étape (3)) de développement de fractures axiales en mode I, denses et superposées aux faisceaux de transverses préformés. Dans ce cas, la création des obliques cisaillantes composites est assurée par la coalescence progressive des diaclases au sein de ces faisceaux concentrant des fractures représentant les deux directions orthogonales classiques. Des diaclases obliques de fond (mode I) peuvent être également impliquées, leur densité augmentant au voisinage du cisaillement.

Dans les deux cas, la poursuite de la déformation peut aboutir à la création de failles décrochantes à rejet important. Dans ce cas, il y a formation de brèches telles que celles représentées sur la figure 5.20 (d) qui ont été observées dans le cas des affleurements du Teton Anticline (J.-P. Petit, communication personnelle).

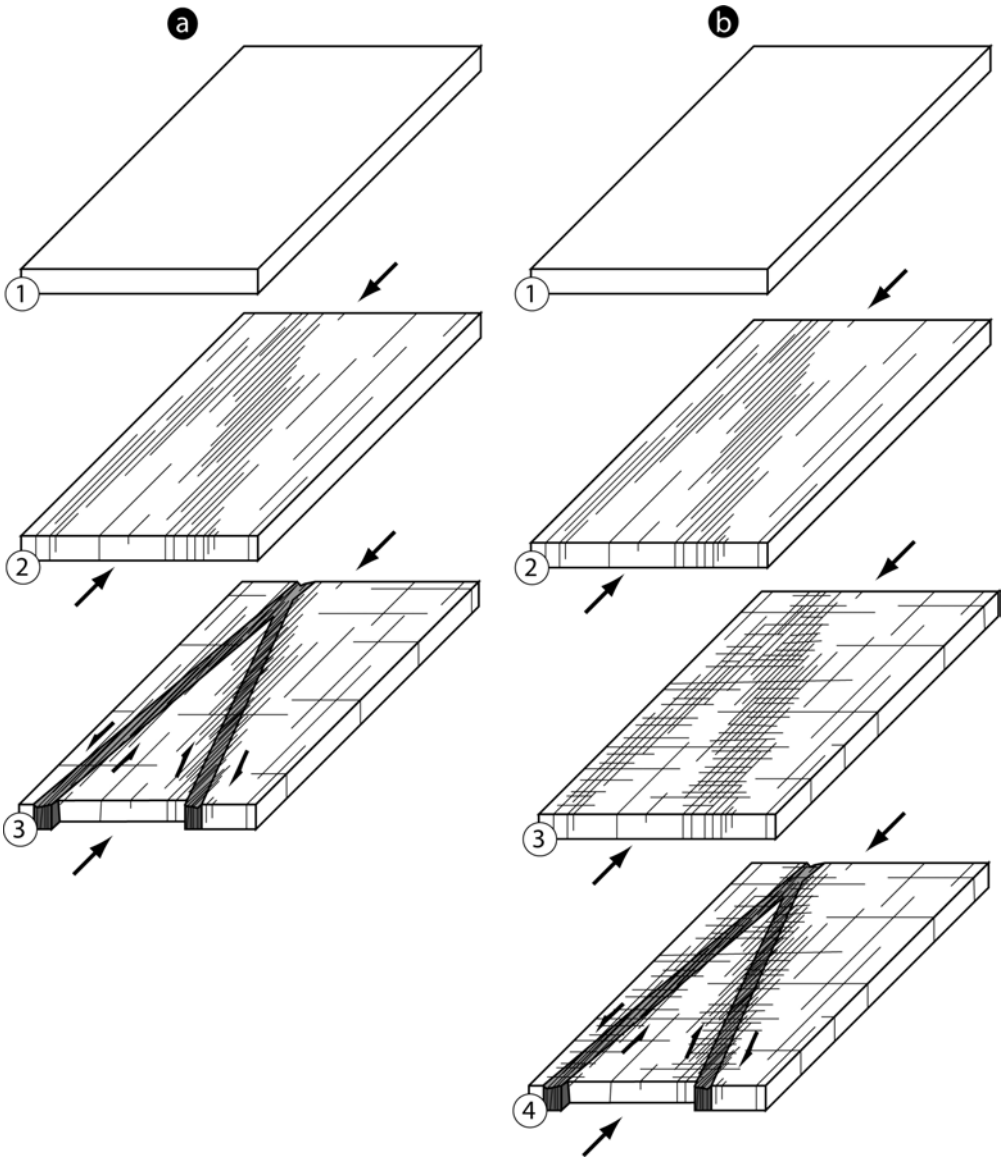


Figure 5.22 : Scénario montrant les principaux stades de formation des fractures cisaillantes obliques composites (voir exemple du Teton Anticline, figure 5.19). (a) Cas issus de la coalescence de fractures transverses. (b) Cas issus de la coalescence de fractures transverses et axiales. Les flèches indiquent la direction du serrage responsable du plissement.

- *Rôle dynamique :*

L'influence de tels réseaux sur l'hydrodynamique des réservoirs est potentiellement double. Lorsque les réseaux obliques cohabitent avec les classiques réseaux axiaux et transverses, on peut considérer que leur influence sera particulièrement importante en matière de connectivité à cause du fait qu'ils sont susceptibles d'avoir des intersections aussi bien avec les fractures axiales que transverses. Lorsque les obliques ne font que participer à la fracturation de fond, ce qui semble surtout le cas dans les zones profondes et/ou à forte courbure, la perméabilité doit être globalement accrue et doit être vue comme un accroissement isotrope de la porosité matricielle. Lorsque les obliques sont dominantes sous forme de grands corridors fracturés avec réactivation décrochante leur influence pourra être prépondérante et déterminer une

anisotropie très importante des écoulements le long d'axes bien distincts (Voir l'exemple du Jabal Madmar, Oman, décrit au § 3.3.3).

5.5 Conclusion

La table 5.1 récapitule les principaux types de fractures rencontrés dans les plis. Ces fractures sont classées, comme dans les paragraphes précédents, selon les trois grandes familles directionnelles axiale, transverse et oblique. Dans chaque famille directionnelle, nous avons tenté de lier les différents types de fractures (en mode I ou cisaillantes) aux types de plis (passifs ou de flambage) où elles sont susceptibles d'être rencontrées.

	NATURE	HERITEES/SYN-PLISSEMENT ?	TYPE DE PLIS CONCERNES	ROLE DYNAMIQUE
AXIALES	Fractures de fond	H & S	Flambage/Passifs	- Contrôle la majeure partie de la porosité et la perméabilité dans les réservoirs à faible porosité matricielle (dans la mesure où elles ont une ouverture significative).
	HPF	H & S	Flambage/Passifs	- Si densément réparties (et ouvertes) : augmentent la perméabilité. - Si dominantes : conduisent à une forte anisotropie directionnelle des écoulements.
	FC	H & S	Flambage/Passifs	- Peuvent assurer la connectivité latérale et verticale de différents compartiments du réservoir. - Peuvent induire une forte localisation directionnelle des écoulements.
	Failles normales	H & S	Flambage/Passifs	Drains ou barrières, et éventuellement compartimentation axiale en fonction de leur structure interne et du rejet.
	Failles inverses	H & S	Flambage/Passifs	- Drains ou barrières axiales limités à certaines couches en fonction de leur structure interne. - Peuvent augmenter la connectivité par intersection avec d'autres familles.
	Décrochements	H	Flambage/Passifs	- Peuvent assurer la connectivité latérale et verticale de différents compartiments du réservoir. - Peuvent induire une forte localisation des écoulements.

	NATURE	HERITEES/SYN-PLISSEMENT ?	TYPE DE PLIS CONCERNES	ROLE HYDRODYNAMIQUE
TRANSVERSES	Fractures de fond	H & S	Flambage (sauf héritage)	- Augmente significativement la porosité et la perméabilité dans les réservoirs à faible porosité matricielle (dans la mesure où elles ont une ouverture significative). - Induit une isotropie des écoulements lorsque superposée à une famille axiale ou oblique de densité comparable.
	HPF	H & S	Flambage (sauf héritage)	- Si dominantes et ouvertes, elles augmentent la perméabilité connectivité avec les autres familles et conduisent à une forte anisotropie directionnelle des écoulements.
	FC	H & S	Flambage (sauf héritage)	- Peuvent assurer la connectivité latérale et verticale de différents compartiments du réservoir. - Peuvent induire une forte localisation directionnelle des écoulements.
	Failles normales	H & S	Flambage (sauf héritage)	Drains ou barrières, et éventuellement compartimentation axiale en fonction de leur structure interne et du rejet.
	Failles inverses	H	Jamais observées	
	Décrochements	H reprise de HPF ou FC suite à rotation des axes de serrage	Flambage/Passifs	- Peuvent assurer la connectivité latérale et verticale de différents compartiments du réservoir. - Peuvent induire une forte localisation directionnelle des écoulements ou une compartimentation si les rejets sont forts.

	NATURE	HERITEES/SYN-PLISSEMENT ?	TYPE DE PLIS CONCERNES	ROLE HYDRODYNAMIQUE
OBLIQUES	Fractures de fond	H (sauf bandes de cisaillement dans roches poreuses)	Flambage/Passifs	- Augmente fortement la porosité et la perméabilité dans les réservoirs à faible porosité matricielle (dans la mesure où elles ont une ouverture significative). - Augmente la connectivité lorsque superposée à un réseau axiales + transverses.
	HPF	H (sauf bandes de cisaillement dans roches poreuses, rares en tant que HPF)	Flambage/Passifs	- Si densément réparties dominantes et ouvertes, augmentent la connectivité avec les autres familles et conduisent à une forte anisotropie directionnelle des écoulements.
	FC	H (sauf couloirs de cisaillements dans roches poreuses)	Flambage/Passifs	- Peuvent assurer la connectivité latérale et verticale de différents compartiments du réservoir. - Peuvent induire une forte localisation directionnelle des écoulements.
	Failles normales	H (sauf bandes de cisaillement dans roches poreuses)	Flambage/Passifs	Drains ou barrières obliques en fonction de leur structure interne.
	Failles inverses		Jamais observées	-
	Décrochements	Jeu décrochant syn-plis sur HPF ou FC Hérités)	Flambage/Passifs	Drains ou barrières obliques en fonction de leur structure interne. Compartimentation si rejets importants.

6 Modes d'accommodation de la courbure par les fractures, dislocation et segmentation des plis

La classification des modes d'accommodation que nous proposons d'établir ici est non seulement basé sur l'étude des *relations angulaires* entre les différentes familles de fractures présentes au niveau d'un pli donné, mais aussi sur *la densité et la distribution des ces familles ainsi que sur les relations qu'elles peuvent avoir avec l'accommodation de la courbure générale de ce pli ou avec son éventuelle dislocation*.

6.1 Accommodation par la fracturation de fond

Ces plis présentent habituellement une courbure apparaissant comme régulière et continue à grande échelle. *Cette courbure est associée à de petites variations de pendage successives, accommodées par de petits déplacements (généralement en ouverture, mais parfois aussi en cisaillement) autour des multiples fractures de fond*. Ces fractures de fond sont le plus souvent distribuées de façon assez homogène dans l'intégralité de l'unité mécanique, et leur persistance verticale est généralement limitée à un seul banc constituant l'unité mécanique élémentaire. La déformation bien qu'intrinsèquement discontinue prend donc un aspect continu à première vue. La figure 6.1 montre des blocs diagrammes 3D présentant deux plis où la courbure est accommodée par les fractures de fond axiales ou obliques. Comme on a vu que la fracturation n'est pas nécessairement syn-pli, la direction des fractures de fond qui accommodent la courbure peut aussi bien être axiale ou sub-axiale qu'oblique.

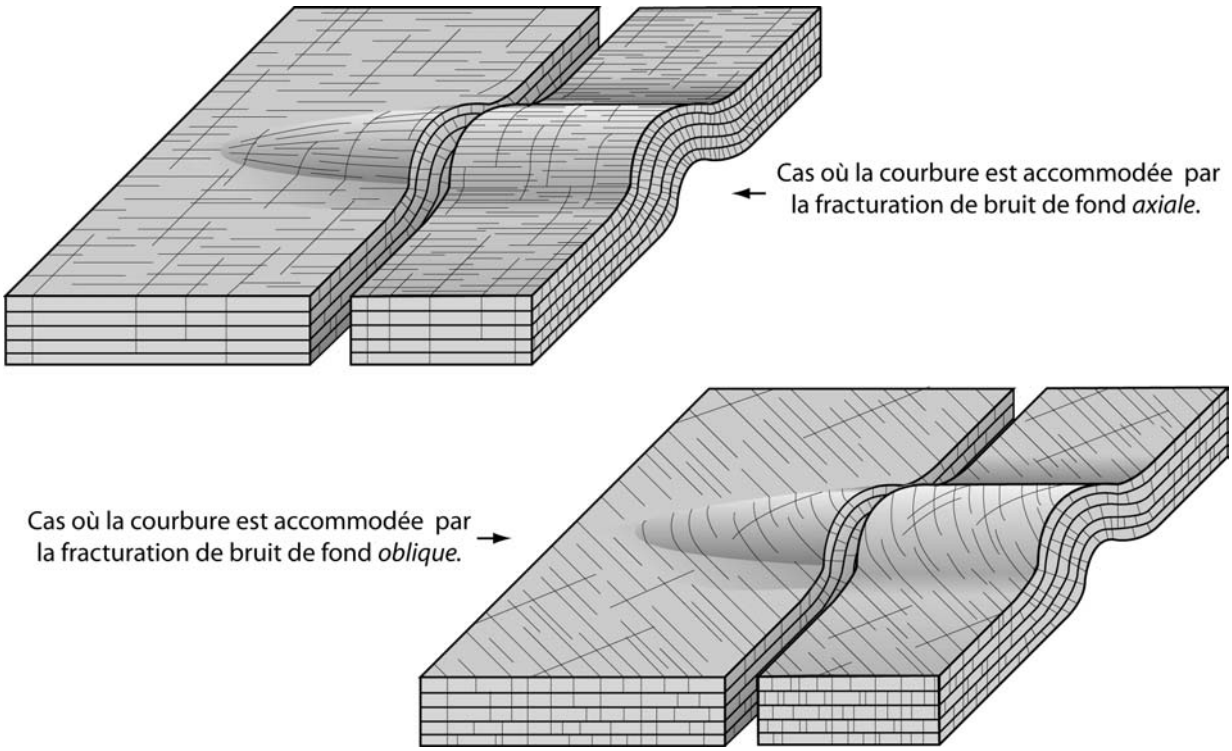


Figure 6.1 : Blocs diagrammes 3D présentant deux exemples de plis où la courbure est accommodée par la fracturation de fond axiale et oblique.

6.1.1 Accommodation par la fracturation de fond sub-axiale

Le **premier exemple** de pli où la courbure est accommodée par la fracturation de fond est celui du *Djebel al Touzy*, région de Tata, Anti-Atlas, Maroc (voir localisation sur la carte géologique de la figure 6.2). C'est un anticlinal plurikilométrique formé pendant le serrage Hercynien et affectant des formations détritiques (essentiellement gréseuses) d'âge dévonien. Le mode d'accommodation de la courbure au niveau de ce pli a été décrit par Cortes, 2001, dans le cadre de sa thèse de doctorat. Il a entre autre été proposé que la fracturation de fond ait une origine contemporaine des tous premiers stades d'apparition de la courbure, une partie de ces fractures pouvant même être issue de la réouverture de stylolites apparus au début du serrage. Par la suite, l'augmentation de la courbure se voit accommodée par (1) la réouverture de ces plans de fracturation préexistants, et (2) *par le rejet cisaillant sur des surfaces de glissement courbes issues de la coalescence et la réactivation de certaines de ces fractures axiales favorablement alignées* (figure 6.3 (c)).

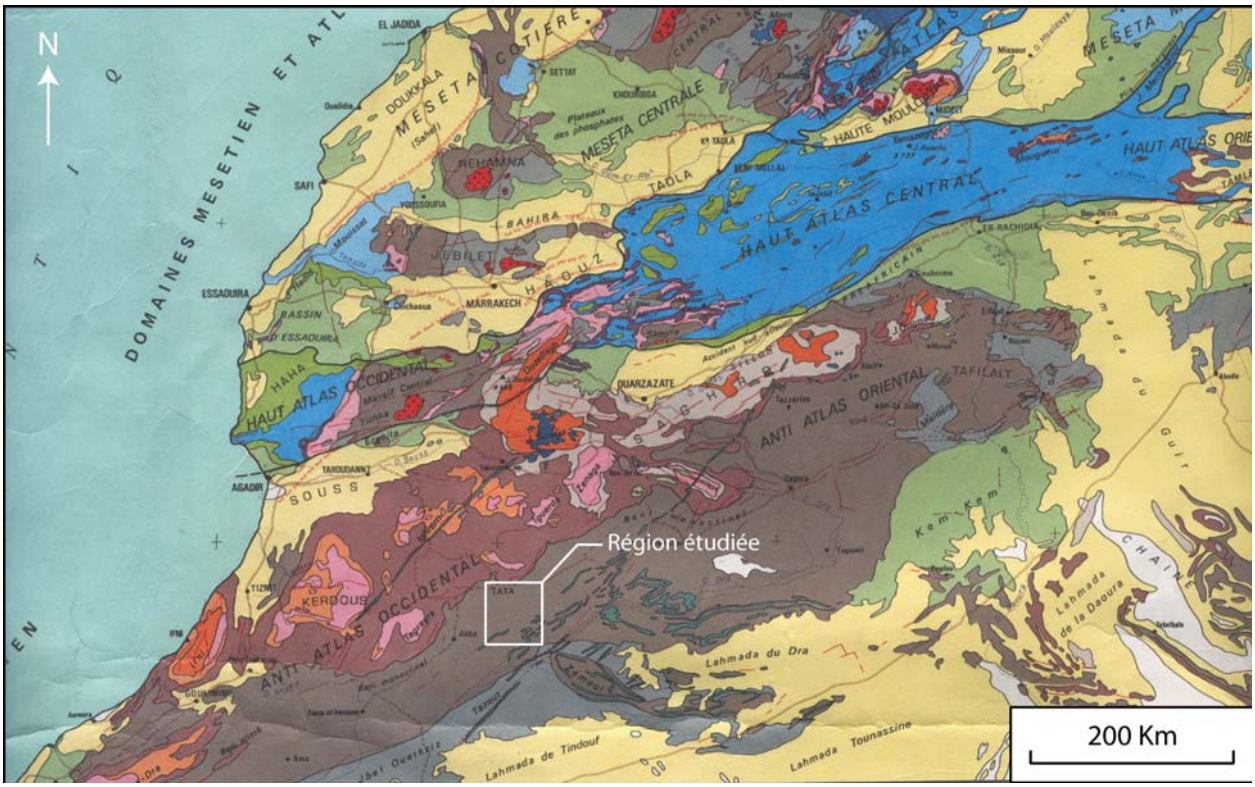


Figure 6.2 : Extrait de la carte géologique du Maroc montrant la localisation de la région de Tata (Anti-Atlas) où est situé l'anticlinal du Djebel al Touzy.

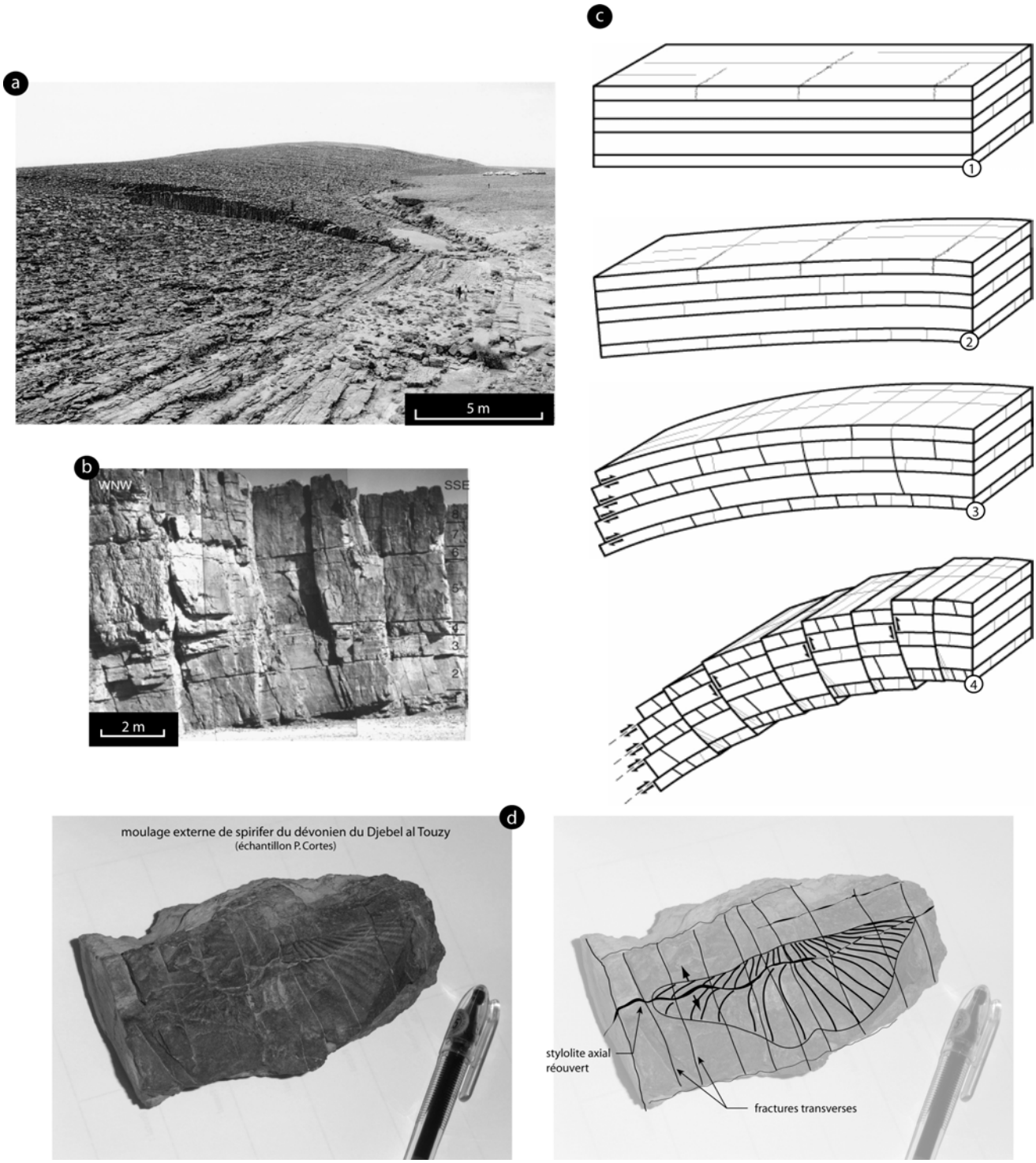


Figure 6.3 : Accommodation de la courbure par la fracturation de fond au niveau de l'anticlinal du Djebel al Touzy (Anti-Atlas, Maroc). (a) Vue générale de l'affleurement. (b) Vue en coupe montrant le rôle des plans de glissement incurvés issus de la réactivation de fractures axiales de fond dans l'accommodation de la courbure. (c) Scénario interprétatif décrivant les principales étapes du plissement : (1) initiation du serrage : des stylolites apparaissent perpendiculairement à σ_1. (2) Initiation de la courbure : les stylolites préformés s'ouvrent et la fracturation axiale de fond apparaît plus ou moins oblique à s_0 en raison du glissement banc sur banc. (3) et (4) La courbure s'accentue, accommodée par l'ouverture de la fracturation de fond et par le rejet sur des plans de glissement incurvés issus de la coalescence de certaines de ces fractures favorablement alignées. Extrait de Cortes (2000). (d) Photographie d'un échantillon prélevé au niveau du pli montrant l'organisation de la fracturation axiale (stylolites réouverts) et transverse qui traversent un moulage externe de *spirifer* (brachiopode). Le stylo donne l'échelle.

Le **second exemple** de pli où la courbure est principalement accommodée par la fracturation de fond que nous étudierons est situé au nord des gorges du Coulazou, dans la partie nord de la région du « *Pli de Montpellier* » (voir chapitre 7). Le schéma structural de la figure 6.4 (a) montre que le Pli de Montpellier peut-être assimilé à la partie la plus septentrionale de la Nappe des Corbières. Cette nappe est constituée de matériel sédimentaire mésozoïque (à dominante carbonatée) décollé au niveau de la semelle triasique, et charrié en avant de la chaîne des Pyrénées par le *Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen*. La figure 6.4 (b) montre la localisation de l'affleurement étudié dans des formations calcaires et marnocalcaires d'âge Oxfordien à Kimméridgien/Portlandien. Le plissement d'axe approximatif Est/Ouest observé dans la région prend donc son origine dans le contexte compressif pyrénéen et dans l'épisode de charriage de la nappe.

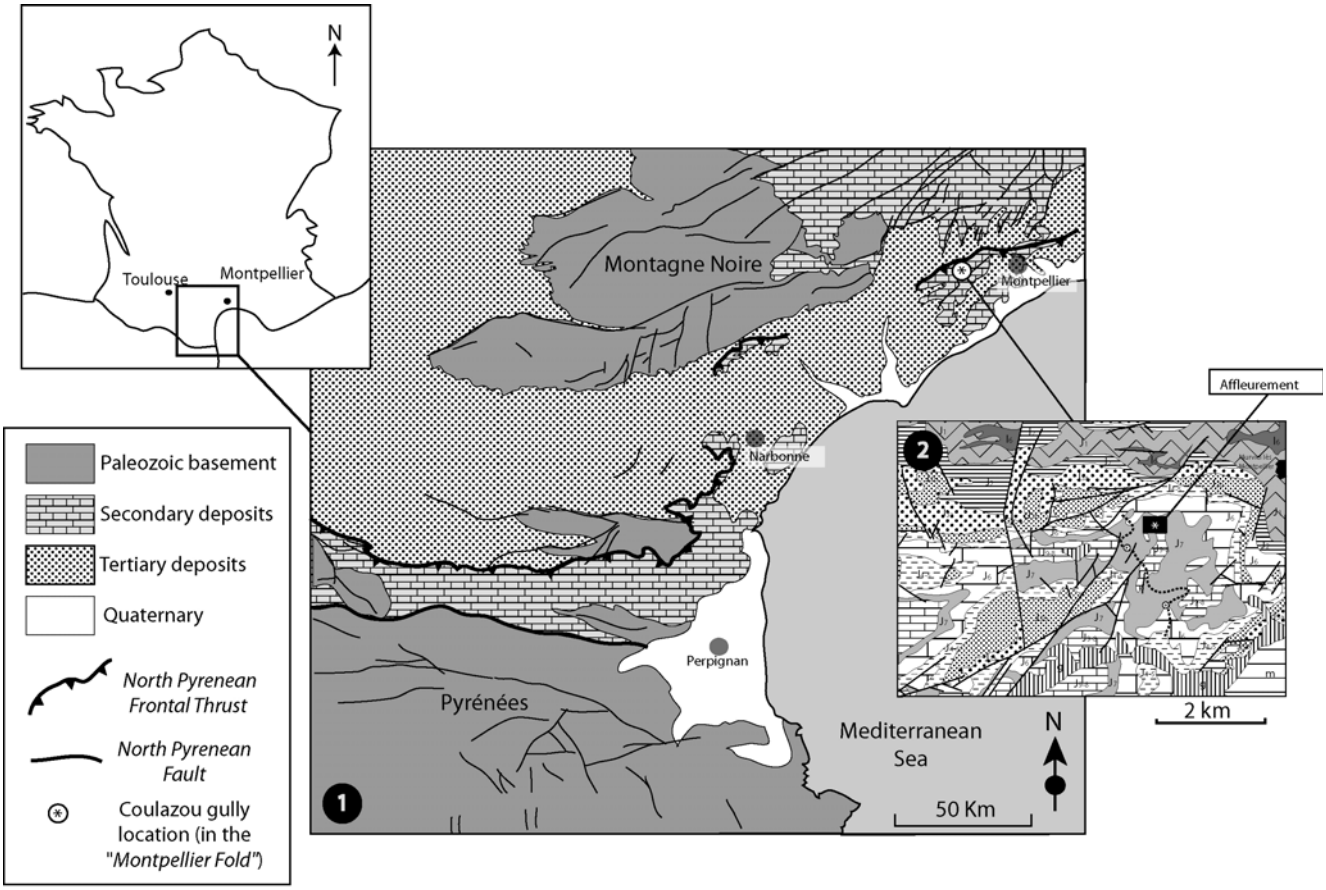


Figure 6.4 : (a) Schéma structural du pourtour du Golfe du Lion avec localisation de la région du « Pli de Montpellier ». (b) Schéma structural de la partie NO du Pli de Montpellier et position de l'affleurement étudié en figure 6.5.

La figure 6.5 montre une photographie et un calque interprétatif de l'affleurement vu en coupe (orientée NS). Il s'agit de deux anticlinaux jumeaux d'échelle plurimétrique à décamétrique, à courbure assez régulière à première vue, affectant une unité mécanique de calcaire compétant isolée au sein de formations plus marneuses. Les unités marneuses et marnocalcaires visibles au bas de l'affleurement constituent un niveau de décollement au dessus duquel les plis se sont localisés. Les deux charnières anticlinales apparaissent avec une courbure continue. En fait, cette courbure est discontinue à l'échelle du banc puisque accommodée par faibles ouvertures affectant la fracturation axiale de fond particulièrement dense à cet endroit. L'observation de terrain a montré que certaines de ces structures apparaissant à l'échelle de la photographie comme des fractures de mode I étaient en fait des stylolites axiaux réouverts.

D'après leur orientation, l'origine de ces stylolites est très probablement pyrénéenne et donc contemporaine du serrage ayant entraîné le plissement. Ici la forte densité de la fracturation de fond peut s'expliquer en partie par la superposition des fractures vraies, initiées en mode I, et de plans stylolitiques qui se sont ouvert pendant l'évolution des plis.

On remarquera en outre que les deux anticlinaux jumeaux sont séparés par un synclinal en chevron localisé sur une zone d'articulation constituée par la coalescence de fractures de fond qui se sont trouvées favorablement alignées pendant l'amplification de la courbure. Cet affleurement, et en particulier l'articulation visible dans le synclinal, feront l'objet d'une description plus approfondie dans la partie dédiée à l'étude du modèle des plis articulés (chapitre 7).

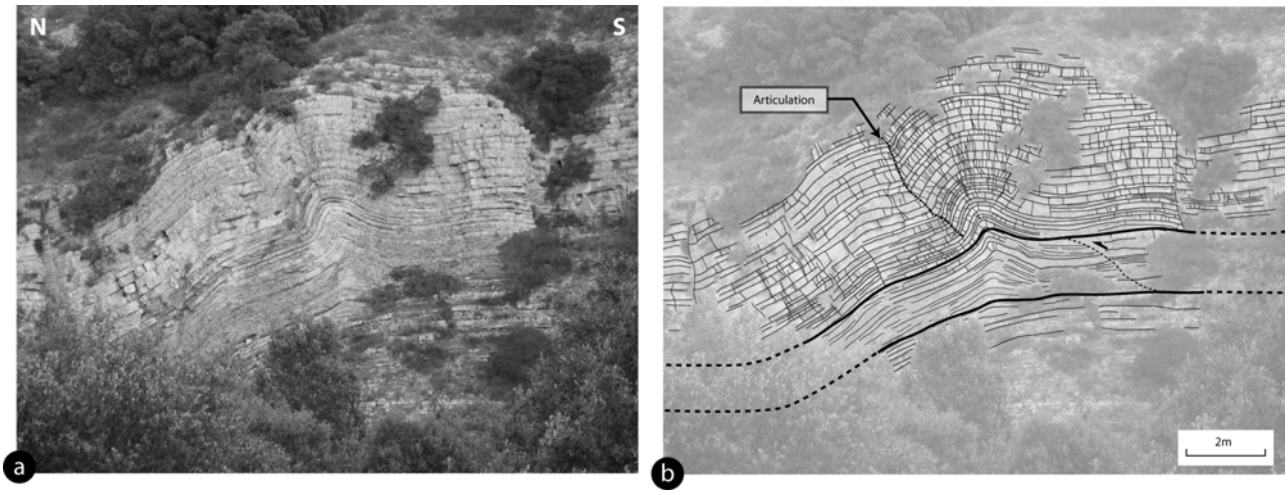


Figure 6.5 : Exemples de plis d'âge pyrénéen à courbure continue dans les calcaires jurassiques des gorges du Coulazou (Languedoc, France). L'accommodation de la courbure dans les charnières anticlinales est associée à de petites ouvertures affectant la fracturation de fond (de direction axiale), particulièrement dense sur cet exemple. On notera la présence d'un synclinal très étroit (chevron) séparant les deux anticlinaux, et localisé au niveau d'une articulation. Cet exemple est plus amplement décrit et interprété dans le chapitre 4.

6.1.2 Accommodation par la fracturation de fond oblique (cas de la Montagne d'Alaric, Languedoc)

- *Contexte géologique et sédimentaire :*

La Montagne d'Alaric est un anticlinal sur décollement, d'axe orienté EW, affectant les formations autochtones du crétacé et de l'éocène situées en avant du Chevauchement Nord Pyrénéen (voir carte géologique de la figure 6.6). Ce pli est situé à quelques kilomètres de la ville de Carcassonne. La pile sédimentaire impliquée au niveau de ce pli est caractérisée, en première approximation, par la présence d'une unité mécanique rigide peu épaisse, composée essentiellement de calcaires marins du maestrichtien et de calcaires lacustres éocènes (thanétien), décollée au niveau d'une couche marneuse épaisse du maestrichtien inférieur. L'unité mécanique plissée est par ailleurs surmontée par une épaisse formation (localement plus de 1700 m) à dominante marneuse et marno-conglomératique illerdiennes et post-éocènes (Cluzel, 1977). L'anticlinal est par ailleurs divisé en deux compartiments (occidental et oriental) par une faille normale de grande échelle décrite sous le nom de faille de Moux (figure 6.7).

- *Etude de la fracturation associée :*

Une photo-interprétation réalisée dans le cadre de cette thèse et focalisée sur la fracturation de cet anticlinal (figure 6.7) montre la *prédominance des fractures obliques* à l'axe du pli. En particulier, un réseau de direction approximative N30°E à N45°E est dominant dans la partie orientale du pli. Une deuxième famille d'obliques, sub-orthogonales à la direction précédente (N120°E à N135°E), est observée, en particulier dans les parties les plus orientales du pli. A ces deux familles d'obliques viennent se superposer une famille sub-transverse localement bien exprimée, mais on ne note que *de rares exemples de fracturation axiale*. Une étude statistique de la fracturation menée sur le terrain par Cluzel (1977) montre de la même façon la prédominance de ces directions obliques (retrouvées à toutes les échelles) qui peuvent localement s'exprimer avec une densité extrêmement importante (au sein de certaines formations, l'auteur parle même de schistosité). Il est important de souligner que *ces directions obliques se retrouvent régulièrement exprimées dans toute la région, y compris dans des zones non plissées*. Au niveau de l'anticlinal de l'Alaric, les directions obliques sont très fréquemment reprises en cisaillements décrochants.

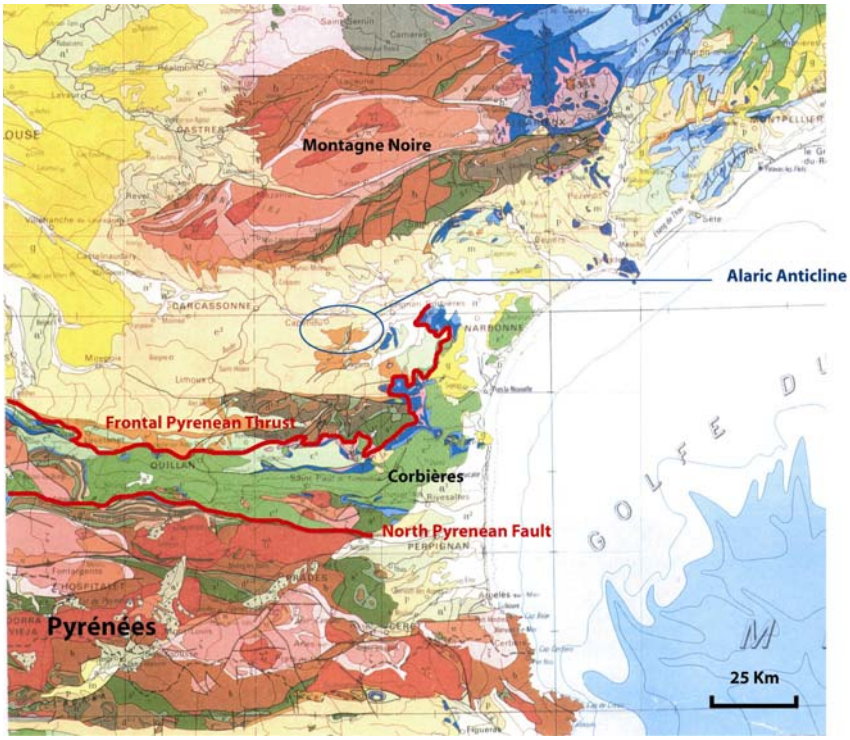


Figure 6.6 : Carte géologique du pourtour du Golfe du Lion montrant la localisation de l'anticlinal de la Montagne d'Alaric, dans les unités tertiaires autochtones déformées en avant du Chevauchement Frontal Pyrénéen.

La figure 6.8 présente un bloc diagramme 3D schématisant l'organisation de la fracturation dans le compartiment occidental de l'anticlinal de la Montagne d'Alaric avec la prédominance nette de la fracturation oblique, et le rôle de cette dernière dans l'accommodation de la courbure.

- *Interprétation mécanique :*

Les observations concernant les deux familles de fractures obliques à l'axe tendraient à montrer qu'elles peuvent avoir une origine largement anté-plissement et qu'elles ont été

remobilisées durant le serrage qui est à l'origine du plissement. D'autre part, le petit nombre de fractures axiales observées au niveau de ce pli semble indiquer *que la forte densité des fractures oblique a pu être un facteur d'inhibition pour le développement des fractures axiales*. Comme nous l'avons exposé au § 5.1.1, les fractures axiales syn-plissement peuvent être issues de régimes extensifs liés à l'apparition de la courbure dans les stades élastiques du plissement. Or, la continuité des contraintes élastiques d'une unité mécanique déjà très densément fracturée est fortement susceptible d'être rompue, entraînant ainsi l'impossibilité de générer des tractions suffisantes pour assurer le développement des axiales.
Dans le cas de la Montagne d'Alaric, *la fracturation axiale est trop faiblement représentée pour assurer à elle seule l'accommodation de la courbure*. Le scénario présenté en figure 6.9 suggère comment, en l'absence de fractures axiales suffisamment denses, la courbure de l'anticlinal a pu être accommodée par la réactivation (cisaillante et en ouverture) des deux familles d'obliques.

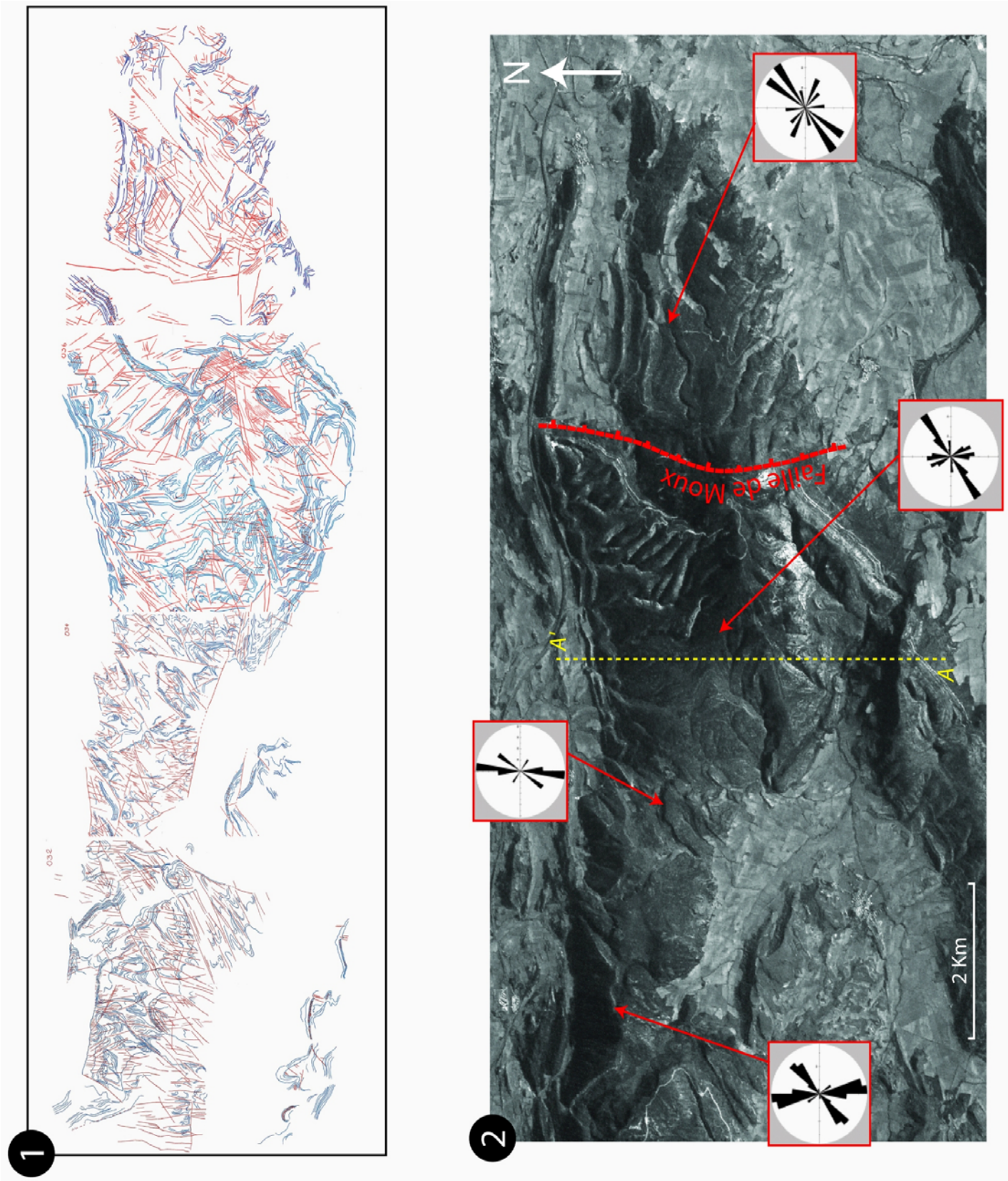


Figure 6.7 : (a) Calque interprétatif issu de l'étude de la photo aérienne au 1/30000 de l'anticlinal de la Montagne d'Alaric. (b) Extrait de la photo satellite SPOT sur lequel sont reportés 4 « diagrammes en rose » indiquant les statistiques directionnelles de la fracturation en fonction de la localisation le long de l'axe du pli. On constatera la prédominance de la direction oblique N30-45°E. La linge AA' correspond à la limite Est du bloc diagramme de la figure 6.8.

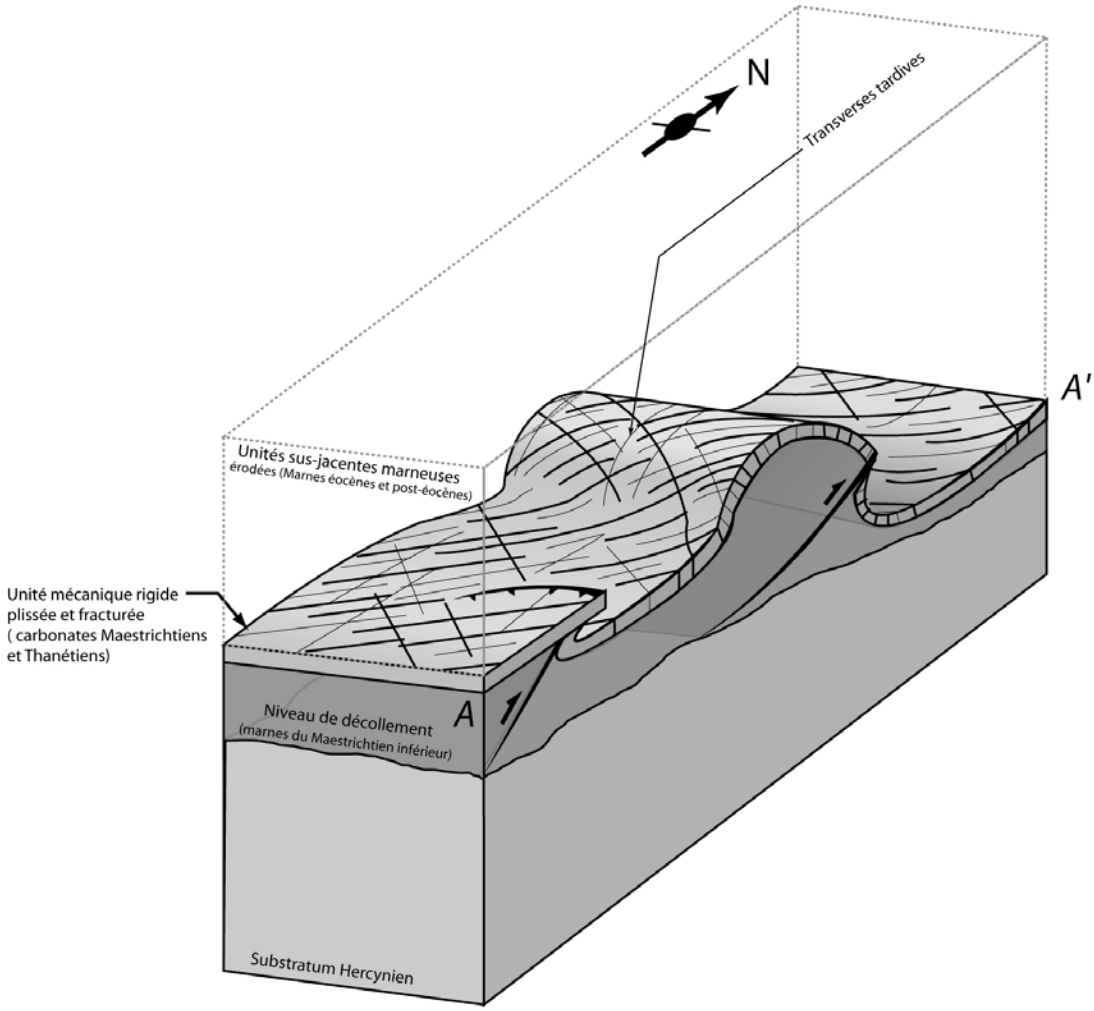


Figure 6.8 : Bloc diagramme (modifié d'après Cluzel, 1977) schématisant la géométrie de la partie centrale du compartiment Est de l'anticlinal de l'Alaric (la ligne AA' correspond à la ligne de coupe matérialisée sur la figure 6.7).

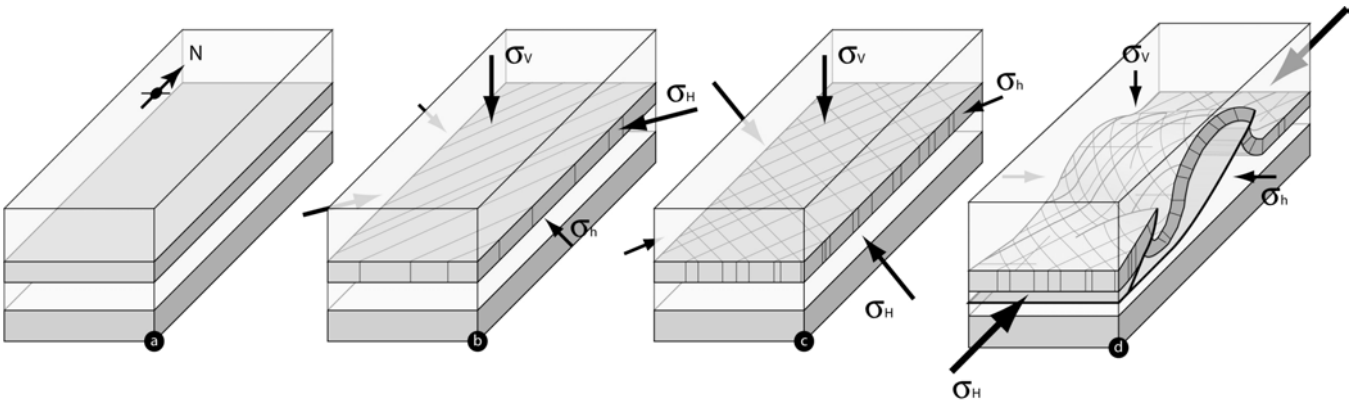


Figure 6.9 : Scénario de structuration de l'anticlinal de la Montagne d'Alaric (Languedoc, France). (a) Stade initial non déformé. (b) Création de la première famille d'obliques précoces. (c) Création de la deuxième famille d'obliques après basculement du champ des contraintes. (d) Plissement avec accommodation de la courbure par les fractures obliques héritées de (b) et (c) lors du serrage pyrénéen, création des transverses parallèles à σ_H, généralement plus rares mais localement bien représentées.

6.2 Accommodation par les ARTICULATIONS

Le modèle des plis articulés fera l'objet du prochain chapitre de cette thèse. Nous nous limiterons donc ici à donner la définition d'un pli articulé et d'une articulation, et à montrer sur quelques modèles conceptuels comment la distribution de ces articulations peut influencer le style des plis.

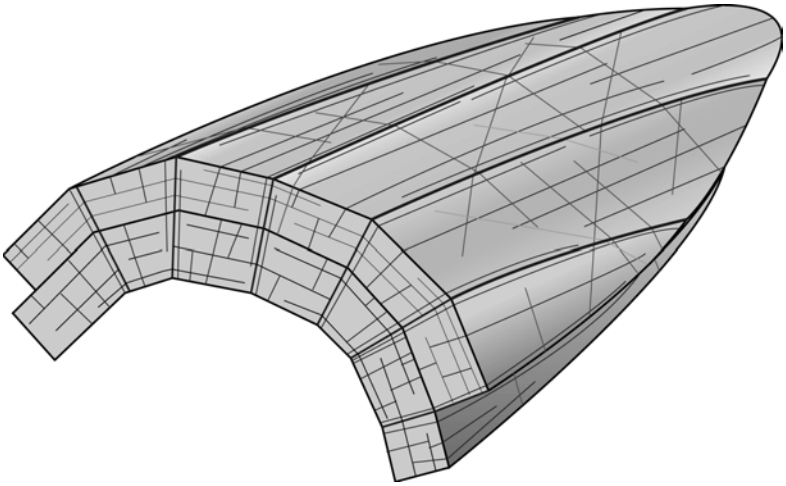


Figure 6.10 : Bloc diagramme montrant un pli articulé par les fractures axiales. On note bien la courbure discontinue, accommodée par des changements de pendages centrés sur des zones de concentration de la fracturation : les articulations. Ces articulations délimitent des compartiments moins fracturés où la courbure est faible ou nulle.

Dans ce type de plis, la courbure est typiquement discontinue, bien que pouvant parfois paraître continue à première vue. Elle est accommodée par des variations de pendage parfois subtiles centrées sur des zones densément fracturées axiales ou sub-axiales (figure 6.10). *Ces zones de concentration de la fracturation accommodant les variations de courbure sont appelées des articulations*. Elles limitent des compartiments habituellement peu déformés où domine la fracturation de fond.

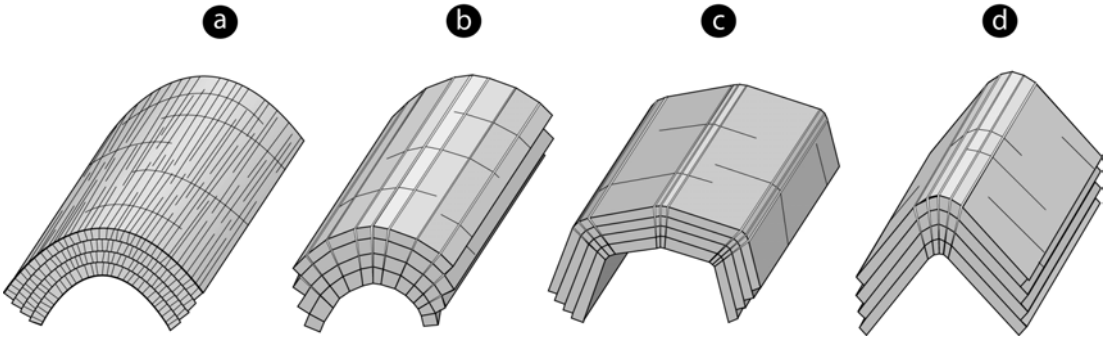


Figure 6.11 : Blocs diagrammes montrant l'influence de la distribution des fractures, et le cas échéant des articulations, sur le style des plis. (a) Pli à courbure régulière où seule la fracturation de fond accommode cette dernière. (b) Pli articulé « arrondi » où la courbure est accommodée par des articulations relativement nombreuses et bien distribuées. (c) Pli articulé coffré où la courbure est concentrée dans des charnières articulées étroites et peu nombreuses limitant de larges compartiments peu déformés. (d) Pli en chevron où la courbure, et les articulations, sont concentrées dans une seule charnière aiguë.

La figure 6.11 montre plusieurs blocs diagrammes conceptuels basés sur l'observation de cas naturels et de modèles physiques réalisés à partir de multicouches de paraffine à

comportement élastique/fragile (voir chapitre 8). Ces blocs montrent que le style géométrique d'un pli donné est intimement lié à la distribution de la fracturation, en particulier celle des articulations, au sein de l'unité mécanique.

6.3 Les plis segmentés

Les plis segmentés sont ceux qui montrent des rejets plus ou moins marqués le long des fractures transverses et/ou obliques qui les affectent. Ces rejets sont le plus souvent issus de la réactivation de couloirs fracturés en failles sub-verticales à fort pitch et/ou en décrochement. La figure 6.12 montre un bloc diagramme présentant un modèle conceptuel de pli segmenté non articulé, inspiré de l'exemple des Foothills Andins de Bolivie. La segmentation se fait uniquement par le biais de la *réactivation en failles verticales de couloirs fracturés axiaux*.

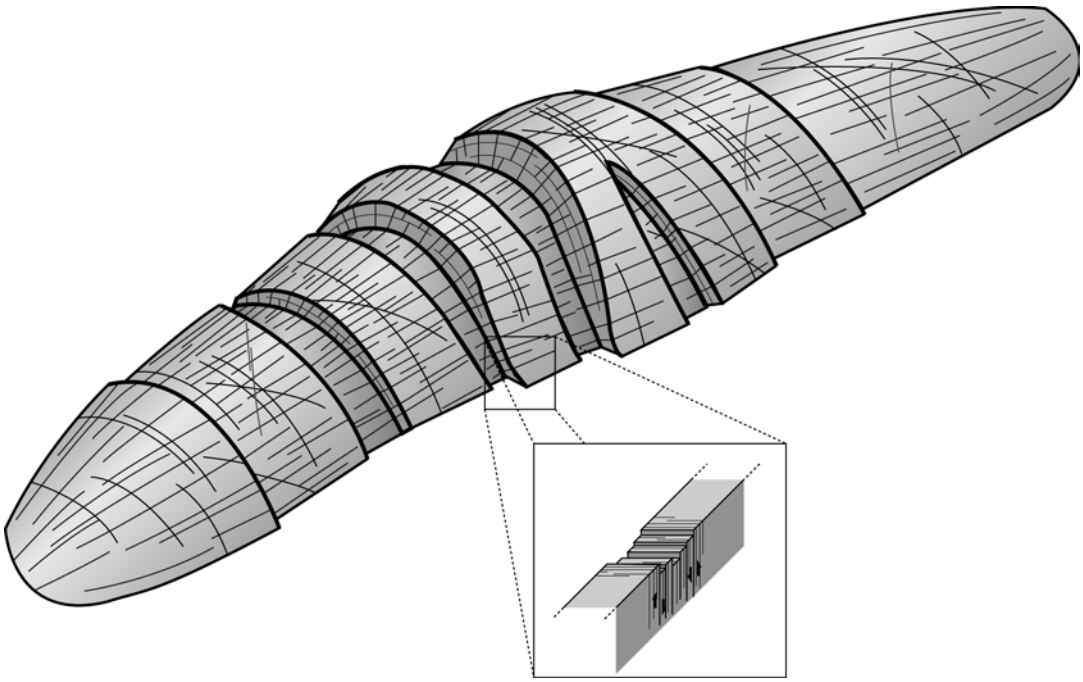


Figure 6.12 : Bloc diagramme montrant un pli segmenté. Dans cet exemple, le pli est compartimenté par le rejet vertical de failles transverses (détail encadré) issues de la réactivation cisaillante de couloirs fracturés transverses dans un contexte d'extension parallèle à l'axe.

Dans le cas de plis segmentés par des *failles normales axiales ou obliques*, le mécanisme qui conduit à la segmentation des plis est lié à un stade d'extension parallèle à l'axe du pli. Cette extension peut être à priori synchrone du serrage ou relative à un stade tardif de relaxation (liée à l'exhumation, par exemple).
Dans le cas de *plis segmentés par des décrochements transverses*, le cisaillement peut-être induit par une rotation des directions de contraintes principales postérieurement au stade majeur d'amplification de la courbure. Ainsi, la contrainte majeure principale σ_1 peut devenir oblique aux plans de fractures transverses créés pendant le serrage syn-pli, entraînant leur réactivation cisaillante. Concernant les *plis segmentés pas des décrochements obliques,* les zones de fractures remobilisés en cisaillement (FC, PF, Failles antérieures) peuvent être issues de stades de fracturation antérieurs au serrage responsable du plissement. Notons cependant que la segmentation transverse n'est pas incompatible avec la segmentation oblique, bien que généralement l'une des deux directions soit dominante par rapport à la seconde. On ne connaît

pas de cas où la segmentation résulte de forts rejets de fractures cisaillantes obliques conjuguées.

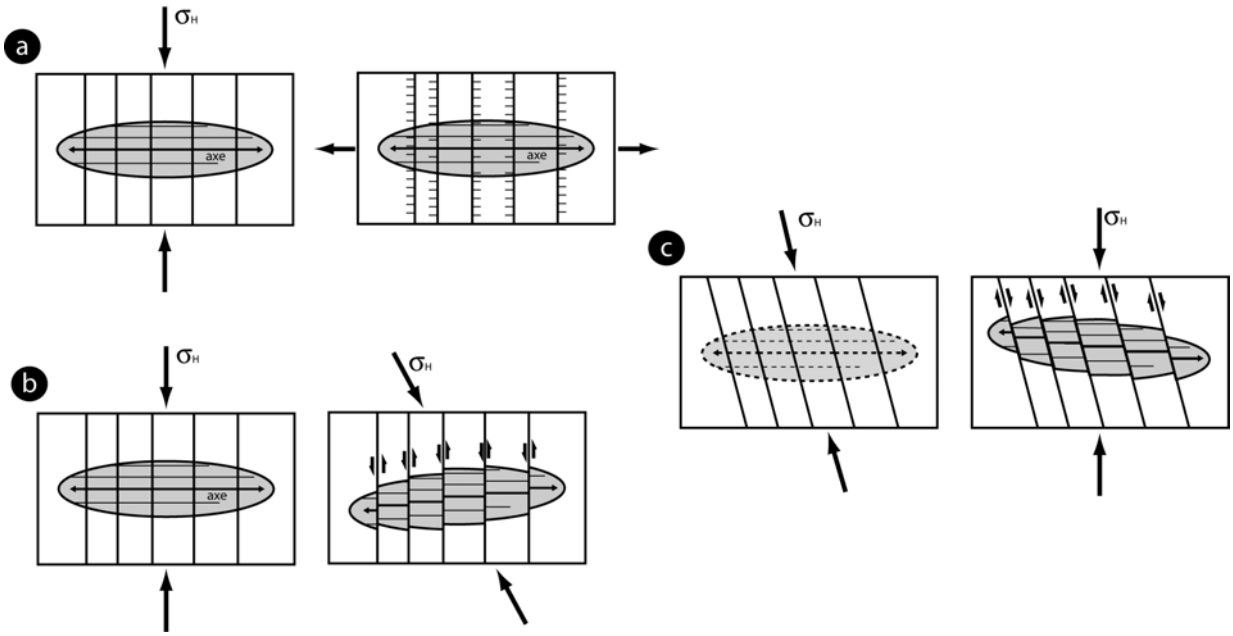


Figure 6.13 : Schémas présentant différents modes de segmentation de plis (vues en carte). (a) Réactivation en extension (syn- ou post-plissement) de fractures transverses conduisant à la formation de failles à fort pendage et à rejet vertical. (b) Réactivation décrochante sénestre post-plissement de fractures transverses après rotation de la contrainte principale majeure compressive aux limites. (c) Réactivation décrochante dextre syn-plissement de fractures obliques héritées de stades de déformation anté-plissement.

6.3.1 Plis segmentés par des failles normales axiales dominantes : les exemples du Jabal Nihaydah et du Jabal Qusaybah, Adam Foothills, Sultanat d'Oman

- *Contexte géologique et organisation stratigraphique :*

Le Jabal Nihaydah et le Jabal Qusaybah sont deux anticlinaux segmentés voisins de la région des Adam Foothills au Sultanat d'Oman (figure 2.15 et 6.14), formant la partie la plus externe de la chaîne de plis et chevauchements des Oman Mountains. Les Adam Foothills sont des plis issus de la déformation des unités sédimentaires autochtones (en majeure partie du crétacé inférieur), décollées en avant de la nappe ophiolitique lors de la mise en place de celle-ci au crétacé supérieur (figure 6.15 et § 2.1.2). L'unité mécanique plissée au niveau des Adam Foothills est en majeure partie composée de carbonates dont la texture varie entre wackestone et grainstone, selon la classification de Dunham. La fracturation dominante observée dans la région (au niveau des trois plis étudiés ici) est distribuée en deux familles sub-orthogonales N20°E à N40°E et N120°E à N130°E. Ces directions correspondent respectivement aux axiales et aux transverses pour le Jabal Nihaydah, et à deux familles d'obliques pour le Jabal Qusaybah (voir figure 6.14 (b)).

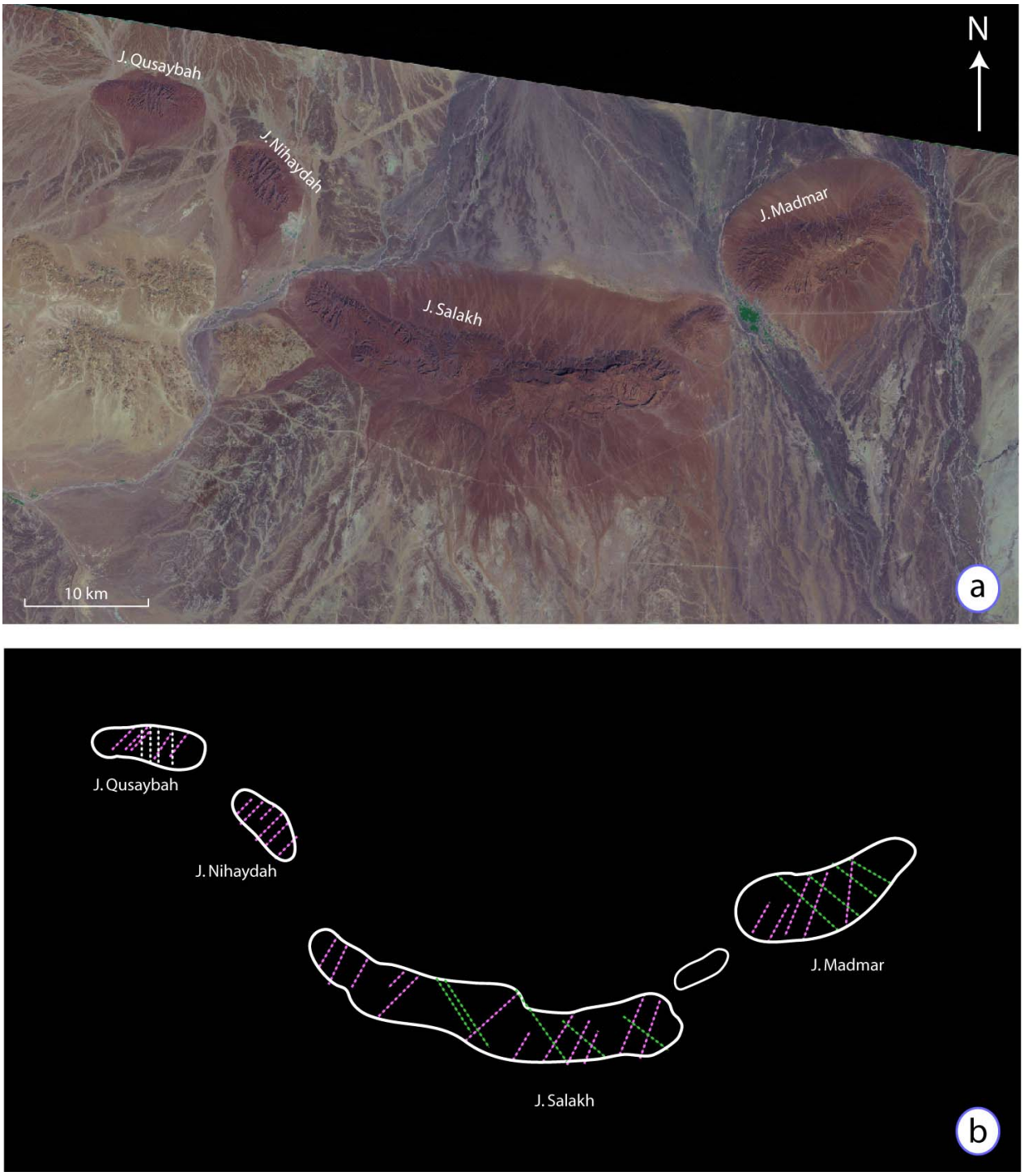


Figure 6.14 : (a) Extrait de photo satellite (Landsat) montrant la ceinture d'anticlinaux des Adam Foothills (Sultanat d'Oman). (b) Schéma montant les relations angulaires entre les direction axiales des plis et celles des principales familles régionales de fractures.

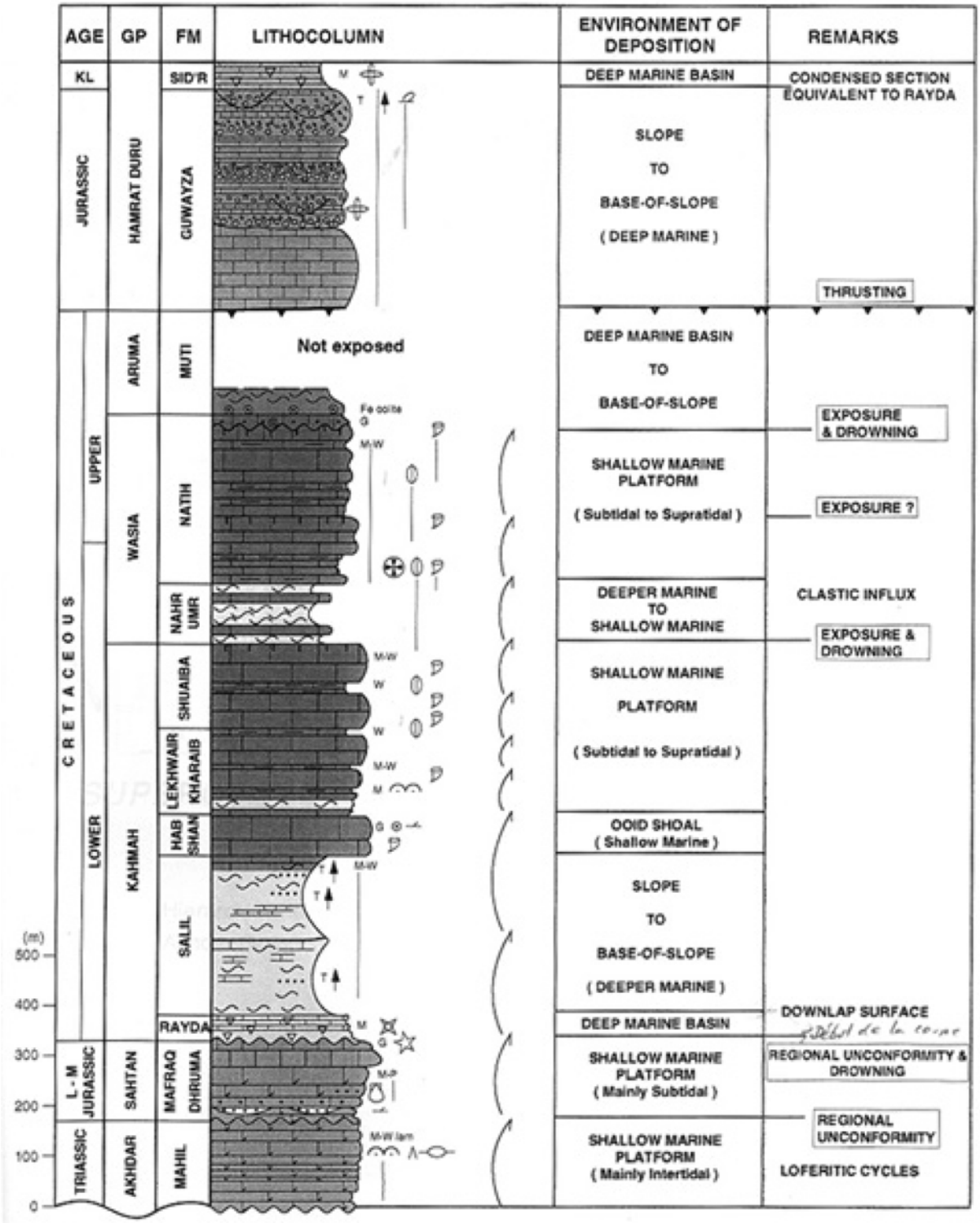


Figure 6.15 : Colonne stratigraphique du mésozoïque des Oman Mountains (Droste, 1997). Les unités impliquées dans les plis datent essentiellement du crétacé (Kahmah à Aruma).

- *Description des affleurements :*

La figure 6.16 montre une photographie du Jabal Nihaydah présentant une coupe perpendiculaire à l'axe de l'anticlinal. On y distingue clairement la présence de deux failles normales transverses qui décalent verticalement les couches de carbonates du crétacé inférieur (formations dites du Natih) sur plusieurs dizaines de mètres.

Figure 6.16 : Vue en coupe (perpendiculaire à l'axe) de la terminaison périclinale ouest de l'anticlinal du Jabal Nihaydah (Adam Foothills, Sultanat d'Oman). Deux failles normales ont été matérialisées, décalant les bancs repères avec un rejet de plusieurs dizaines de mètres.

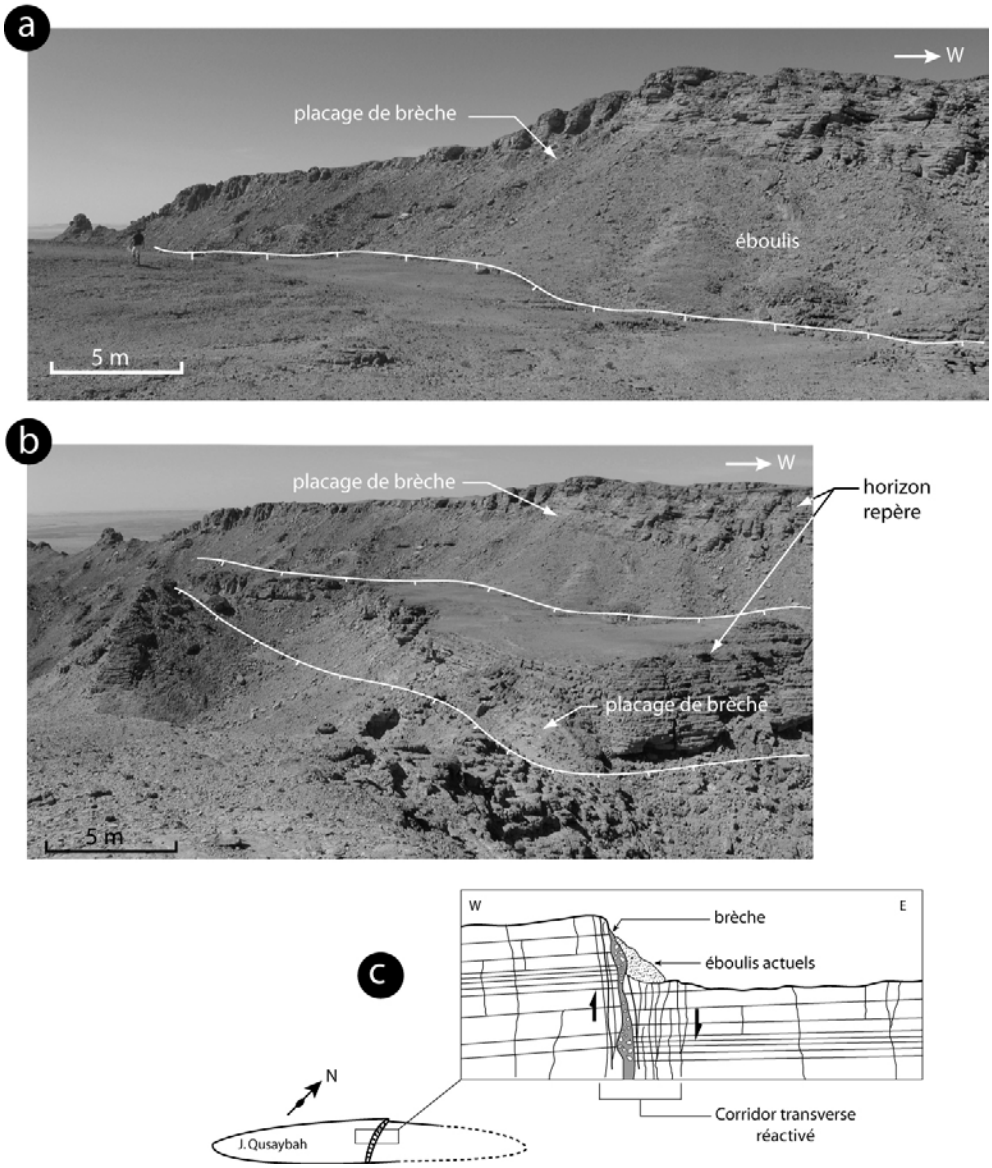


Figure 6.17 : (a) et (b) Exemples de failles transverses (NS) sub-verticales, issues de la réactivation de couloirs fracturés, et assurant la segmentation de l'anticlinal du Jabal Qusaybah (Adam Foothills, Sultanat d'Oman). (c) Coupe interprétative de la faille transverse sub-verticale représentée en (a).

Au niveau du Jabal Qusaybah une famille transverse (NS à N10°E) relativement dense ainsi que quelques rares fractures axiales viennent se superposer au directions de fracturations régionales. *Les fractures transverses sont souvent réactivées en failles normales à fort rejet* (plurimétrique). La figure 6.17 présente des exemples de ces failles, repérables sur le terrain grâce au décalage vertical de niveaux repères (carbonates crétacés de texture wackestone à packstone), et à la présence de placages de *brèches* parfois épais de plusieurs dizaines de centimètres, en association avec des *colmatages de calcite sparitique ou drusique*. Localement des zones de failles beaucoup plus complexes affectent des volumes de roche beaucoup plus importants. Un exemple d'objet de grande échelle (probablement aisément repérable par la sismique en condition réservoir) est décrit sur la figure 6.18 (*cf.* rapport GeoFrac-Net GIRP1, 2002). Le document central est une coupe EW montrant cette large zone déformée, constituée de cinq zones de failles principales distribuées sur une distance d'environs 170m. Les documents disposés autour de cette coupe sont des vues de détails montrant la structure interne de certaines de ces zones de failles et l'organisation de la déformation à leur voisinage. Ces *zones de failles* sont caractérisées par la présence, dans leur voisinage, d'une zone de fracturation plus ou moins intense (la *zone d'endommagement*, ou *damage zone* = DZ), et par la présence ou l'absence de matériel remanié (brèches, gouges, matériel cataclastique…) dans le volume affecté par le cisaillement (la *zone centrale*, ou *core zone* = CZ). Les observations de terrain ont montré la présence, au sein mais aussi hors des zones de cisaillement, de brèches particulières, différentes de celles décrite dans les *core zones*, composées de blocs remobilisés au sein d'une matrice carbonaté. L'examen de la lithologie des éléments composant ces brèches montre que la matrice et les blocs remobilisés sont de la même nature (essentiellement des wackestones). Ce matériel a une texture comparable à celle de la roche non déformée avoisinante. Ces brèches s'observent très généralement sous forme de lentilles sub-verticales ou à fort pendage, de direction transverse, et d'aspect rappelant la morphologie de « plans » de failles. On peut raisonnablement envisager avoir affaire dans ce cas à des *brèches formées au sein de failles syn-sédimentaires ou syn-compactionnelles*. On notera en outre que ce matériel est lui-même fréquemment fracturé au niveau des zones endommagées des failles transverses voire même remanié au sein des brèches qui en tapissent localement la *core zone*.
La fracturation transverse (famille NS pour le Jabal Qusaybah et N40°E pour le Jabal Nihaydah) est la principale responsable de la segmentation observée au niveau de ces deux anticlinaux. Toutefois, nous le verrons à la fin de ce paragraphe, le Jabal Qusaybah présente aussi une segmentation le long de corridors obliques N40°E réactivés en décrochements.

- *Interprétation cinématique et mécanique des observations :*

La figure 6.19 montre un scénario visant à décrire les principales étapes de la structuration d'une faille transverse du Jabal Qusaybah depuis les stades précoces de la déformation (syn-sédimentaires à syn-compactionnels), suivis par la compression à l'origine du plissement, jusqu'à un épisode tardif d'extension parallèle à l'axe de l'anticlinal. Ce scénario commence par un épisode extensif (orienté EW) affectant un matériau incomplètement compacté et/ou lithifié, et se traduisant par l'apparition d'un réseau de failles normales sub-verticales ou à fort pendage, à remplissage de brèche (étape 2). La déformation se poursuit en compression lors du serrage NS responsable du plissement et auquel il est raisonnable d'associer l'initiation et la propagation du réseau de fractures et de corridors fracturés de même orientation que l'on relève sur l'intégralité de l'anticlinal (étape 3). Ce serrage NS a de la même façon pu être à l'origine du bâillement (suivi du colmatage calcitique) des interfaces des failles précoces de l'étape 2. Les stades de déformation suivants font intervenir une extension EW tardive voire postérieure au plissement. La nature des blocs présents dans les brèches tectoniques observées

dans la plupart des zones de failles suggère une succession d'étapes de glissement (avec formation de brèches) et de réouverture en mode I (avec colmatage calcitique) des fractures et des plans de glissement créés antérieurement, durant cet épisode extensif. Ces alternances de sollicitations en cisaillement et en ouverture des discontinuités précédemment créées sont décrites par les étapes 4 à 7 de la figure 6.19.

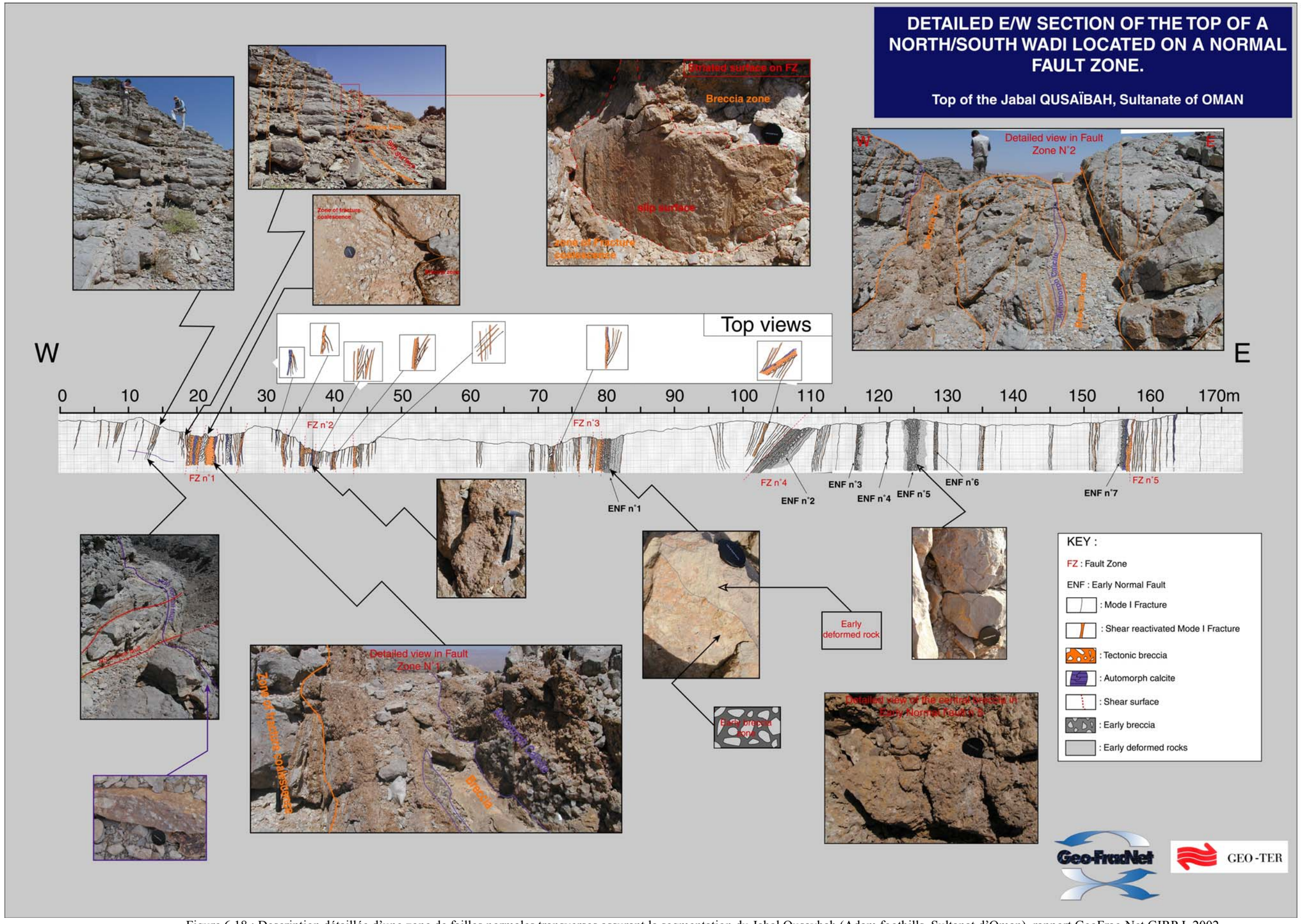


Figure 6.18 : Description détaillée d'une zone de failles normales transverses assurant la segmentation du Jabal Qusaybah (Adam foothills, Sultanat d'Oman), rapport GeoFrac-Net GIRP I, 2002.

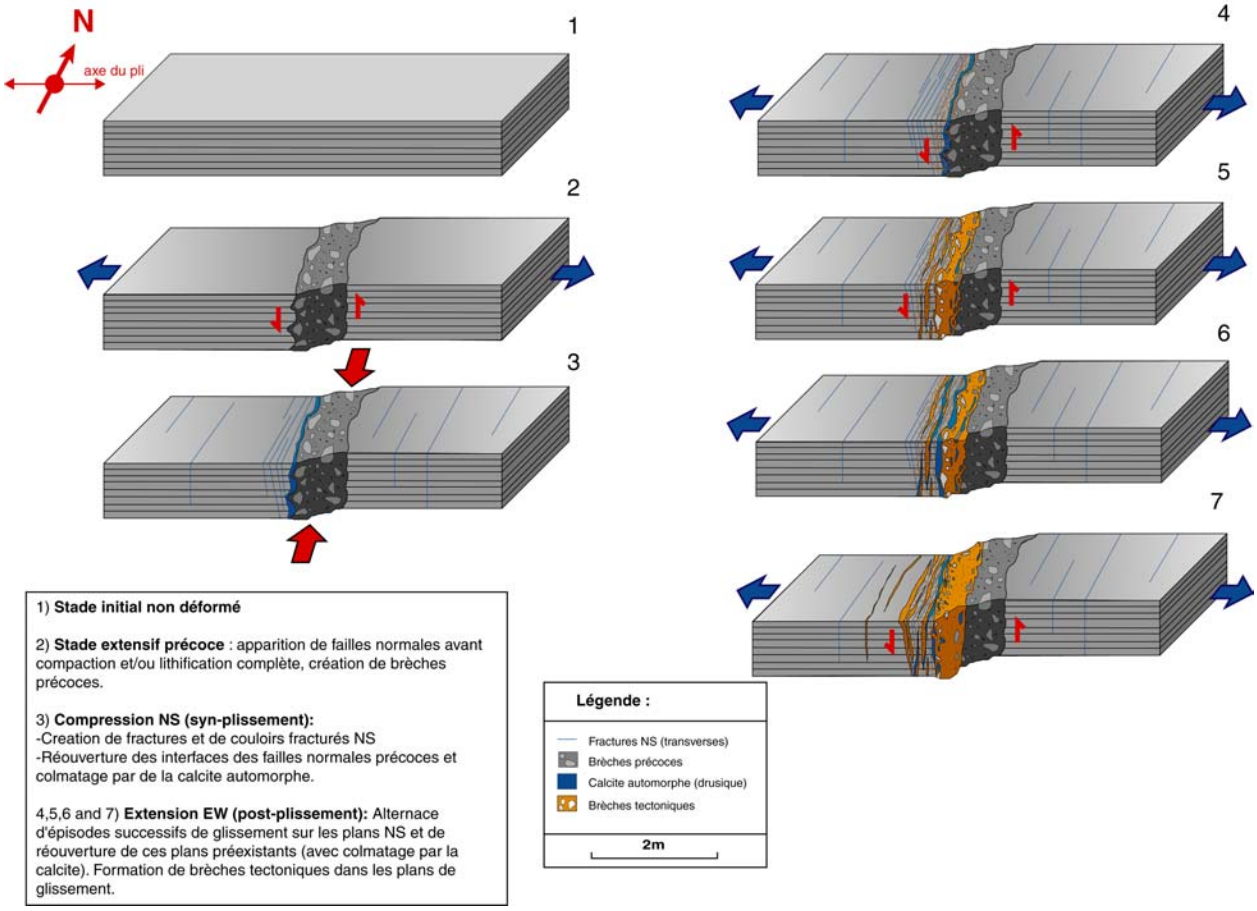


Figure 6.19 : Scénario interprétatif décrivant les principales étapes de structuration d'une faille normale du J. Qusaybah et décrites sur les figures 6.17 et 6.18. Pour des raisons de commodité de dessin et de lisibilité, la courbure d'axe EW de l'anticlinal n'est pas représentée sur les éléments du pli représentés par les blocs diagrammes.

6.3.2 Plis segmentés par des failles décrochantes obliques dominantes : cas du Jabal Madmar

- *Observations :*

Ce type de plis segmentés est illustré par le Jabal Madmar qui est un autre anticlinal des Adam Foothills faisant partie du même alignement que les deux exemples cités dans le paragraphe précédent (voir figure 6.14). La fracturation consiste en deux familles principales que l'on a retrouvé régionalement, à savoir une famille N20°E à N40°E et une famille sub-orthogonale N120°E à N130°E (figure 6.20). Les familles axiales et transverses sont assez peu représentées au niveau de ce pli. L'accommodation de la courbure y est donc assurée par le jeu de la réouverture et de la réactivation en cisaillement de la fracturation de fond et des corridors de fracturation obliques, selon un processus probablement comparable à celui décrit pour l'exemple de la Montagne d'Alaric (figures 6.7, 6.8 et 6.9). L'extrait de la photographie satellite (Landsat) présenté sur la figure 6.20 montre des *linéaments bien marqués d'orientation N20°E à N40°E qui correspondent sur le terrain à des corridors fracturés denses, fréquemment soumis à une forte réactivation en décrochement sénestre*. Sur le terrain ces décrochements se présentent comme des couloirs de fracturation denses associés à des plans de glissement à remplissage bréchique et localement sparitique (figure 6.21). Le sens de

glissement sénestre est facilement interprétable grâce à la présence d'indices tels que branchements sur diaclases réactivées, ou formation de relais extensifs en losange dans la zone de recouvrement entre deux fractures. Le rejet de ces décrochements obliques est fréquemment plurimétrique et a conduit à la segmentation du pli en compartiments obliques à la direction de l'axe du pli.

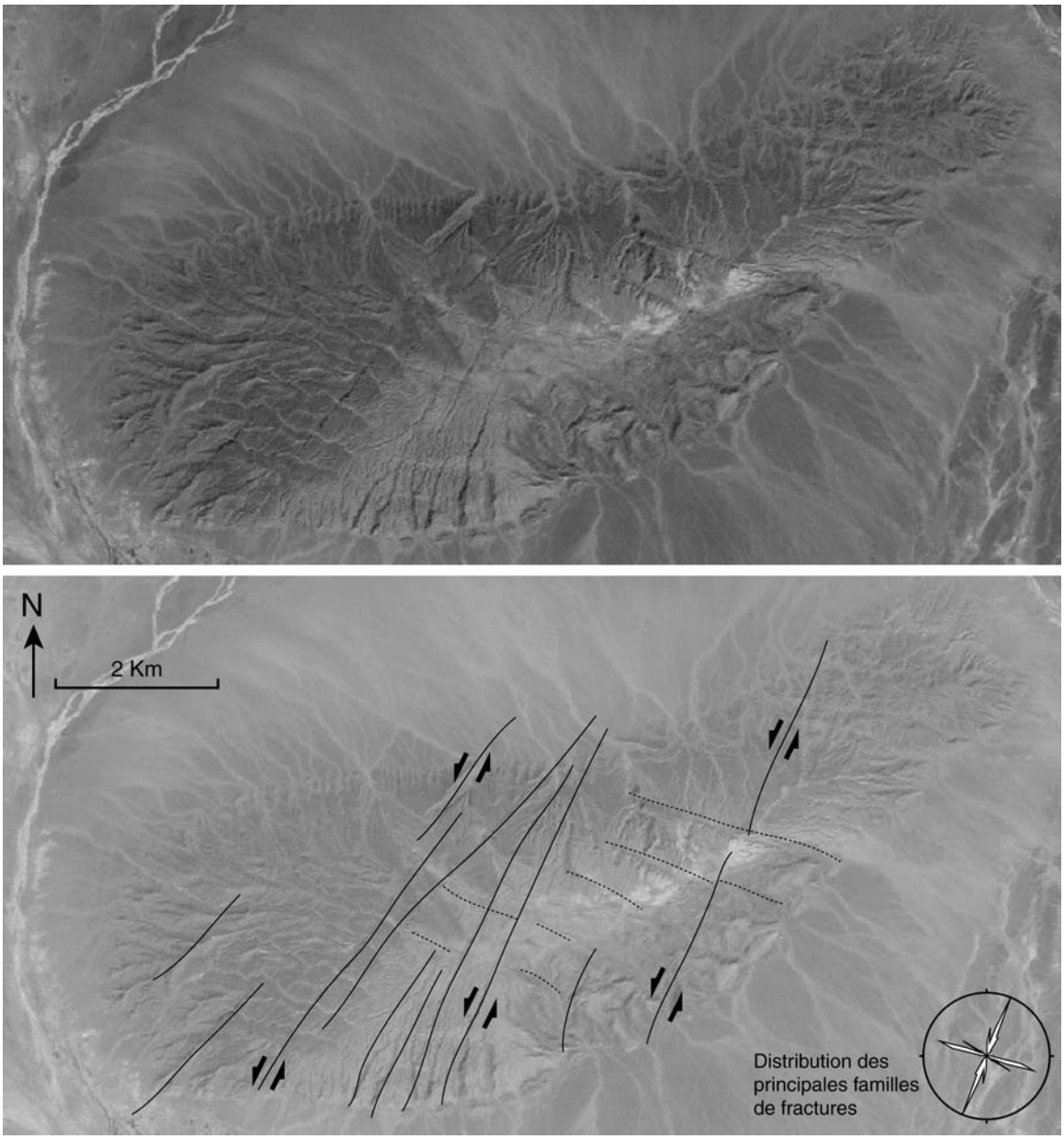


Figure 6.20 : (a) Extrait de la photo satellite Landsat centré sur le Jabal Madmar (Adam Foothills, Sultanat d'Oman). (b) Calque interprétatif montrant les linéaments obliques N20°E à N40°E (les plus fréquents) et N120°E à N130°E (plus rares). Les linéaments N40°E apparaissent sur le terrain comme des couloirs fracturés fréquemment réactivés en décrochements senestres (matérialisés sur le calque). Des mesures statistiques d'orientation de la fracturation ont été effectuées sur le terrain et leurs résultats ont été reportés sous la forme d'un « diagramme en rose » (~400 mesures effectuées dans 2 wadis du flanc nord du Jabal et au niveau du sommet).

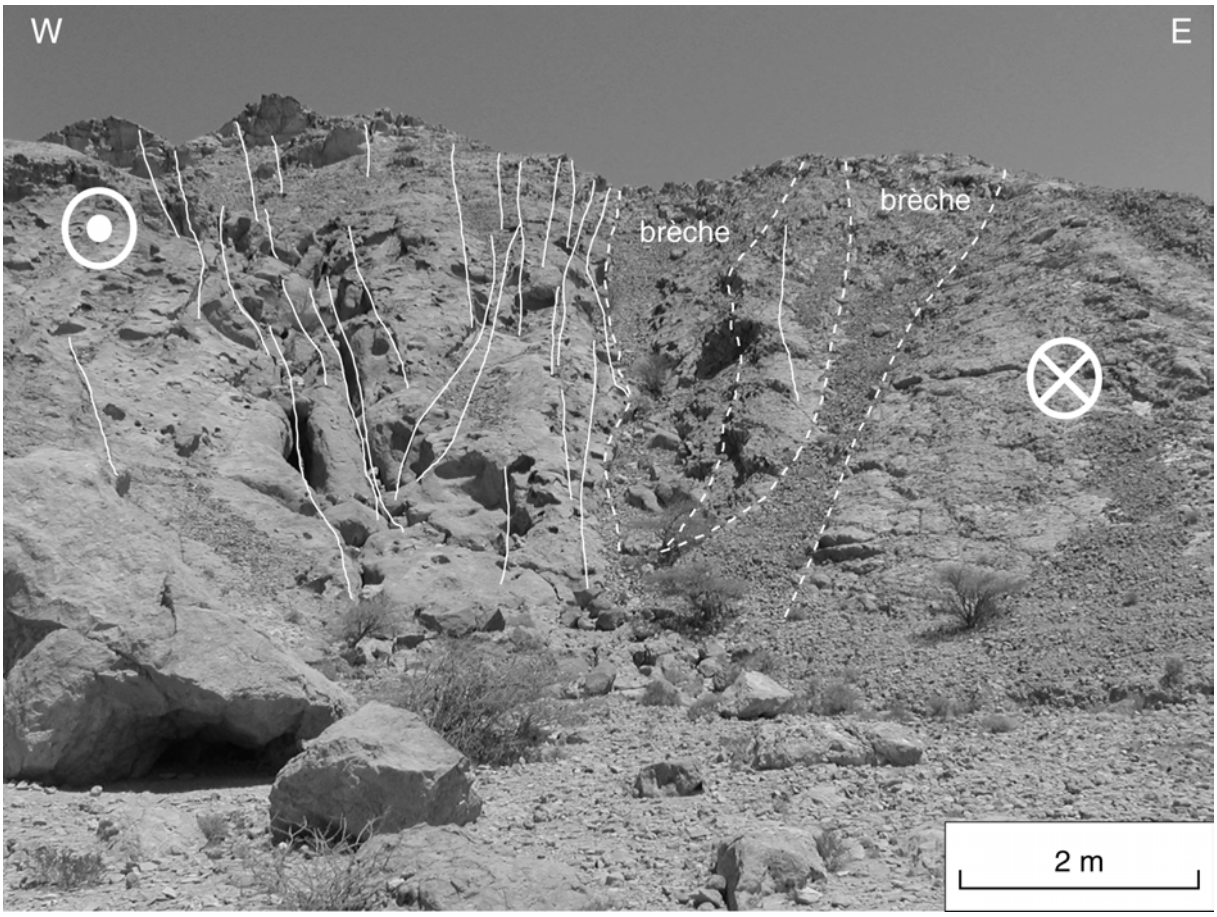


Figure 6.21 : Photographie d'affleurement montrant un couloir fracturé N40°E réactivé en décrochement sénestre dans le flanc sud du Jabal Madmar (Adam Foothills, Sultanat d'Oman).

- *Interprétation cinématique :*

La large répartition des fractures N40°E (diaclases et corridors fracturés) dans les Adam Foothills tend globalement à montrer qu'elles existaient avant le début du plissement. La segmentation du Jabal Madmar selon ces directions obliques est donc probablement liée à la réactivation en décrochement sénestre de ces fractures, en particulier des corridors fracturés.

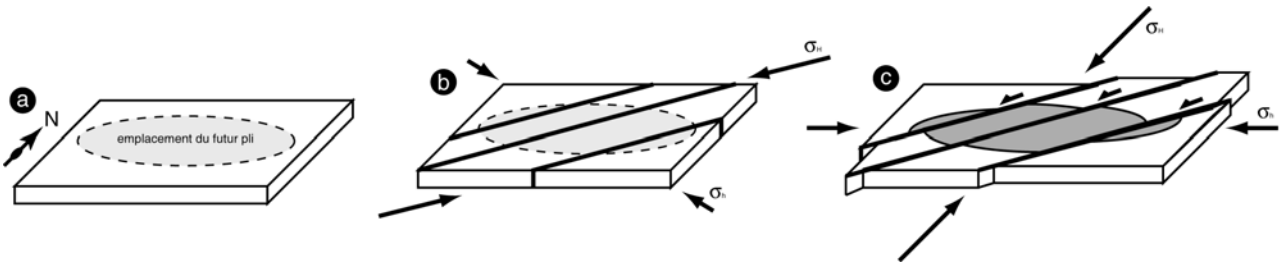


Figure 6.22 : Scénario schématique montrant les différentes étapes menant à la création et à la segmentation (selon les obliques de la famille N40°E) du J. Madmar : (a) stade initial non déformé, (b) création de la famille N40°E (diaclases et corridors fracturés) dans un champ de contraintes caractérisé par un σ_H orienté N40°E. Rotation des directions des contraintes principales (σ_H devient NS), initiation et développement du pli et réactivation des corridors fracturés N40°E en décrochements sénestres.

La figure 6.22 montre un scénario décrivant la cinématique de déformation conduisant à la segmentation du Jabal Madmar selon cette direction N40°E, en admettant que cette famille d'obliques soit héritée d'un stade de déformation anté-plissement.

6.3.3 Essai de reconstitution des relations plissement fracturation dans les Adam Foothills

- *Cas du Jabal Qusaybah où la segmentation par des failles transverses cohabite avec la segmentation par des décrochements obliques (N40°E) :*

Comme nous l'avons vu plus haut, le Jabal Qusaybah est affecté par une segmentation issue en majeure partie de la réactivation normale de la fracturation transverse (voir § 6.3.1). Toutefois, la fracturation N20°E à N40°E et N120°E à N130°E est densément représentée au niveau de ce pli. La direction N40°E y a notamment subi de fréquentes réactivations cisaillantes en décrochements sénestres conduisant à la segmentation du pli selon cette direction oblique (comme c'est aussi le cas sur le J. Madmar). Ces zones cisaillées ont été le lieu d'action privilégiée pour l'érosion et se repèrent généralement facilement à l'affleurement ou en photo satellite car ils localisent les principaux wadis. Nous sommes donc en présence d'un cas particulier où la fracturation transverse (et, de façon très anecdotique, axiale) est superposée à deux familles d'obliques, et on a ainsi une double segmentation.

- Ch*ronologie de la déformation au niveau du Jabal Qusaybah :*

Une première question à résoudre concerne l'ordre d'apparition des différentes familles de fractures. L'utilisation de critères simples observables sur le terrain nous a permis de proposer une chronologie relative. Ces critères sont par exemple les critères d'intersection entre fractures colmatées (une fracture qui en traverse une autre en rompant son colmatage lui est postérieure) ou les critères d'arrêt (une fracture qui vient buter sur une autre lui est postérieure). Le décalage de fractures par rejet cisaillant (le cisaillement responsable du décalage d'une fracture donnée est postérieur à sa création) sera de même utile pour établir cette chronologie.
Grâce à ce type d'indices, nous proposons le scénario suivant présenté sur la figure 6.23 où l'évolution de la déformation est présentée dans un bloc (volontairement assimilé à un parallélépipède sub-tabulaire pour des raisons de commodité de représentation) extrait du Jabal Qusaybah.

1) Formation de failles normales NS syn-sédimentaires à syn-diagénétiques.

2) Formation des diaclases (HPF) N120°E.

3) Formation des diaclases N40°E qui viennent assez systématiquement buter sur les diaclases N120°E et des corridors fracturés N40°E qui les traversent.

4) Serrage NS qui se traduit par les déformations (sub-simultanées) suivantes :

   a) Plissement (création de l'arc des Foothills).

   b) Développement de la fracturation (HPF et corridors) NS (*i.e.,* transverse) qui recoupe toutes les autres familles directionnelles présentes à l'affleurement.

c) Réouverture des plans NS hérités du stade (1).

d) Réactivation des corridors N40°E en décrochement sénestres et segmentation du pli selon cette direction oblique.

5) Relaxation post ou tardi-plissement qui se traduit par une extension EW conduisant à la réactivation des structures NS (failles précoces et corridors transverses) héritées des stades précédents. Cette réactivation conduit à la segmentation du pli par des failles transverses (NS) à fort pendage et à rejet vertical important.

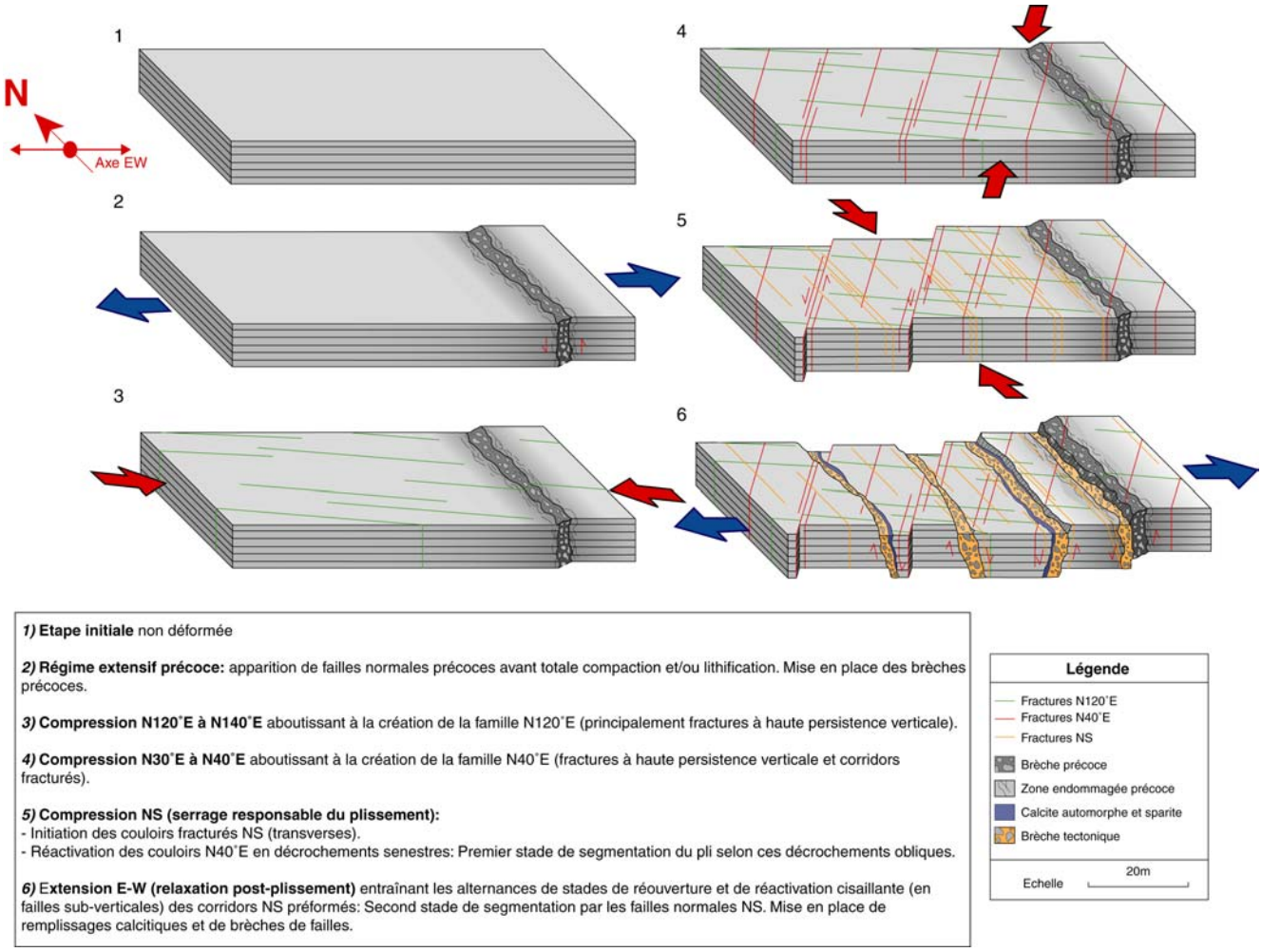


Figure 6.23 : Scénario présentant les principales étapes de la fracturation et de la segmentation d'un bloc extrait du Jabal Qusaybah (Sultanat d'Oman). Les hypothèses retenues dans ce scénario reposent sur l'examen sur le terrain des critères chronologiques d'apparition des fractures (critères d'intersection) et sur l'interprétation des régimes de déformation et de contraintes qui ont pu être responsables de leur développement. Pour des raisons de commodité de dessin et de lisibilité, la courbure d'axe EW de l'anticlinal n'est pas représentée sur les éléments du pli représentés par les blocs diagrammes.

- *Généralisation du raisonnement à l'arc des Adam Foothills :*

Notre étude structurale des plis des Adam Foothills s'est concentrée essentiellement sur le Jabal Madmar et le Jabal Qusaybah, et beaucoup plus superficiellement sur le Jabal Nihaydah. Toutefois, nous tenterons dans ce paragraphe de généraliser les résultats précédents à l'ensemble des plis constituant cet arc. La figure 6.24 (a) propose donc un scénario de la déformation appliqué à l'échelle de la région des Foothills. Les principales étapes de ce scénario sont les suivantes :

1) Dépôt des unités sédimentaires puis développement précoce de failles syn-sédimentaires à syn-diagénétiques à l'ouest de la région des Foothills.

2) Fracturation N120°E (HPF) affectant l'intégralité de la région.

3) Fracturation N40°E (HPF et corridors) affectant l'intégralité de la région. Les stades 2 et 3 peuvent être liés dans un cycle compression/relaxation.

4) Serrage NS, plissement entraînant la surrection des Foothills, l'initiation et la propagation de fractures (HPF à l'est et corridors à l'Ouest). Réouverture des failles précoces créées en (1). Réactivation cisaillante des corridors N40°E conduisant à la segmentation des plis par des décrochements N40°E sénestres.

5) Relaxation régionale et réactivation cisaillante en extension des corridors NS créées en (4) et des failles précoces de même orientation créées en (1) et réouvertes en (4). Cet effet est observé uniquement dans la dans la partie occidentale de la région. Segmentation du Jabal Qusaybah par ces failles à fort pendage et à fort rejet vertical.

La figure 6.24 (b) rappelle de façon plus détaillée les dernières étapes de la structuration des J. Qusaybah, Nihaydah et Madmar. Bien que ces trois anticlinaux aient subis des sollicitations tectoniques similaires, leurs états de déformation *in fine* sont assez contrastés.
Le Jabal Qusaybah montre une segmentation à la fois selon les obliques N40°E (réactivées en décrochements sénestres) et les transverses (réactivées en failles à fort pendage et à rejet vertical).
Le Jabal Madmar montre une unique mais importante segmentation selon les obliques N40°E. Le fait que ce pli ne soit pas segmenté selon la direction transverse peut s'expliquer de deux façons non exclusives. Premièrement, on peut envisager que la région Est où se situe le Jabal Madmar n'ait pas subi de forte extension post-plissement. Toutefois, cette hypothèse semble infirmée par le fait que de nombreuses failles normales, probablement tardives, à rejet et à orientations variées y ont été observées, témoignant d'une forte extension post-pli. Deuxièmement, la fracturation transverse (NS) est beaucoup plus discrète au niveau du Jabal Madmar qu'au niveau du Jabal Qusaybah. De plus, aucun indice de la présence de failles normales précoces (syn-sédimentaire à syn-diagénétique) n'a été relevé sur le Jabal Madmar, alors que ces structures sont densément distribuées sur le J. Qusaybah. On peut dès lors imaginer que la différence de structuration existant entre le J. Madmar et le J. Qusaybah repose sur une différence de pré-fracturation plutôt que sur une différence de sollicitation tectonique régionale.
Enfin, le Jabal Nihaydah ne présente qu'une segmentation selon la direction transverse. Toutefois, on remarque que l'axe de cet anticlinal (orienté de N110°E à N120°E) est

clairement oblique par rapport à celui de ces voisins (qui est globalement EW). Les transverses de ce pli correspondent donc aux N40°E qui ont pu encaisser à la fois la réactivation décrochante durant le serrage syn-pli et la réactivation en extension lors de l'épisode de relaxation post-plissement. A l'affleurement, le rejet dominant semble être le rejet vertical lié au stade extensif final mais *une étude (en photo aérienne et sur le terrain) plus poussée est nécessaire pour évaluer l'importance de la réactivation décrochante des N40°E lors du serrage contemporain du plissement.*

D'une manière générale ce scénario montre que dans un cas de pré-fracturation intense, les serrages locaux syn-plissement (perpendiculaires aux axes locaux des anticlinaux) influencent peu le développement des fractures.

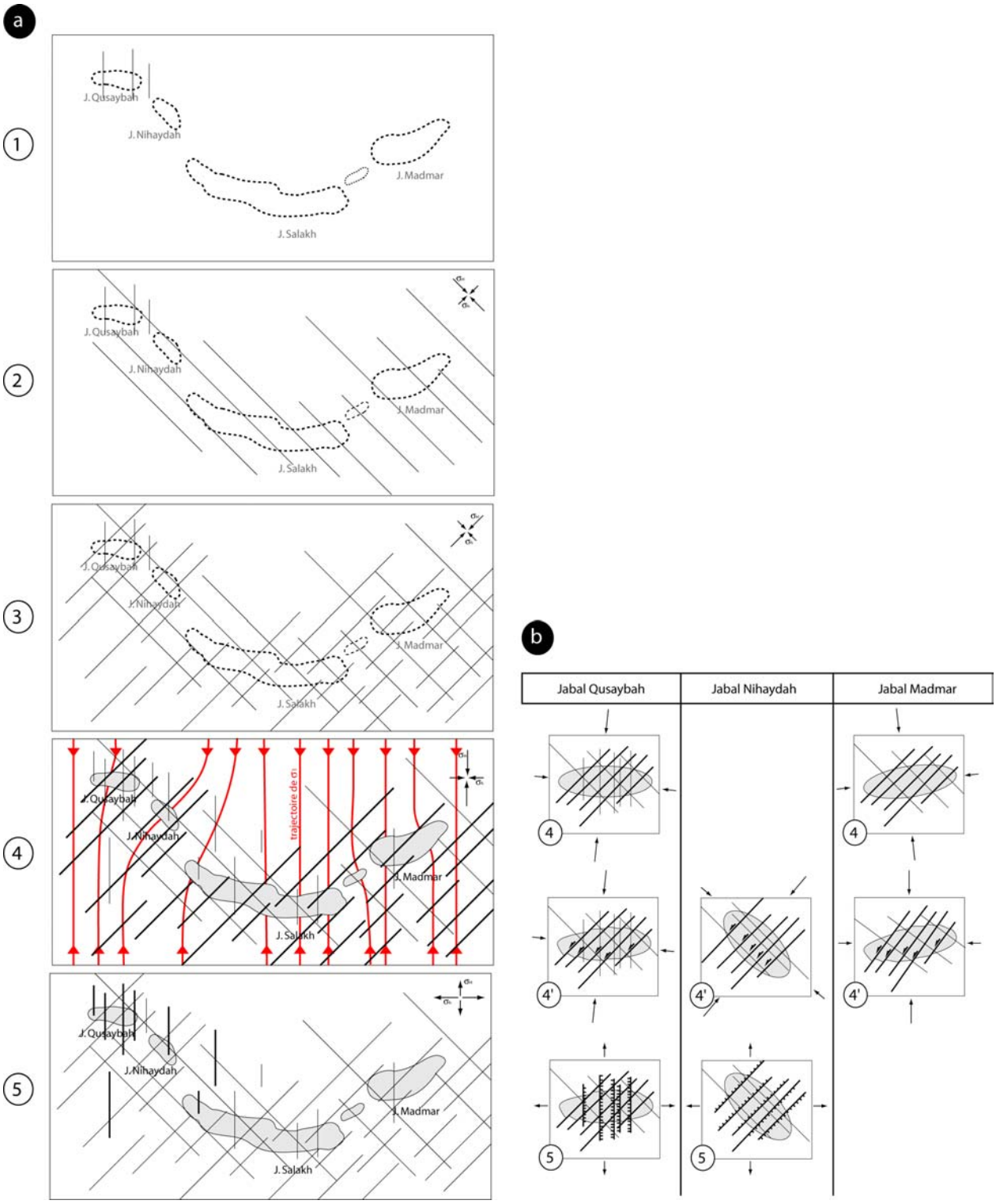


Figure 6.24 : Modèle global de déformation des Adam Foothills (Oman) basé sur les interprétations précédentes. (a) Scénario cinématique retraçant l'évolution de la fracturation à l'échelle régionale : (1) stade de déformation précoce, syn-sédimentaire à syn-diagénétique, dans la partie occidentale de la région des futurs Foothills. (2) Compression N120°E et fracturation associée (parallèle à σ_H), (3) compression N40°E et fracturation associée, (4) compression NS imposée aux limites, formation des plis et fracturation NS. Les lignes rouges représentent les trajectoires de s1 déviées localement, ce qui explique les variations d'orientation des axes des plis. Ces déviations locales des trajectoires de s1 sont probablement liées à la présence de failles de grande échelle dans le socle sous-jacent. (5) Stade de relaxation. (b) Détail de la déformation syn- et post-plissement sur des schémas des trois plis étudiés (correspondant aux étapes (4) et (5) du scénario (a)).

- *Perspectives sur l'étude des plis segmentés des Foothills omanais :*

Les scénarios proposés dans le cadre de ce travail sur les anticlinaux segmentés des Adam Foothills se basent sur l'interprétation de données structurales éparses récoltées durant une campagne de terrain Geo-FracNet. Or, le but de cette campagne était avant tout l'étude de la mécano-stratigraphie des séries carbonatées crétacées (et en particulier de la formation réservoir du Natih) affleurant à la faveur de ces plis. Le temps dédié à l'étude structurale des anticlinaux a donc été relativement limité. De plus, il n'a pas été possible de disposer de documents de photographie aérienne d'échelle suffisamment fine pour effectuer un travail de photo-interprétation rigoureux. Il est donc évident que *de plus amples investigations de terrain et de photo-interprétation devraient permettre d'affiner sensiblement les modèles* hypothétiques proposés dans ce chapitre. De plus, il serait extrêmement intéressant de pouvoir tester la validité de ces modèles interprétatifs grâce à l'utilisation de la *modélisation analogique*, ce qui n'a pas pu être fait dans le cadre de cette thèse faute de temps suffisant.
L'échelle et la structure interne (composées pour la majorité de corridors fracturés réactivés) des failles responsables de la segmentation des plis observés dans le cadre de cette étude en font probablement des objets hydrodynamiques d'importance majeure (drains potentiellement excellents). Une meilleure compréhension de l'origine, de la distribution et de la structuration interne de ces failles est donc à priori d'un intérêt majeur en vue de l'amélioration de la caractérisation des réservoirs associés à des plis segmentés, et pour la prédiction de leur comportement hydrodynamique.

6.4 Dislocation tardi- à post-plissement

Une fois le pli formé, c'est-à-dire ayant acquis une forme enveloppe définitive, le système de fractures pourra continuer à évoluer par réactivation, avec une augmentation de leur densité, et donc une évolution de la perméabilité. Cette réactivation pourra être liée soit à l'évolution tardive de l'état de contraintes syn-plissement, soit à une réactivation totalement dissociée liée à des événements tectoniques totalement distincts (polyphasage tectonique). Les figures 6.25 et 6.26 illustrent des cas de chargements tardifs respectivement en raccourcissement biaxial et en extension biaxiale. Il s'agit de deux cas limites, d'autres pouvant exister comme par exemple une combinaison entre une extension axiale et un raccourcissement transverse pouvant amener à une segmentation transverse déjà illustrée plus haut. Les conséquences dynamiques pourraient être importantes :

- Dans le cas d'un raccourcissement biaxial, on peut s'attendre à une compétition entre l'augmentation de perméabilité de fracture par la création de nouvelles fractures en compression (failles inverses, réactivation de diaclases axiales) et une tendance à la fermeture des fractures de fond sous l'effet du confinement. On peut penser que le drainage serait alors surtout assuré par les grandes fractures réactivées. Une telle situation de compression biaxiale pourrait se rencontrer dans le cas où le réservoir se trouverait enfoui.

- Dans le cas de l'extension biaxiale, on pourrait attendre une augmentation globale de la perméabilité de fracture du réservoir du fait que l'ensemble des fractures sont déconfinées et que le déconfinement est très favorable à la formation de nouvelles fractures (densification des diaclases, couloirs fracturés branchés, etc.).

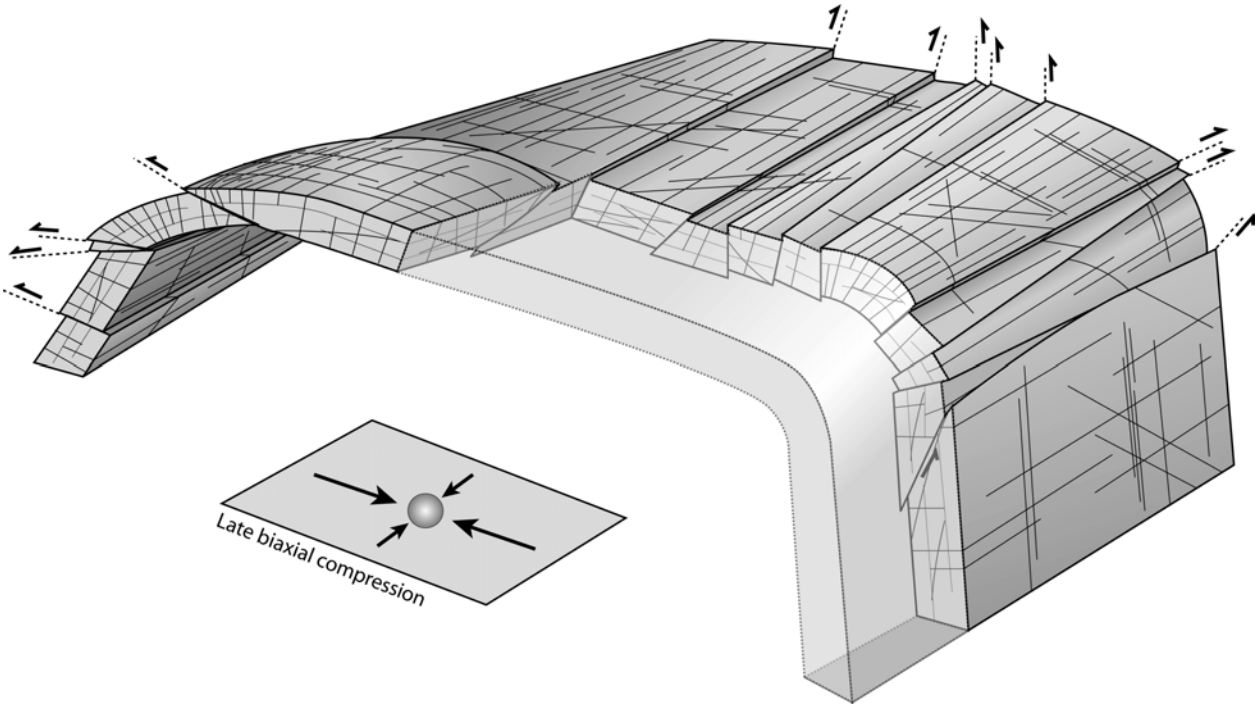


Figure 11.1 : Influence d'un chargement tardif (tardi- à post-plissement) en compression biaxiale sur une unité mécanique pré-structurée (réservoir). La fracturation pré- et syn-plissement est réactivée en un réseau complexe de failles inverses et de décrochements fortement connecté susceptible d'accroître la perméabilité du réservoir de façon isotrope, mais le confinement peut contrebalancer cet effet en fermant les fractures.

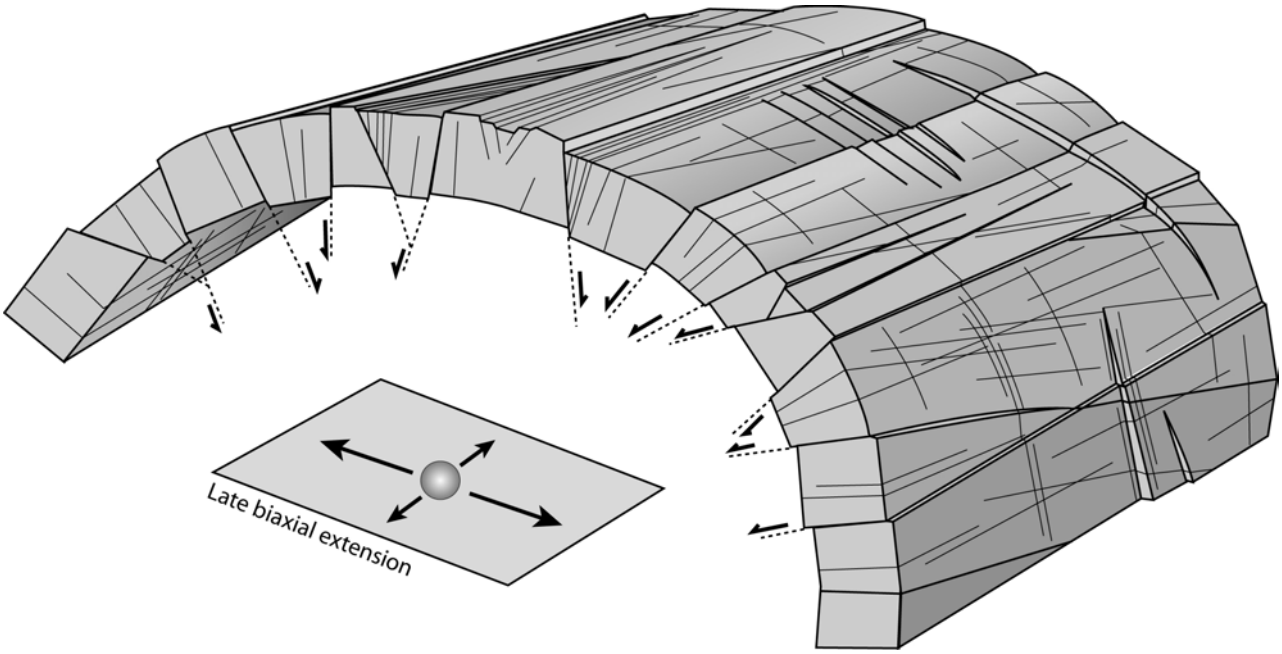


Figure 11.2 : Influence d'un chargement tardif (tardi- à post-plissement) en extension biaxiale sur une unité mécanique plissée et fracturée (réservoir). La fracturation héritée des stades pré- et syn-plissement est réactivée en un réseau complexe de failles normales et de fractures ouvertes. Ce réseau fortement connecté est susceptible d'accroître de façon significative la perméabilité isotrope d'un réservoir, à condition que les zones de failles restent non scellées.

6.5 Conclusion

L'observation de différents types de relations existant entre les plis développés dans les roches sédimentaires déformées en domaine cassant, et les fractures associées à ces plis nous a conduit à établir une classification. Une synthèse des relations entre fracturation et plis étudiés dans le cadre de cette thèse ou dans celui des travaux du consortium Geo-FracNet et la qui leur est associée est proposée en table 6.1.
Du fait des propriétés dynamiques (discutées au chapitre 5) contrastées des différentes familles de fractures associées aux plis, l'intérêt d'une telle classification est principalement d'anticiper une *base de données structurales* pouvant permettre d'anticiper les propriétés des écoulements au sein de réservoirs plissés/fracturés. Cette classification propose de regrouper les plis en trois grandes catégories tenant compte du mode d'accommodation de leur courbure par la fracturation ainsi que du rôle de différentes familles de fractures dans leur structuration générale.

Ces trois grandes catégories de plis sont :

- les plis où la courbure est accommodée par le biais de la *fracturation de fond* (dite *fracturation de fond*).

- les *plis articulés* où des zones de fractures denses localisent les variations de pendage.

- les *plis segmentés* qui sont compartimentés par des réseaux de fractures transverses ou obliques.

A partir de là il est important de s'interroger sur *les paramètres susceptibles d'influencer l'apparition d'un type de pli donné et de ses caractéristiques géométriques principales*. Si le rôle d'épisodes de fracturation précoces a été largement montré plus haut, il reste clair qu'une majorité des plis étudiés présente une organisation axiale + transverse. Il reste donc à préciser et à en tester si possible les paramètres pouvant contrôler les types d'organisation observés en particulier la présence ou l'absence d'articulations. Ces paramètres peuvent se regrouper en deux catégories :

- les paramètres liés à l'*organisation de l'hétérogénéité sédimentaire*, à la *rhéologie* et à *l'état de pré-fracturation* des roches plissées :

    - la lithologie et texture des unités déformées

    - l'organisation sédimentaire des unités mécaniques plissées (litage, contrastes rhéologiques et friction aux interfaces, présence d'intercalations peu compétentes plus ou moins épaisses entre les unités mécaniques élémentaires, organisation séquentielle)

    - la présence de défauts (fractures) antérieurs au plissement.

- les paramètres *tectoniques* (liés aux chargements appliqués aux unités mécaniques déformées) :

    - l'intensité et la vitesse du raccourcissement

- l'intensité de la charge verticale pendant le plissement
- les épisodes de chargement post-plissement.

Les deux chapitres suivants se proposent donc d'isoler parmi ces différents paramètres ceux qui peuvent s'avérer déterminants, puis de les tester pour en évaluer l'influence. Les méthodes appliquées seront de deux types. En premier lieu, nous avons utilisé une approche analytique de terrain basée sur l'étude de différents cas sélectionnés dans des régions présentant des histoires tectoniques différentes et où les unités mécaniques plissées présentent une lithologie et une organisation variées. En second lieu, nous avons réalisé une étude expérimentale originale permettant de développer des plis dans des multicouches à rhéologie élastique/fragile. La majorité des plis que nous avons eu la possibilité d'observer dans le cadre de cette thèse est constituée de plis articulés. Pour cette raison, nous avons choisi de focaliser notre attention sur les paramètres susceptibles d'influencer l'apparition de cette géométrie particulière.

		axiales			transverses				Obliques				Type de pli
exemple et localisation	mode de sollicitation initial	rares	fracturation de fond	articulations	rares	fracturation de fond	corridors fracturés	failles	rares	fracturation de fond	corridors fracturés	réactivation cisaillante	
Anti-Atlas (Maroc)	Flambage		Diaclases			Diaclases				Diaclases			Acc. Fond
Majella (Abruzzes, Italie)	Fléchissement & Flambage		Diaclases	FN, FN inversées, kinks		Diaclases	SPFC, BCFC	FN			SPFC, IAFC	FN, décrochts	Articulé
Tamzergout (Haut Atlas, Maroc)	Flambage		Diaclases	FN, FI , kinks		Diaclases				Diaclases			Articulé
Coulazou (Languedoc, France)	Flambage		Diaclases	Chevron hinge, cusp		Diaclases	SPFC		Diaclases				Articulé
Alaric (Languedoc, France)	Flambage	Diaclases			Diaclases			FN		Diaclases	SPFC	décrochts	Acc. Fond
Teton Antcline (Montana, USA)	Flambage		Diaclases	FC réactivés		Diaclases	SPFC réactivés ?		définies par les transverses en échelon			décrochts	Articulé
Bristol Channel (South Whales)	Fléchissement initial		Diaclases										Acc. Fond
Tajira (Bolivie)	Flambage		Diaclases	FC réactivés		Diaclases	SPFC	FN	Diaclases				Articulé
Adam Foothills (Oman)	Flambage	Diaclases			Diaclases		SPFC	FN		Diaclases	SPFC	décrochts	Segmenté

Abbréviations utilisées :

FN=Failles Normales FI=Failles Inverses Décrochts=décrochements

SPFC=Simple Persistent Fracture Corridor BCFC=Branching Cluster FC
IAFC=Internally Anastomosing FC (Voir Figure 2.23 pour les définitions)

Acc. Fond=Pli à courbure régulière accommodée par la fracturation de fond

Table 6.1 : Fracturation et mode d'accommodation de la courbure des plis abordés dans cette thèse (chapitres 6 et 7) ou dans d'autres travaux menés dans le cadre du consortium Geo-FracNet. Il en ressort qu'une large part (5/9) des plis de flambage étudiés est composée de plis de type articulé.

7 Les plis articulés : un nouveau modèle pour le plissement des roches sédimentaires en domaine élastique/fragile

7.1 Introduction

Les études de terrain effectuées dans le cadre de cette thèse ont montré que la *géométrie articulée* (définition au § 6.2) caractérisait très fréquemment (voir table 6.1) les plis développés dans les formations sédimentaires soumises au flambage dans les niveaux superficiels de la croûte terrestre (i.e., dans les 4 ou 5 premiers kilomètres). *L'existence des plis articulés correspond au constat que les roches déformées dans des conditions essentiellement fragiles ne peuvent pas toujours accommoder la courbure de manière continue par de petits déplacements localisés par la fracturation de fond.* A partir de là, *le développement de zones de concentration de la fracturation accommodant la courbure des plis apparaît essentiel dans la genèse des plis.*

La fréquence avec laquelle nous avons retrouvé cette *géométrie articulée* de plis, ainsi que la variété des types d'articulations que nous avons relevée sur nos différents cas naturels nous a amené à nous intéresser aux *conditions et aux mécanismes d'apparition de ces articulations* qui apparaissent comme des zones de concentration de la fracturation. De plus, la présence de telles zones est susceptible d'avoir une influence déterminante sur les *propriétés hydrodynamiques des réservoirs plissés associées à cette géométrie*. Le projet d'article suivant (§ 4.2) expose les résultats d'études de terrain menées dans des régions plissées dans des contextes tectoniques variés. Il expose en premier lieu *différents types d'articulations* relevés au niveau de plis d'échelles différentes affectant des lithologies variées. Nous avons ensuite tenté pour chaque exemple de proposer des *scénarios cinématiques* visant à reconstituer les principales étapes de structuration des différentes zones d'articulations. Les hypothèses proposées pour ces scénarios sont basées sur les observations de terrain et tiennent compte d'arguments tectono-mécaniques visant à expliquer leur structuration interne ainsi que leur rôle dans l'accommodation de la courbure. La typologie des articulations proposée dans ce projet de publication n'étant pas exhaustive, le dernier paragraphe (§ 4.3) de ce chapitre de la thèse sera consacré à la description et à l'interprétation d'autres types d'articulations non traités précédemment.

7.2 NOTE 1 : Articulations : Fold related fracture zones (soumis en mars 2004 à l'American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Special Issue on Fractured Reservoir, accepté en octobre 2004)

Articulations: Fold Related Fracture Zones (submitted to the AAPG Bulletin, March 2004, accepted October 2004).

By L. Bazalgette [a*], J.-P. Petit [a] , M. Amrhar [b], and H. Ouanaïmi [c]

[a] Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, (UMR 5573), c.c. 060, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, cedex 5, France.

[b] Département de Géologie, Faculté des Sciences de Marrakech, B.P. 3502, Amerchich, Marrakech 40000, Morocco.

[c] Département de Géologie, Ecole Normale Supérieure, B.P. S2400, Marrakech. 40000, Morocco.

[*] Corresponding author.

Abstract.

Comparative field studies in folded areas (Southern France, Moroccan Western Atlas and Abruzzo, Italy) allowed us to present a new aspect of fracture distribution within buckled folds in the shallow crust, which could be of economic interest. The idea of *"articulated fold"* stresses that far beyond what can be expected in the hinges the classical box folds, relatively narrow and dense fracture zones, parallel or slightly oblique to fold axis, frequently accommodate most of the curvature in a buckle folds curvature, even when the curvature appears continuous at first sight. Such fracture zones called *fold articulations* typically separate zones where curvature is absent or very moderate. They cut the whole thickness of the folded competent mechanical unit. The internal structures of the observed articulations are described, and a non-exhaustive typology is proposed. For each type, an interpretative mechanical scenario is proposed showing how the articulation could initiate. This suggests two kinds of origins. Firstly, articulations can be initiated from early pre-existing well oriented fracture zones (mode I fracture concentration such as *fracture corridors*, inherited faults, etc.). Secondly, articulations can have a syn-folding origin and can be created as instabilities during the fold initiation, in particular through small reverse faults. In both cases, early zones of weakness control increases in curvature. Because they most often imply opening mode fracturing and more generally vertically persistent zones of damage concentration across the whole thickness of the folded unit, fold articulations could play a major role in the axial permeability of folded and fractured reservoirs.

Introduction.

Folds are a very common expression of rock deformation in the Earth's crust, so they have been extensively studied both as geometrical objects (Ramsay, 1967, Suppe, 1985) and as a means of characterizing the geometry and mechanisms of orogenesis (Price and Cosgrove, 1990). They have been classified in three non exclusive fundamental groups by their kinematical or mechanical origin (Hudleston, 1986, Price and Cosgrove, 1990): (1) passive folds as fault-bend folds and fault propagation folds (Suppe, 1983), (2) bending or flexural folds involving transverse forces acting on the layers (Nadai, 1963, Ranalli, 1987), and (3) buckle folds developed due to the mechanical instability of layers under compression (Biot, 1961, Cobbold, 1975). Although basically formed in elastic deformation mode, buckle fold geometries are most often calculated or simulated using viscosity contrast models (Hudleston and Lan, 1994) equivalent to elasticity contrast models; experimental models are conducted in ductile paraffin or plasticine (Price et Cosgrove, 1990; Dixon and Tirrul, 1991; Abbassi and Mancktelow, 1992; Mancktelow and Abbassi, 1992). As fracturing is recognized as a form of

ductility, these approaches are not very helpful in understanding elastic-brittle deformation mechanisms involved in shallow crust folding.

Clearly the academic community has not given much thought to this aspect in spite of its economic importance. Indeed, many fluid resources are located in folded and fractured reservoirs where storage and hydrodynamic properties are at least partly controlled by fractures. Fracture interpretation or prediction in a reservoir perspective ideally needs models where fractures appear explicitly in terms of their location within the fold, orientation, type and fracture density. In fact for this purpose fracture distribution studies can be done in a somewhat static perspective; a typical industrial aim is to implement a few important fractures into a predictive hydrodynamic model. At present, models aiming to mechanically link fold geometry and related fracture distribution basically take into account stress-strain relationships in the buckled elastic beam where the neutral line divides a fold hinge into two domains (Keunen and de Sitter, 1938, Ramberg, 1964, Ramsay, 1967, Price and Cosgrove, 1990): the *inner arc of hinge* under compression and the *outer arc of hinge* under extension, each with their respective brittle tectonic features corresponding to the local stress state. In this respect, the most detailed buckle fold model is that of Stearns (1964, 1972). It aims to provide coherent tectono-mechanical interpretation of the fractures of the famous Teton anticline (Montana, USA) - seen as a type example of a fractured and folded reservoir - assuming the shear interpretation of oblique joint sets. Whatever its merits, this model is obviously not applicable to numerous folds for general reasons (tensile fractures in the inner parts of hinges by neutral line migration are often present and oblique fractures are often absent). Most fracture distribution studies within reservoir scale folds (Laubach, 1988, Ohlmacher and Aydin, 1995), or corresponding to analogues of reservoirs (Engelder and Peacock, 2001, Silliphant *et Al*., 2002, etc.) have shown that fracture distribution patterns cannot be interpreted on the base of Stearns' model, and various mechanical scenarios are suggested. To our knowledge, no published field-based academic study really tackles the specific problem of fracture density variation with curvature during folding. This seems somewhat surprising, since fracture density prediction in the function of fold curvature (Lisle, 1994, Fischer and Wilkerson, 2000) has triggered a lot of interest in the oil industry, with numerous related software (RTM FRAC, CURVIEW etc.). Attempts to link fold related fracture development to stress history are missing, except the work of Guiton et al. (2003) where a coupled field and numerical approach aims at understanding the chronology of development and re-activation of fracture on an example of folded area (Devonian sandstone of the Moroccan Anti-Atlas). This simulation considers a homogeneously pre-fractured model, which does not necessary represent reality.

From an elastic-brittle experimental approach, the only work we know aiming to tackle fracture distribution related to curvature is that of Rives and Petit (1990) on bended/buckled bi-layered plates (brittle varnish on polymer). This study shows that the continuous rotation of local stress trajectories in non cylindrical shortening models can lead to the progressive propagation of complex but realistic interacting fracture sets.

All this shows that field analysis and related mechanical scenarios are needed to create models of fracture distribution within folds, paying special attention to the link with curvature. This paper presents original descriptions of curvature related fracture zones with corresponding tectono-mechanical scenarios, which could be of interest in reservoir characterization.

1. Classical ideas and aim of the paper.

A/Classical ideas on fold and fracture relationships.

This paper mainly deals with folding-fracturing relationships in buckle folds, that is to say those formed by means of a preliminary elastic flexural stage, perpendicular to the applied main compressive stress direction (Biot, 1961, Cobbold *et Al.*, 1971). The most currently used concept on which fracture distribution is based are the outer/inner arc of hinge models of stress distribution (Keunen and de Sitter, 1938, Ramberg, 1964, etc.), inspired by the buckled elastic beams divided into two compartments by a neutral surface (Fig. 1-a): (1) the outer arc of the hinge, which is submitted to a local extension parallel to the compression direction and where mode I fractures and/or normal faults are expected to form perpendicular to the regional compression, and (2) the inner arc of the hinge, which is submitted to local compression and where reverse faults and stylolites are expected to form perpendicular to the regional compression. Among the best known practical models aiming to predict fracture distribution within folds, that of Stearns (1964 and 1972), roughly agrees with this beam-like stress/strain distribution, but it specifies the local stress regimes reached at different times, and in different fold zones (fig. 1-b). The corresponding fracture pattern corresponds to that of the Teton anticline (Montana, USA), which has been chosen as a type example by the author. In this model, mode I and shear fractures have been distributed into five sets (sets (1) to (5) on fig 1-b). Sets (1) and (2) are assumed to be the major ones due to their wide distribution and scale.

Set (1) is described as the most developed and is observed at all scales from aerial photograph scale to grain-size scale. These fractures are related to a stress field characterized by σ_1 orthogonal to the fold axis, σ_2 orthogonal to layers and σ_3 parallel to the fold axis.

Set (2) is composed of smaller scale fractures than those of Set (1). Their lengths vary from several centimetres to several decametres. They must have formed within a stress field characterized by σ_1 parallel to the fold axis, σ_2 orthogonal to layers and σ_3 orthogonal to the fold axis. It is interpreted by the author as a result of large-scale cataclastic flow of the bulk folded sequence (Stearns 1964, Stearns and Friedman, 1972).

Set (3) is composed of axial mode I fractures and conjugated normal faults localized in the outermost folded layers. It is interpreted to be a result of local outer arc extension in the hinge (parallel to regional shortening).

Set (4) is mainly composed of reverse faults localized in the innermost layers of the folded pile. It is considered to be the result of the compressive regime (with σ_1 parallel to the regional shortening) in the inner arc of hinge zone of the fold.

Set (5) is found in the vicinity of layer interfaces with bed-parallel slip and is composed of small scale reverse faults. These faults are conjugate to the bed-parallel slip planes.

Although attractive, this model cannot explain most of the fracture distributions observed in buckle folds which evidence a wide variety of situations as we will show below. However, some common themes appear: most of the folds show axial and transverse fracture sets (essentially joints, but also veins or faults and oblique fractures). Oblique shear joint sets are not systematically present. Obviously, Stearns' model does not apply in most cases.

Most often, fracture scale and fracture distribution are not clearly described in these studies and the possible correlation between fracture density and local fold curvature is not currently tackled.

The obvious discrepancy between facts and buckled beam driven conceptual models can be explained in many ways: The most obvious explanation is that some of the fracture sets observed within folds are related to pre-folding or post-folding deformation events independent of the folding: stage. This can be particularly true if the rock package comprises

units with various loading histories, and some fractures could not form at early stages in the basin history.

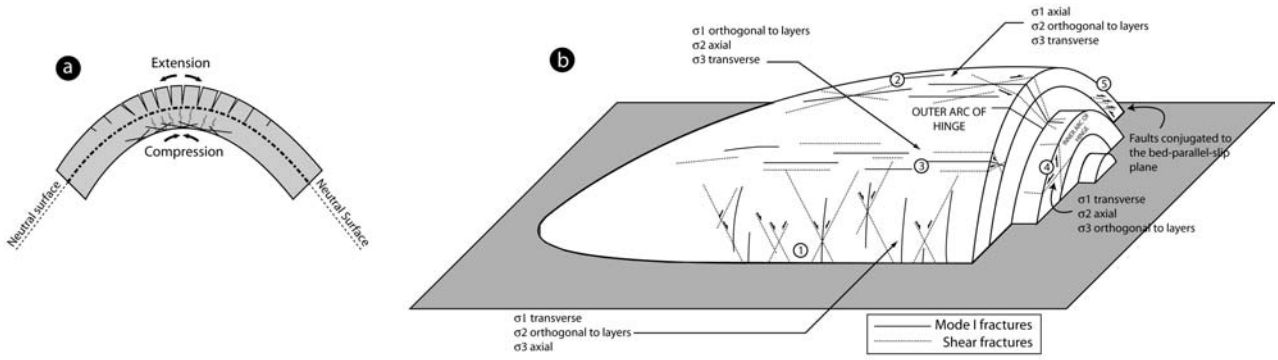


Figure 4.1: Classical concepts for folding and fracturing relationships. (a) The inner/outer arc of hinge model (from Ramberg, 1964): outer arc of hinge is characterized by the presence of mode I fractures (joints, veins) related to tensile stress, and inner arc of hinge by the presence of structures ensuring shortening (small reverse faults, stylolites in carbonates) related to compressive stress under a neutral surface. (b) Classical model of fracture distribution within an idealized anticline inspired from Teton anticline, Montana, USA (from Stearns, 1964).

Some joints may form in response to the release of anisotropic stress locked in prior to folding and released during unloading (Engelder, 1993).
Even for clearly syn-folding fracture sets, loading axis and stress intensities can change during the shortening process and induce reactivation and neorupture.
Fracture distribution could change as a function of the formation depth due to mean stress control.
The articulated fold model stresses the fact that fracture distributions in axial sets are not usually homogeneous and are frequently correlated to local curvature heterogeneities.

B/The articulated fold mechanical model:

On the basis of field case studies and of their kinematic interpretation, we characterize frequent fold-related fracture zones called fold *articulations*.
The main point is that fold curvature which can at first sight appear regular and continuous, is in fact most often accommodated by subtle dip variations centred on densely fractured zones forming the so-called articulations (Fig. 2). This situation does exist in box-folds but articulations are not systematically characterized as fracture zones. Articulations constitute various types of fracture zones that crosscut a whole mechanical unit and which generally limit sub-planar or slightly curved compartments where fracturing is usually limited to background fractures.

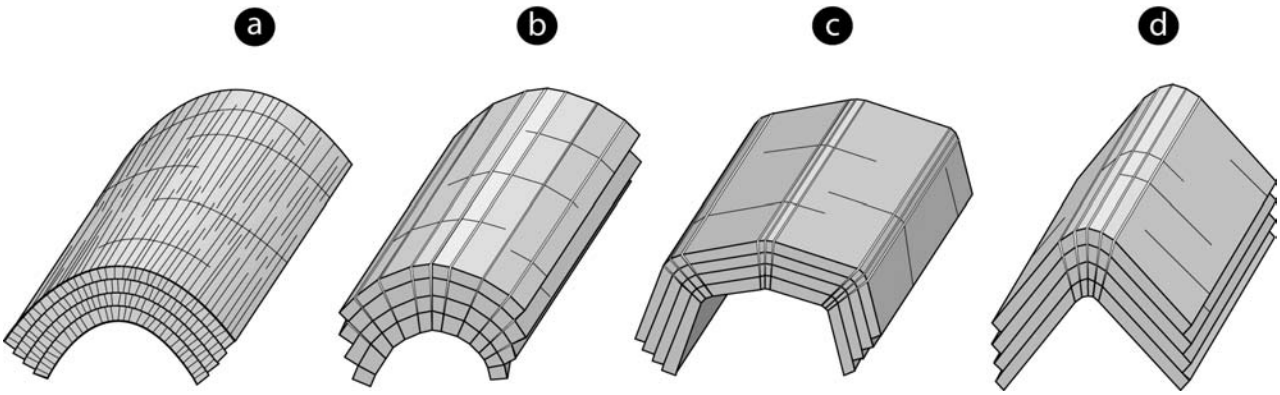


Figure 4.2: Different types of fold geometries (articulated and non articulated) extrapolated from natural cases: (a) regularly curved (non-articulated) fold (curvature is only accommodated by evenly distributed background fractures); (b) fold presenting evenly spaced articulations; (c) articulated box-fold; (d) articulated chevron.

A mechanical unit (Fig. 3) corresponds typically to a part of the sedimentary pile, which fractures in a coherent way.
Articulations can be evenly distributed, or hinge-related (i.e., preferentially distributed in more or less narrow fold hinges) but intermediate situations are also found.
We suggest that in the elastic-brittle conditions of buckling, articulations form as a result of a very early fracturing mechanism, which localizes brittle deformation in a fracture zone that will control the further global strain.

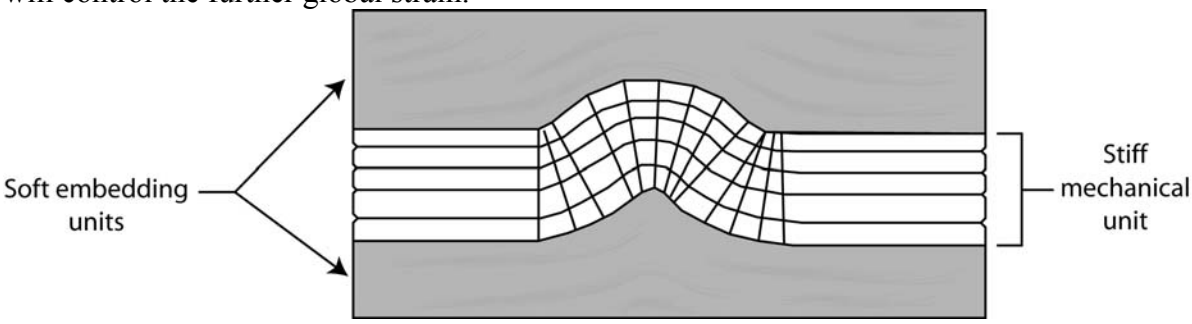


Figure 4.3: Sketch illustrating the definition of a mechanical unit: A mechanical unit typically corresponds to a part of the sedimentary pile, which fractures and is folded in a coherent way. A mechanical unit is usually surrounded by softer embedding units where deformation is typically plastic.

2. Methodology.

The visited outcrops are located in Southern France (*Coulazou gully*, Languedoc), in Morocco (*Tamzergout valley*, Eastern High Atlas) and in Italy (*Montagna della Majella*, Northern Apennines). Fold wavelengths vary from several meters (Coulazou gully) to several ten of meters (Tamzergout area) and to more than 10 Km (Montagna della Majella). Usually, the articulation scale can be related to the thickness of the affected mechanical unit.
All selected folds were formed by buckling except in the case of the Majella anticline, where a bending mechanism is involved, as described below.
In all cases buckling was allowed by the decollement of the folded MU upon a soft detachment level in which deformation is plastically accommodated.
The carbonate lithologies contained within the folded MU are varied, ranging from sub-lithographic mudstone (Coulazou gully, Majella Mountain) to bioclastic packstone and grainstone (Majella, Tamzergout area). Particular attention has been paid to the characterization of sedimentary facies and the sequential organization of the MU in order to define accurately their effect on fracture types.

Even though all presented examples are in carbonate rocks (it may be assumed that similar structures can be expected in siliciclastic "stiff" formations as well), the role of pressure solution does not seem essential.

3. Aspects of articulations in carbonates.

A/The Coulazou outcrops in the "Montpellier thrusted fold», Languedoc, Southern France.

The *Coulazou gully* outcrops are located in the Montpellier Fold region (fig. 4), which constitutes the northernmost termination of the Pyrenean Front (Mattauer, 1971). Folded lithologies are composed of limestones (mainly sub-lithographic mudstone and finely-grained wackestone) at the top of the pile (in Rauracian to Tithonian formations) to marly limestones (in Bajocian-Bathonian to Oxfordian formations). The whole pile is detached upon the Triassic clayey and evaporitic decollement level. The structural style of the Coulazou area is characterized by the succession of small-scale sub-EW folds (λ=10 to 50 m) affecting meter to decameter thick MU and showing strongly dipping (sometimes overturned) limbs (fig. 5, 6, 7 and 8). These folds are most often separated by sub-tabular zones that are frequently crosscut by normal faults with directions compatible with later Oligocene regional EW extension (Arthaud, 1995). Folds located in the Coulazou gully are most often box-fold anticlines, which then present a clear articulated geometry. However, an example of a fold showing a single articulation has been found and is described in this paper (fig. 8).

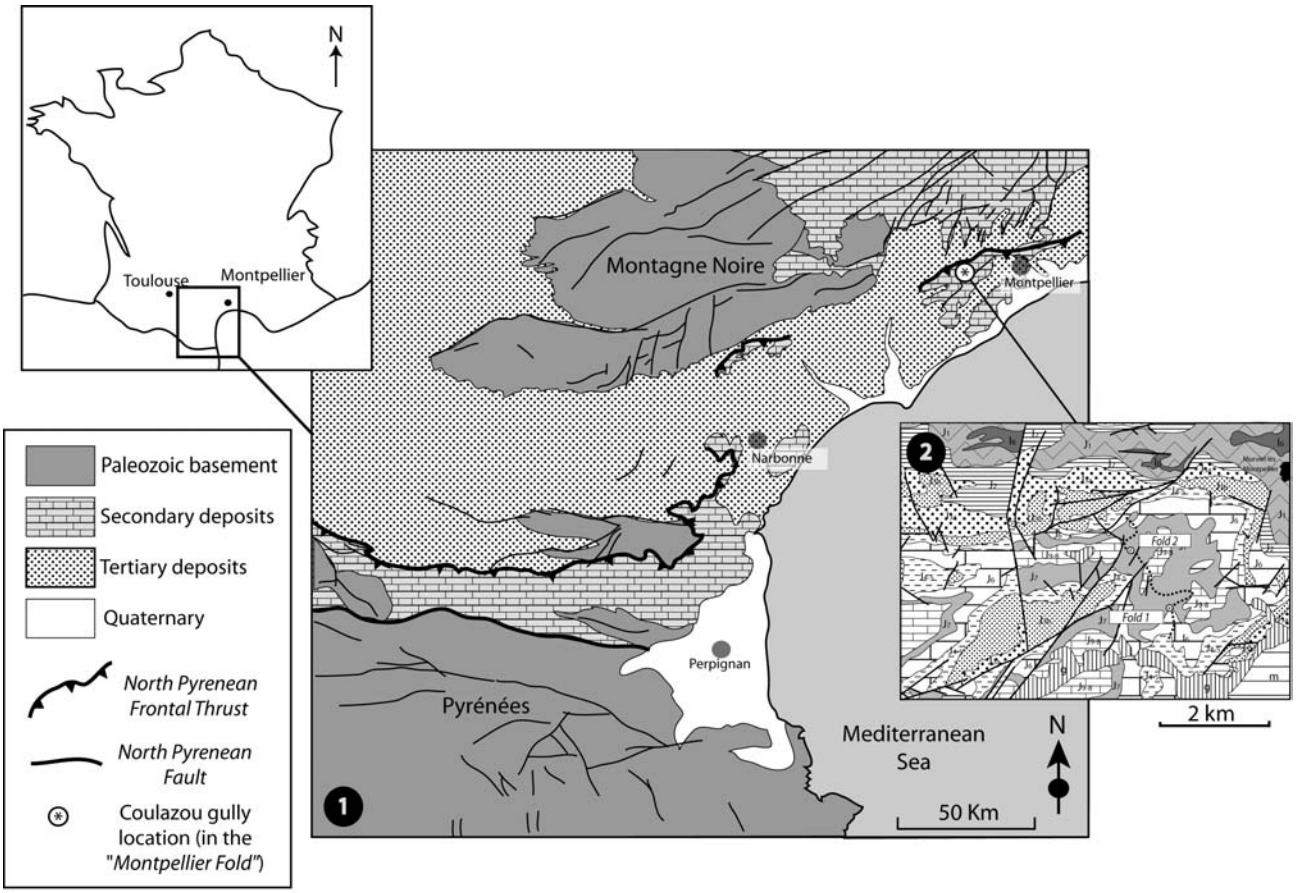


Figure 4.4: Geological setting of the Coulazou gully outcrops: (1) Structural sketch showing the location of the Coulazou gully folded outcrops. These outcrops are situated in the "Montpellier Fold", which is interpreted as the northernmost termination of the North-Pyrenean zone (Mattauer, 1971). (2) Structural sketch of the Coulazou gully folded and faulted area.

A general view of our first example (*fold 1* on Fig. 4) was taken in the southernmost part of the gully (fig. 5). It shows a box-fold-like anticline with a well outcropping articulation located in its northern part. The box-fold geometry of this anticline is due to the irregular distribution and the high spacing of the articulations. In this example, articulations show a spacing of about 10 m. Detailed descriptions of the northernmost fold articulation are given on fig. 6. Mechanical scenarios for the formation of zones (a), (b) and (c) are given on fig. 7. These three scenarios point out the role of early small reverse faults in the location and evolution of initial flexure in affected beds (fig. 7-b and 7-c), while continuous surrounding beds can accommodate curvature by way of the formation of multiple mode I background fractures (fig. 7-a). Comparable chevron folds associated with small-scale reverse faults have been described in siliciclastic facies (sandstone) in the U.K. (Ramsay, 1974 and Price and Cosgrove, 1990).

Figure 4.5: Example of articulated fold with box-fold like geometry: (a) general view of the outcrop, (b) semi-interpretative sketch, (c) detail of the well-exposed northernmost articulation.

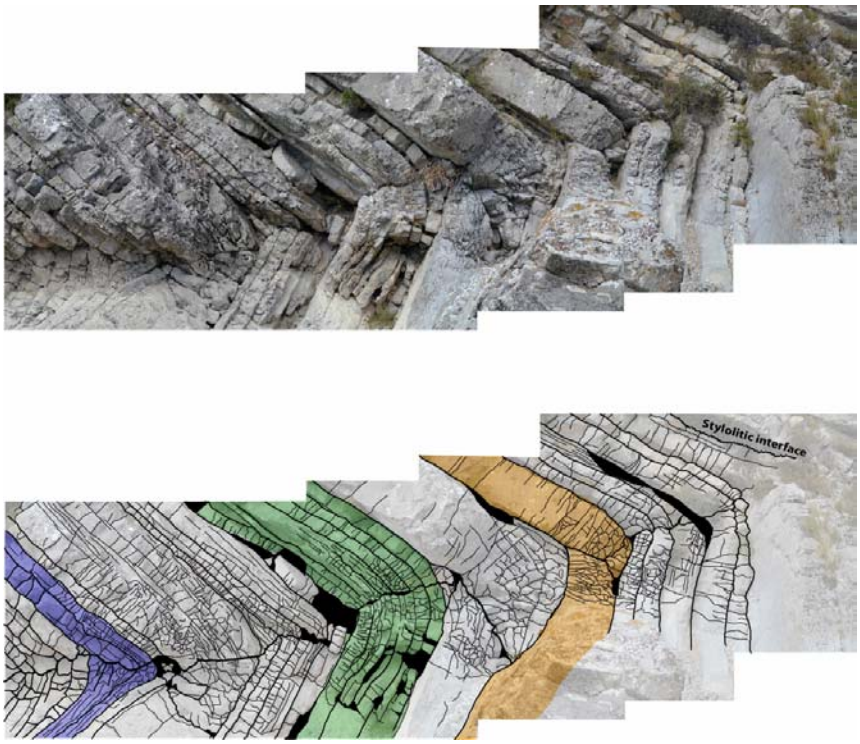


Figure 4.6: Detailed view of the well-exposed northernmost hinge of the fold described on fig.5: (1) outcrop photograph, (2) semi-interpretative sketch. Zones (a), (b) and (c) are interpreted on fig 7.

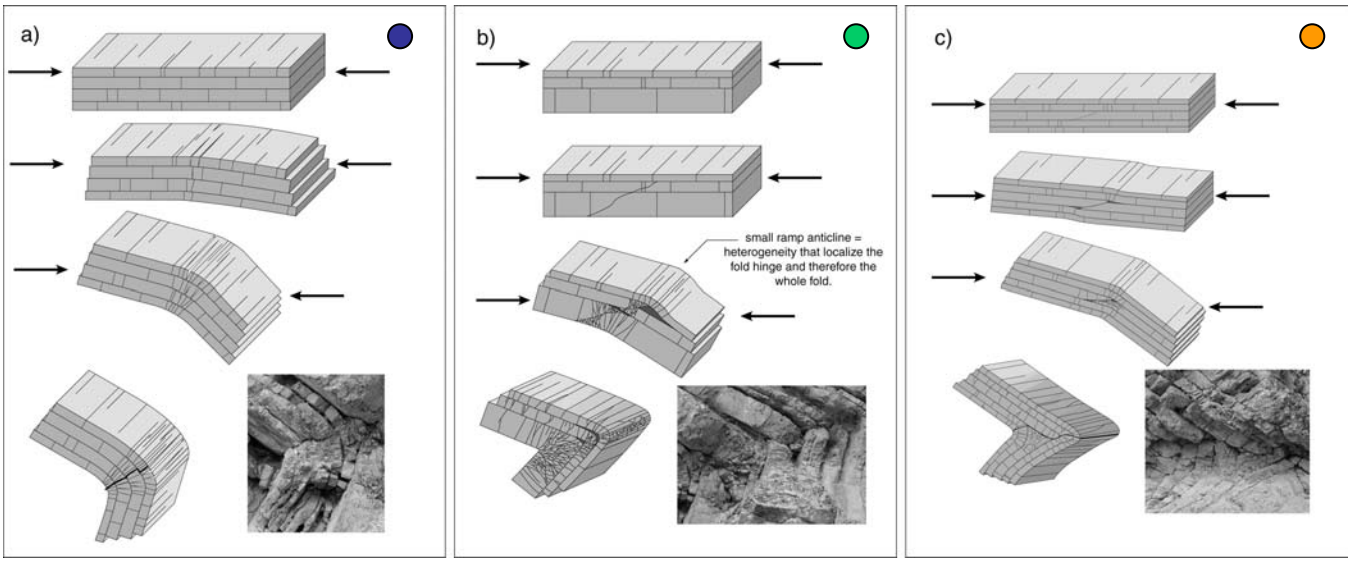


Figure 4.7: Mechanical scenarios aiming to explain articulation mechanism of the fold described on fig.5 and 6. In zone (a), Curvature is only accommodated by mode I fracture concentration and coalescence. In zones (b) and (c), curvature is initiated in beds affected by early bed-scale reverse faults. Increasing curvature is accommodated by offset on these faults and by the formation of mode I fractures in the zones of stress/strain concentration.

The second example (*fold 2* on Fig. 4) shows a decametre-scale fold (Fig. 8), which affects a mechanical unit several meters thick. It demonstrates a particular type of articulated fold where an articulation separates two folded compartments with the same downward concave shape. This articulation appears as a plane linking aligned cusp points of the successive

layers. It appears as a quite simple fracture that can result from the coalescence of pre-existing background fractures (*i.e.*, most often mode I fractures limited to one single bed).

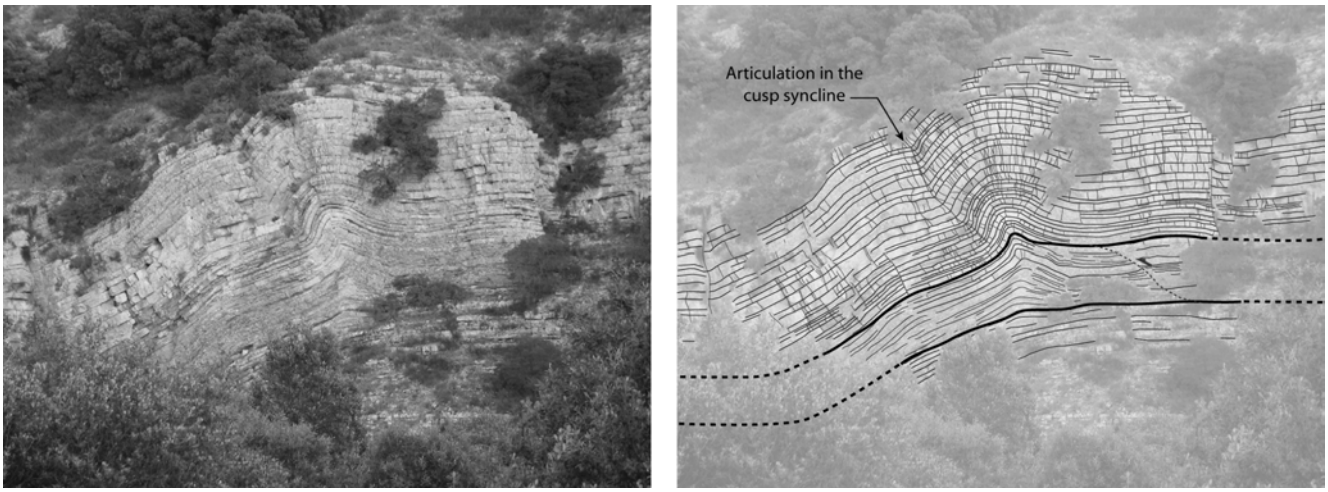


Figure 4.8: example of *cusp articulation* separating two folds with the same downward concavity. (a) Outcrop photograph; (b) Semi-interpretative sketch. Note that the two folds separated by the articulation are themselves non articulated. Their curvature is only accommodated by evenly distributed background (bed limited) fractures.

Out of this articulation, fold curvature is quite regular and only accommodated by background fractures and by bed limited re-opened stylolites. A similar situation can be expected with an upward concave shape. This geometry which is drastically different from the usual folds found in the Coulazou gully formed in layers affected by very dense and well distributed bed perpendicular background fractures, in lithologies similar to those of other folds. Such differences in fold style are discussed below.

B/Folds located in the Tamzergout valley, Western High Atlas, Morocco:

The *Tamzergout Valley* (fig. 9) is located in the westernmost part of the Moroccan High Atlas (region of *Imouzer des Ida ou Tanane*). It shows the almost complete Mesozoic sedimentary pile deposed from the Triassic rifting stage to the Coniacian tectonic inversion. The observed outcrops are located respectively in Aptian formation (Articulation A1) and Valanginian formation (Articulation A2). This sedimentary pile was then folded and detached upon the classic Triassic evaporitic level during the Atlasic (Alpine) orogenesis (Amrhar, 1995, Zühlke *et al.*, 2004). The folded series are characterized by intercalations of thick soft marly units and stiff (usually thinner) mechanical units of rather grainy carbonate facies (from wackestone-packstone to coarse grainstone). The main folds are EW trending and are large scale (λ>5 Km) affecting the whole sedimentary pile but smaller scale secondary structures (kinks, small scale folds with meter to decameter wavelength, etc.) are numerous all over the area and generally affect a single stiff mechanical unit. Outcrops observed in the Tamzergout valley area typically show articulated folds at very different scales. The two selected examples illustrate two contrasting types of articulations.

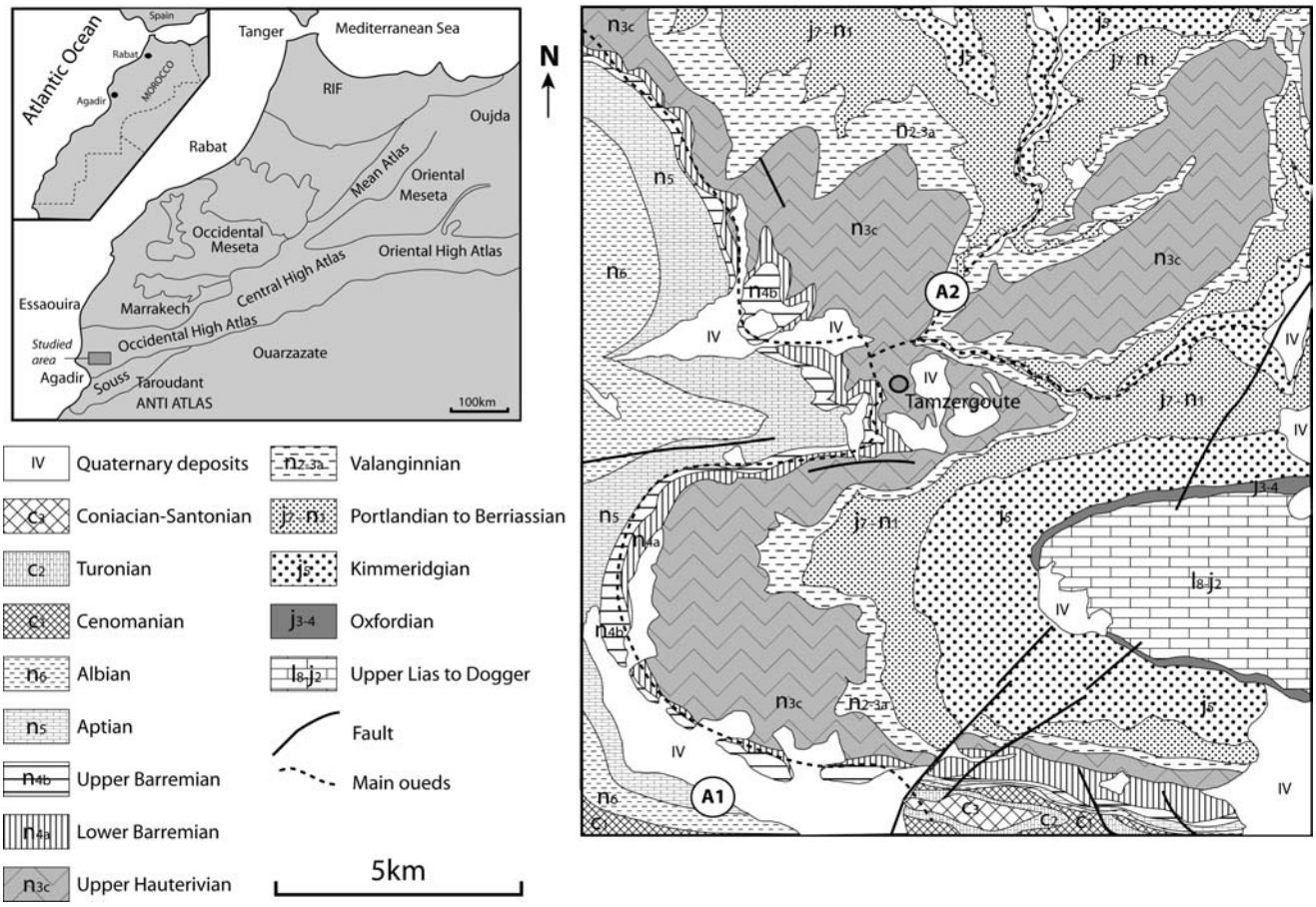


Figure 4.9: Structural sketch showing the location of the Tamzergout valley and of the two examples of articulation (A1 and A2) described on fig. 10 and 11.

Fig. 10 illustrates articulation A1 located in a grainy carbonate stiff metric mechanical unit surrounded by soft decametre-scale marl layers. In this articulation, most of the curvature is caused by two close small normal faults associated with their fractured damage zone (*i.e.*, fractures formed at the vicinity of faults and related to stress concentration). One can assume that these two faults were inherited from an early extensional stage due to their orientation that is compatible with a late Aptian extensional stage (Amrhar, 1995, Zühlke *et al.*, 2004). Such faults could have acted as potential weakness zones in the stiff mechanical unit, which may have located articulation initiation.

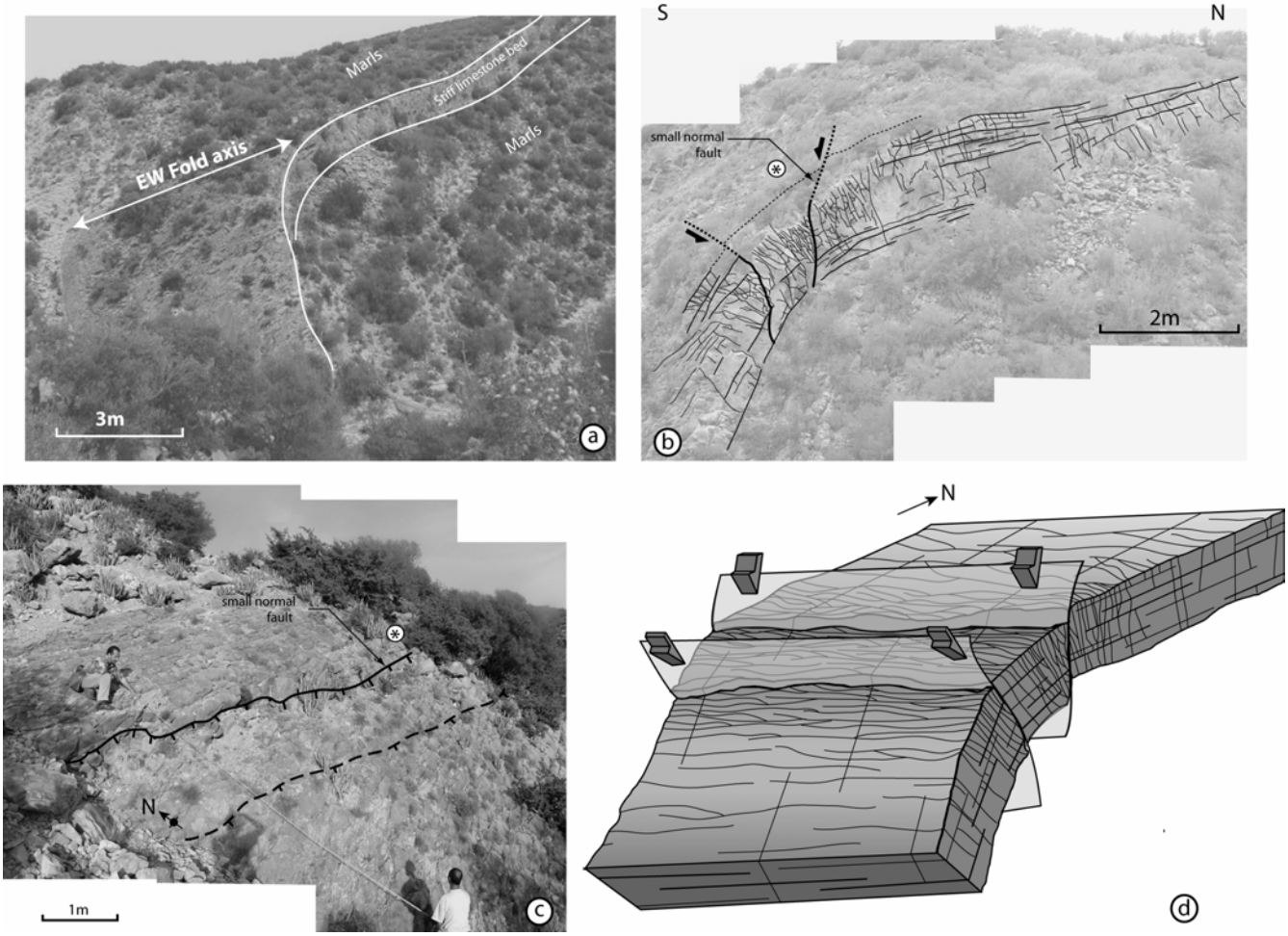


Figure 4.10: Fold articulation A1 formed by two small-scale normal faults in Aptian formation of the Tamzergout valley. (a) General outcrop view, (b) semi-interpretative sketch of a NS section, (c) top view of the 2 small faults, (d) synthetic 3D sketch of the articulation.

Fig. 11 example shows a decameter scale articulation (A2) in a thick (>60m) stiff mechanical unit, which is composed of four positive stratigraphic sub-sequences (PSS-1 to PSS-4) forming an entire negative stratigraphic sequence. This MU is surrounded by marl-dominated deposits, which are several hundred of meters thick. The articulation accommodates a slight dip variation (almost 10 to 15° between the northern and the southern compartment) in the sub-tabular top compartment of a large-scale fold. It is mainly constituted by a decametre-scale normal fault that presents an offset that varies from a few decimetres (at the top of the fault) to several meters. A small amount of curvature is accommodated by a secondary normal fault located in the neighbourhood of the main one. The main normal fault is also associated with a dense damage zone mainly composed of oblique fractures, which accommodate a large part of the flexure. The density of these damage zone fractures varies within the different beds forming the sub-sequences. This shows that the organization of the sedimentary sequence controls the details of the mechanisms of dip variation accommodation. Fracture densities are generally higher in the upper parts of each positive sub-sequence, *i.e.*, in lithologies that contain the highest carbonate fractions. Note the particular case of PSS-4 which is the lowest and the thickest sub-sequence where one can observe three main zones of dense fracturing because this subsequence can itself be divided into three other positive sub-sequences of lower order. Fracturing gets denser in the upper part of each of these sub-sequences of lower order, which are also the most carbonate-rich, generally speaking. From a more general point

of view, there is a good correlation between the carbonate fractions, the stiffness and the fracture density of layers at the whole negative sequence scale. The upper sub-sequences, which are also the more marly ones, are less fractured than the lower ones, which contain higher carbonate proportions.

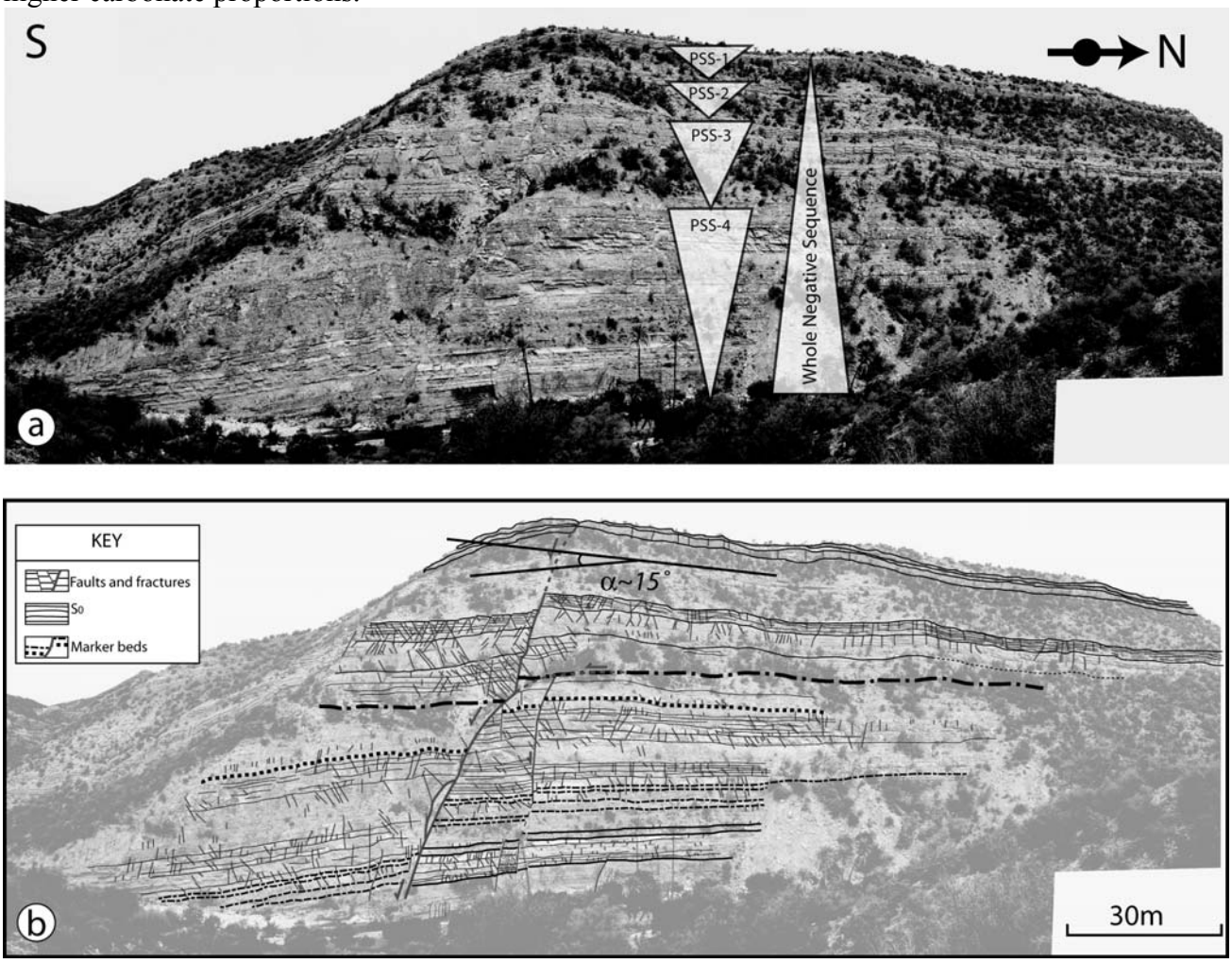


Figure 4.11: Fold articulation A2 formed by a metric offset normal fault affecting a Valanginian limestone mechanical unit. The pile is composed of 1 complete negative sequence that is formed by 4 positive sub-sequences (PSS-1 to PSS-4). (a) Outcrop photograph, (b) semi-interpretative sketch. Note the influence of the different lithologies forming the sub-sequences on the damage zone fracture density (see text).

Fig. 12 proposes a mechanical scenario aiming to describe the main stages of formation of this articulation (A2), taking into account the role of the large scale normal fault and that of damage zone fractures in curvature accommodation.

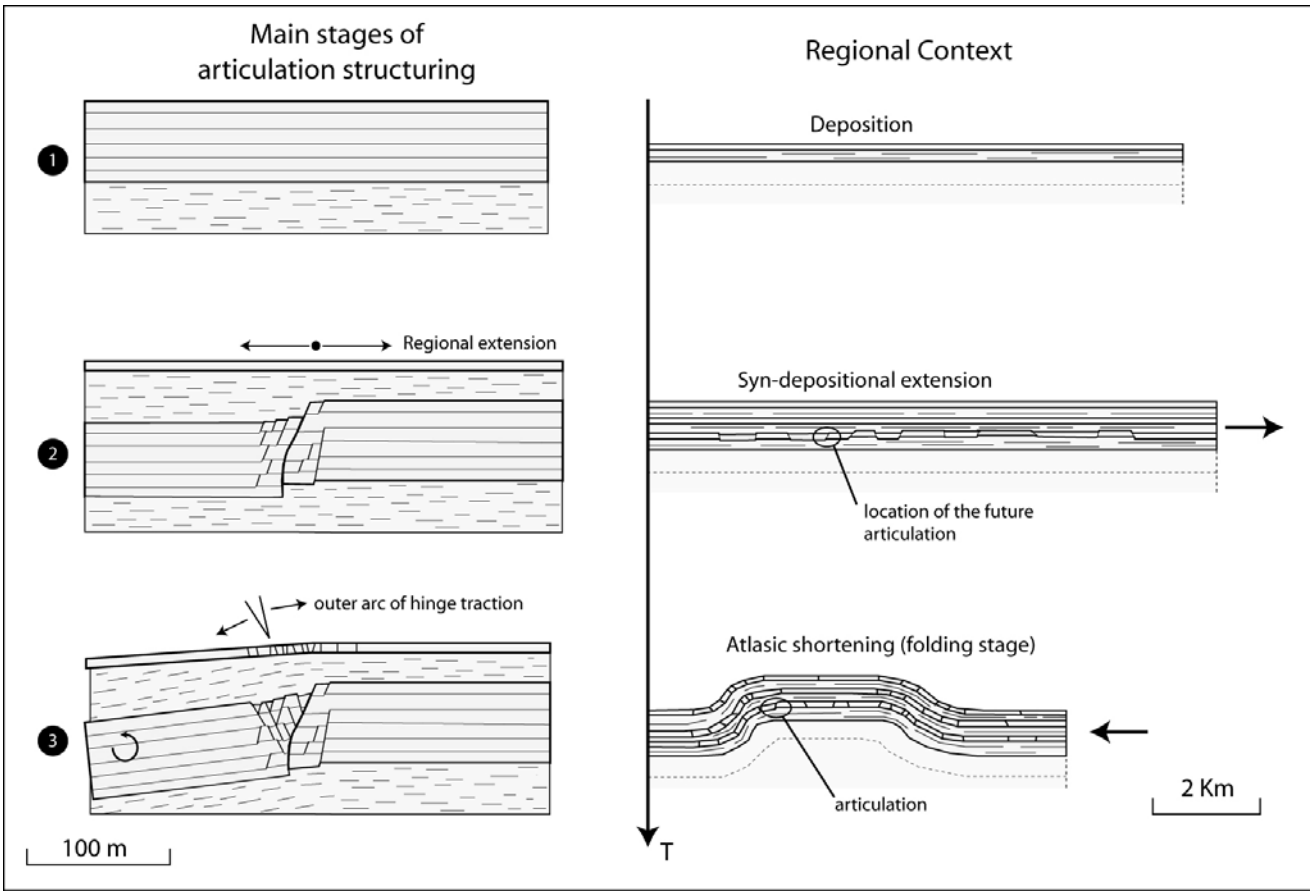


Figure 4.12: Structuring scenario showing the main stages of formation of the large-scale articulation described on Fig. 11. (1) Sediment deposition; (2) Normal faulting and parallel oblique fracturing (primarily formed damage zone) during syn-depositional extensive stage; (3) Articulation initiation and development on the pre-formed normal fault: the rotation of the left compartment is assisted by normal offset on the conjugated oblique fractures created during this last stage.

C/The Montagna della Majella Anticline:

The *Montagna della Majella* (fig. 13) is a large scale (wavelength of about 10 to 15 Km) EW trending anticline located in the northern Apennine fold and thrust belt. Folded units comprise porous bio-calcarenites (basin formation in the northern part of the anticline), coarse calcarenites, breccia deposits and carbonated turbiditic sequences (in the slope and proximal basin formations of the central part of the anticline), and finely grained limestones (mudstone to fine grainstone sequences) with floatstone lenses (platform formations in the central-southern part of the anticline).

The structures described are located in the platform formations of the central southern fold part, and such observations cannot apply to the other compartments due to the strong control of lithology on the deformation style. The folded pile was pre-structured during the preliminary extensional stage of Adriatic rifting, which occurred from Tortonian to Messinian (Scisciani *et al.*, 2002). Therefore, authors assumed that shortening, which started during late Messinian, reactivated pre-existing extensional fractures and initiated a large scale thrust at the front of the future fold (fig. 14). On a cross section, the anticline appears very asymmetric and shows three distinct structural compartments.

(1) The western fold limb is characterized by a slightly west dipping series where curvature observation is difficult due to outcropping conditions (dense karstified normal fault sets are present).
(2) The central fold part (sub-tabular to slightly east dipping) is slightly curved and is well-exposed in the *Valle di Santo-Spirito gully* near the town of *Fara-san-Martino* and in the valley south from *Monte-Acquaviva* summit.
(3) The eastern fold limb is more strongly curved and presents high dips with local overturned zones described near the town of Palombaro. By contrast with other studied examples, the Majella anticline is not a pure buckle fold. Previous kinematic studies (Scisciani *et al.*, 2002) tend to indicate that bending mechanisms may have played a major part in anticline structuring. Indeed, the fold curvature initiation occurred by bending very early, during the late Miocene rifting event (Fig 14-2). This first stage of "passive" flexure was followed by the compressive Pliocene event (Fig. 14-3 and 4), which caused the curvature increasing by buckling (due to the EW shortening). However, the Majella anticline clearly appears to be an articulated fold.

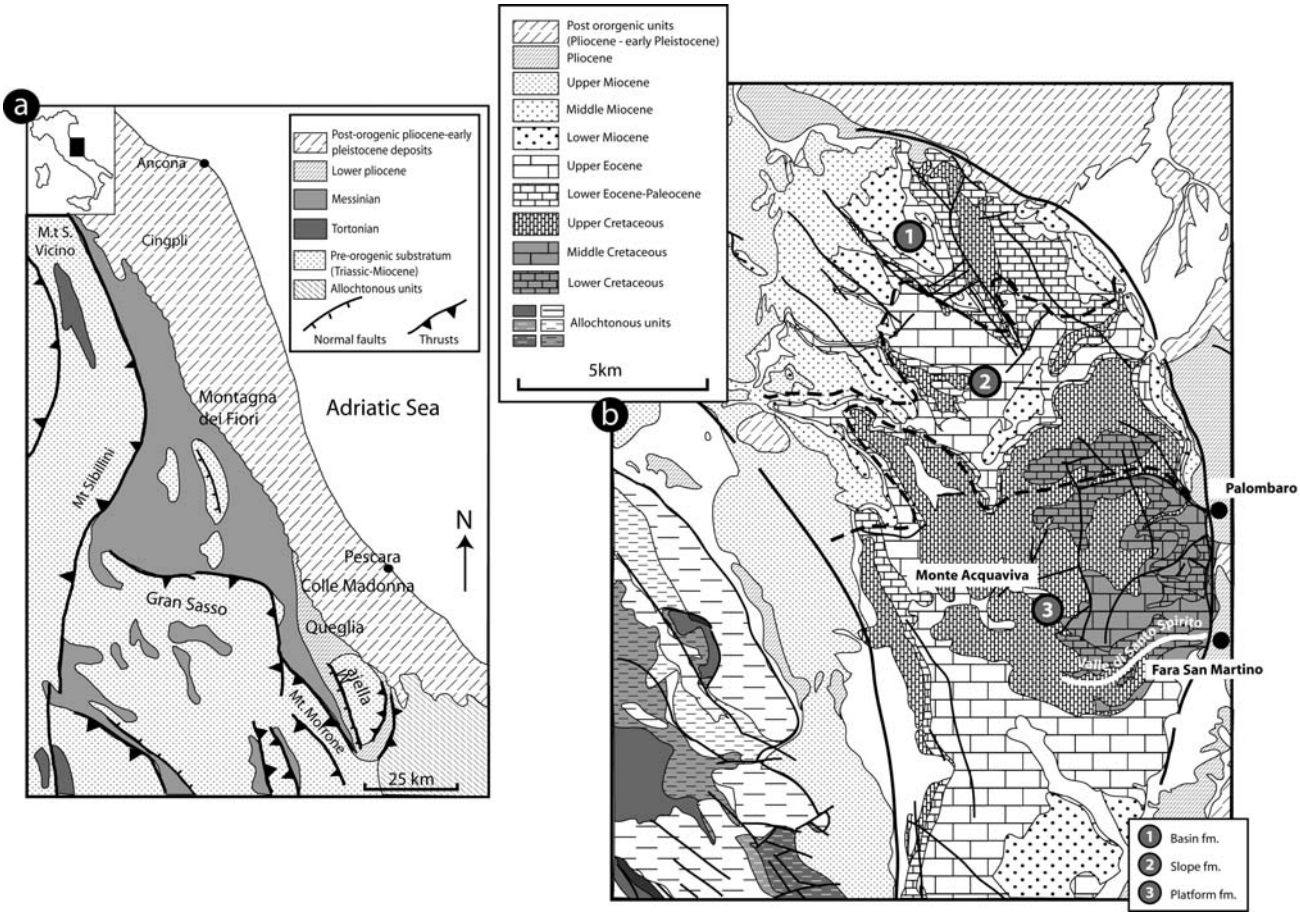


Figure 4.13: Geographical location and structure of the Majella Mountain Anticline. (a) Structural sketch of central-northern Apennines (from Scisciani *et al.*, 2002). (b) Structural sketch of the Majella anticline.

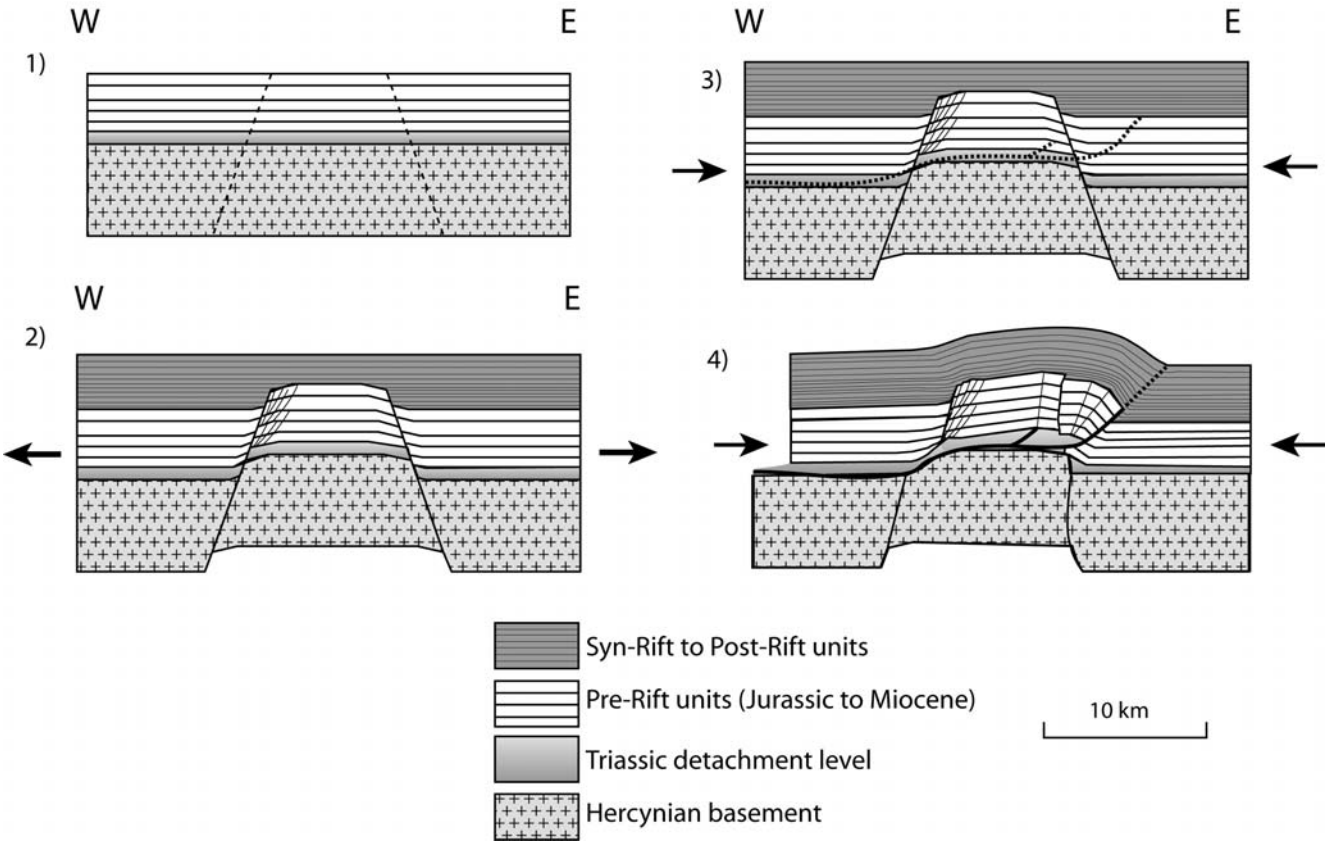


Figure 4.14: Attempt at reconstitution of the main stage of structuring of the Majella anticline (inspired from Scisciani *et al.*, 2002): (1) initial stage, (2) rifting stage and deposit of pre-orogenic units (Triassic to Miocene): flexure initiation due to drag folds formation, (3) beginning of the shortening with large scale thrusting, (4) Flexure accentuation by buckling during shortening and displacement on the main thrust plane.

Two types of articulations have been documented:

The most obvious fold articulation of the Majella anticline consists in a complex isolated and inclined V-shape fracture zone several tens of meters wide (fig. 15). This articulation accommodates a dip variation of about 15°. It corresponds to the transition between the easternmost part of the central fold compartment, which dips slightly to the east, and the eastern flank. This complex fracture zone can be interpreted as a shortened pre-existing graben. A structural scenario is proposed and commented in Fig. 16:

(1) The graben is initiated due to a local outer arc of hinge extensional regime in relation with the offset of an underlying reverse fault located upon a potential decollement level during the first shortening stages (Fig. 16-1 to 16-3);
(2) This pre-formed graben is inverted and coalesces with the compressive underlying structure (Fig. 16-4);
(3) It becomes a weakness zone that localizes the articulation during later shortening stages (Fig. 16-5).

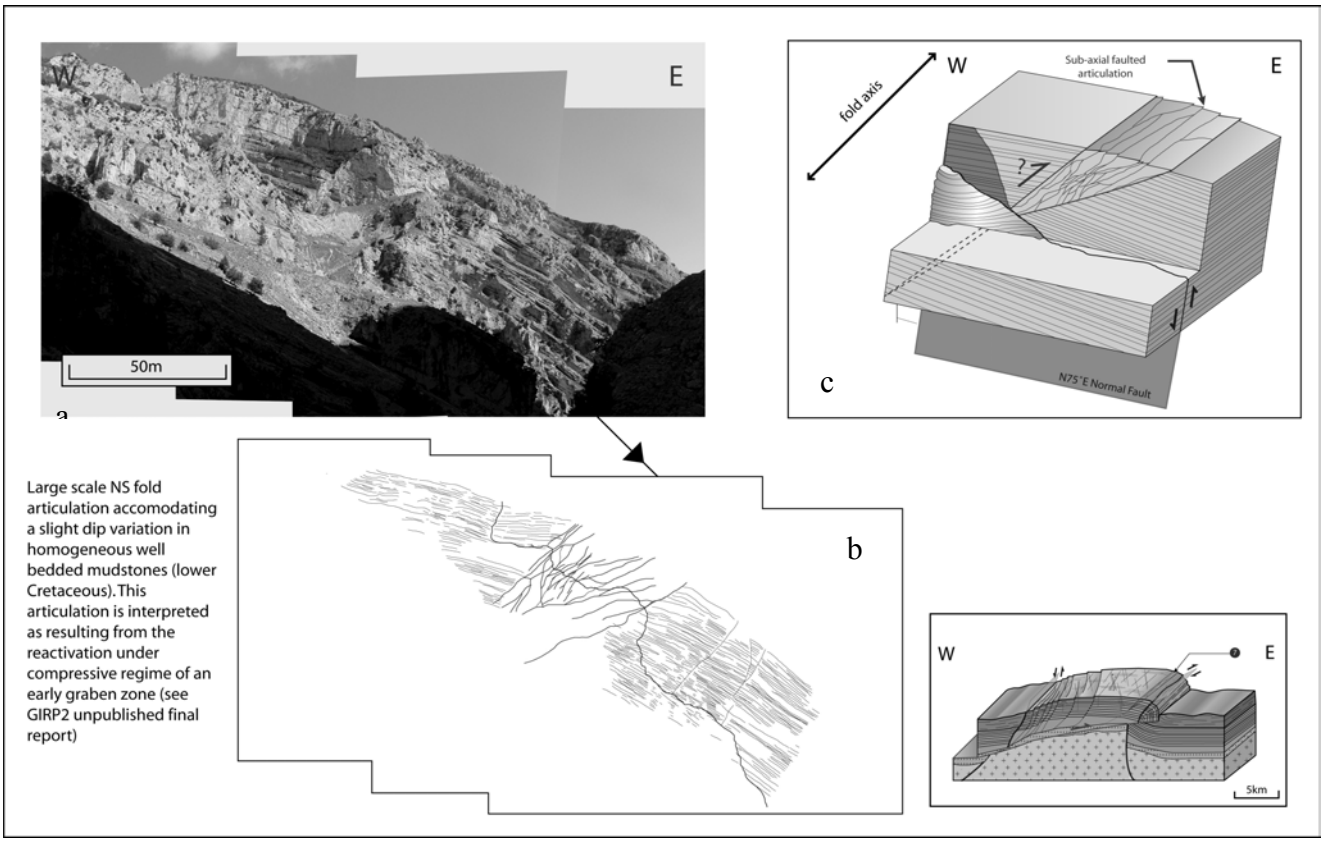


Figure 4.15: Description of an articulation zone situated in the low dip central fold part. (a) Outcrop photograph, (b) semi-interpretative sketch, (c) schematic 3D block diagram.

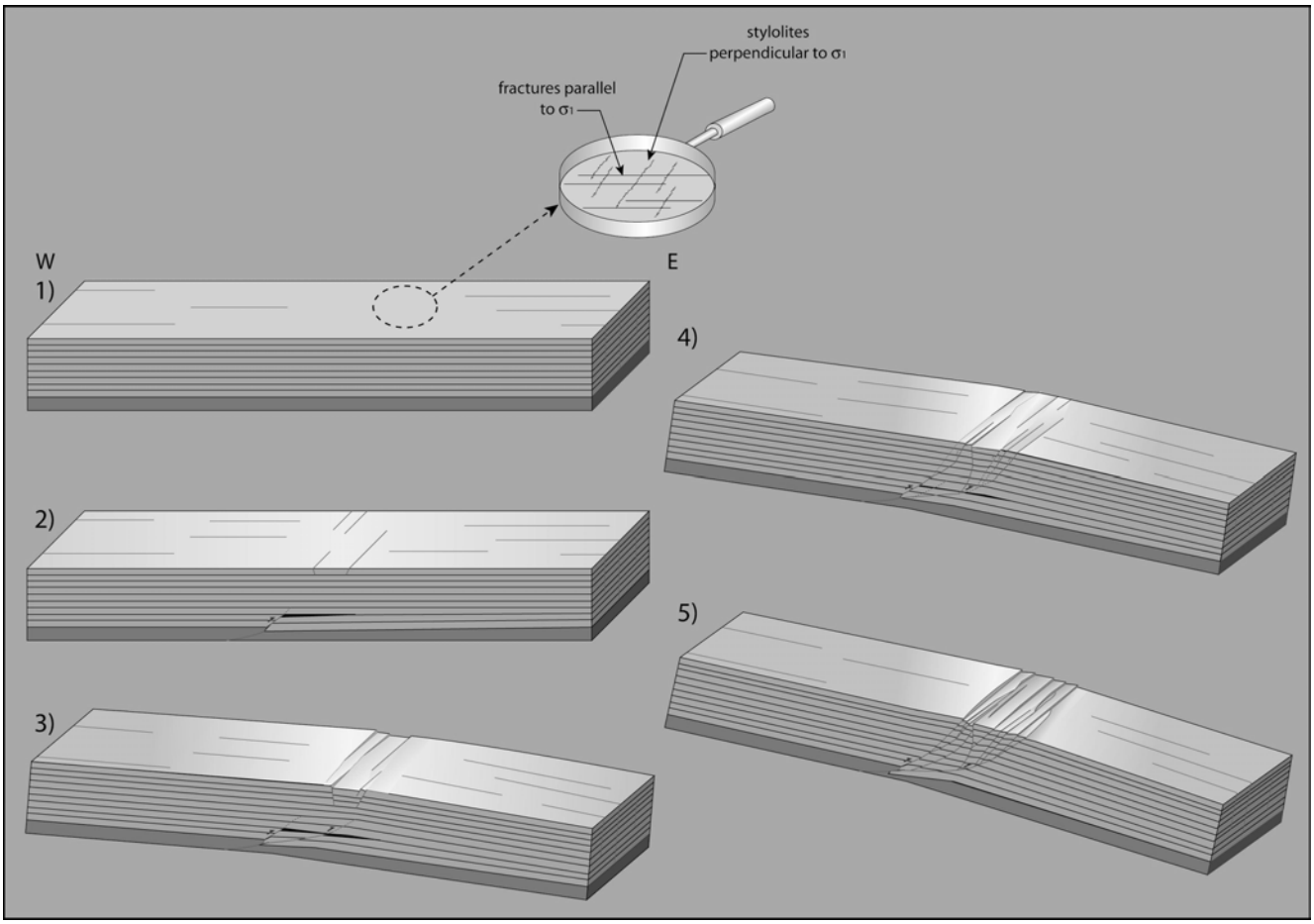


Figure 4.16: Scenario presenting the main stages of structuring of the articulation described in fig. 15.

The second type of articulation is present all over the eastern limb of the fold (fig. 17 and 18). This limb is characterized by an easily visible curvature, which could be seen as continuous at large scale. However, closer observations show that curvature is accommodated by numerous small-scale articulations. These articulations consist in small tilted normal faults with centimetric to metric offsets. Some of them are highly persistent mode I fractures (sharp fractures sub-orthogonal to layering) reactivated by shear movement, whereas others seem to have been initiated as normal faults (sub-andersonian conjugated and tilted faults with well developed damage zones). These small faults are axial planes for successive small kinks, which accommodate the general curvature of the eastern limb of the anticline. Due to this particular style, compartment rotation is not systematically in the sense of the global limb curvature. Nevertheless, the sum of all of these articulations clearly ensures the fold limb curvature. The pre-existence of the small-scale fractures that have determined articulations could be related to the pre-folding extensional episode described in fig. 14.
Fig. 19 synthesizes the geometry of the central-eastern sector of the Majella.

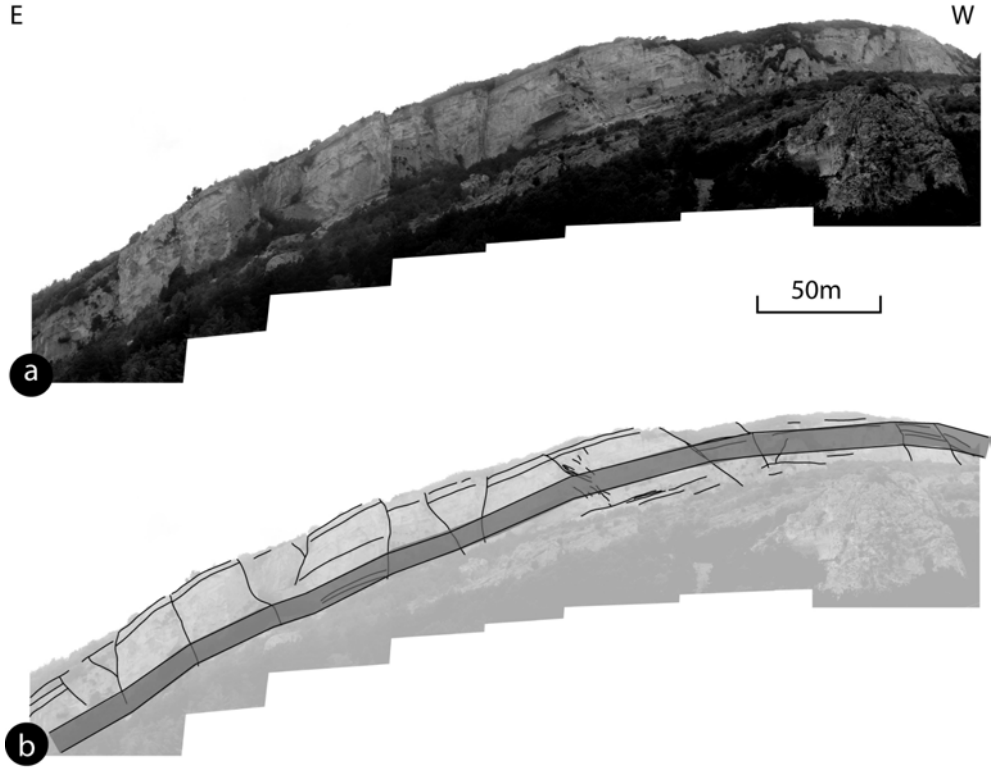


Figure 4.17: View of the eastern limb of the Majella anticline showing a curvature accommodated by multiple articulations. Articulations are normal faults localizing slight kinks. (a) Outcrop photograph. (b) Semi-interpretative sketch presenting dip changes around each articulation.

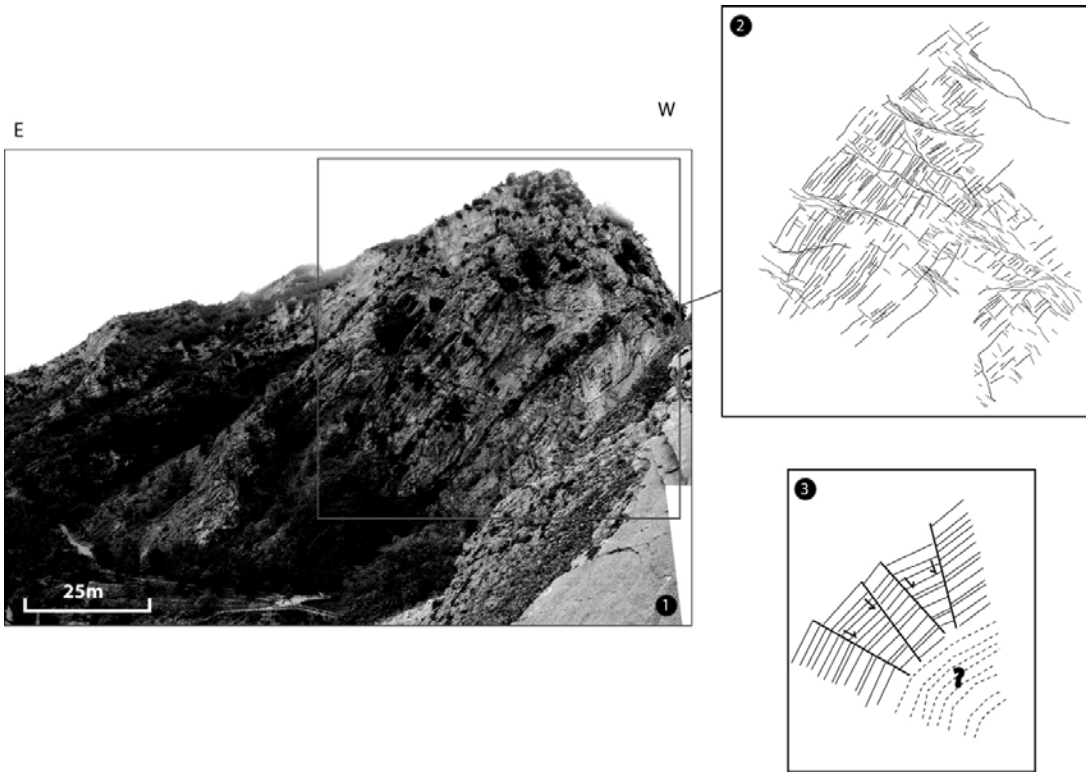


Figure 4.18: Articulated eastern fold limb. In this strongly east dipping limb, curvature is accommodated by the succession of small-scale kinks localized by early small normal faults and vertically persistent mode I fractures. (1) Outcrop view, (2) semi interpretative sketch, (3) interpretative sketch illustrating this mode of curvature accommodation.

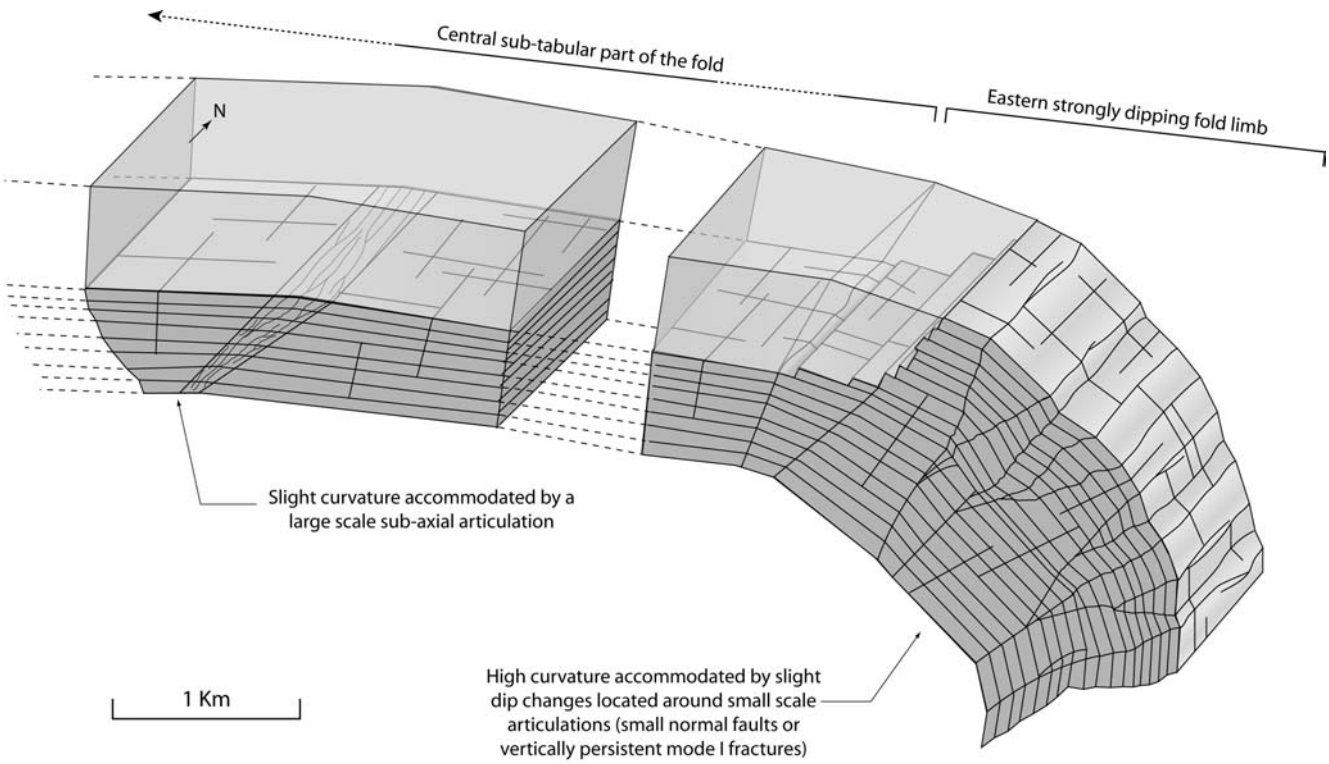


Figure 4.19: 3D block-diagram showing a reconstitution of the central-eastern Majella anticline compartments. The low dip central part is slightly curved and presents a large-scale articulation that could be inherited from a pre-existing graben. The strongly dipping eastern limb presents a well expressed curvature accommodated by multiple kinks localized by small scale normal faults and vertically persistent mode I fractures.

4. Discussion.

A/General remarks.

A first result of the presented studies is that, far beyond those currently recognized as box - folds, numerous folds are in fact articulated ones. Indeed, the examples presented show that in numerous folds developed in brittle MU, fractured articulations are responsible for the accommodation of the major part of fold curvature, without significant contribution from any ductile deformation. This offers the basis of a fold classification in function of the distribution of articulations as suggested on Fig. 2. Moreover, the internal architecture of articulations corresponds to various mechanisms, which can be also classified (table 1).

A general remark is that examples showing clear compressive features are relatively scarce. Compression can cause stylolite occurrence but localization of articulations uniquely in densely stylolitized zones, although probable, has not been demonstrated here. Early reverse faults can also determine the localization of articulations with possible evolution towards a brecciated chevron as in the Coulazou gully example (fig. 7). A syn-folding shortening is clear on the Majella anticline, but it probably reactivates an early graben. Globally, extensional features (mode I fractures, oblique fractures, normal faults) are dominant as shown in all other examples of articulation. When present, stylolites are re-opened to accommodate curvature as seen in the Coulazou gully and in the Tamzergout valley examples.

B/Mechanical scenarios for articulation localization and development.

On the basis of field observations, mechanical scenarios can be proposed aiming to describe the main structuring stages for the observed types of articulations (fig. 7, 16 and 20). Fig. 20 shows five examples of scenarios for the studied field cases, where articulations have been classified as follows:

(1) *Chevron hinge articulation* initiated by internal thrusting as shown in the first example studied in the Coulazou gully.

(2) *Cusp articulation* is shown in the second example studied in the Coulazou gully.

(3) *Multiple kink articulation* is shown in the Majella anticline eastern limb.

(4) *Normal fault articulation* is shown in the Tamzergout examples.

(5) *Inverted graben / normal fault articulation* type is shown in the Majella anticline central low dipping compartment.

Two different origins of articulation related fractures are evidenced in the scenarios: (1) a *pre-folding* origin, where fractures localizing the articulations are created during earlier deformation processes (type 4 and 5); (2) a *syn-folding* origin (type 1,2 and 3), where fractures are initiated as an instability during the first stages of curvature. However, in both cases, during the global curvature increase, fracture density always increases in articulation zones with the rotation of isolated sub-planar compartments in which deformation (background fracturing) is not expected to evolve.

In the case of inherited articulations (pre-folding origin), all pre-existing fracture zones cannot be reactivated as articulations. The following conditions are needed:

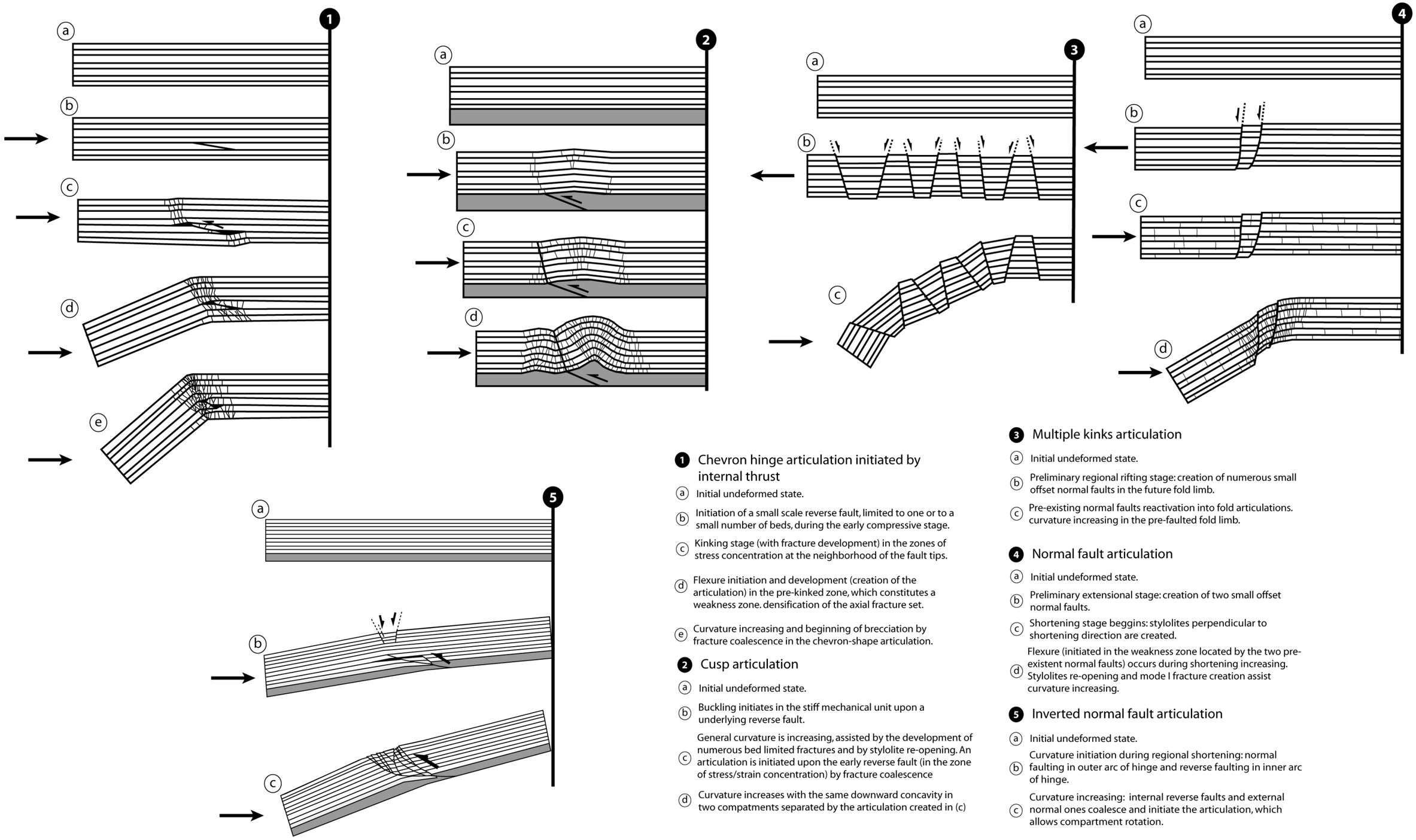
Pre-existing fractures must be correctly oriented i.e. parallel or sub-parallel to the future fold axis, *i.e.*, sub-orthogonal to the general shortening direction. Axial fracture corridors (Petit *et al*., 2001) are particularly good for localizing articulations.

Pre-existing fractures must be sufficiently localized and must affect at least a large part of the MU thickness to allow localization of an articulation. Pervasive (background) fractures, even if they can facilitate rotation, cannot localize articulations, but they are mobilized within an instability process.

In the case of syn-folding origin of articulations the localization could be linked to the mechanism of *"plastic" yielding* (Biot, 1961, Chapple, 1969, Suppe, 1985). These mechanisms are classically described as responsible for the failure of layers submitted to buckling after a certain amount of elastic deformation. Due to the fact that rocks studied in this paper were essentially deformed under elastic-brittle conditions, plasticity is expressed by multiple brittle ruptures. In most of the examples presented, it is possible that the yield stress had been reached more or less simultaneously in multiple locations during curvature evolution. The precise kinematics of multiple articulations has to be checked by experiments.

Articulation type:	**Mode of curvature accommodation**	**Field examples**
Cusp articulation	Bed rotation around an highly persistent discontinuity formed by background fracture coalescence	Coulazou gully (Languedoc, France)
Chevron hinge articulation	Mode I fractures Re-opened stylolites Reverse faults Brecciated zones	Coulazou gully (Languedoc, France)
Multiple kinks articulations	Small normal faults Mode I highly persistent fractures	Majella anticline (Abruzzo, Italy)
Normal fault articulation	Normal faults (large scale or small scale) Fractured damage zone associated to faults.	Tamzergout Valley (Morocco)
Inverted graben/normal fault articulation	Inverted graben or normal fault Associated damage zone.	Majella anticline (Abruzzo, Italy)

Table 1



1 Chevron hinge articulation initiated by internal thrust

- (a) Initial undeformed state.
- (b) Initiation of a small scale reverse fault, limited to one or to a small number of beds, during the early compressive stage.
- (c) Kinking stage (with fracture development) in the zones of stress concentration at the neighborhood of the fault tips.
- (d) Flexure initiation and development (creation of the articulation) in the pre-kinked zone, which constitutes a weakness zone. densification of the axial fracture set.
- (e) Curvature increasing and beginning of brecciation by fracture coalescence in the chevron-shape articulation.

2 Cusp articulation

- (a) Initial undeformed state.
- (b) Buckling initiates in the stiff mechanical unit upon a underlying reverse fault.
- (c) General curvature is increasing, assisted by the development of numerous bed limited fractures and by stylolite re-opening. An articulation is initiated upon the early reverse fault (in the zone of stress/strain concentration) by fracture coalescence
- (d) Curvature increases with the same downward concavity in two compatments separated by the articulation created in (c)

3 Multiple kinks articulation

- (a) Initial undeformed state.
- (b) Preliminary regional rifting stage: creation of numerous small offset normal faults in the future fold limb.
- (c) Pre-existing normal faults reactivation into fold articulations. curvature increasing in the pre-faulted fold limb.

4 Normal fault articulation

- (a) Initial undeformed state.
- (b) Preliminary extensional stage: creation of two small offset normal faults.
- (c) Shortening stage beggins: stylolites perpendicular to shortening direction are created.
- (d) Flexure (initiated in the weakness zone located by the two pre-existent normal faults) occurs during shortening increasing. Stylolites re-opening and mode I fracture creation assist curvature increasing.

5 Inverted normal fault articulation

- (a) Initial undeformed state.
- (b) Curvature initiation during regional shortening: normal faulting in outer arc of hinge and reverse faulting in inner arc of hinge.
- (c) Curvature increasing: internal reverse faults and external normal ones coalesce and initiate the articulation, which allows compartment rotation.

Figure 4.20: Mechanical scenarios for the five previously observed articulation types.

Conclusion.

This study shows that fold curvature developed by buckling in elastic-brittle sedimentary rocks is less continuous than curvature shown in classical models aiming to predict folding and fracturing relationships. In fact, curvature is frequently accommodated by articulations i.e. discontinuous narrow and axial to nearly axial fracture zones crosscutting the whole folded competent unit, and typically separating non or slightly deformed rock compartments where fracturing is typically bed-limited. Rotation accommodated by articulation is often small, but the associated damage can be important, especially when articulations are widely spaced.

This paper does not claim to describe all possible types of articulation. Many others may exist, but it points out the difference between those inherited from pre-existing well oriented fracture concentrations whose initial geometry can control to some extent the final fold geometry, and those formed as instabilities at the onset of folding in layers, which can however be homogeneously pre-fractured.

Tectono-mechanical scenarios are put forward to explain the articulation types presented. But these scenarios do not take into account the importance of physical parameters which control the various types, so they cannot be predictive. Among other possible parameters, layering geometries, the value of friction at interfaces (capacity to bedding parallel slip), and vertical load could be important. It is clear that experimental studies could be very helpful to define the relative importance of such parameters in the development of articulations, especially for multiple instabilities where the timing has to be accurately established as it controls fold shape evolution.

An economic interest of this work is that these well-localized dense sub-axial fracture zones (which are frequently difficult to observe) located in often subtle zones of dip changes of folded horizons could have a major influence on the dynamic properties of folded reservoirs. Articulation related fracture zones could be expected to act as good parallels to axis fluid drains. Further works allowing to predict the presence and the location of these articulations in folded and fractured reservoirs could thus be very helpful in defining fluid flow models in fractured reservoirs.

Acknowledgements: This work was triggered and sponsored by TOTAL (ex TFE), SHELL and ENI-Agip within Geo-FracNet consortium of research on fractures.

References:

Abbassi, M. R., and Mancktelow, N. S., 1992, Single layer buckle folding in non-linear materials: I. Experimental study of fold development from an isolated initial perturbation, J.S.G., v. 14, n°1, p. 85-104,.

Amhrar, M., 1995, Tectonique et inversion géodynamiques post-rift dans le Haut-Atlas Occidental: Structures, instabilities tectoniques et magmatisme liés à l'ouverture de l'Atlantique central et la collision Afrique-Europe. Unpublished state doctorate (doctorat de 3ème Cycle), Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco, 253 p.

Arthaud, F. and Laurent, P., 1995, Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant pays Nord-Pyrénéen du Languedoc Méditérranéen, Geodynamica Acta (Paris),v. 8, p. 142-157.

Biot, M. A., 1961, Theory of folding of viscoelastic media and its implication in tectonics and orogenesis, Geol. Soc. Am. Bull., n° 72, p. 1595-1620.

Chapple, W. M., 1969, Fold shape and rheology: the folding of an isolated viscous-plastic layer. Tectonophysics, v. 7 (2), p. 97-116.

Cobbold, P. R., Cosgrove, J. W. and Summers, J. M., 1971, Development of internal structures, Tectonophysics, v. 12, p. 23-53.

Cobbold, P. R., Fold propagation in single embedded layers, 1975, Tectonophysics, 27, p. 333-351.

Dixon, J. M. and Tirrul, R., 1991, Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession. J. S. G., v. 13, n° 1, p. 3-20.

Engelder, T. and Peacock, D. C. P., 2001, Joint development normal to regional compression during flexural-flow-folding: the Lilstock butress anticline, Somerset, England. J. S. G., v. 23, p. 259-277.

Engelder, T., 1993, Stress regimes in the lithosphere, Princeton university press, 457 p.

Fischer, M. P., et Wilkerson S. M., 2000, Predicting the orientation of joints from fold shape : Results of pseudo-three-dimensional modelling and curvature analysis, Geology, v. 28, n°1, p. 15-18.

Guiton, M. L. E., Sassi W., Leroy Y. M. and Gauthier B. D. M., 2003, Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas, J. S. G., 25, p. 1317-1330.

Hudleston, P. J., 1986, Extracting information from folds in rocks. J. Geol. Educ., v. 34, p. 237-245.

Hudleston, P. J. and Lan L., 1994, Rheological controls on the shapes of single-layer folds. J.S.G., v. 16, n° 7, p. 1007-1021,.

Hudleston, P. J. and Lan L., 1995, Rheological information from geological structures. Pure and Applied Geophysics, v. 145, n° 3/4, p. 605-620.

Keunen, P. H. and de Sitter L. U., 1938, Experimental investigation into the mechanisms of folding. Leidsche Geol. Mag., v. 10, p. 217-240,.

Laubach, S. E., 1988, Fractures generated during folding of the Palmerton sandstone, Eastern Pennsylvania, Journal of Geology, v. 96, p. 495-503.

Lisle, R. J., 1994, Detection of zones of abnormal strains in structures using Gaussian curvature analysis. A. A. P. G. Bulletin, 78, p. 1811-1819.

Mancktelow, N. S., and Abbassi M. R., 1992, Single layer buckle folding in non-linear materials: II. Comparison between theory and experiment. J.S.G., v. 14, n°1, p. 105-120.

Mattauer, M., Notice de la carte géologique de Montpellier 1/50000ème, 1971, éditions du BRGM, Service Géologique National.

Nadai, A., Theory of flow and fracture of solids, 1963, McGraw-Hill, New-York, 572 p.

Ohlmacher, G. C. and Aydin A., 1995, Progressive deformation and fracture patterns during foreland thrusting in the southern appalachians. American Journal of Science, v. 295, p. 943-987.

Petit, J. P., Bazalgette, L., Bordarier, C., Bouissou, S., Chemenda, A. I., Conolly, P., Cortes, P., Jorand, C., and de Joussineau, G., 2001, Fracture corridors: what are they ? Sfera Meeting, Pescara, Abruzzo, Italy.
Price, N. J. and Cosgrove, J. W., 1990, Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press, 502 p.
Ramberg, H., 1964, Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties; a theory for simultaneous formation of several orders of folds. Tectonophysics, v. 1, p. 307-341.
Ramsay, J. G., 1974, Development of Chevron folds. Geol. Soc. Am. Bull., v. 85, p. 1741-1754.
Ramsay, J. G., Folding and fracturing of rocks, 1967, New-York, McGraw Hill, 568 p.
Ranalli, G., 1987, Rheology of the Earth, Allen & Unwin, Boston, 366 p.
Rives, T. and Petit, J.-P., 1990, Diaclases et plissement: une approche expérimentale, C. R. Acad. Sci. Paris, t. 310, Série II, p. 1115-1121.
Rives, T. and Petit, J.-P., 1990, Experimental study of jointing during cylindrical and non cylindrical folding. Mechanics of jointed and faulted rock, Rossmanith (ed.), Balkena, Rotterdam, ISBN 90 6191 155 9.
Scisciani, V., Tavarneli, E. and Calamita, F., 2002, The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy, J. S. G., 24, p. 1647-1658.
Silliphant, L. J., Engelder, T. and Gross, M. R., 2002, The state of stress in the limb of the Split Mountain anticline, Utah: constraints placed by transected joints, J. S. G.,v. 24, p. 155-172.
Stearns, D. W. 1964. Macrofracture patterns on Teton anticline, northwestern Montana, *EOS* 45, p. 107-108.
Stearns, D. W. et Friedman, M., 1972, Reservoirs in fractured rocks, A. A. P. G. Bulletin, v. 16, p. 82-106.
Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding, Am. J. Sci., v. 283, p. 684-721.
Suppe, J., Principles of structural geology, 1985, Prentice-Hall, Inc., 537 p.
Zuhlke, R., Bouaouda, M.-S., Ouajhain, B., Bechstädt, T. and Leinfelder, R., Quantitative Meso-/Cenozoic development of the Eastern Central Atlantic Continental shelf, Western High Atlas, Morocco, Marine and Petroleum Geology, In Press.

7.3 Autres types d'articulations

7.3.1 Les couloirs fracturés réactivés

- *Descriptions :*

Ce type d'articulation extrêmement simple n'a été que rarement observé dans nos exemples de terrain. Elles apparaissent à l'affleurement comme des zones de fracturation très dense de largeur métrique (cas de la figure 7.1) à hectométrique (cas de la figure 7.2). En fonction des cas, et de l'échelle des plis envisagés, leur persistance horizontale est susceptible d'être extrêmement importante (pluri-hectométrique à kilométrique dans certains cas) car elle est dictée par celle des couloirs fracturés qui en sont à l'origine.
La figure 7.1 montre un exemple de ce type d'articulation relevé au niveau du Teton Anticline (Montana, USA), dans des carbonates plissés d'âge Mississippien. On y observe une zone de fracturation en mode I dense formant un couloir réactivé axial qui sépare deux compartiments aux pendages différents (J.-P. Petit, communication personnelle). Cette variation de pendage (comprise entre 10 et 15°) est en accord avec la courbure générale de l'anticlinal.

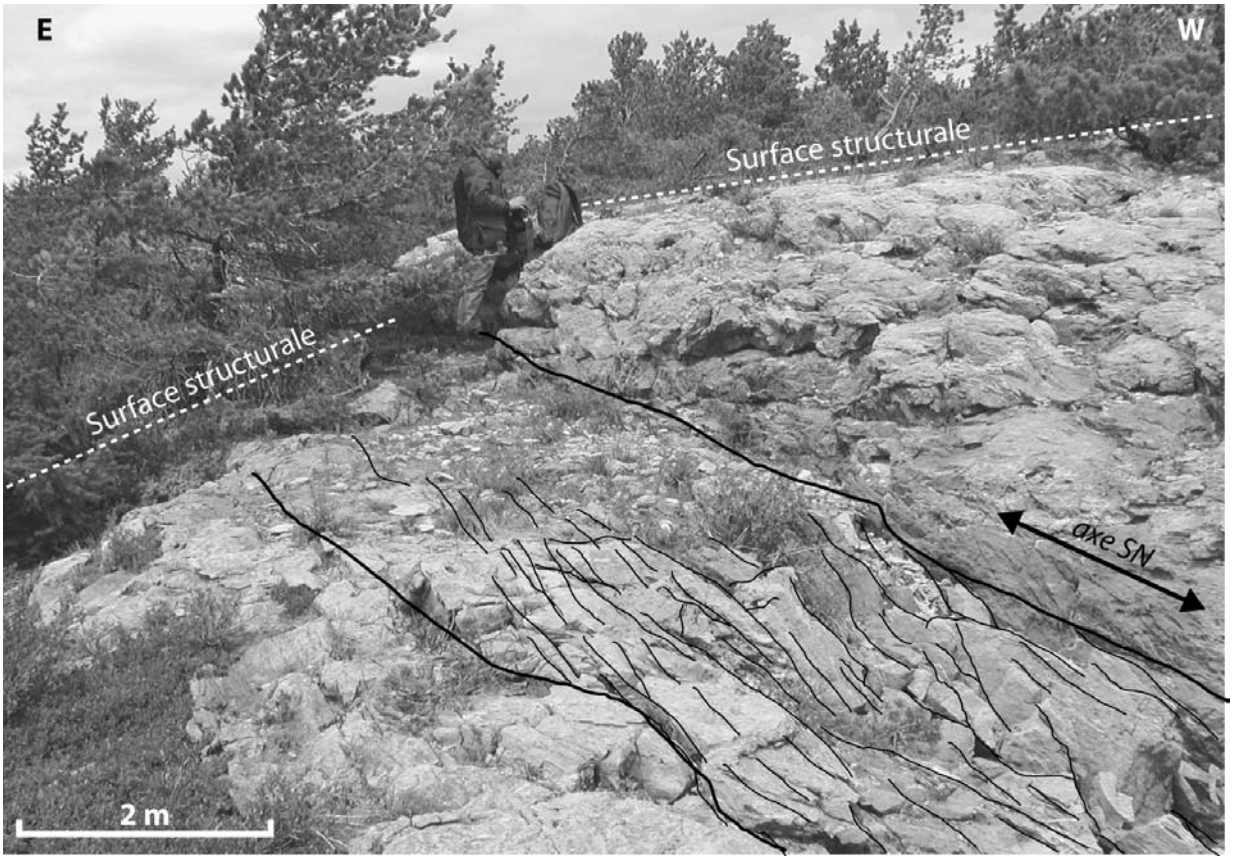


Figure 7.1 : Articulation de type *couloir fracturé réactivé*. On note la variation de pendage relativement importante localisée au niveau du couloir (10-15°).Téton anticline, Montana (Photo J.-P. Petit).

Un autre exemple de ce type de structure (figure 7.2) a été relevé au sein d'un synclinal de grande échelle de la région de Flaine (Haute Savoie, France).

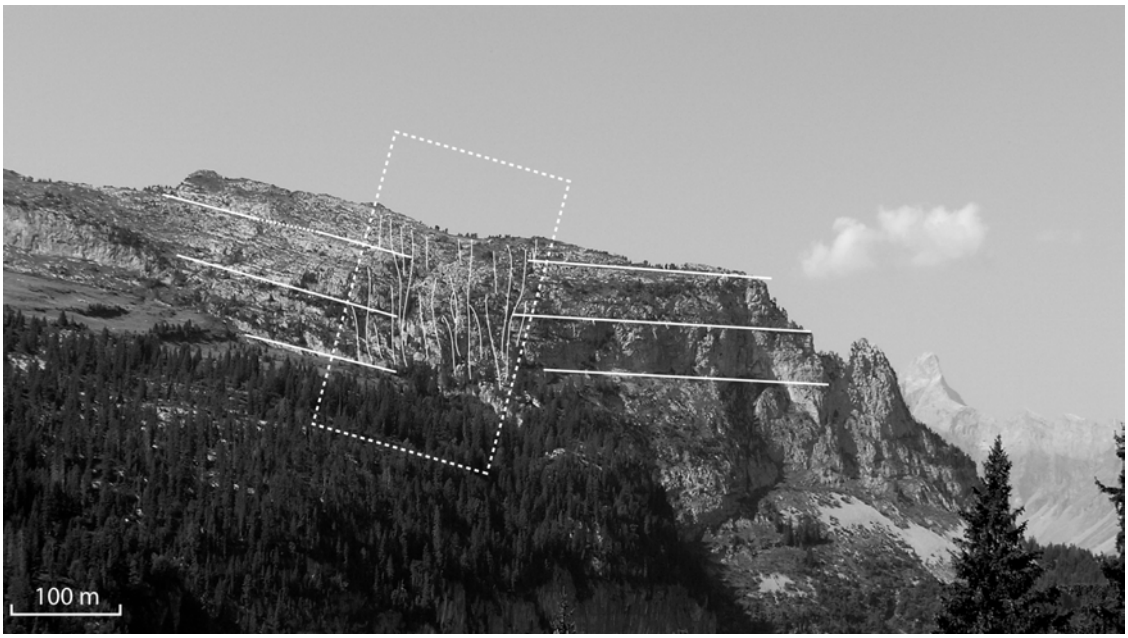


Figure 7.2 : Zone d'articulation de type *couloir fracturé réactivé* observée dans un synclinal kilométrique de la région de Flaine (Haute Savoie, France). Comme dans le cas de la figure 7.1, la variation de pendage est localisée par un couloir fracturé faisant office de zone de faiblesse et autorisant la rotation rigide des deux compartiments pour accommoder la courbure. Photo J.-P. Petit.

- *Interprétation mécanique :*

L'hypothèse la plus probable concernant l'origine mécanique de ce type d'articulation est celle de la création d'un couloir fracturé de type SPFC (voir § 2.2.2 pour la nomenclature des couloirs) lors d'un stade de déformation antérieur au plissement. Par la suite, lors de l'initiation et du développement du pli, le couloir fracturé préexistant fait office de zone de faiblesse localisée dans l'unité mécanique. Si ce couloir a une direction favorable (proche de celle de l'axe du pli), il peut être réactivé en cisaillement et/ou en ouverture afin de permettre la localisation d'une variation de pendage plus ou moins importante. Dans le cas de Flaine, cette variation de pendage se manifeste par la rotation horaire du compartiment situé à gauche du couloir autour d'un axe sub-horizontal, alors que le compartiment de droite conserve un pendage sub-horizontal. Par ce mécanisme, le couloir fracturé préexistant réactivé permet l'accommodation d'un élément de la courbure générale du pli et devient une articulation. La figure 7.3 montre un scénario cinématique visant à expliquer la structuration de l'articulation de la figure 7.2.

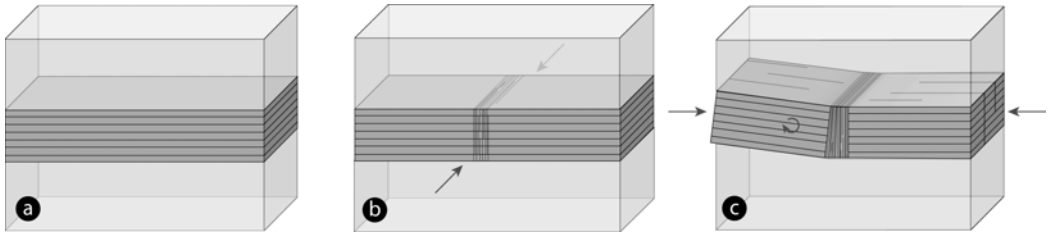


Figure 7.3 : Scénario présentant les principales étapes de formation d'une articulation sur couloir fracturé semblable à celle décrite sur la figure 7.2. (a) Stade initial non déformé. (b) Initiation et propagation précoce d'un couloir fracturé dans une direction avoisinant la direction axiale du futur pli. (c) Compression durant laquelle le couloir, favorablement orienté, est utilisé comme une zone de faiblesse pour autoriser la rotation solide des compartiments qu'il isole. Le couloir initial devient le lieu de localisation d'une variation de pendage tendant à accommoder la courbure générale du synclinal, c'est-à-dire une articulation.

7.3.2 Les articulations sur failles inverses à fort pendage

- *Description d'un cas :*

L'exemple choisi pour illustrer ce type d'articulations a été observé dans les carbonates valanginiens (voir contexte structural et sédimentaire au § 7.2) de la Vallée de Tamzergout (Haut Atlas Occidental, Maroc). L'affleurement se présente comme une succession de plis d'axe EW et de longueur d'onde plurimétrique exposés à la faveur du passage du lit d'un oued. Ces plis de petite échelle peuvent être considérés comme des «plis parasites » (voir figure 2.21) La phase tectonique majeure ayant entraîné l'apparition de ces plis EW est le serrage Atlasique (du crétacé supérieur au cénozoïque). La figure 7.4 montre trois exemples successifs de ces plis où la courbure est accommodée par des articulations constituées de petites failles inverses à fort pendage (jusqu'à ~50°, ce qui est incompatible avec une origine en tant que failles néoformées). La photographie de détail de la figure 7.4 est centrée sur un banc épais d'une vingtaine de centimètres où le mode articulé est particulièrement évident.
La zone où sont présents ces plis est par ailleurs affectée par une fracturation axiale dense et à distribution homogène dont un caractère particulier est d'être assez systématiquement non orthogonale aux bancs. On parle dans ce cas de *clinoclives*. Ces fractures, qui posent un problème mécanique, ont l'attitude et l'aspect de fractures cisaillantes (failles normales), mais l'examen détaillé de la surface de leurs épontes montre souvent des figures fractographiques en plumes ou en hachures typiques de la fracturation en mode I comme cela est visible sur la figure 7.5 (a). Certaines de ces fractures sont toutefois affectées par un faible rejet normal (centimétrique) marqué par des stries discrètes ; rejet qui peut-être attribué à des stades très précoces de la déformation. Ainsi, la figure 7.5 (b) montre un banc de mudstone plissé précocement lors d'un épisode de déformation syn-sédimentaire (*slumping*) contemporains de l'ouverture des bassins crétacés. Il est affecté par des clinoclives axiales (limitées à ce banc) montrant un rejet maximal de quelques centimètres. Au niveau du sommet du banc de mudstone, le rejet des clinoclives est ennoyé par le dépôt d'une couche de packstone qui vient sceller les fractures. Cette observation montre que ces clinoclives axiales se sont formées et ont subi leur cisaillement (lorsqu'il existe) avent le dépôt du banc de packstone sus-jacent. Les clinoclives axiales de la Vallée de Tamzergout ont donc, au moins pour certaines d'entre elles, une *origine syn-sédimentaire*. La figure 7.6 montre un scénario replaçant la création de ces fractures dans le continuum de sédimentation de la partie de la pile sédimentaire valanginienne visible à l'affleurement.

- *Interprétation mécanique :*

Le scénario cinématique de la figure 7.7 expose les principales étapes de la structuration d'un pli inspiré de ceux observés dans les carbonates valanginiens de la Vallée de Tamzergout (figure 7.14). Conformément aux interprétations des observations de terrain précédentes, nous avons choisi de situer la création des clinoclives pendant les stades précoces (figure 7.7 (a) et (b)) du remplissage du bassin (fractures syn-sédimentaires). Par la suite, la région subit une inversion tectonique se traduisant par un régime de compression NS. Cette compression s'exprime en premier lieu par l'apparition de failles inverses dans certaines unités mécaniques (comme c'est le cas dans l'unité mécanique située sous le banc fracturé de la figure 7.7 (c)). Enfin, le plissement est initié dans la zone de concentration des contraintes située à l'aplomb de la faille inverse créée en (c), et les *clinoclives sont réactivées en failles inverses et utilisées en tant qu'articulations* (figure 7.7 (d)). *Elles localisent ainsi les variations de pendage successives qui accommodent la courbure générale du pli.*

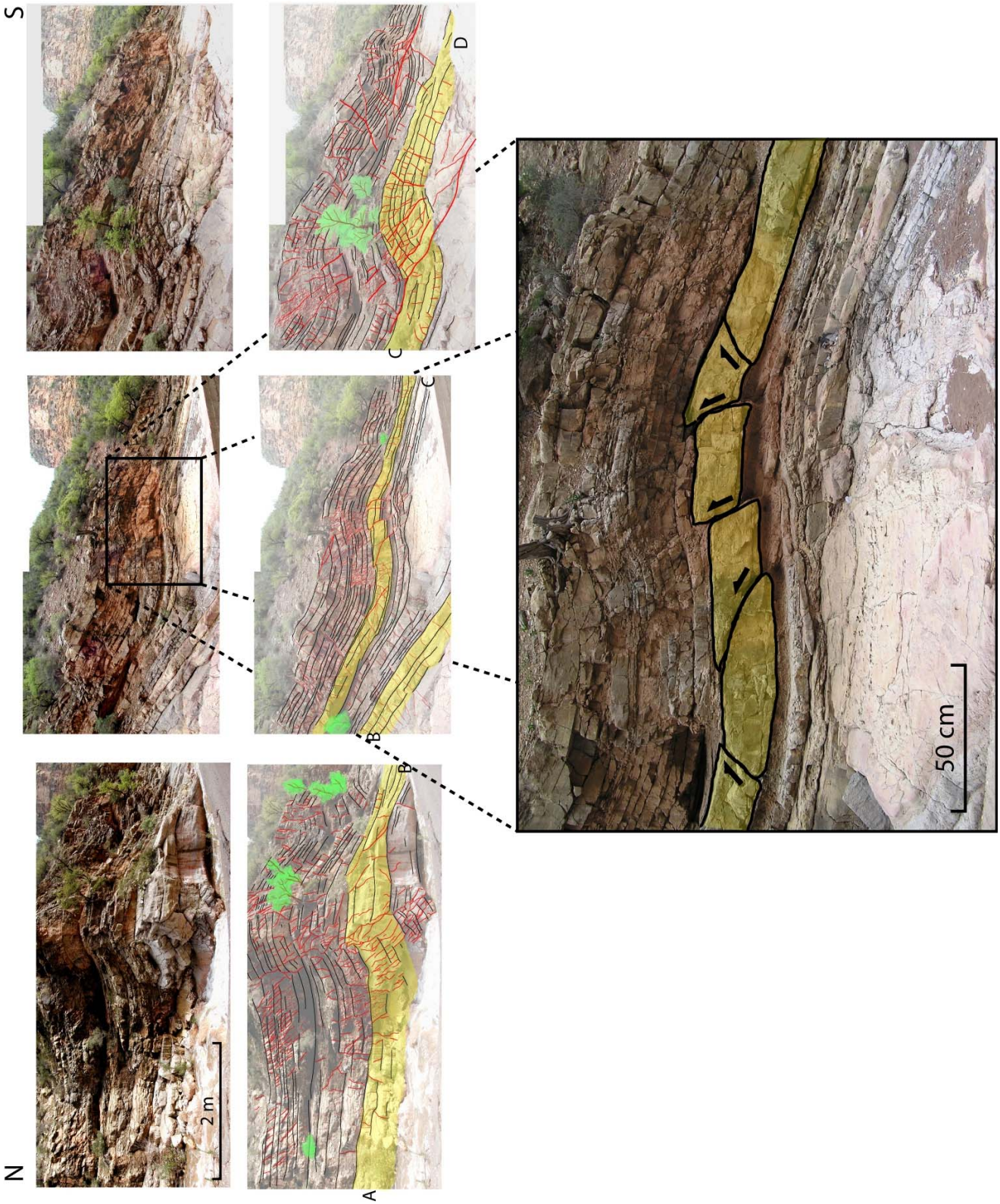


Figure 7.4 : Exemples d'articulations sur petites failles inverses à fort pendage au niveau d'un train de plis de longueur d'onde plurimétrique dans les carbonates valanginiens de la Vallée de Tamzergout (Haut Atlas Occidental, Maroc). La photographie de détail montre le style du pli articulé par ce type d'articulations dans une unité mécanique compétente décimétrique.

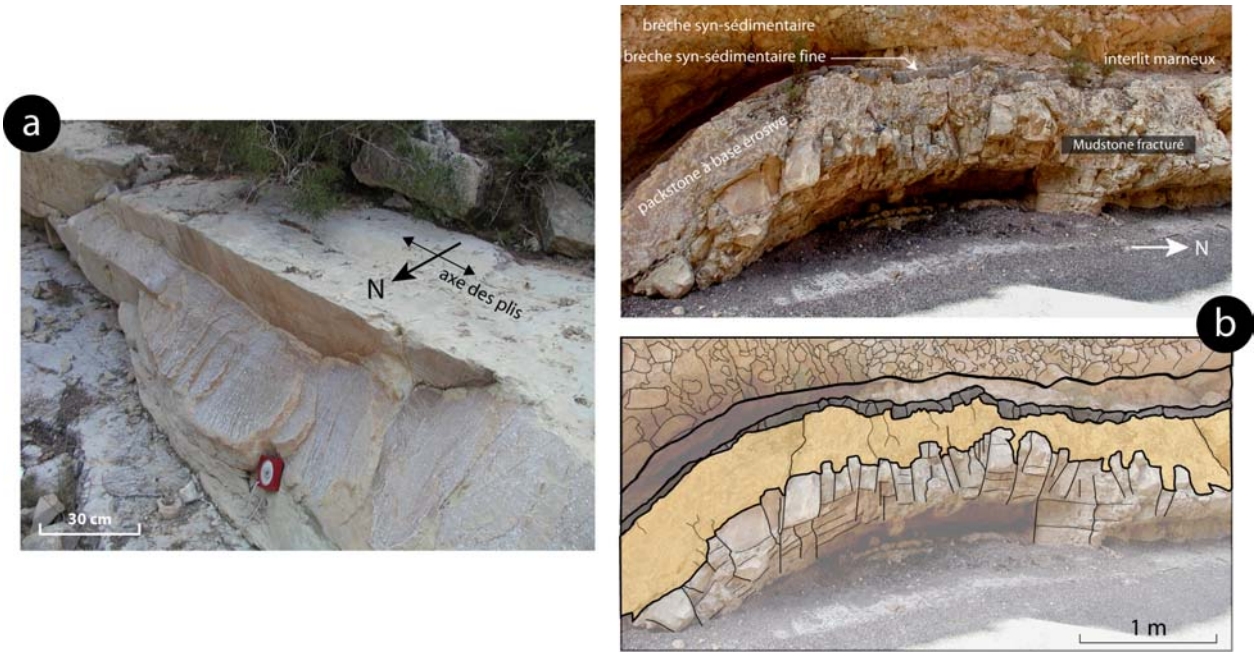


Figure 7.5 : (a) Plans de fractures axiales non orthogonales aux bancs (*clinoclives*) de la vallée de Tamzergout (Haut Atlas Occidental, Maroc). On note la présence de figures fractographiques (structures en plumes) classiquement observées dans le cas des fractures en mode I (Hodgson, 1961). (b) Photographie et calque interprétatif montrant des clinoclives axiales cisaillantes localisées dans un banc de mudstone. On note que le rejet des clinoclives est ennoyé par le dépôt du banc de packstone sus-jacent. Les clinoclives et leur rejet cisaillant ont donc une origine antérieure au dépôt de la couche de packstone. NB : la courbure affectant les couches observées en (b) n'est pas d'origine Atlasique (comme le sont les plis de la figure7.4), mais est issue d'épisodes de déformation syn-sédimentaires (*slumping*) fréquemment observables dans les formations crétacées de la région.

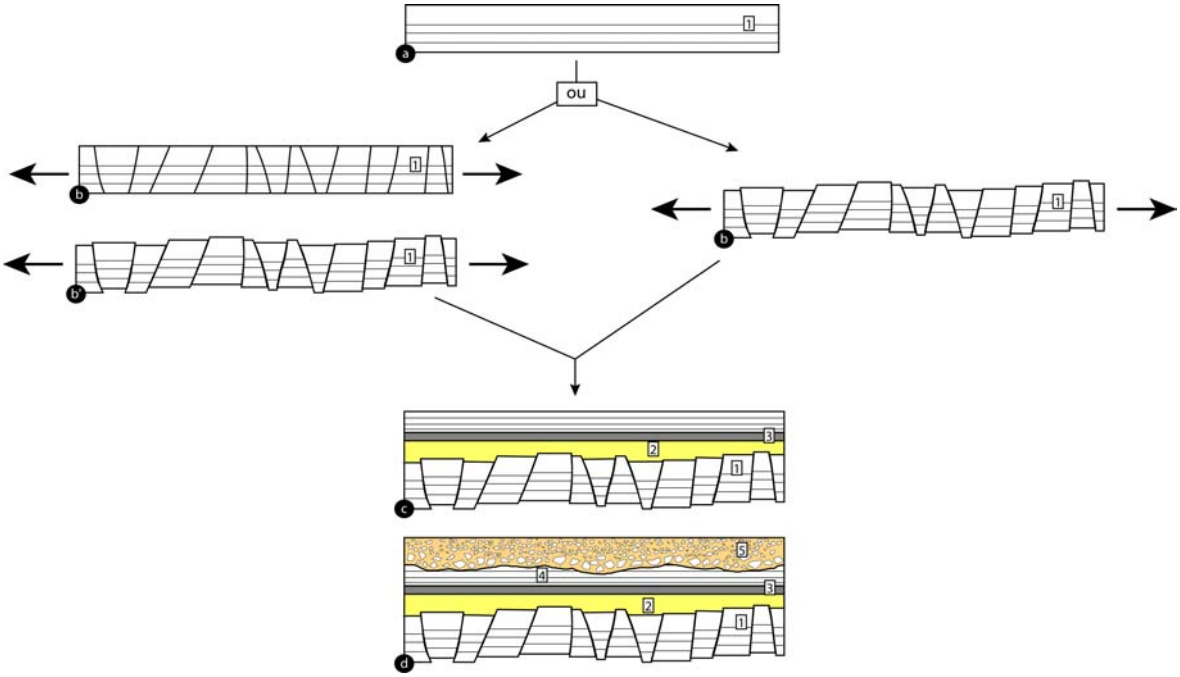


Figure 7.6 : Scénario replaçant la création des clinoclives dans l'histoire du dépôt. (a) Dépôt de la couche de mudstone (1), (b) initiation des clinoclives en mode I et (b') réactivation cisaillante de ces dernières, ou, (b) initiation des clinoclives en mode cisaillant, (c) dépôt du banc de packstone sus-jacent (2) qui vient sceller les clinoclives. Dépôt d'un banc de microbrèche (3) et d'un nouveau banc de mudstone (4), (d) dépôt de la couche de brèche syn-sédimentaire à base érosive (4).

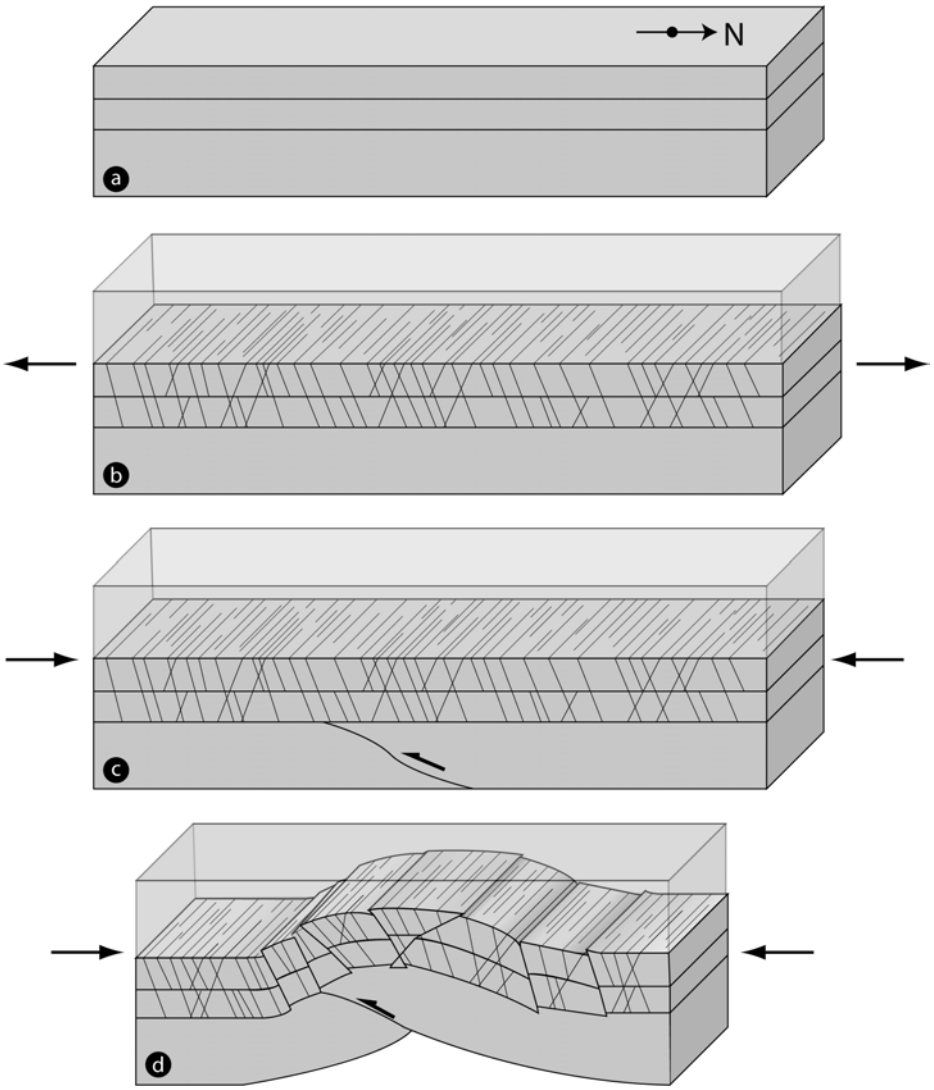


Figure 7.7 : Scénario cinématique montrant les principales étapes de la formation d'un pli à courbure accommodée par des articulations de type *failles inverses à fort pendage* (voir figure 7.5). (a) Dépôt des sédiments carbonatés. (b) Création précoce (syn-dépôt sédimentaire) des clinoclives axiales sous un régime d'extension NS (voir figure 7.6). (c) Inversion tectonique : début du serrage NS syn-pli (Atlasique dans le cas de la figure 7.5) et création d'une faille inverse dans l'unité sous-jacente au banc affecté par les clinoclives. (d) Poursuite du serrage entraînant l'initiation du pli localisé à l'aplomb de la faille inverse créée en (c). Les clinoclives sont réactivées et localisent les variations de pendage qui accommodent la courbure générale du pli.

7.3.3 Les articulations sur kinks inverses

- *Description :*

La figure 7.8 montre un affleurement de la même région où apparaît une unité mécanique d'âge hauterivien affectée par un kink axial (EW) localisé à l'aplomb d'une faille inverse axiale de même direction. Cette faille inverse s'est probablement formée par réactivation cisaillante, pendant la compression Atlasique, d'une clinoclive axiale à haute persistance verticale dont l'origine doit être comparable à celles décrites sur la figure 7.5. Le kink étudié ici accommode une variation de pendage d'environs 10° entre deux compartiments sub-tabulaires. Il fait donc office d'articulation au sein d'un anticlinal coffré de longueur d'onde

kilométrique. Le kink inverse localise une zone intensément fracturée (préfigurant une brèche de *core zone* de faille inverse) en forme de « V » basculé dans le sens antihoraire.

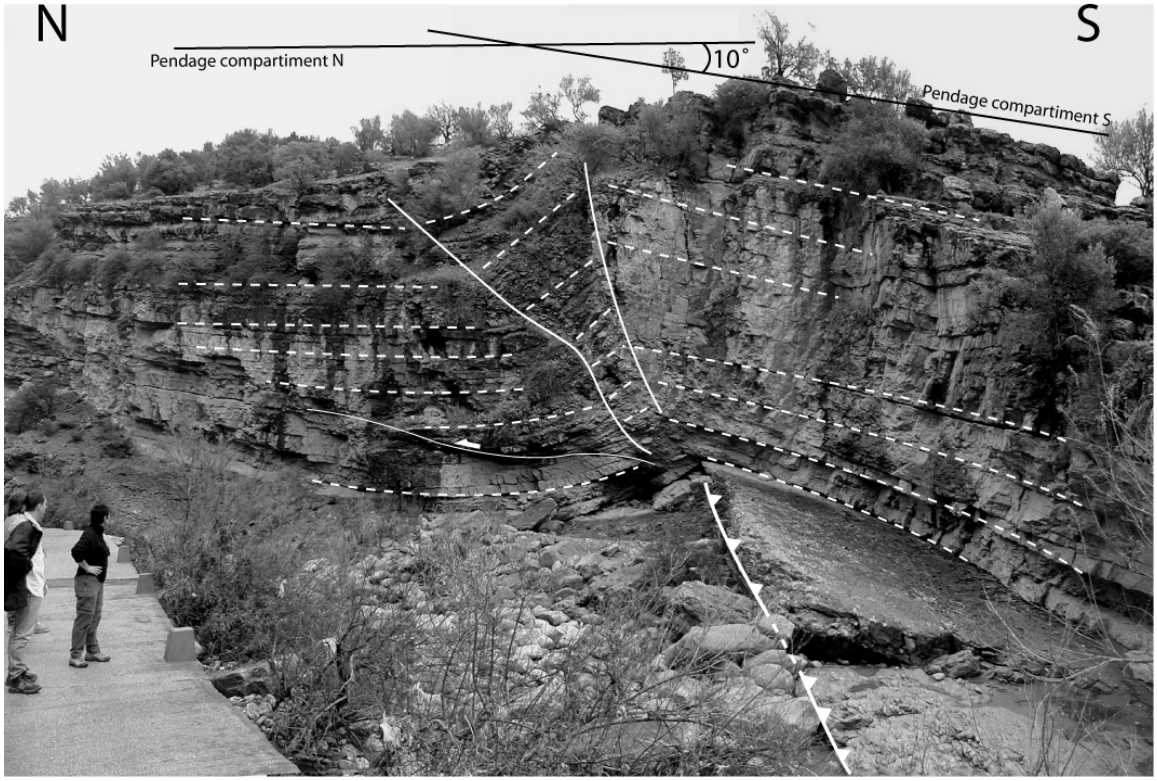


Figure 7.8 : Articulation localisée au niveau d'un kink inverse (axial) affectant une unité mécanique carbonatée de la série hauterivienne de la Vallée de Tamzergout (Haut Atlas Occidental, Maroc). Le kink est localisé à l'aplomb d'une faille inverse issue de la réactivation d'une clinoclive axiale à haute persistance verticale (voir § 8.2). L'articulation localise une variation de pendage d'environs 10° dans la partie sommitale d'un anticlinal coffré de longueur d'onde kilométrique. Les personnages donnent l'échelle.

- *Interprétation mécanique :*

La figure 7.9 montre un scénario cinématique visant à exposer les principales étapes de déformation qui ont mené à la création de la zone d'articulation exposée sur la figure 7.8. Cette reconstitution de l'origine mécanique de l'articulation repose sur l'hypothèse de la précocité de la faille inverse sous-jacente (qui serait héritée d'une clinoclive syn-sédimentaire) par rapport au serrage Atlasique. Les arguments existant pour appuyer cette hypothèse sont les suivants :

- De nombreuses clinoclives axiales d'allure et de pendage similaires ont été observée dans la vallée de Tamzergout et leur origine précoce (syn-sédimentaire) a pu être démontrée dans de nombreux cas (figure 7.6).
- Le pendage de la faille inverse est beaucoup trop important (de l'ordre de 65°) pour qu'il s'agisse d'une faille de néo-rupture de Mohr-Coulomb qui aurait pu se former lors du serrage Atlasique. On a donc affaire à une réactivation cisaillante syn-serrage d'un objet antérieur.
- Les résultats d'une série d'expériences menées dans le cadre de notre étude à partir de multicouches de paraffine montrent que l'on peut arriver à la formation d'un kink similaire à celui de l'affleurement par réactivation en

faille inverse d'une fracture oblique localisée au dessous d'une unité mécanique donnée (voir § 8.2).

En admettant cette origine de la faille sous-jacente en temps que clinoclive réactivée, les étapes de la déformations peuvent être décrite comme ci-dessous :

- Dépôt de la pile sédimentaire étudiée : elle s'organise en deux unités mécaniques rigides superposées (calcaires) séparées par une interface marneuse fine (base du banc supérieur) et intercalées au sein de deux formations épaisses à dominante marneuse. L'unité marneuse supérieure est érodée au niveau de l'affleurement étudié mais a été clairement identifiée à proximité.

- Pendant le remplissage du bassin soumis à une extension NS (au crétacé) : développement de clinoclives EW dans les unités mécaniques rigides et en particulier dans le banc inférieur, à l'endroit où va se localiser l'articulation lors des prochaines étapes de la déformation. Les clinoclives ne traversent pas l'interface marneuse mince qui sépare les deux unités mécaniques rigides (barrière pour les clinoclives).

- Inversion tectonique et début du serrage NS Atlasique (à partir du cognacien) : réactivation de certaines clinoclives EW en failles inverses (voir figure 7.4). Au niveau de la future articulation sur kink inverse, on assiste à la concentration de fractures dans la zone de concentration des contraintes cisaillante localisée dans l'unité mécanique supérieure, à l'aplomb de la clinoclive réactivée.

- Développement d'un kink inverse qui accommode à la fois le rejet le la faille inverse sous-jacente et la courbure de l'anticlinal formé en réponse au serrage Atlasique. Le kink localise en effet une variation de pendage de 10° conforme à l'enveloppe générale de la courbure du pli.

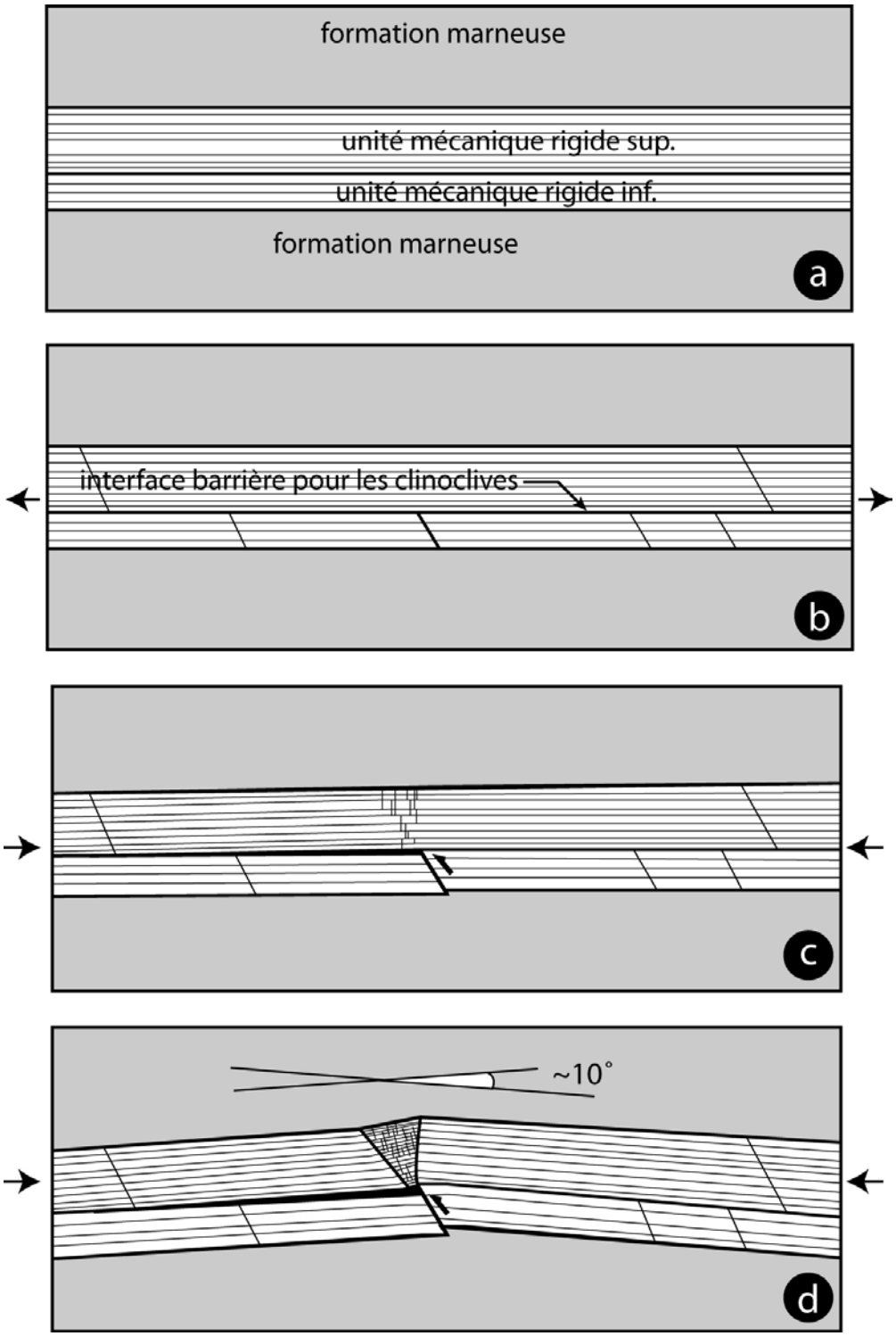


Figure 7.9 : Scénario cinématique montrant les principales étapes de la formation d'une articulation sur kink inverse inspirée de l'exemple de terrain décrit par la figure 7.8. (a) Stade initial non déformé. (b) Formation précoce (voir § 7.3.2) d'une clinoclive dans l'unité mécanique rigide inférieure. (c) Inversion tectonique Atlasique qui entraîne la réactivation de la clinoclive créée en (b) en faille inverse, fracturation dense de l'unité mécanique supérieure, dans la zone de concentration des contraintes localisée à l'aplomb de la clinoclive réactivée. (d) Développement du kink dans l'unité mécanique rigide supérieure et localisation d'une variation de pendage d'environs 10° autour du kink.

7.4 Conclusion

- *Synthèse sur la typologie des articulations :*

Les exemples d'articulations décrits au cours de ce chapitre montrent des modes contrastés d'accommodation discontinue de la courbure des plis développés dans les roches sédimentaires présentes et déformées dans les couches superficielles de l'écorce terrestre. La table 7.1 propose une synthèse typologique de ces différentes zones de fractures associées au plissement et résume la façon dont elles accommodent la courbure des plis.

Type d'articulation	*Mode d'accommodation de la courbure*	*Exemple*
Cusp articulation	Rotation autour d'une discontinuité persistante formée par coalescence de fractures de fond et séparant deux anticlinaux ou synclinaux successifs	*Gorges du Coulazou (Languedoc, France)*
Articulation en chevron ***(chevron hinge articulation)***	Rotation forte autour de zone de fractures de mode I, stylolites réouverts failles inverses, zones de brèches	*Gorges du Coulazou (Languedoc, France)*
Articulation par kinks successifs ***(Multiple kinks articulation)***	Rotation autour de petites failles normales ou de HPF en mode I	*Montagna della Majella (Abruzzes, Italie)*
Articulation par faille normale ***(Normal fault articulation)***	Rotation liée à des failles normales de grande ou petite échelle (en fonction de la longueur d'onde du pli et de l'épaisseur de l'unité mécanique) Zones endommagées (*Damage Zones*) associées aux failles	*Vallée de Tamzergout (Maroc)*
Articulation par graben inversé ***(Inverted graben/NF articulation)***	Rotation lors de l'inversion de Grabens ou de *Damage zone* associée	*Montagna della Majella (Abruzzes, Italie)*
Articulation par faille inverse à fort pendage ***(High angle reverse articulation)***	Rotation de autour de clinoclives préexistantes réactivées en failles inverses	*Vallée de Tamzergout (Maroc)*
Articulation par kink inverse ***(Reverse kink articulation)***	Rotation d autour de zones de concentration de fractures associées à un kink inverse local	*Vallée de Tamzergout (Maroc)*
Articulation par FC réactivé ***(Reactivated FC articulation)***	Rotation autour de zones de concentration de fractures associées à un couloir fracturé	*Région de Flaine (Alpes Françaises)*

Table 7.1 : Synthèse typologique des articulation décrites dans ce chapitre.

- *Implications dynamiques de la présence d'articulations au sein des réservoirs plissés :*

Ce chapitre montre que les articulations sont des zones d'intense fracturation localisées dans les régions où l'on observe de brusques changements de pendage parfois très subtils (de l'ordre de 5 à 15°) au sein des plis. Du point de vue de la dynamique des écoulements, l'effet des articulations peut être très important. On peut assimiler la plupart des types ci-dessus à des *couloirs fracturés axiaux* (voir les implications hydrodynamiques au § 5.1.3), c'est à dire à des drains dont *l'échelle dépend généralement de celle de plis dont elles accommodent la courbure, c'est à dire de l'épaisseur des unités mécaniques plissées*. Mais s'agissant d'articulations formées par des failles à fort rejet localisées dans des unités mécaniques susceptibles de favoriser le scellement des plans de glissement un effet de barrière peut être attendu (voir figure 1.8). La figure 7.10 présente un modèle conceptuel de réservoir

plissé/fracturé contenant différents types d'articulations. Le rôle dynamique de ces articulations dépend à la fois de leur échelle et de leur structure interne.

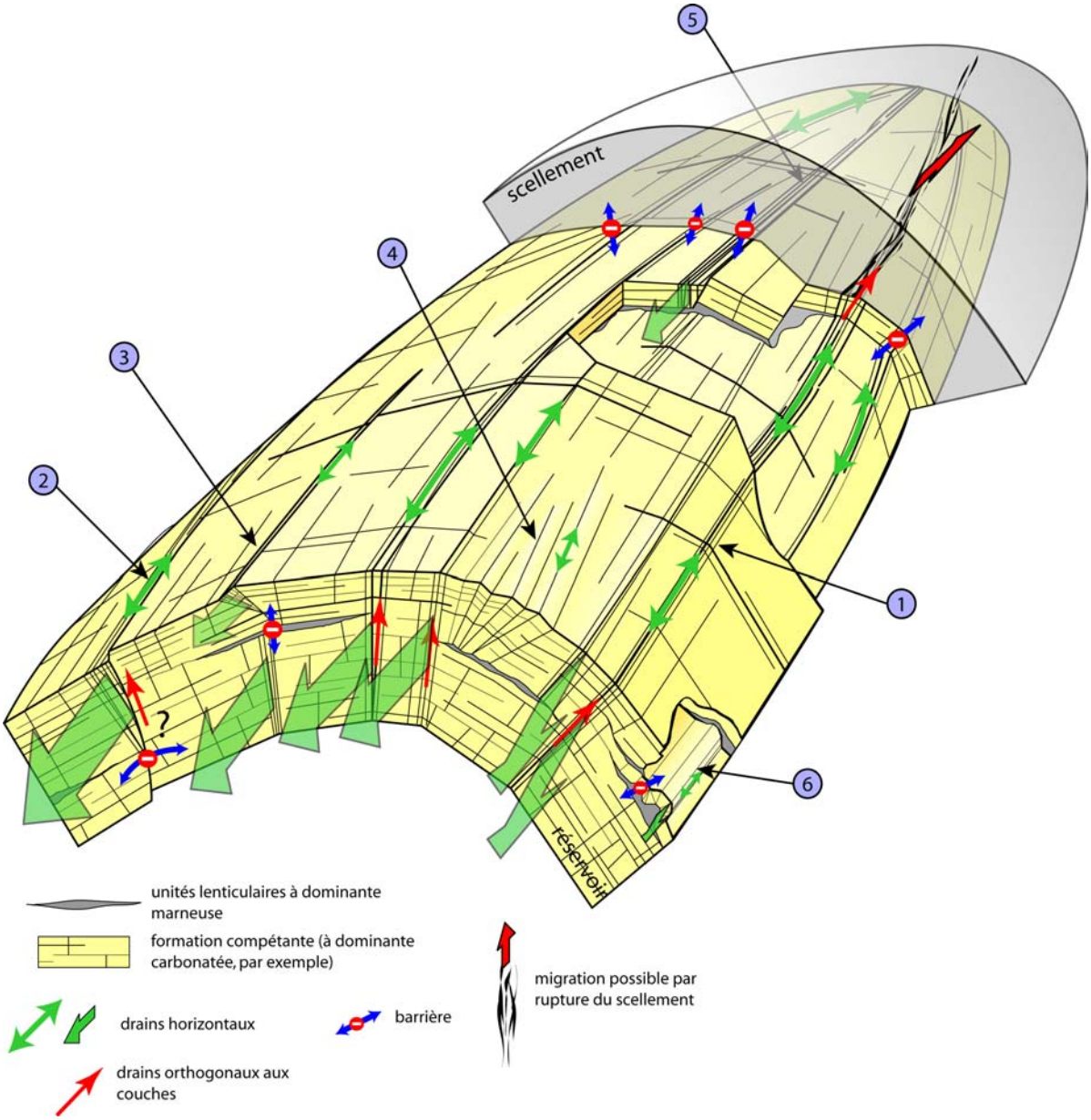


Figure 7.10 : Présence et impact hydrodynamique supposé de différents types d'articulations dans un modèle théorique de réservoir plissé/fracturé. (1) Articulation de type couloir réactivé : excellent drain perpendiculaire aux couches et horizontal dans la direction axiale. Dans le cas de rejets importants, ils peuvent percer le niveau de scellement et autoriser des migrations au-delà de cette formation. (2) Articulation par faille normale de grande échelle : bon drain horizontal (dans la zone fracturée (damage zone ou BCFC) associée) et bon drain vertical dans la mesure où le plan de glissement n'est pas scellé. Dans le cas contraire, on a affaire à une barrière qui limite les migrations latérales dans la direction orthogonale à l'axe. (3) Articulation par kink inverse : conduit horizontal axial très perméable (zone densément fracturée) mais mauvaise continuité verticale car développé à l'aplomb de niveaux de décollement le plus souvent imperméables (marnes). (4) Articulation par kinks successifs multiples : vaste zone à forte perméabilité de fracture (fracturation dense et bien connectée, voir § 7.2) mais de continuité verticale variable (en fonction de la présence ou non de niveaux de décollement). (5) Articulation sur faille normale à faible persistance verticale : conduit horizontal axial de bon qualité (si damage zone bien développée ou présence d'un BCFC), mais peu d'influence sur les circulation verticales à cause de la faible persistance verticale. (6) Articulations variées associées à des plis parasites de faible longueur d'onde : rôle hydrodynamique comparable à (3), (4) ou (5).

8 Mécanismes de formation des articulations : modélisation expérimentale dans des multicouches de paraffine

8.1 Introduction

Le chapitre 7 a montré, grâce à des travaux de terrain, que les plis formés dans les roches sédimentaires déformées en domaine élastique/fragile étaient très souvent articulés. Le développement d'articulations dans les plis entraîne un *mode discontinu d'accommodation de la courbure*. Ce mode de plissement est basé sur l'utilisation de *concentrations locales de fractures* qui sont *réactivées en ouverture ou en cisaillement* pour autoriser des *variations brusques de pendage entre blocs successifs peu déformés*. Une typologie des différentes articulations rencontrées a pu être mise en place et des hypothèses cinématiques ont été proposées afin de mieux comprendre leur origine.
Comme pour toute étude de terrain, le principal reproche que l'on puisse faire aux résultats du chapitre précédent est de ne se baser sur l'étude et l'interprétation de l'état fini de la déformation. Nous avons donc choisi de mener, en parallèle avec les travaux de terrain, une étude de modélisation analogique afin de mieux comprendre les mécanismes de développement des plis articulés, en *commençant par contraindre les différents paramètres susceptibles de contrôler l'apparition et la distribution des articulation dans un multicouche non pré-fracturé.*

Un temps important a donc été passé à sélectionner un matériau analogue élastique/fragile susceptible de développer plis et fractures dans des multicouches et dans des conditions relativement faciles à créer en laboratoire. Il était de plus nécessaire d'élaborer un dispositif de chargement permettant de solliciter les modèles multicouches en respectant des conditions aux limites relativement réalistes vis-à-vis des conditions naturelles.
Le travail de sélection et de caractérisation du matériau analogue a été mené en 2002, en collaboration avec deux étudiants de maîtrise des sciences de la Terre de l'Université Montpellier II (D. Badou et L. Keesing) dans le cadre de leur Travaux d'Etude et de Recherche. L'étude expérimentale, pour sa part a été menée en 2003, en collaboration avec D. Badou, dans le cadre de son mémoire de DEA (U. M. II).

8.1.1 Choix du matériau analogue

Afin d'analyser les processus de plissement se produisant dans les roches élastiques/fragiles (et où, nous l'avons vu, la déformation est dominée par la fracturation en mode I), le matériau que nous recherchions devait être capable de *se plisser et de se fracturer en mode I sans développer de déformation interne diffuse (ductilité) notable*. Une large gamme de matériaux a été testée et notre choix a finalement porté sur une paraffine caractérisée par une température de fusion élevée (paraffine VWR ProLabo™ 60°-62°, réf. : 26756). La figure 8.1 montre le résultat d'une expérience préliminaire qui consistait à charger verticalement un multicouche de paraffine dans lequel était prédécoupé un défaut rectiligne central incliné à 60° de la compression imposée (configuration géométrique du *défaut oblique en compression* de Petit & Barquins, 1988). On note le développement de fractures en mode I limitées à l'épaisseur des bancs (voir photographie de détail) et concentrées dans les lobes de

concentration de la contrainte cisaillante liés à la présence du défaut oblique réactivé en cisaillement (avec un rejet de faille normale).

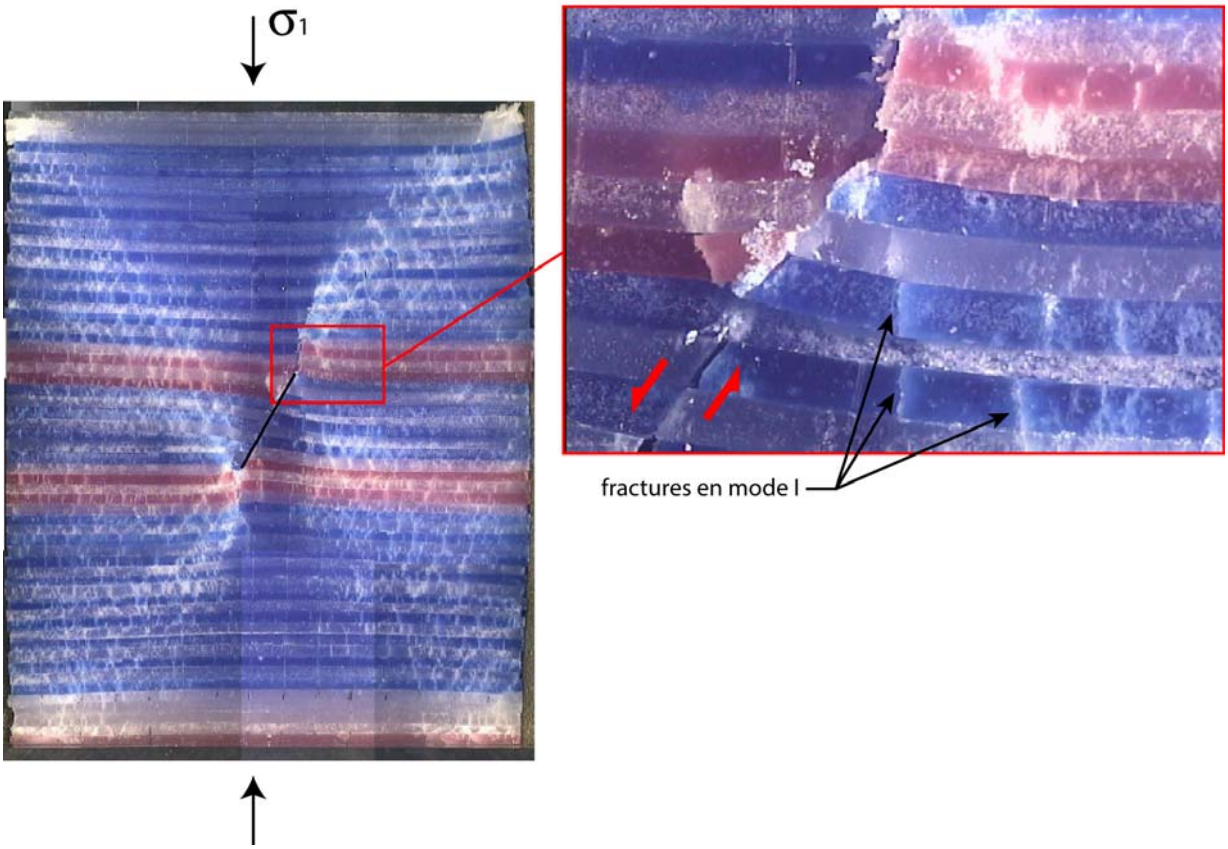


Figure 8.1 : Résultat d'une expérience préliminaire caractérisant le comportement mécanique d'un multicouche de paraffine fragile. Un défaut plan oblique (pendage de 60°) est prédécoupé dans le multicouche qui est ensuite chargé uniaxialement en déformation plane (la déformation est impossible dans la direction perpendiculaire au plan d'observation). On note le développement de fractures de mode I dans les lobes de concentration des contraintes cisaillantes élastiques liés à la présence du défaut prédécoupé et sollicité en mode II. La distribution des fractures en mode I reflète bien celle prédite par Petit & Barquins (1988).

Par ailleurs, des expériences préliminaires de raccourcissement parallèle aux couches ont été effectuées grâce à un dispositif expérimental rudimentaire qui permettait de travailler sous faible confinement vertical. Ces derniers travaux ont montré une forte propension des multicouches de paraffine soumis au raccourcissement à développer des plis présentant la géométrie articulée (figure 8.2). Les plis développés dans ces modèles préliminaires montraient un géométrie anguleuse avec une courbure très hétérogène, concentrée dans des articulations aiguës et très déformées. La forme générale de ces articulations rappelle celle des articulations de type chevron (voir § 7.2) observées dans la nature au niveau de plis formés dans des conditions superficielles. L'apparition de « vides » (bâillements interbancs, articulations béantes) dans l'échantillon après déformation est exagérée et peu réaliste vis-à-vis des cas naturels. Ce phénomène est lié au faible chargement vertical autorisé par le dispositif et au fait que ce chargement n'était pas distribué de façon homogène à la surface du modèle pendant sa déformation.

Malgré les imperfections caractérisant ces travaux préliminaires, le comportement des multicouches de paraffine nous est apparu prometteur. Il était dès lors nécessaire de concevoir un dispositif de chargement susceptible de nous permettre de contrôler de manière plus

satisfaisante les conditions aux limites appliquées à nos modèles : valeur du chargement vertical et de la contrainte horizontale, vitesse de déformation.

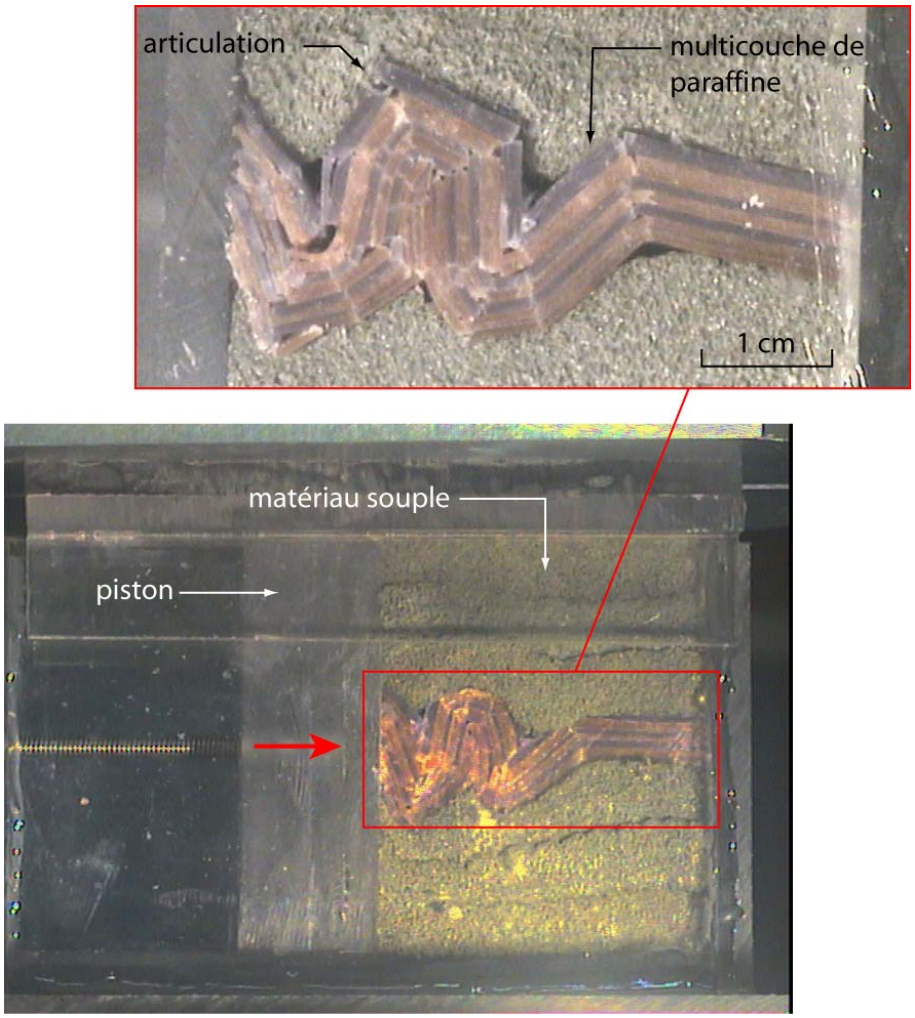


Figure 8.2 : Essai préliminaire de plissement d'un multicouche de paraffine. Pli articulé obtenu avec un dispositif de chargement rudimentaire permettant le raccourcissement horizontal (parallèle aux couches) de l'échantillon sous faible confinement vertical. Le multicouche est intercalé entre deux couches de mousse de polyuréthane souple qui jouent le rôle d'unités peu compétentes (marnes), de niveau de décollement et qui transmettent le confinement vertical.

La quantification des paramètres physiques de la paraffine utilisée a été effectuée pendant un stage de TER de maîtrise dédié. Ces paramètres physiques sont donnés dans le projet de publication du § 8.2.

8.1.2 Conception du dispositif de chargement

Les travaux de terrain menés au cours de cette thèse nous ont amenés à effectuer des hypothèses concernant les différents paramètres susceptibles d'influencer l'apparition de la géométrie articulée, et le cas échéant, le style et la distribution des articulations développées. Ces paramètres essentiels sont :

- l'intensité du chargement vertical
- l'épaisseur des couches composant le multicouche

- l'épaisseur totale du multicouche et le rapport d'épaisseurs entre le multicouche rigide et les unités peu compétentes au sein desquelles il est intercalé
- la friction aux interfaces entre les couches
- la présence de fractures préexistantes.

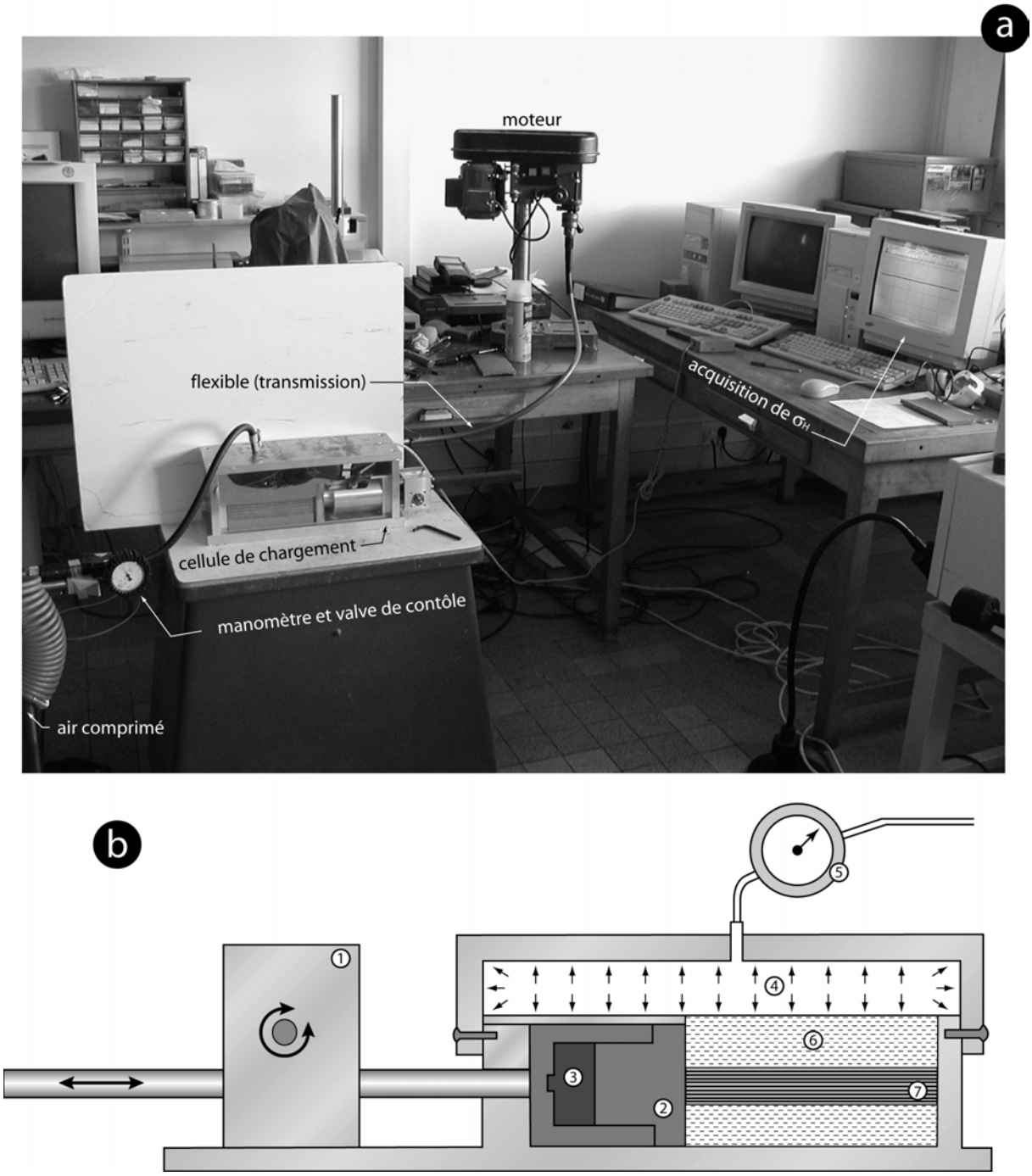


Figure 8.3 : (a) Photographie du dispositif expérimental avec cellule de chargement, système pneumatique de confinement vertical, et système d'acquisition de la valeur de σ_H imposée pendant le raccourcissement. (b) Schéma de la cellule de chargement : (1) vérin à vis micrométrique, (2) piston, (3) jauge de contrainte, (4) chambre pneumatique, (5) manomètre et valve de contrôle, (6) matériau peu compétant (plasticine souple), (7) multicouche de paraffine.

Dans le but de tester ces différents paramètres, un dispositif expérimental original a été imaginé et construit dans le cadre de cette thèse. Les principales difficultés qui sont apparues

dans la mise en œuvre de ce dispositif touchaient au contrôle du chargement vertical au cours de l'expérience et à la sélection du matériau peu compétant qui devait encadrer l'unité mécanique rigide. La figure 8.3 montre ce dispositif et expose les solutions techniques retenues pour mener à bien l'étude. La sollicitation du multicouche de paraffine est assurée par un *raccourcissement horizontal* imposé par un piston poussé par le biais d'un vérin à vis micrométrique. Le *confinement vertical* est assuré par un dispositif pneumatique consistant en une chambre à air en caoutchouc reliée à une source d'air comprimé. Le contrôle de la valeur du confinement se fait par un manomètre, une valve permettant de garder constante la pression tout le long du test.

Le matériau sélectionné pour composer les unités peu compétentes dans lequel le multicouche de paraffine était intercalé est une plasticine très souple (Play-Doh ™). Les couches de plasticine étaient de plus contenues dans un film étirable d'emballage permettant d'accommoder la déformation plastique, tout en limitant les fuites dans le modèle ou dans les interstices existant entre les vitres de la cellule de chargement et le multicouche.

Le comportement mécanique de la paraffine s'est avéré fortement influencé par la température ambiante. Afin de conserver un comportement mécanique dominant de type élastique/fragile, la salle d'expérimentation était climatisée, ce qui nous permettait de conserver une température constante de 20°C.

La vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon}$) appliquée au cours des expériences influence elle aussi grandement ce comportement mécanique. Les tests préliminaires ont en effet montré que, pour des faibles $\dot{\varepsilon}$, le comportement élastique/cassant était inhibé au profit de modes de déformation ductiles. L'utilisation d'une forte vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon} = 10^{-3}\ s^{-1}$) constante pour tous nos tests nous a garanti un comportement élastique/cassant dominant. Nous verrons toutefois (§ 8.2) que dans le cas d'expériences menées avec un confinement vertical important, la déformation des multicouches de paraffine était dominé par le développement de bandes de cisaillement ductiles conjuguées, y compris pour des fortes vitesses de chargement.

8.2 Note n°2 : Fold amplification and style transition via articulations : Buckling experiments in brittle paraffin multilayers and comparison with natural examples (soumis au Journal of the Geological Society of London).

Fold amplification and style transition via articulations: buckling experiments in brittle paraffin multilayers and comparison with natural examples.

By Loïc Bazalgette [a*] and Jean-Pierre Petit [a]

[a] Laboratoire Dynamique de la Lithosphère (UMR 5573), C. C. 060, Université Montpellier II, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

* Corresponding author.
E-mail: Loic.bazalgette@dstu.univ-montp2.fr

6056 words, 34 references, 14 figures.

Abbreviated title: *Fold style transition via articulations.*

Abstract
Experiments aiming to study the conditions of buckle folding in the brittle multilayered piles of the upper crust were conducted in brittle paraffin. The particular aim was to verify the presence and understand the mechanisms of articulations corresponding to discontinuous dense fracture zone which have proved to control curvature accommodation and amplification, and thus for the geometrical style of folds. Curvature is essentially accommodated by Mode I fractures which constitute the elementary deformation mechanism. We tested the influence of some parameters on folding mechanisms associated with fracture development. The tested parameters were (1) the intensity of the vertical load, (2) the elementary bed thickness within a mechanical unit of constant thickness, (3) the stiff/soft thickness ratio, (4) the interlayer friction, which allows obtaining flexural slip or orthogonal flexure and (5) the presence of pre-existing defects. Experiments show that after an elastic instability stage, an initial articulation forms by the coalescence of Mode I fractures. Depending on the conditions, articulations either stay relatively localized, leading to chevron-styled folds, or tend to migrate laterally; forming more rounded but still articulated folds. Discussion shows that existing models aiming to analyze fold and fracture relationships frequently do not apply either to field or to experimental conditions.

a- Introduction

Buckle folds are a very common expression of strain under compressive regimes. They appear due to mechanical instabilities within layered or anisotropic materials submitted to compression (Biot 1961, Cobbold 1975). Because of the importance of folding within orogenic processes, folding mechanisms have been extensively studied (Hudleston 1973, Fletcher 1974, Smith 1975, Neurath and Smith 1982,) both theoretically (analytical studies) and experimentally (analogue or numerical experiments). These studies concentrated essentially on mechanisms controlling the global deformation (essentially the wavelength and the fold amplification) and the internal strain seen as continuous. They aimed to check the theoretical approaches. Even if buckle folds develop basically with elastic or visco-elastic rheology, most of these studies were dealing with the problem of buckling of ductile layers either homogeneous (Biot 1961 and 1965, Ramberg 1961) or layered (Abassi and Mancktelow 1992, Mancktelow and Abassi 1992). Multilayer models with low melting point

paraffin waxes have confirmed theoretical results (Ramberg, 1961 Cobbold 1975, Neurath and Smith 1982, Mancktelow 1988, Abassi and Mancktelow 1992), in particular on fold wavelength which depends on thickness and viscosity ratio (or equivalent elastic modulus ratio). These models were also useful to interpret fold trend geometries (Odonne, 1983 1987).
But these approaches are not very useful if we aim to evidence the link between folding and fracturing, which is a subject of great practical interest since fractured folds are classical oil traps.
Possible links between theoretical strain distribution and discontinuous deformation patterns have been examined by Twiss and Moores (1992) and Fisher and Jackson (1999). But the most popular approaches aiming to take into account the mechanical behavior of elastic/brittle layers in the tectono-mechanical conditions of the upper crust are those taking into account the elastically buckled beam model. These models assume that an elastic beam submitted to buckling can be divided into two compartments by a neutral surface (Keunen and de Sitter 1938, Ramberg 1964, Ramsay 1967, Price and Cosgrove 1990): the inner arc of hinge under compression and the outer arc of hinge, under extension. In this respect, Stearns (1964) proposed a detailed model of fracture distribution based on the study of a field example (the Teton anticline, Montana, USA). This model aims to provide a coherent tectono-mechanical interpretation of the joint sets observed within the anticline.
Whatever its merits, this model does not appear to be applicable to numerous other studied fold examples (Laubach 1988, Ohlmacher and Aydin 1995, Engelder and Peacock 2001, Silliphant *et Al*. 2002, etc.).
There are two sorts of reasons:
The first one is that nature is complex; Folds can have a polyphased history; consequently folding can affect pre-fractured layers, or be submitted to post-folding strain, which is not taken into account in models. The pre-fracturing aspect has been taken into account numerically by Guiton *et Al*. (2003). Moreover the progressive evolution of fracturing may affect the fold evolution.
The second one is that models are oversimplified. Beyond the static models evoked above, the prediction of the initiation of distributed fractures in a fold requires the application of a fracture criterion and the knowledge of the stress state (Price and Cosgrove 1990). But this is not sufficient as interactions between the forming fractures and the stress/strain pattern must be considered. It is mechanically sounding that brittle fracturing may have a pre-eminent role in folding as it continuously modifies the internal rheological conditions and stress/strain within the folded pile. Deformation can localize due to plastic yielding (Chapple, 1969), and therefore also affect the fold shape.
This particular aspect has been evidenced recently by field observations which have shown the control of dense fracture zones on curvature accommodation in brittle sedimentary rocks. (Bazalgette *et Al*. submitted). This leads us to propose a new mechanical and geometrical model for folding within brittle rocks: the *articulated fold model* where fold curvature, which can at first sight appear regular and continuous, is in fact most often accommodated by subtle dip variations centered on densely fractured zones called articulations. These articulations separate planar or slightly deformed compartments. Scenarios for the development of articulations have been proposed, but the kinematical and mechanical aspects needed to be specified. We have chosen analogue experiments in the perspective of future numerical modeling, and because the latter has not yet the necessary potential to develop explicit Mode I fractures in multilayers.
To our knowledge, the only experimental work which aimed to tackle the problem of fracture distribution within a folded layer of brittle analogue was that of Rives and Petit (1990) on bended and buckled bi-layered plates of brittle varnish on polymers. But the technique was not adapted due to the passive behaviour of the varnish. What we needed was to buckle a

layered stiff elastic-brittle pile representing a part of a sedimentary pile, hereafter the composite mechanical unit, which behaves as a whole with respect to a softer embedding material. Therefore, a totally new experimental protocol had to be created which consists in a biaxial loading cell allowing continuous observation of strain. The chosen analogue material was paraffin wax of high melting point, which is characterized, unlike that used for ductile models, by a brittle behaviour when deformed at ambient temperatures and at relatively high strain rates. This protocol allowed us to test in particular the influence of vertical load, coupling between layers, or thickness contrasts. Results give original new insights into brittle fracture development in folds, and into conditions for the localization and distribution of articulations.

b- Experiments

i- Material and multilayer design

To model the mechanisms of buckle fold development in sedimentary multilayers of the shallow crust, we needed an elastic/brittle material forming Mode I fractures without noticeable internal deformation. A wide variety of materials were tested but in the end, paraffin wax characterized by high melting points was selected. The mechanical behaviour of this wax is drastically influenced by the temperature (ductility increases at high temperatures) and by the strain rate (ductility increases at low strain rates). Among them, 60-62°C paraffin produced by VWR-Prolabo™ under the reference 26756 showed a capacity to develop a dominant elastic-fragile behaviour under ambient temperature conditions and reasonable strain rates. At 20°C and $\dot{\varepsilon}=10^{-3}$ s^{-1}, experimental measurements showed that the Young modulus was E = 18.28MPa and the compressive strength was $\sigma_s^- = 0.23 kg.mm^{-2}$.

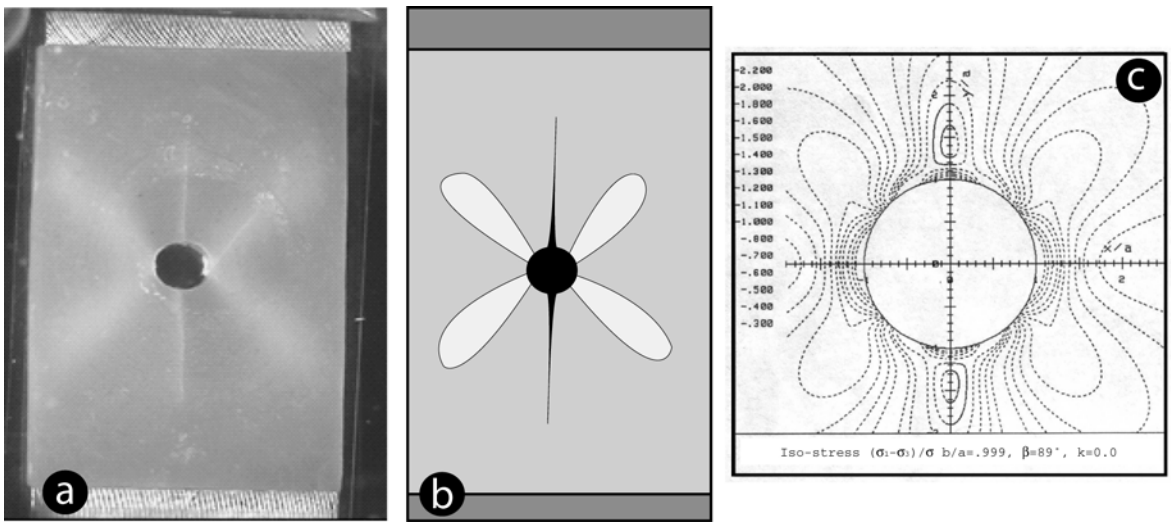


Fig. 1: (a) Strain distribution in a paraffin plate with a pre-existing centered hole submitted to uniaxial compression under plane strain conditions. (b) Interpretative sketch: the stress concentration at the hole edges provokes the propagation of a Mode I fracture following σ_1 direction, followed by the development of 4 shear zones in the lobes of maximum differential stress as predicted in **Fig. 1-c**. (c) Iso-values of the differential stress calculated analytically around a nearly circular hole in an elastic plate under uniaxial compression. The maximal differential stress is reached on the lateral edges of the hole and form four oblique lobes. Iso-stress are normalized to the applied stress σ1, b/a and β are the ellipse parameters defining a nearly circular hole, and k=0 indicates a uniaxial load (unpublished figure).

Fig. 1 shows its capacity to form Mode I fractures (as well as deformation bands) in presence of a tensile stress concentration at a centered defect in a plate submitted to uniaxial compression. Furthermore, multilayered samples are relatively easy to design: Paraffin was melted in 70° water and plates formed during cooling before they were cut to the cell dimensions (L=170 mm, l=80 mm). Friction between layers was controlled by the absence or presence of a lubricant (vegetal oil). Pre-folding defects in multilayers was made possible by cutting the layers before they were piled together.
In this study, we have chosen to model buckle folds formed by decollement within a stiff composite mechanical unit embedded between thick layers of soft material (plasticine). To avoid injections of plasticine in the sample, it was embedded in lubricated thin transparent film (scell'o'frais ®).
The corresponding natural situation is very commonly observed (Sherwin and Chapple 1968, Hudleston and Holst 1984), in particular in foothill areas (Jura Mountains, Oman Foothills, etc.) and in folded and thrusted belts (Zagros mountains, Apennines, etc.).

ii- Experimental device

The device was designed to follow visually the progression of the sample deformation, which would have been impossible using a centrifugal shortening device as in many paraffin models. Among all the parameters potentially controlling folding mechanisms we were able to test (1) the intensity of the vertical load, (2) the thickness of individual layers within the stiff composite mechanical units of constant thickness, (3) the stiff (layered)/soft thickness ratio, (4) the friction between layers and (5) the presence of a pre-existing fracture.

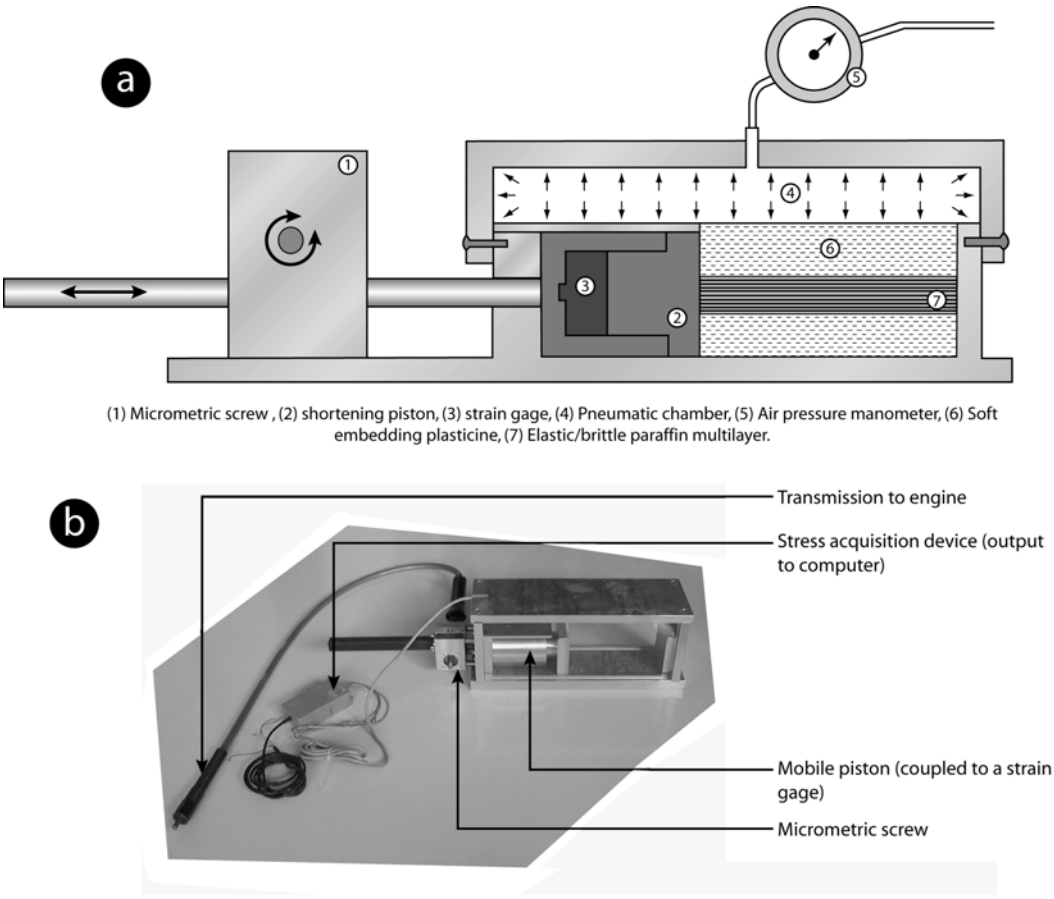


Fig. 2: (a) Testing apparatus diagram. (b) View of the testing apparatus.

The original experimental device presented on **Fig. 2** is basically a biaxial loading cell. In order to control the applied stresses, the sample was horizontally shortened by a mobile piston (paired with a strain gage type SCAIME K-450, 2KN) and vertically loaded (0 to 0.4MPa) by a pneumatic chamber. Plane strain conditions were ensured by the model being placed directly between two fixed 20mm thick Plexiglas® plates, which did not allow transverse deformation. The other parameters were controlled during the building of paraffin multilayers. The strain rate applied in order to develop a dominant elastic-brittle behaviour in paraffin multilayers was $\geq 10^{-3}$ s^{-1}.
The aim of these experiments was to provide a qualitative idea of the influence of several given parameters on fold development and geometry, and on fracture distribution within them. They do not pretend to be true "physical experiments" where the use of a scaled material would have been crucial, but such material is not currently available. The experimental protocol will be applied in further tests with physically scaled materials now being developed at Geosciences Azur (Nice Sophia-Antipolis) by A. Chemenda within the Geo-FracNet consortium research.

c- Results

Five sets of experiments were conducted in order to characterize the influence of the previously listed parameters. Each type of experiment (with the same configuration) has been made at least 3 times. A first general result is that deformation occurs in two steps. (1) The reversible elastic buckling, (which could be easily verified) with a regular, high radius curvature. (2) The location of brittle strain in articulations forming initially crests, and secondarily troughs. At this stage, the limbs, or the compartments between multiple articulations straighten, thus giving a discontinuous curvature.

i- Influence of the vertical load.

This parameter simulates the influence of depth (lithostatic pressure). Vertical pressures (Pv) of 0.2 0.3 and 0.35MPa were applied on paraffin multilayer samples. All other parameters were kept constant: the samples were formed by 10 1.5mm thick layers. The final shortening amount was of 33% in all experiments. Friction between the layers was high (due to the absence of lubrication in layer interfaces). **Fig. 3** shows the results of this set of experiments.
For P_v=0.2Mpa (**Fig. 3a**) a sharp anticline formed. Its geometry is characterized by a discontinuous curvature due to the presence of few articulations constituted by the clustering of mode I fractures. This fold geometry can be roughly compared to a kind of chevron fold with relatively sharp hinge where articulations are concentrated.
Fig. 3-b shows that, for P_v=0.3MPa, the increasing number of articulations lead to the formation of box folds. These folds are constituted by relatively wide compartments of rather constant dip isolated by apparently rounded hinges where curvature is in fact accommodated by numerous articulations.
Fig. 3-c shows that, for P_v=0.35MPa, the formation of Mode I fractures and articulations is not observed in the initial stages. Oblique bed perpendicular conjugated shear-bands form with an angle $2\theta = 105°$ to $110°$ with respect to the shortening direction **(Fig. 3d)** Rupture occurs obliquely in a zone of high density of shear bands to form a large oblique thrust ramp over which articulated drag-folds to ramp anticline form during the final stage.
Thus the vertical load appears as a major parameter influencing the final geometry of folds, by the way of fracture organization. For the two lower values of P_v, only Mode I fractures are involved, whereas for higher P_v, Mode I fracture formation is mostly inhibited and high angle shear bands are dominant. When strain increases, some shear bands evolve towards oblique

thrust plane with associated folds. At this stage of our work, the mechanical significance of these shear-bands with unusual angle remains unknown.

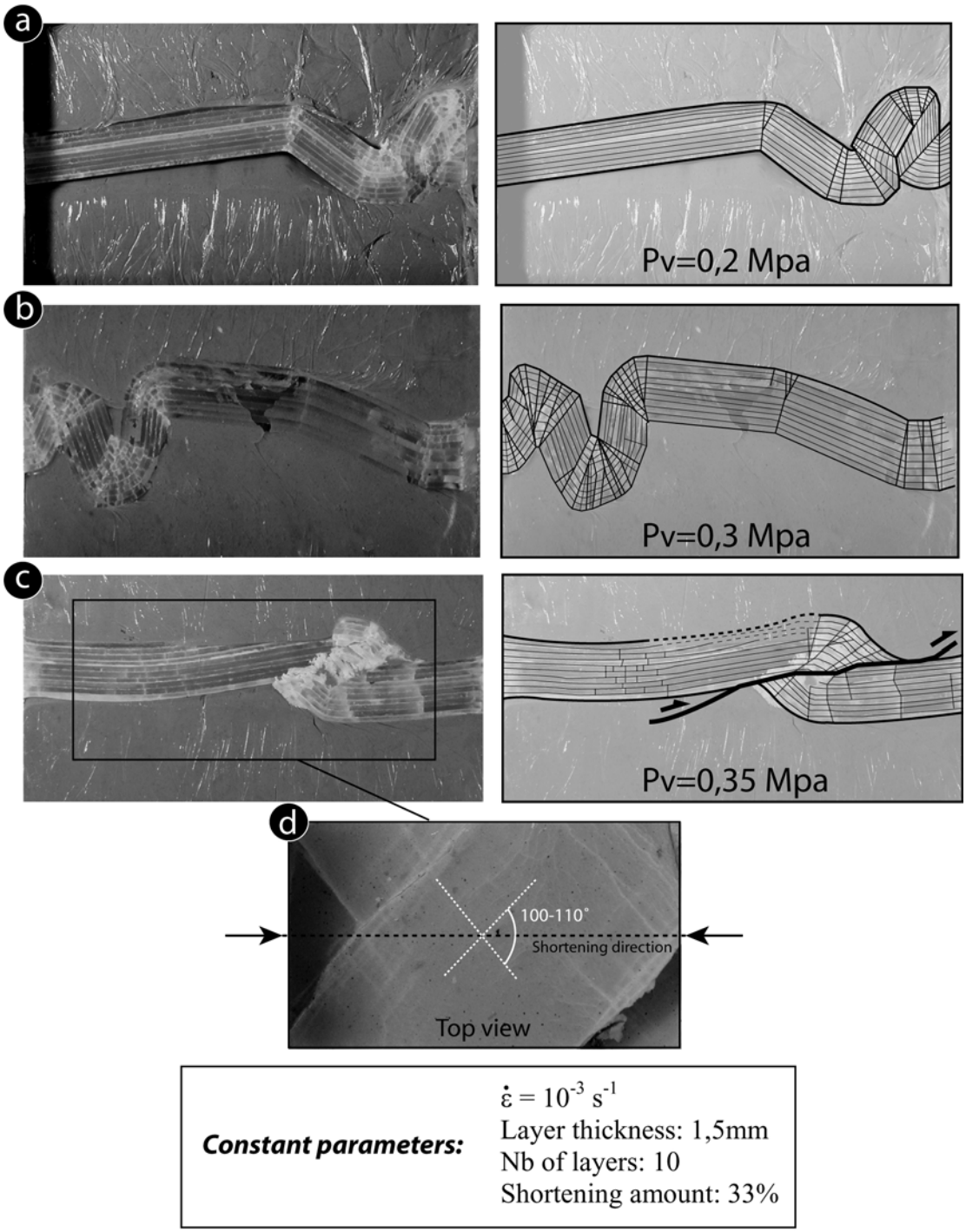


Fig. 3: Tests on the effect of the vertical pressure (P_v).

ii- Influence of bed thickness at constant mechanical unit thickness

To test these parameters, two sets were realized on 30 mm thick samples composed of 1.5mm thick layers for the first and 2mm thick layers for the second. **Fig. 4** shows the results of these two series of tests. Using 3 mm thick paraffin multilayers, P_v was limited to a value of

2.5MPa to avoid the formation of oblique shear bands. In these sets, friction between layers was kept high by the lack of lubrication at layer interfaces.

Fig. 4-a shows the fold obtained after 33% of shortening on a pile formed of 20 1.5 mm thick layers with strong coupling at P_v=2.5MPa. The result of the experiment is a nearly cylindrical anticline with a nearly rounded shape (no localized hinge). This is in fact due to the presence of a large number of articulations orthogonal to layer. The fold limbs are affected in their lower part by a system of flanking thrusts that tend to extrude the anticline within a pop-up geometry.

Fig. 4-b shows the results of the same experimental conditions applied to a pile of 15 2mm thick layers. The anticline is characterized by a more angular shape than in the previous example. This geometry is related to fewer articulations than in **Fig. 4-a.** Flanking geometry is similar but the pop-up mechanism is not activated.

The main result of these experimental sets is that the elementary bed thickness strongly influences the general shape of the folds. At constant mechanical unit thickness and high interlayer friction, articulations accommodating the curvature are fewer for thick constitutive layers than for thin ones. The number of articulations is responsible for the more or less "rounded" shape of folds.

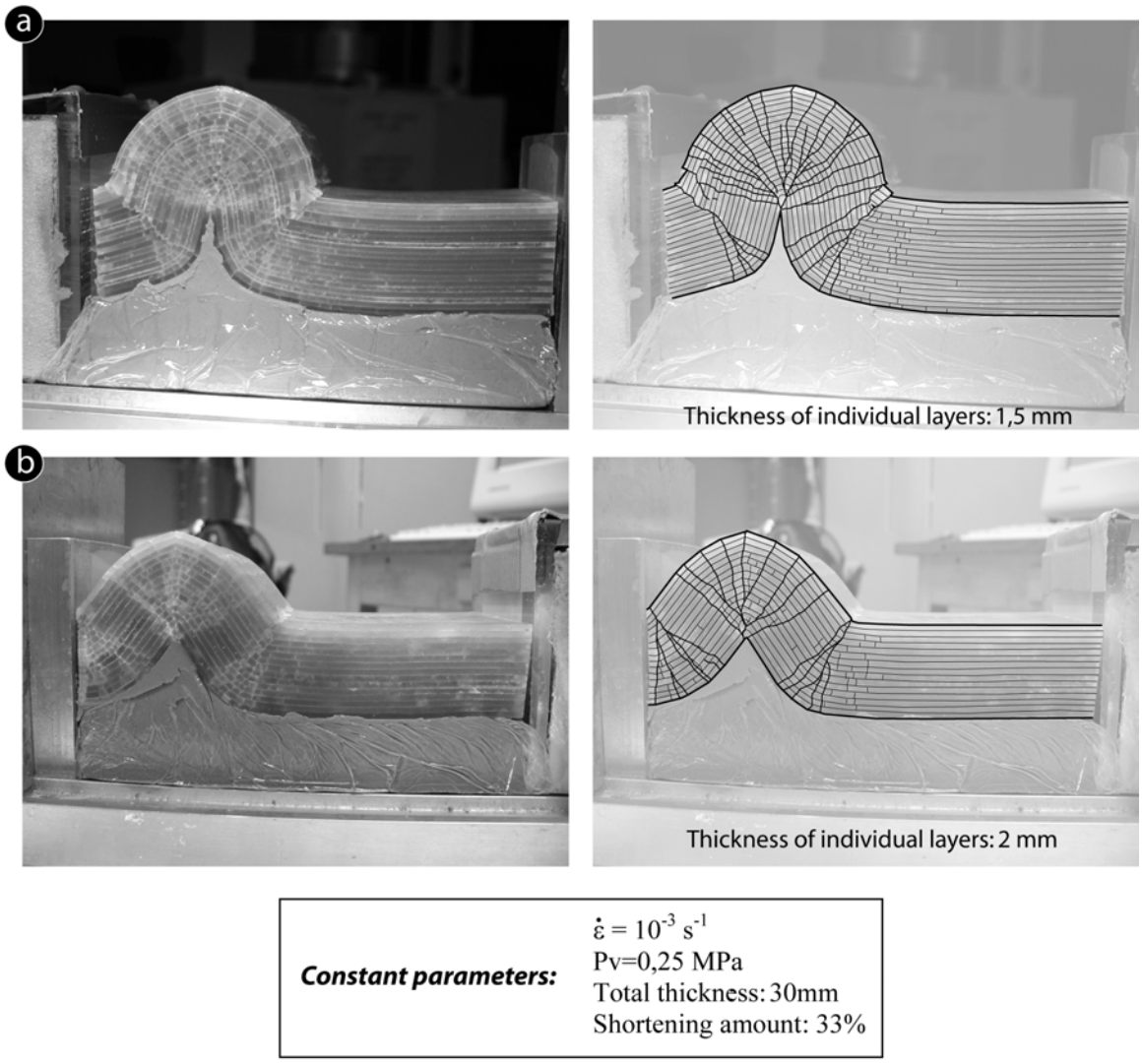
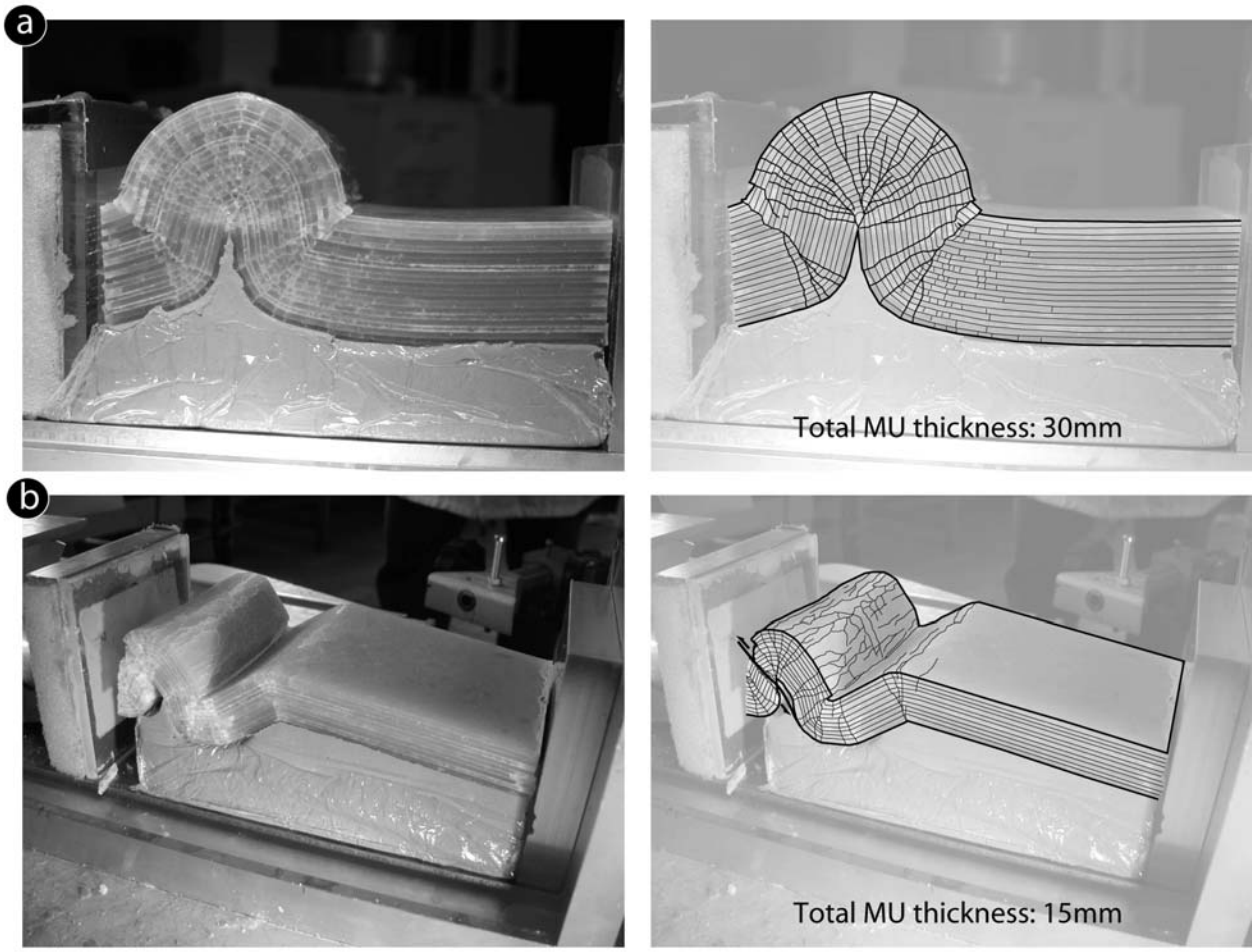


Fig. 4: Tests on the effect of the elementary bed thickness. (a) Mechanical unit composed of 20 layers of 1,5mm. (b) Mechanical unit composed of 15 layers of 2mm.

iii- Influence of the stiff (composite mechanical unit)/soft (embedding material) thickness ratio (St/So ratio)

This set of experiments was done using samples of different pile thickness composed of the same 1.5mm thick individual layers. They were placed within soft embedding material (plasticine), which completely filled the available volume. Low and high St/So ratios were tested using 15 mm and 30mm thick layered samples respectively. Here again, the interlayer friction was kept strong.



Constant parameters:	$\dot{\varepsilon} = 10^{-3}\ s^{-1}$ Pv=0,25 MPa Individual layer thickness: 1,5mm Shortening amount: 33%

Fig. 5: Tests on the Stiff (paraffin multilayer) / Soft (plasticine) thickness ratio. (a) With a 30mm thick mechanical unit (20 layers of 1.5mm). (b) With a 15mm thick mechanical unit (10 layers of 1.5mm).

Fig. 5-a shows the result of an experiment done with a high St/So ratio (St/So=0.5). A round-shaped articulated anticline has been formed, associated with unequally developed flanking thrusts isolating a central pop-up. The wavelength of the folds created during all the tests respecting these experimental conditions is ~90mm, this is to say about three times the thickness of the folded MU.

Fig. 5-b shows the result of an experiment done with a low St/So ratio (St/So=0.25). A relatively narrow-hinged articulated fold was created. Flanking thrusts formed. The non-folded part is however buckled, foreshadowing another future anticline. In this case, the wavelength of folds created within this configuration is approximately 3 times the pile thickness (almost 45mm).
Therefore, the St/So ratio does not greatly influence the distribution of articulations. Wavelength seems controlled by the piling of vertical flanks.

iv- Influence of interlayer friction

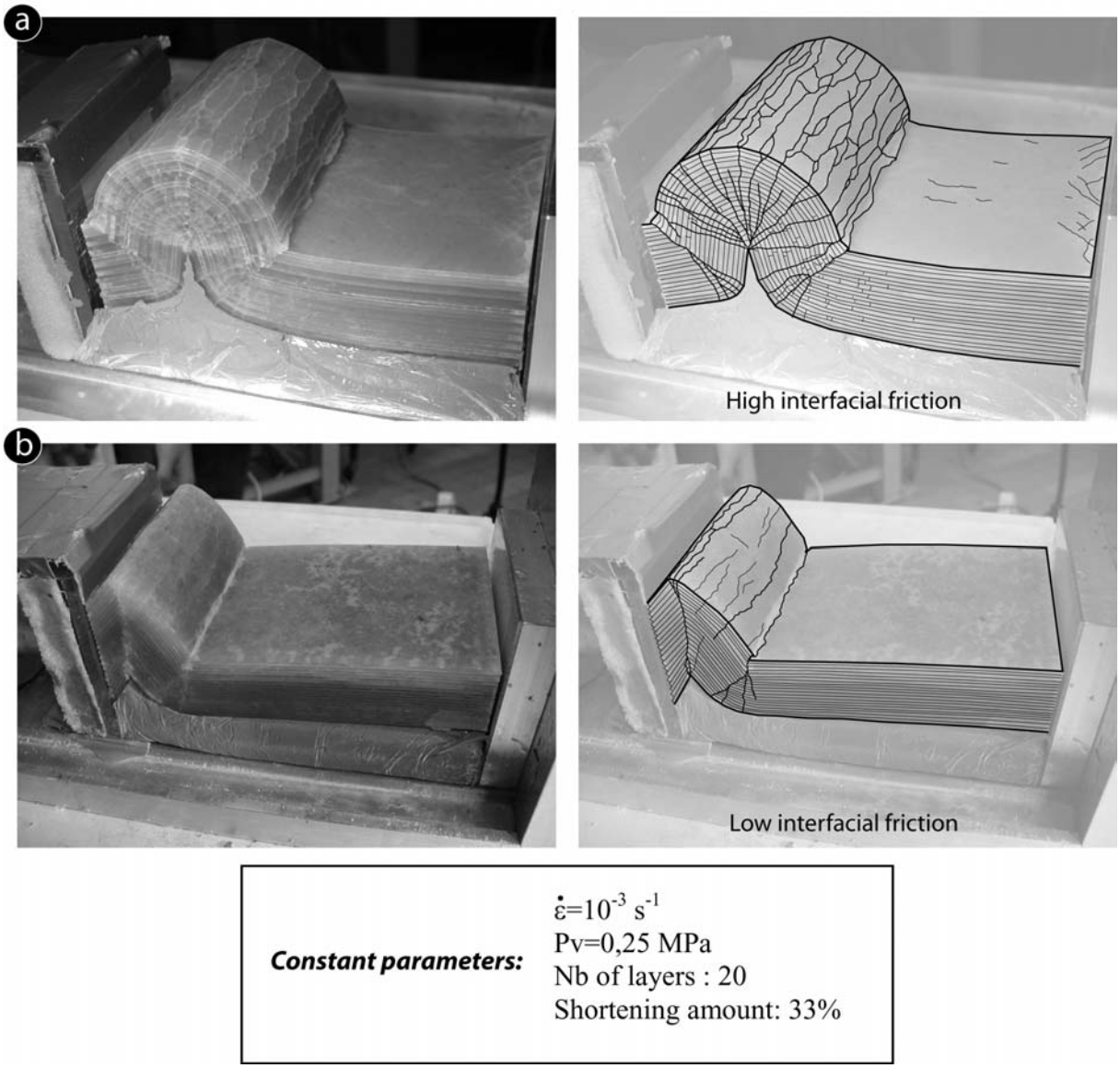


Fig. 6: Tests on the influence of the interlayer friction. (a) With a high interlayer friction ("dry" contact between the layers). (b) With a low interlayer friction (lubricated interfaces).

Interlayer friction was modified by whether a lubricant was added at the interfaces between the paraffin layers or not. The strong friction was obtained by dry interlocking of asperities of the layer surface during the vertical load (see discussion below). **Fig. 6-a** shows the results of an experiment done under high interlayer friction. It shows the formation of an anticline hinge

with a cylindrical aspect, but in the details, it can be seen that curvature is accommodated by numerous (almost 16) articulations localizing slight dip changes. In this case, friction was too high to allow bed parallel slip as shown by the absence of offsets on the loaded border of the sample. In this case the outer layers *may be submitted to a larger extension than the inner ones.*

Fig. 6-b shows the result of an experiment with low interlayer friction. The result is a sharp chevron-hinged fold with a very limited number of articulations (2 in the chosen example). Examination of the edge of the sample facing the piston shows that the low frictional conditions allowed bedding-parallel slip. This phenomenon obviously allowed accommodation by localized articulations.

The main difference appearing between experiments conducted with contrasting interlayer friction is the fold sharpness controlled by the distribution of articulations. Strong interlayer friction determines a quite "rounded" geometry with a quite regular curvature due to the presence of dense and equally spaced distributed fractured articulations. On the contrary, experiments with low interlayer friction present a sharp geometry. In this case, fractures are concentrated in a few narrow articulations, which isolate large monoclinal and slightly deformed compartments.

This difference is totally controlled by the capacity to accommodate bedding-parallel slip which is allowed by low interlayer coupling. This hypothesis will be developed during the discussion.

v- Influence of the presence of a pre-existing defect

For this experimental set, a planar discontinuity dipping at 30 ° of the vertical and simulating a pre-existing oblique fracture was cut in the 6 lowest layers of a 20 layer sample before it was placed in the shortening device. This experiment was carried out with high interlayer friction. **Fig. 7-a to 7-b** show the 4 main stages of deformation: **Fig 7-a** shows the initial stage of the test, before shortening. **Fig. 7-b** shows an early stage of deformation during which the pre-existing fractures were reactivated with a reverse offset. In the prolongation of this reactivated oblique fracture, a narrow kinked fold formed, limited by two parallel articulations. **Fig. 7-c** shows that an articulated syncline flexure was initiated in the vicinity of the pre-formed kink. Due to the global rotation of the system, the dip of the reverse reactivated oblique fracture got stronger so that its shear displacement was blocked. Further shortening was accommodated by flexure evolution towards an anticline hinge. **Fig. 7-d and 7-e** show the final stage of the experiment, at 33% shortening. The anticline initiated during previous stages appears as a relatively complex box fold with about 5 articulations.

This kind of experiment shows the crucial importance of pre-existing defects on the initiation and location of the future fold. In intact sample tests, fold initiation occurred in random locations. Here, the presence of the pre-existing defect acted as a strain/stress concentrator and localizes the entire process. Furthermore, all the tests done with this configuration showed strictly the same scenario, even with the same number of articulations.

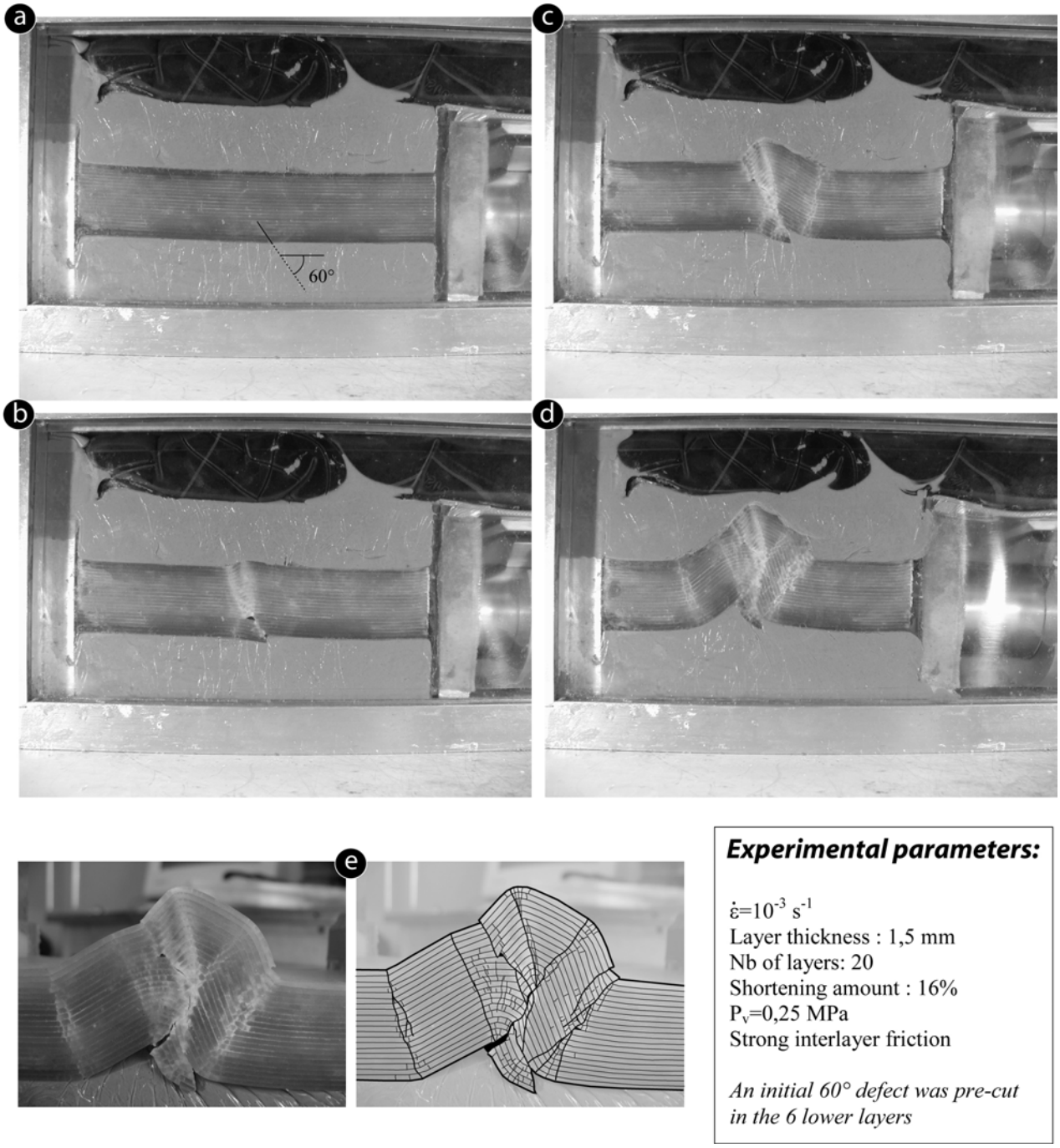


Fig. 7: Main stages of a test on the influence of a pre-existing defect. (a) Unstrained stage showing the mechanical unit pre-cut to simulate an oblique fracture located in the 6 lowest layers. (b) After 3% shortening: the pre-existing oblique fracture is reactivated with a reverse offset and a kink is initiated in the zone of stress concentration situated at the initial fracture tip. (c) After 5% shortening: the offset on the pre-existing defect and its dip have increased. the formed reverse fault gets blocked and further shortening is accommodated by curvature increasing towards the amplification of an articulated anticline hinge. (d) Final stage of the experiment (16% shortening): the previous anticline evolved in a complex box fold with rounded hinges with multiple articulations. (e) Detailed view and interpretative sketch of the articulated anticline hinge formed in **Fig. 7-d**.

d- Discussion: tectono-mechanical implications

i- What about the concept of the inner/outer arc of hinge?

The most popular concept aiming to describe stress and stain distribution within folds is the inner/outer arc of hinge (Keunen and de Sitter 1938, Ramberg 1964, Stearns 1964). This concept is inspired by buckled elastic beams models of continuum mechanics and predicts that a folded beam (equivalent to our mechanical unit) is separated into two compartments by a neutral surface. In this model, the outer arc of hinge zone is submitted to a gradient of extension parallel to the major shortening direction and the inner arc of hinge zone is submitted to symmetrical compression gradient parallel to the major shortening direction. In this situation, one can expect extensional structures as Mode I fractures (joints and/or veins) or small normal faults in the outer arc of hinge and compressive structures as stylolites parallel to fold axis or reverse faults in the inner arc of hinge. This is found in nature.
Nevertheless, recent studies (Bazalgette *et Al.* submitted) have shown that this model is not relevant to numerous natural cases of buckled folds in multilayers. In particular extensional mode I joint and veins are most often the only structures found all over the thickness of the folded Mechanical Unit, even in the inner arc of hinge zones that are expected to be affected only by compressive strain. Our paraffin models show the same geometry. *In order to understand the reason, the fracturing stage in high frictional conditions which best illustrates this must be examined.*
Fig. 8-a (High interlayer friction) shows the main stages of formation of the fold already described in **Fig. 4-a, 5-a and 6-**a. Initiation of the first articulation locates the initial hinge (crest) very early (between steps 1 to 2 of **Fig. 8-a**), after the elastic buckling visible at stage 1. At stage 2 the articulation, accommodated by mode I fractures crossing the whole thickness of the pile, is fully expressed. The interpretation is that after a small amount of curvature, the tensile strength of the paraffin is reached in the layers located in the outer arc of hinge of the proto-anticline (**Fig. 10a**). Due to tensile fracturing, tensile stress is progressively relaxed. This can be seen globally as a plastic yielding phenomenon (Chapple 1969). In other words, the elastic continuity is cancelled in the external layers, but not in the internal ones. During the increasing strain, Mode I fracturing migrates towards internal layers as well as the neutral line. Thus only mode I fractures coalesce to form the first articulation. However, it is not mechanically sound that the whole articulation is finally totally submitted to extension as the shortening implies compressive stress. During the formation of the articulation, the latter may exist without compressive strain as compressive strength is well known to be greater than tensile strength. As suggested on **Fig. 10-a bottom right**, compression could be finally supported in a diffuse way by local contacts on the fracture walls.
In order to understand how Mode I fractures finally invade the entire model together with articulations we have to examine curvature evolution and the associated articulations during further stages. **Fig. 8-b and 8-c** show detailed views of stages 2 and 8 of the experiment. On these figures, two different pairs of layers have been graphically underlined in order to analyze the evolution of their curvature and length together with their fracturing. Pair n°1 and pair n°2 correspond to the outermost and innermost zones respectively. **Fig. 8-d and 8-e** visualizes 3D extrusions of these isolated layers at different stages of the deformation t_1 to t_3. It shows that during the initial step (t_2), all pairs have the same general shape (and the same length), thus forming a perfect chevron fold. At this stage, a single articulation formed by mode I fractures is located along the axial plane of the anticline. During further stages of shortening (t_2 to t_3), the curvature accommodation of the anticline hinge in the innermost layers (pair n°2) stays concentrated within this early articulation zone. By contrast, the outer layers (pair n°1), *which have been elongated and have therefore been submitted to an*

extension, develop numerous Mode I fractures concentrated in articulations in order to accommodate a larger radius of curvature. It is clear that these subsequent articulations were formed by the same mechanism described above in **Fig. 10-a**, i.e., by the concentration of mode I fracture above an upwards migrating neutral line. The possible mechanism of lateral migration of articulation is described in **Fig. 11-a**. The observation of the main stages of folding tends to show that articulations form first in the neighbourhood of the first-formed central one and gradually affect more and more distant parts of the folded pile.

The basic mechanism remains the same in the case of the anticline formed under low interlayer friction **(Fig.9)**.

If the formation of the half synclines that border the anticlines is examined, the behaviour is roughly the same in both friction cases (**Fig. 8** and **9**). Two main remarks can be made: (1) The initiation stages are comparable to those of the anticline hinge as an early principal articulation form first, followed by the multiplication of other ones. However, in the case of high friction, even if Mode I fractures are concentrated in articulations, they can be found more diffuse in non articulated parts of the syncline as shown on **Fig 8-c** in the outer arc of hinge of the right syncline. This suggests that in this particular case the genetic link between fracture and articulation is not systematic.

(2) Reverse faults initiate in the inner layers of the synclines (i.e., in the uppermost layers) by shear reactivation of fractures in articulations having a favourable dip of about 40° with respect to the horizontal. During the later stages of the test, these reverse faults propagate, and it may be assumed that they could affect the whole mechanical unit with larger shortening (**Fig 10-b**). They would accommodate the upwards extrusion of the anticline block with a pop-up geometry.

Thus it is shown that, in the anticline hinge, the inner/outer arc of hinge elastic beam model of stress distribution applies to the elastic situation before fracturing, and can help interpretation in a particular way during the formation of all articulations (**Fig. 10**). After a small amount of curvature, and until the end of the test, the whole pile of the anticline is submitted to a downward migrating local extension. However, some compression must be present, but at a stress level which does not induce compressive features, compression being distributed in a diffuse way, possibly by way of local closure of already formed fractures. In parallel, the two half synclines that border the anticline present the same stages of formation (**Fig. 10-b**) but pre-formed articulations tend to be re-activated into pop-up reverse faults during the late stages of the experiment. During these late stages, these reverse faults will transmit compressive stress in the whole pile.

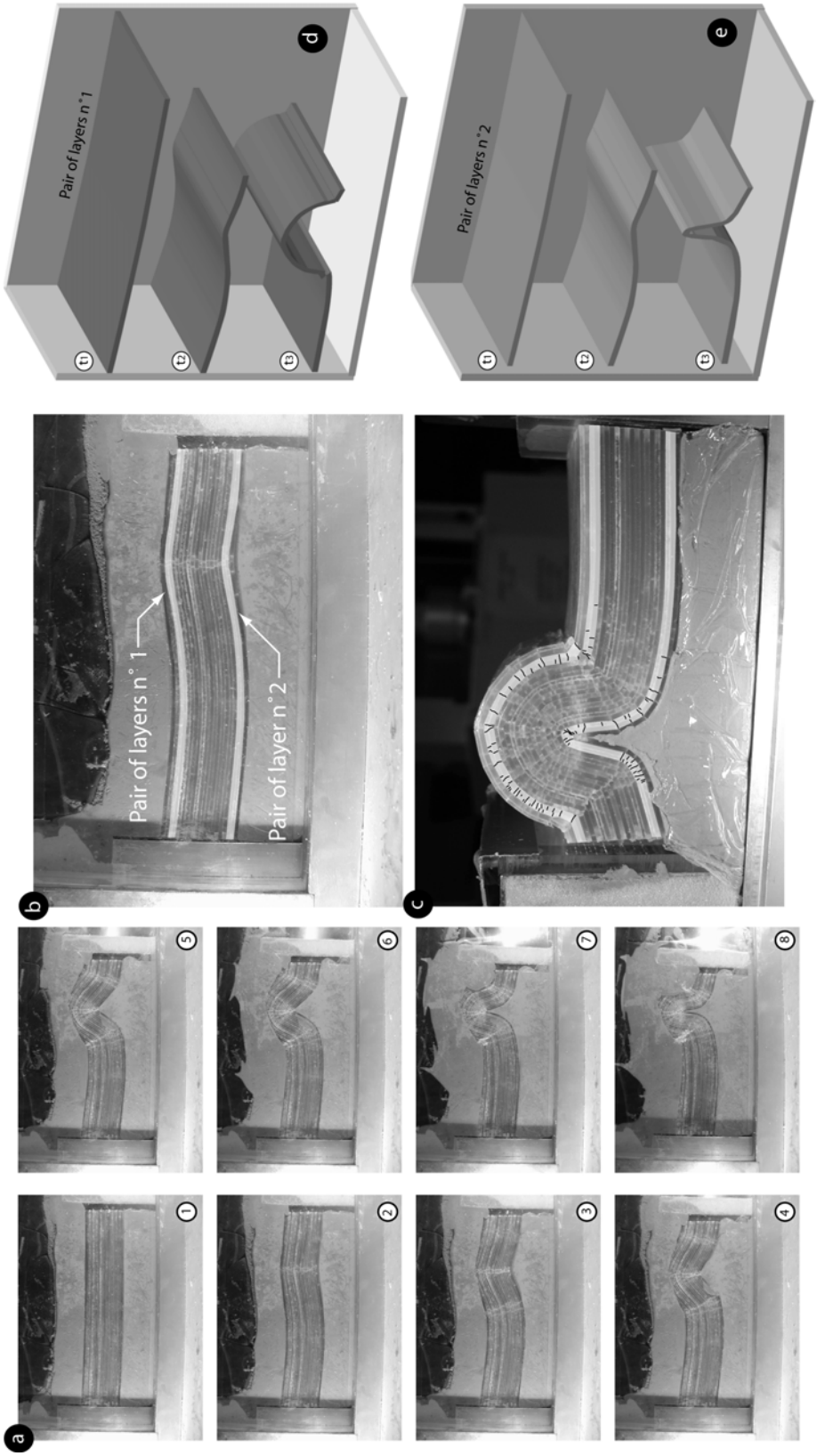


Fig. 8: (a) Stages of development an articulated anticline with strong interlayer friction. Elastic buckling (between steps 1 and 2) is immediately followed by a brittle yielding stage (step 2) during which a first articulation is initiated. Steps 3 to 8: the lateral migration of articulations (see **Fig. 11-a**) finally gives a rounded anticline hinge with evenly distributed articulations. (b) Detailed view of the sample at step 2 (see comments in text). (c) Detailed view of the sample at step 8 (after 33% shortening), showing the evolution of the curvature of the 2 pairs selected in Fig. 8-b. (d) 3D reconstitution of the geometrical evolution of pair n°1. (e) 3D reconstitution of the geometrical evolution of pair n°2.

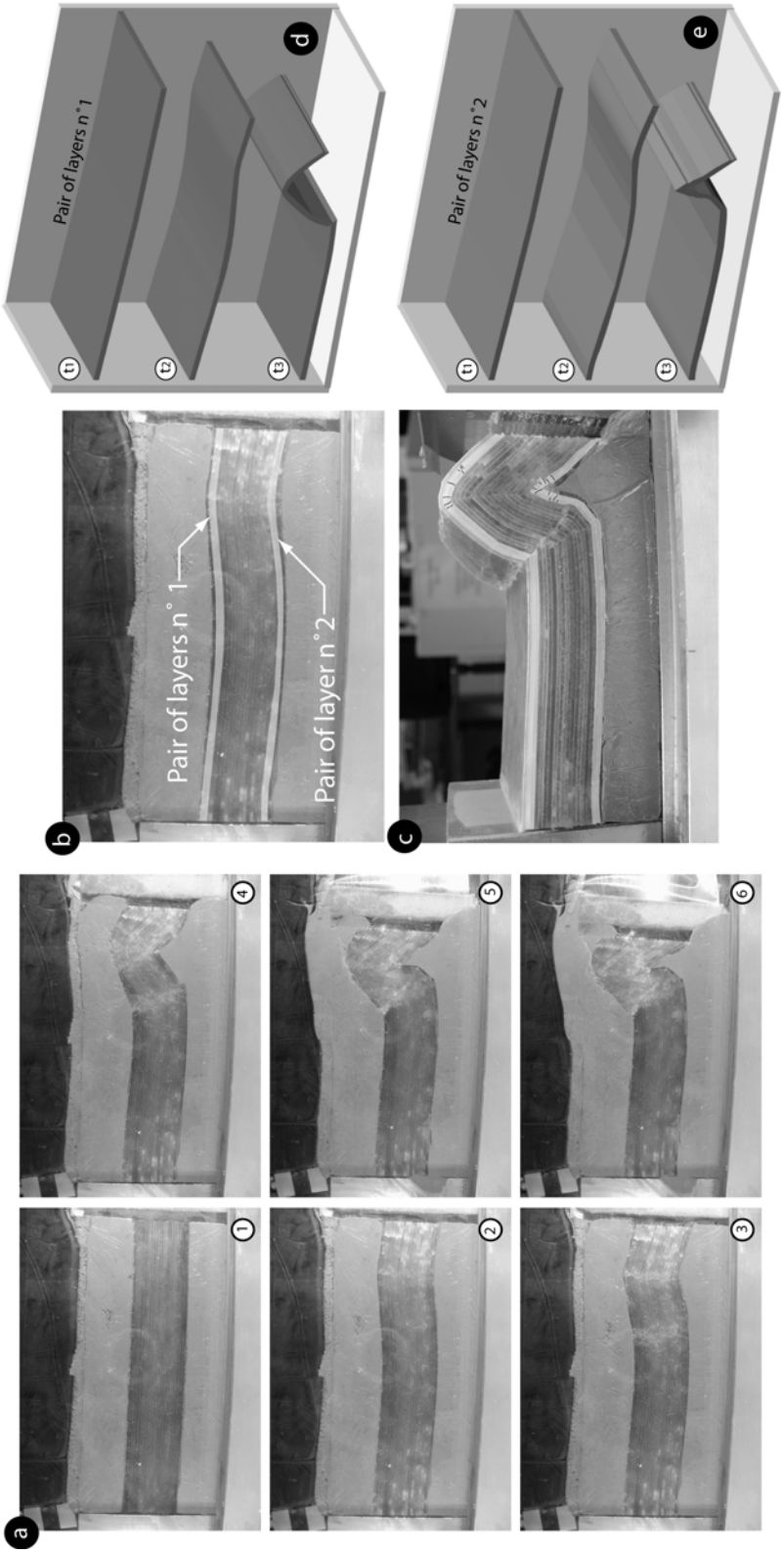


Fig. 9: (a) Stages of development an articulated anticline with low interlayer friction. Elastic buckling (between steps 1 and 2) is immediately followed by a brittle yielding stage (stage 2) during which a first articulation is created. Stages s 3 to 6 show the fold evolution leading to the formation of a sharp chevron where curvature stays concentrated in the neighbourhood of the first initiated articulation. (b) Detailed view of the sample at stage 2. Two pairs of layers have been underlined in order to illustrate the progressive deformation within layers located in the outer and in the inner arc of hinge (pair n°1 and 2, respectively). (c) Detailed view of the sample at stage p 8 (after 33% shortening), showing the evolution of the curvature of the 2 pairs selected in Fig.8-b. (d) 3D reconstitution of the geometrical evolution of pair n°1. (e) 3D reconstitution of the geometrical evolution of pair n°2.

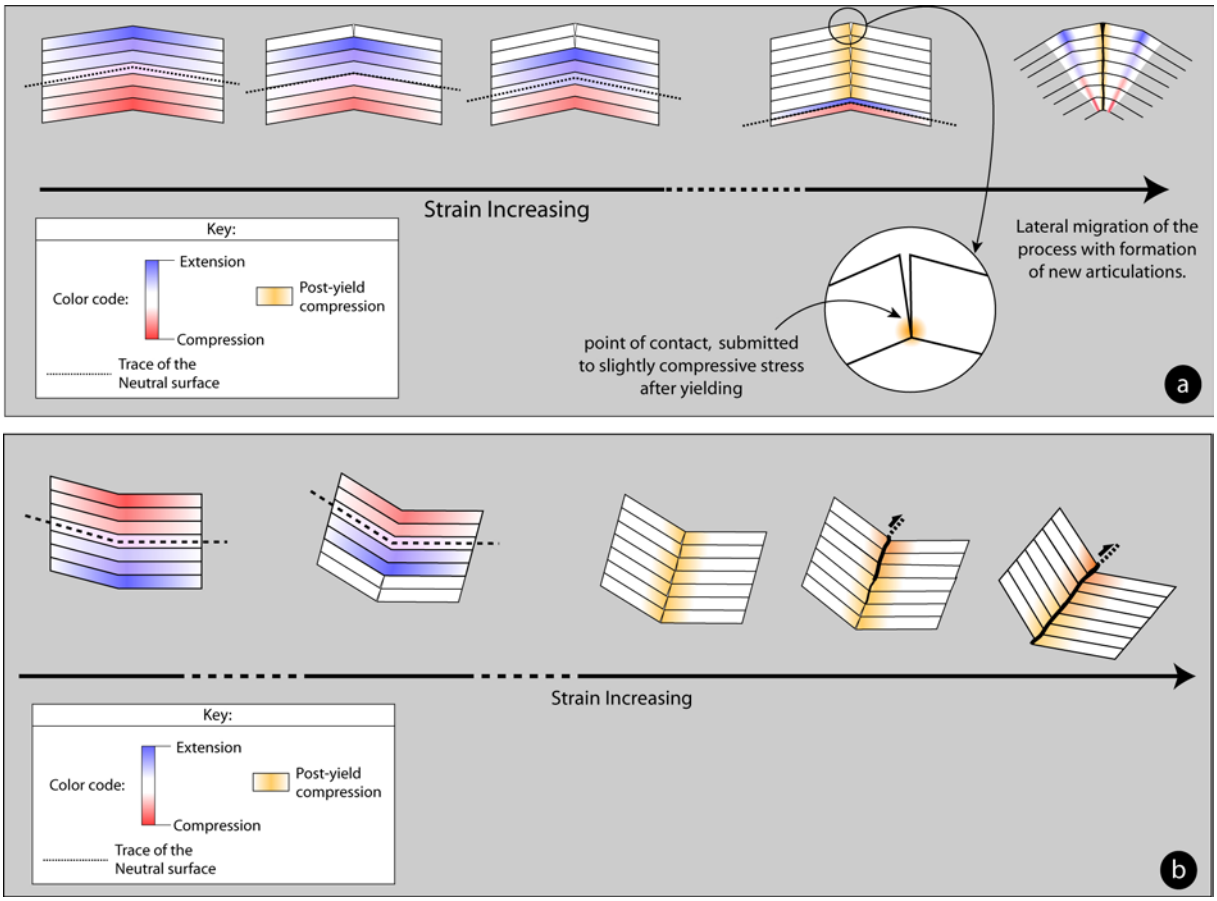


Fig. 10: Evolution of stress and strain distribution in the buckled multilayer during the very first stages of experiments, inspired from the observation. (a) Stress evolution resulting from buckling and progressive fracturing (plastic yielding) in the anticline hinge zone. (b) Stress evolution resulting from buckling and progressive fracturing in one of the bordering half syncline zones.

ii- Why articulations are distributed in different ways, and how do they form?

Results obtained with high and low friction are very different, so what makes the difference? **Fig. 9-a** describes the main stages of the development of a fold in a mechanical unit characterized by low interlayer friction. **Fig. 9-b and c** show detailed views of the folded pile during stages s 2 and 6 of **Fig. 9-a**. Starting with development of the general shape which reflects the distribution of articulations, and in the same way as above, two pairs of contiguous layers have been graphically underlined. **Fig. 9-d and e** show their 3D reconstructions during steps 1, 2 and 6. The first stages of shortening are quite similar to those observed for high friction tests **(Fig. 8)**. The initial elastic buckling stage is immediately followed by *plastic yielding* as described in the **Fig. 10** scenario, and by the creation of a first zone of articulation in the initial axial plane. But with low interlayer friction, the deformation evolves in a totally different way during the following stages. Most of the fold amplification is accommodated by the very slight widening of the initial articulation related to an initial chevron fold. This kind of accommodation is allowed by the easy bed parallel slip, which encourages localization (**Fig. 11-b)** on a unique articulation in the hinge of an isolated chevron fold. This is flexural slip but unlike the situation examined by Twiss and Moores (1992) and Fischer and Jackson (1999), the shape of the fold is not pre-defined.
The main point is that other articulations form, but separately from those first formed.
By contrast, with high interlayer friction, the strain pattern is closer to the orthogonal flexure without layer parallel shortening shown by Twiss and Moores. The kinematics of fractures

and articulations is very different. After the first formed articulation, subsequent ones form by a process of lateral migration of curvature from this first articulation (**Fig. 11-a**): tensile fracture formation in this curved zone, and finally, localization of articulations occur by coalescence of most often aligned Mode I fractures. As they tend to converge downwards due to the condition of orthogonal flexure, articulations tend to be organized in a branched system converging towards the internal part of the anticline. The reason for this lateral migration mechanism is the rigidity of the pile under confined conditions. When the pile is less confined, we have demonstrated experimentally that the folds tend to form in a chevron style (see C.1) for reasons discussed below. When the pile is confined, it is probably easier to propagate damage from existing damage zones than elsewhere. This is due to stress concentration associated with the elastic bending deformation mentioned above.

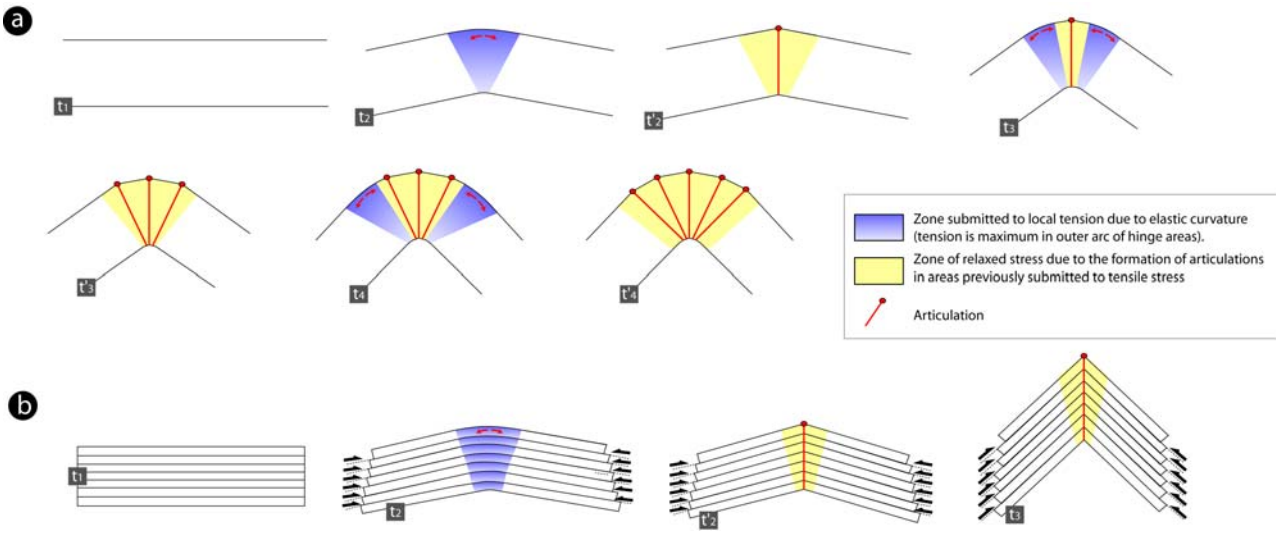


Fig. 11: (a) Schematic scenario showing the mechanism of lateral migration of articulation during the folding of a mechanical unit with high interlayer friction (t_n indicate elastic stages and t'_n indicate fracturing steps). (b) Schematic scenario showing shortening accommodation by the rotation of two blocks around a single articulation (low interlayer friction). Curvature is voluntarily accentuated for visibility purpose.

iii- Chevron-fold formation in natural conditions: why is there convergence between the influence of vertical load and of friction?

In the experimental sets described in **Fig. 3** and **Fig. 6**, we showed that an increase in vertical pressure or interlayer friction were independently both responsible for the increasing number of articulations with a quite regular curvature. Conversely, their decrease was responsible for the limitation of the number of articulations, that is to say for the creation of chevron folds. A reason for this convergence is that a high vertical pressure induces a high interlayer friction: **Fig. 12** shows how multilayer interfaces could develop (or not) such interlayer friction both in experimental and natural conditions. Paraffin waxes are crystalline materials. Due to this texture, the layer surfaces are not perfectly planar but grainy and thus present a significant rugosity at the grain scale. When the multilayers are submitted to high vertical pressure, the interlocking between grain scale asperities is increased as shown on **Fig. 12-a(1)** possibly favoured by minor crystal-scale reorganization. Due to interlocking, the friction coefficient increases. In natural cases, such interlocking can be observed when layer interfaces are affected by asperities such as bedding parallel stylolites seams (**Fig. 12-a(2)**) possibly of syn-diagenetic or syn-compactional origin (Sinha-Roy 2002). This is illustrated on **Fig. 13-a**. Thus rounded folds could form in rather shallow conditions, provided strong layer interlocking or

more generally all "dry" interfaces where the shear resistance is high. **Fig. 12-b** and **12-c** show cases where moderate or easy bed parallel slip is allowed respectively. **Fig. 12-b (1)** represents a paraffin multilayer submitted to a low vertical pressure. In this case, the interlocking is not sufficient to increase the interlayer friction as in natural cases in the absence of stylolites or the presence of marly interlayers. **Fig. 12-b (2)** shows such a situation in a well bedded limestone pile. **Fig. 12-c (1)** represents a paraffin multilayer with lubricated interfaces allowing bed parallel slip whatever the vertical pressure. Lubrication prevents interlocking. This can be compared to the natural case shown on **Fig. 12-c (2)**, which is a detailed view of a multilayered mechanical unit, composed of decimetre thick limestone beds with centimetre thick marly intercalations. **Fig. 13-b** shows a typical chevron fold where a sharp anticline has formed within the lithology described in **Fig. 12-c (2)**. Both examples (**Fig. 13-a** and **b**) are taken in the same area where the Jurassic pile (see caption for details) has been submitted to the Pyrenean shortening under moderate vertical load (about 25MPa). This is analogue to the fold models with low interlayer friction.

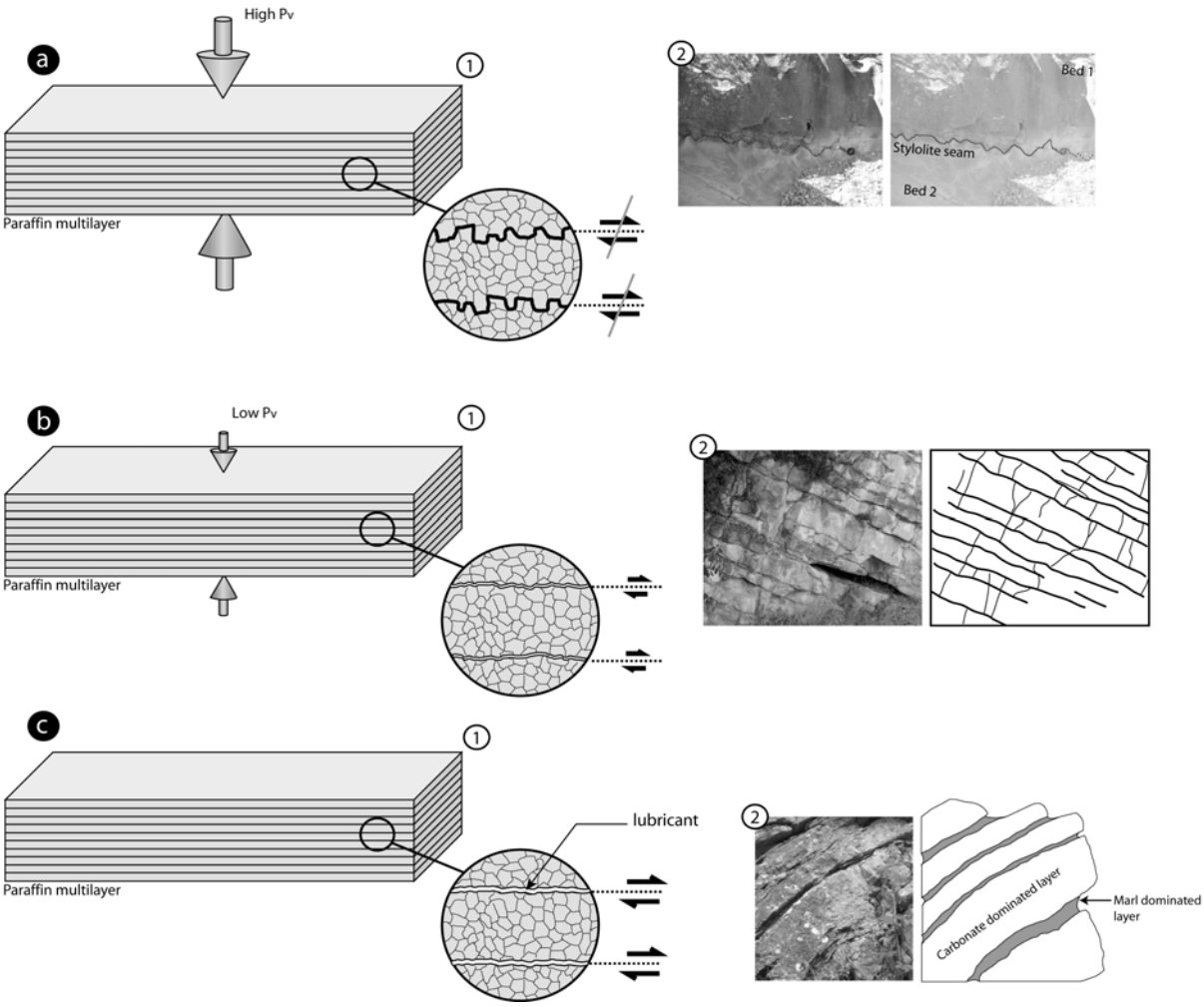


Fig. 12: Illustration of the effects of the intensity of vertical load, lubrication and surface roughness on the interlayer friction. (a-1) Effect of a high P_v favouring high interlayer friction by interlocking. (a-2) Bedding parallel stylolites (in Oxfordian limestone, Coulazou gully, Languedoc, Southern France) increasing interlocking and therefore interlayer. See resulting strain on Fig. 13-a. (b-1) Effect of a low P_v on the interlayer friction: P_v is not sufficient to cause interlayer interlocking and bed parallel slip is allowed. (b-2) Comparison with a natural case showing well bedded limestone with "dry", flat interfaces allowing a certain amount of bed parallel slip (Neocomian limestone of Provence, Southern France). (c) Effect of the lubrication of interfaces. In (c-1), bed parallel slip is allowed, even at high P_v. (c-2) Comparison with a natural case where stiff limestone layers are separated by marly interbeds that act as a lubricant, thus allowing bed parallel slip (Aalenian formation of the northern part of Montpellier fold area, southern France). See resulting strain on Fig. 13-b.

Therefore, two main results can be obtained from the experimental and field observations: (1) the increasing interlayer friction and increasing vertical load parameters present converging influences in experiments, due to the fact that increase in the vertical load increases the friction coefficient by the way of asperities interlocking, and (2) contrasting styles of both natural cases described on **Fig. 13**, are not due to difference in vertical load, but are due to the influence of friction. However, the mechanism of vertical load increasing friction is certainly relevant in many natural conditions, i.e., when bedding parallel stylolites form under a vertical major principal stress, as it could occur during outer arc of hinge extension in the presence of fluids.

Conversely, provided clay dominated interbeds are present, chevron folds may form whatever the depth.

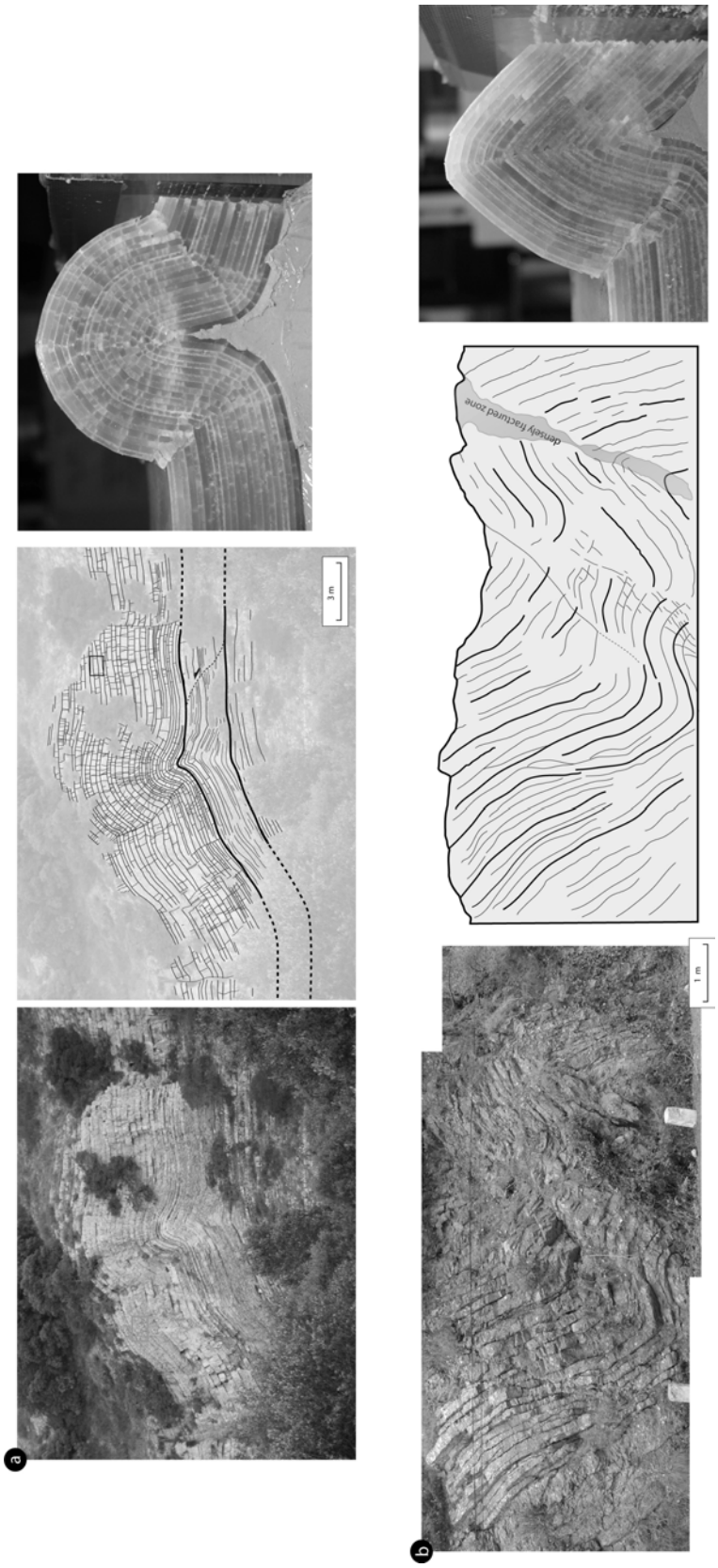


Fig. 13: (a) Natural fold formed in an Oxfordian limestone mechanical unit with strong interlayer friction (**Fig. 12-a (2)**) caused by bed parallel stylolitization. Comparison with the result of an experimental fold formed under high P_v and high interlayer friction (configuration of **Fig. 12-a (1)**). (b) Natural chevron hinge fold developed in Aalenian limestones of the northern part of the Montpellier Fold area (**Fig. 12-c (2)**). Interlayer friction is low due to the presence of thick marly interbeds allowing bed parallel slip. Comparison with an experimental fold formed under high P_v with lubricated interfaces (configuration of F**ig. 12-c(2)**).

iv- How does fracture reactivation localize kinked folds?

Fig. 14-a shows a natural example of reverse kink associated with shear-reactivated oblique fractures which seems to correspond to an early oblique highly persistent joint as those frequently found in the area. It affects a carbonate mechanical unit situated in the Hauterivian pile folded under a vertical load of about 50MPa. As most of the Cretaceous series cropping out in the Western High Atlas, the Hauterivian sedimentary pile is composed of alternances of multilayered stiff carbonate mechanical units with high interlayer friction, embedded within thick soft marly horizons. The experimental results of **Fig. 14-b** show an early stage of a test realized with a pre-existing defect pre-cut in the paraffin multilayered model with high interlayer friction (as described on **Fig. 7**).

The global kink geometry and the fracture distribution observed for the natural example and in the experimental multilayers are similar. Therefore it can be assumed that the main controlling parameter is the presence of a pre-existing fracture and high friction interface conditions are similar in nature and experiment. This kink is somewhat similar to shear bands formed under Mode II conditions in the prolongation of oblique defects in PMMA plates submitted to uniaxial compression. As in our observations, strain is concentrated along the edges of the band (Petit and Barquins 1988). Numerical experiments dealing with the propagation of an oblique defect in a multilayer with or without bed parallel slip have been done by Niño *et Al*. 1998. They show (Fig. 4 left) a distribution of the deviatoric strain (identified as zone of fault propagation) very similar to our observed geometry, provided bed parallel slip is not allowed.

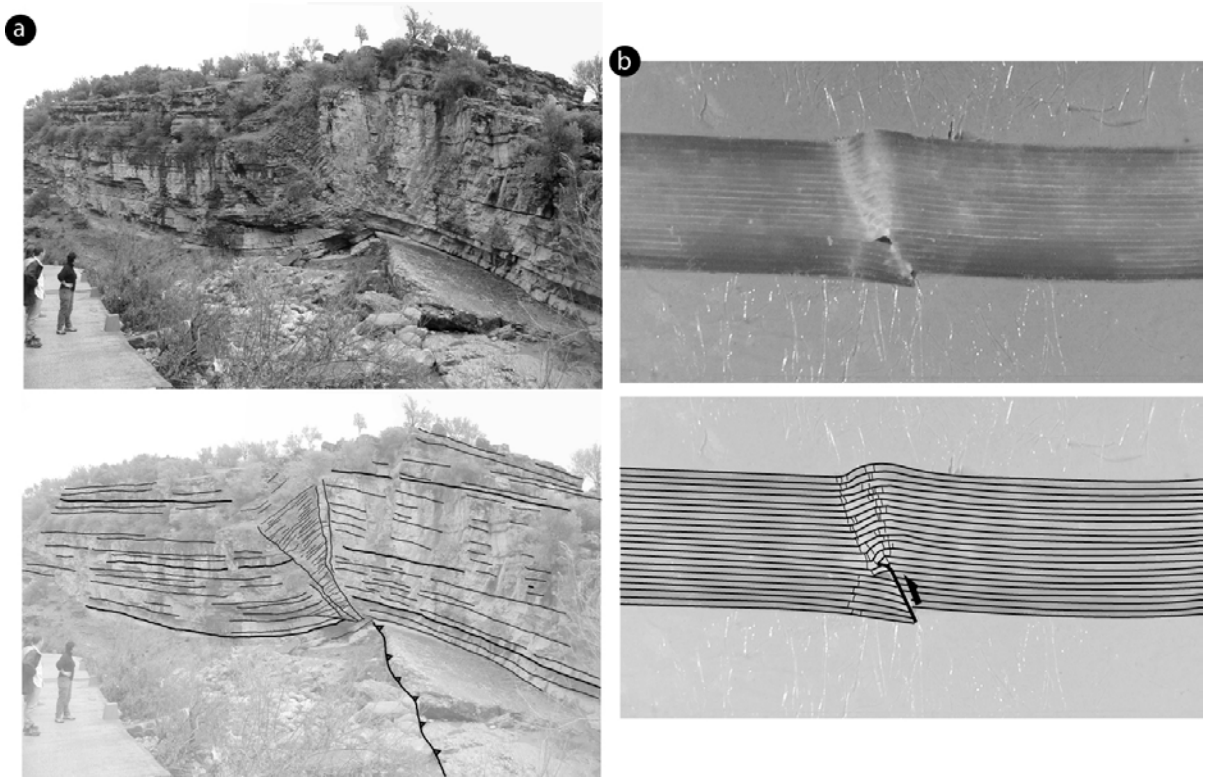


Fig. 14: (a) Natural example of kinked fold developed above a reverse reactivated oblique fracture in a stiff limestone mechanical unit embedded within thick soft marly formations (Hauterivian series of the Western High Atlas, Tamzergout valley, Morocco). (b) Comparison with a kink developed above the tip of an oblique defect reactivated as a reverse fault in a paraffin multilayer embedded within thick plasticine units.

e- Conclusion

These works give new insights and indicate a new method to study the mechanisms of fold development in relation with fractures. To our knowledge, these experiments are the first ones to model the buckling of an elastic/brittle multilayer under confined conditions and to allow continuous observations of fold geometry and associated fracturing simultaneous development. The experimental results confirm the concept of brittle articulation already evidenced on the field (Bazalgette *et Al. submitted*), but apparently not previously described in literature or taken into account in theoretical studies on fold development. Our results provide both fold/fracture development scenarios and new mechanical insights which need to be verified in further experiments. A concept similar to that of articulation is only present in the work of Massin *et Al.* 1996, who described, in a non linear stability analysis, the collapse of a stratified system in a chevron mode by development of localized plasticity zones, occurring beyond the buckling elastic instability.

Several parameters have shown pre-eminent influences on the global fold shape and on the distribution of related fracture zones. These parameters are (1) the intensity of the vertical load, (2) the elementary bed thickness within a mechanical unit of constant thickness, (3) the stiff/soft thickness ratio, (4) the interlayer friction and (5) the presence of pre-existing defects.

In particular, it is shown that chevron fold geometry can be obtained under low vertical load (whatever the frictional conditions) or low interlayer friction (whatever the vertical load). Rounded folds with multiple articulations can be obtained under moderate to high vertical load, the condition being the high interlayer friction determined by the interlocking of asperities of the layers. Under low vertical loads, the style evolves to chevrons. Other parameters apart from friction and vertical load also prove important and the presence of a pre-existing defect clearly controls fold location and shape.

It is shown how mode I fractures participate in the scenarios of articulation development.

Comparisons between our experimental results and some natural field examples show numerous similarities, in particular concerning fold geometries and articulation distributions and their link with the frictional criterion. The role of pre-existing defects is also confirmed by natural cases.

The same geometrical and loading conditions will be tested experimentally by numerical modelling within multilayers where a more rigid unit should have an elasto-plastic behaviour. However, further analogue experiments are needed with a physically scaled material, which would allow the calibration of numerical models. At present, the latter still cannot generate discrete fracture.

Acknowledgements:

This work was triggered and sponsored by Total (ex TFE), Shell and ENI-Agip within the Geo-FracNet consortium of research on fractures. The authors wish to thank Damien Badou for the fruitful interactions we had during his MsC. work dealing with paraffin models.

References:

Abassi, M. R., and Mancktelow, N. S., 1990, The effect of initial perturbation shape and symmetry on fld development, Journal of Structural Geology. 12, 273-282.

Abbassi, M. R., and Mancktelow, N. S., 1992, Single layer buckle folding in non-linear materials: I. Experimental study of fold development from an isolated initial perturbation, Journal of Structural Geology, v. 14, n°1, 85-104.

Bazalgette, L., Petit, J. –P., Amhrar, M. and Ouanaïmi H., Articulations: Fold related fracture zones, Submitted to American Association of Petroleum Geologists Bulletin. March 2004.

Biot, M. A., 1961, Theory of folding of viscoelastic medium in compression. Journal of applied Mechanics, E26, 393-400.

Biot, M. A., 1965, Mechanics of incremental deformation. John Wiley and Sons, New York.

Chapple, W. M., 1969, Fold shape and rheology: the folding of an isolated viscous-plastic layer. Tectonophysics, v. 7 (2), 97-116.

Cobbold, P. R., Fold propagation in single embedded layers, 1975, Tectonophysics, 27, 333-351.

Dixon, J. M., and Tirrul, R., 1991, Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession. Journal of Structural Geology, v. 13, n° 1, 3-20.

Engelder, T., and Peacock, D. C. P., 2001, Joint development normal to regional compression during flexural-flow-folding: the Lilstock butress anticline, Somerset, England. Journal of Structural Geology, v. 23, 259-277.

Fischer, M. P., and 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.

Fletcher, R. C., 1974, Wavelenght selection in the folding of a single layer with power law rheology. American Journal of Science, 274, 1029-1043.

Guiton, M. L. E., Sassi W., Leroy Y. M. and Gauthier B. D. M., 2003, Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas, Journal of Structural Geology, 25, 1317-1330.

Hudleston, P. J. and Lan L., 1994, Rheological controls on the shapes of single-layer folds. Journal of Structural Geology, v. 16, n° 7, 1007-1021.

Hudleston P. J., 1973, An analysis of 'single layer' folds developed experimentally in viscous media. Tectonophysics, 16, 189-214.

Keunen, P. H. and de Sitter L. U., 1938, Experimental investigation into the mechanisms of folding. Leidsche Geologische Magazin, v. 10, 217-240.

Laubach, S. E., 1988, Fractures generated during folding of the Palmerton sandstone, Eastern Pennsylvania, Journal of Geology, v. 96, 495-503.

Mancktelow, N. S., and Abbassi M. R., 1992, Single layer buckle folding in non-linear materials: II. Comparison between theory and experiment. Journal of Structural Geology, v. 14, n°1, 105-120.

Mancktelow, N. S., 1988, The rheology of paraffin wax and its usefulness as an analogue for rocks. Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, 14, 181-193.

Massin P., Triantafyllidis N. and Leroy Y. M., 1996, Stability of a density-stratified two-layer system. Comptes Rendus de l' Académie des Sciences, Paris, T. 322, série IIa, 407-413.

Neurath, C., and Smith, R. B., 1982, The effect of material properties on growth rates of folding and boudinage: experiments with wax models. Journal of Structural Geology, 4, 215-229.

Niño F., Philip H. and Chéry J., 1998, The role of bed-parallel slip in the formation of blind thrust faults. Journal of Structural Geology, Vol. 20, N° 5, 503-516.

Odonne, F., 1983, Analogue models of folds above a wrench fault, Tectonophysics, vol.99, no.1, 31-46.

Odonne, F., 1987, Migrations de charnières et vecteurs de déplacements sur des modèles analogiques de plis superposes. Axial movement and displacement vectors in analog models of superposed folds. Geodinamica Acta, vol.1, no.2, 139-146.

Ohlmacher, G. C. and Aydin A., 1995, Progressive deformation and fracture patterns during foreland thrusting in the southern appalachians. American Journal of Science, v. 295, 943-987.

Petit, J.-P. and Barquins M., 1988, Can natural faults propagate under Mode II conditions ?, Tectonics, 7, 1243-1256.

Price, N. J. and Cosgrove, J. W., 1990, Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press, 502 p.

Ramberg, H., 1961, Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression, Geologische Rundschau, 51, 405-439.

Ramberg, H., 1964, Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties; a theory for simultaneous formation of several orders of folds. Tectonophysics, v. 1, 307-341.

Ramsay, J. G., 1967, Folding and fracturing of rocks, New-York, McGraw Hill, 568 p.
Rives, T. and Petit, J.-P., 1990, Diaclases et plissement: une approche expérimentale, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris, t. 310, Série II, 1115-1121.

Silliphant, L. J., Engelder, T. and Gross, M. R., 2002, The state of stress in the limb of the Split Mountain anticline, Utah: constraints placed by transected joints, Journal of Structural Geology, v. 24, 155-172.

Sinha-Roy, S., 2002,Kinetics of differential stylolites formation, Current Science, Vol. 82, N° 8, 25 April 2002.

Stearns, D. W. 1964. Macrofracture patterns on Teton anticline, northwestern Montana, American Geophysical Union EOS 45, 107-108.

Smith, 1975, Unified theory of the onset of folding, boudinage and mullion structure. Bulletin of the Geological Society of America, 86, 1601-1609.

Twiss, R.J., Moores, E.M., 1992. Structural Geology. W.H. Freeman, New York.

8.3 Documents photographiques en haute résolution

Afin de compenser la piètre lisibilité des documents noir & blanc qui accompagnent le projet de publication présenté précédemment, les trois planches A4 suivantes montrent des photographies couleurs en bonne résolution de plis obtenus expérimentalement au cours de notre étude.

La figure 8.4 montre le résultat d'une expérience réalisée par raccourcissement (33%) d'un multicouche composé de 20 couches d'épaisseur unitaire e=1.5mm. La pression verticale imposée pendant l'expérience était de 0,25 MPa. La friction aux interbancs était forte. Ces résultats sont commentés plus en détail au § 8.2 (voir figures 4, 5, 6, 8 et 13).

La figure 8.5 montre le résultat d'une expérience similaire (unité mécanique identique, pression verticale imposée de 0,25 MPa et raccourcissement de 33%) à celle de la figure 8.3, mais avec une forte friction aux interbancs (voir § 8.2, figures 6, 9 et 13).

Enfin, la figure 8.6 expose le résultat d'une expérience réalisée dans des conditions identiques à celles des deux figures précédentes, dans un multicouche à forte friction aux interbancs. Un défaut incliné rectiligne a été prédécoupé dans les 6 bancs inférieurs (voir § 8.2, figure 7).

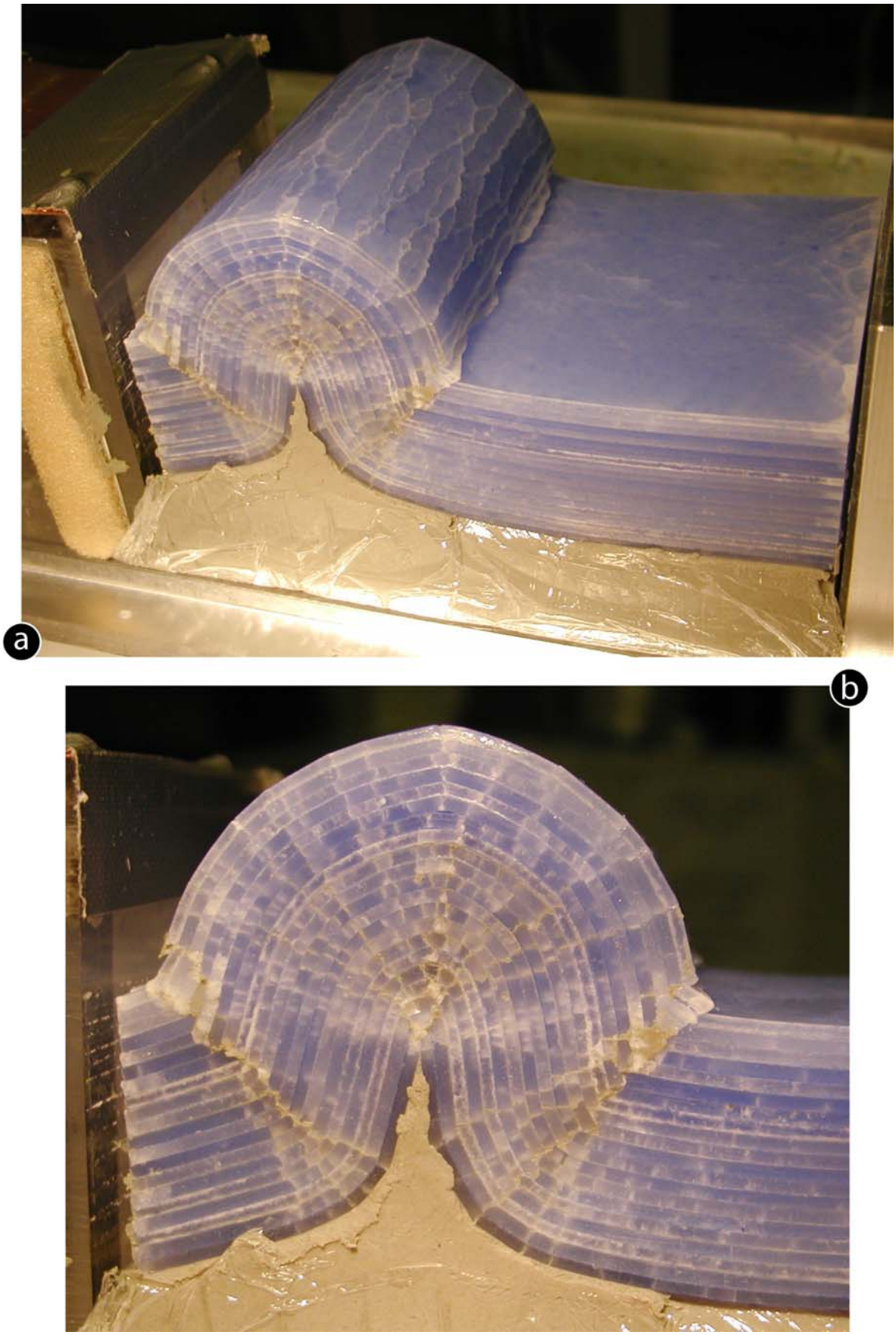
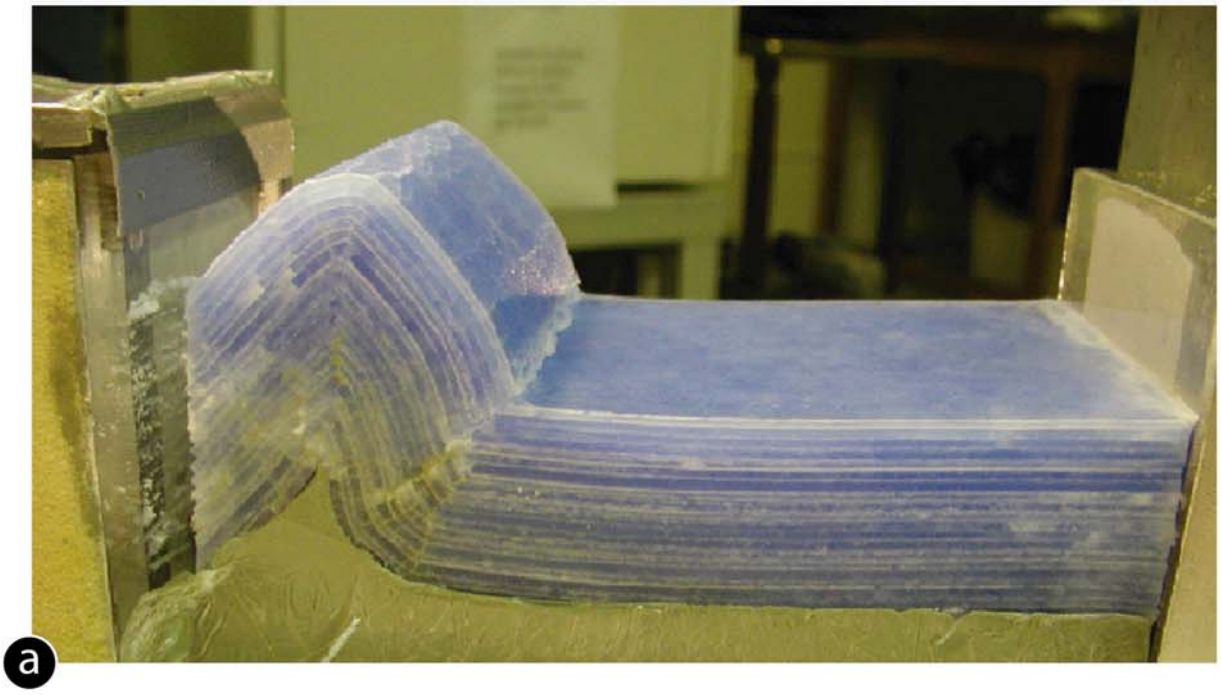


Figure 8.4 : Pli obtenu expérimentalement dans un multicouche de paraffine avec forte friction aux interbancs (voir figure 8 du § 8.2)



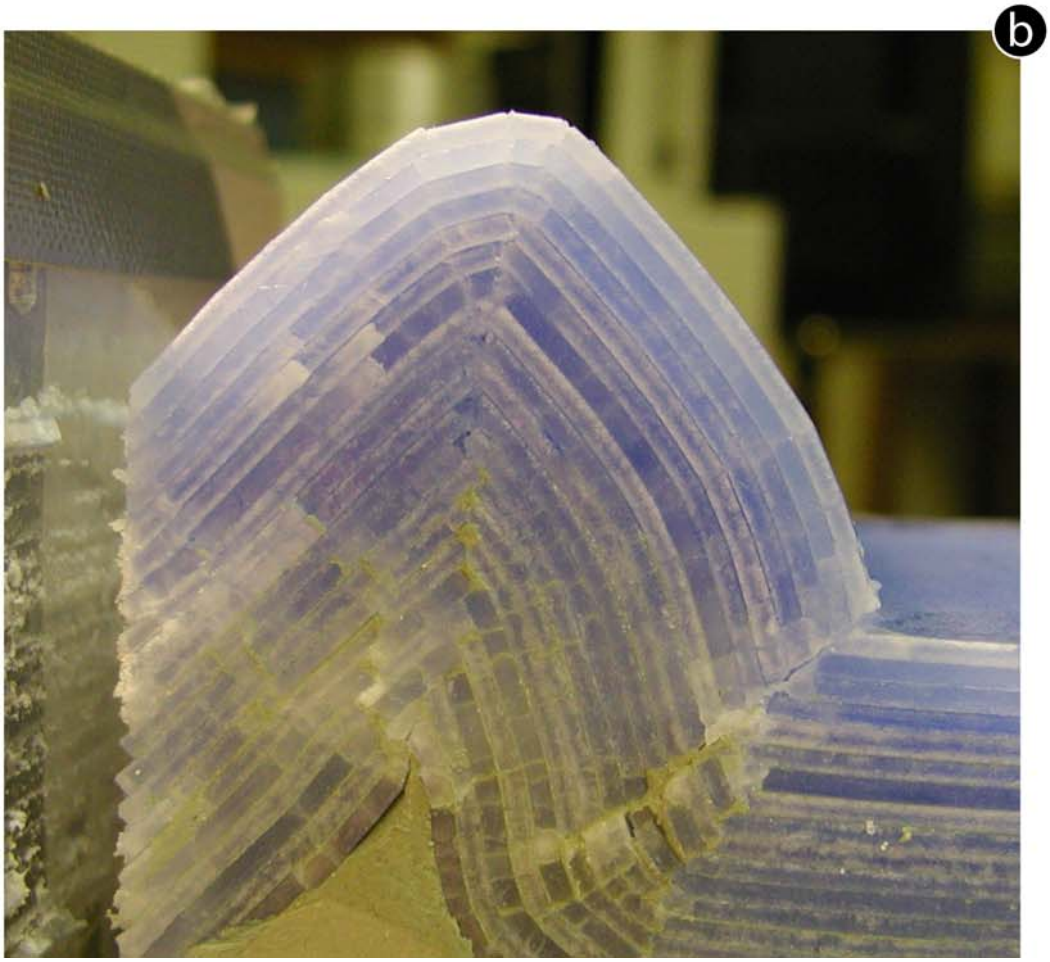
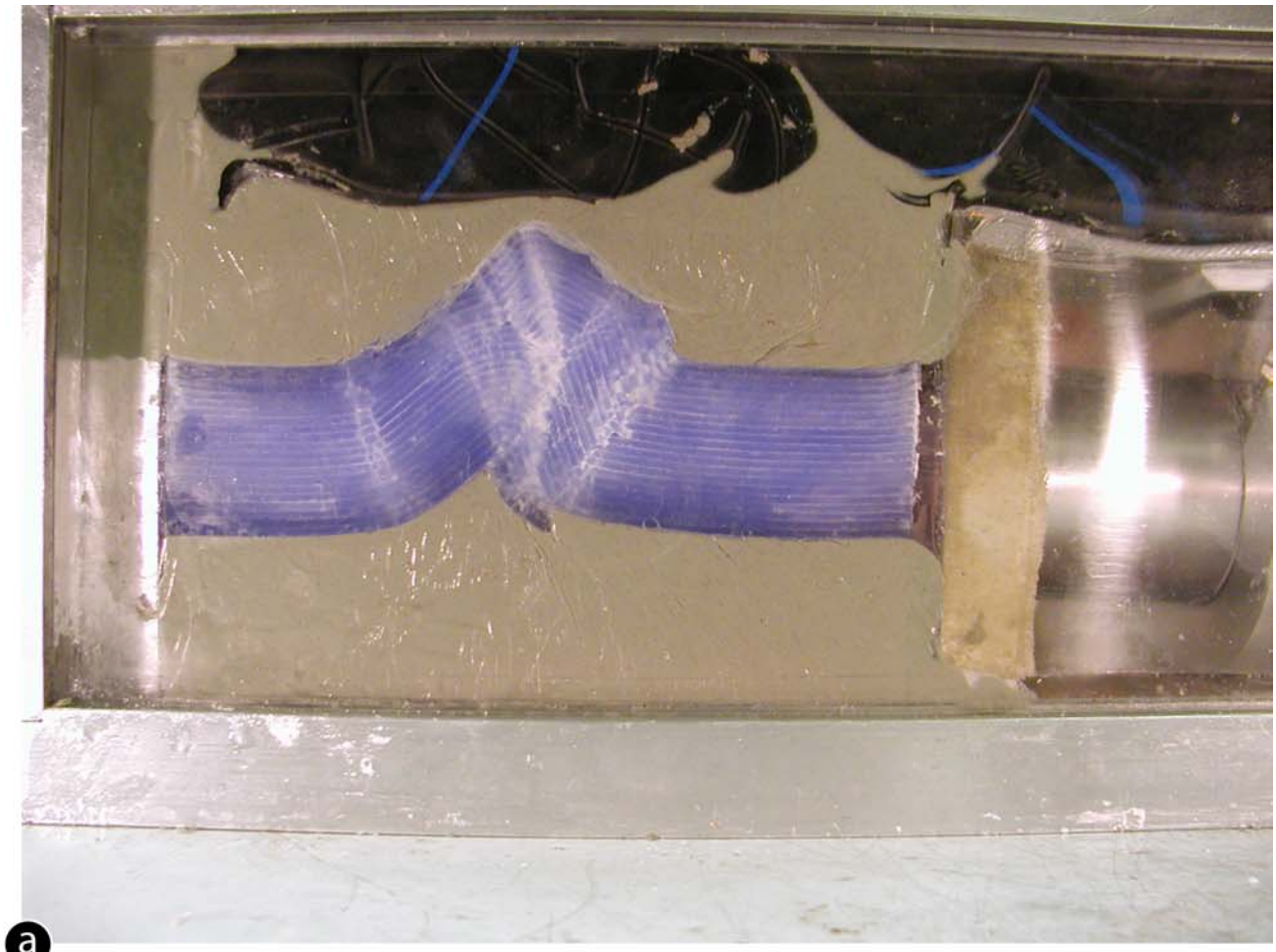


Figure 8.5 : Pli obtenu expérimentalement dans un multicouche de paraffine avec faible friction aux interbancs (voir figure 9 du § 8.2)



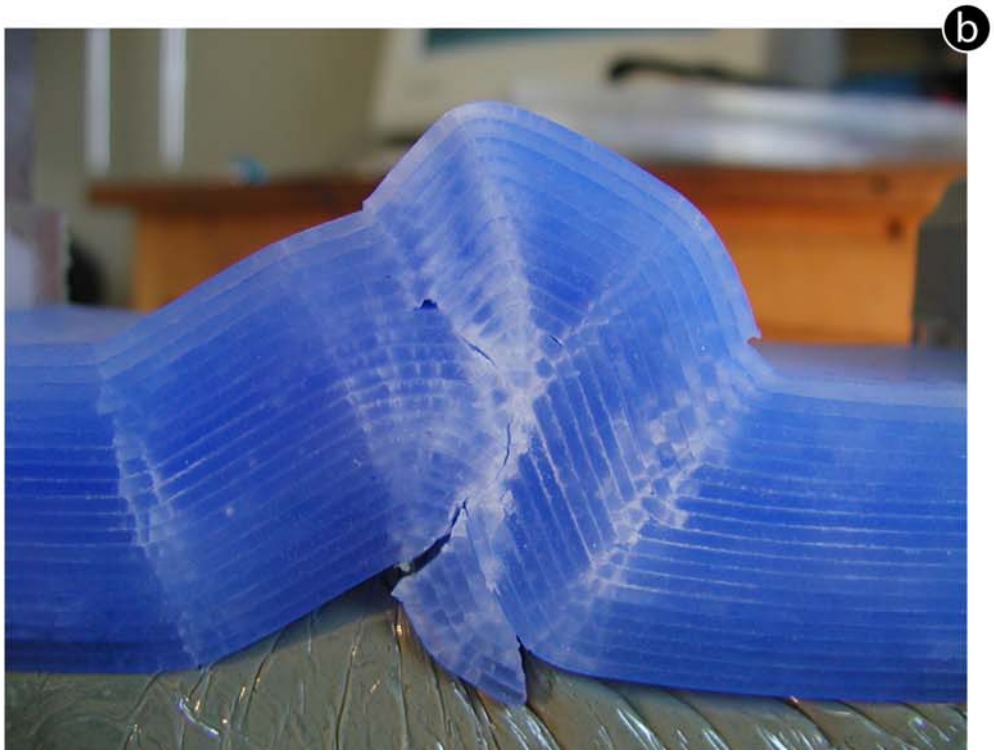


Figure 8.6 : Pli obtenu expérimentalement dans un multicouche de paraffine avec défaut oblique prédécoupé dans les 6 bancs inférieurs et forte friction aux interbancs (voir figure 7 du § 8.2)

8.4 Conclusion

Les expériences décrites dans ce chapitre ont, par le biais d'un protocole relativement aisé à mettre en œuvre, donné des résultats intéressants.
Elles nous ont en particulier permis de dégager certains paramètres physiques importants qui influencent l'évolution géométrique des plis ainsi que la distribution des articulations qui les affectent. Ces paramètres sont *l'intensité du confinement vertical*, la *friction interbancs* ou la *présence de défauts préexistants*.
Ces expériences ont aussi permis d'établir des scénarios cinématiques inédits décrivant l'évolution des plis et les modes d'amplification de la courbure. *L'originalité de ces scénarios est de tenir compte de l'apparition et de l'évolution de la distribution des zones de fractures (et en particulier des articulations) dans la description du phénomène d'accommodation de la courbure.*

Toutefois, cette méthode présente des défauts majeurs qu'il serait souhaitable de corriger au cours de travaux futurs.
La principale faiblesse de cette étude est de reposer sur l'observation du comportement d'un matériau qui, bien que donnant des résultats géométriquement réalistes vis-à-vis des cas naturels, n'est pas dimensionné. Ceci explique par exemple le fait que nous n'observions que très peu de fractures transverses dans nos modèles. Ceci est probablement dû à un rapport des résistances en compression et en traction peu représentatif vis-à-vis de celui des roches déformées dans les conditions naturelles.
Un autre problème posé est la limitation en taille des échantillons que l'on peut tester, et celle du taux de raccourcissement possible. Ces limites, dues aux dimensions de la cellule de chargement, ne nous ont autorisés en fait qu'à étudier le cas de plis uniques et non de véritables chaînes de plis formés en séquence ou de façon stochastique au dessus d'un niveau de décollement. Par ailleurs, les modèles réalisés grâce à cette méthode sont parfaitement cylindriques, ce qui n'est généralement pas le cas sur le terrain. Il serait dès lors intéressant d'élaborer une méthode qui permettrait d'examiner la déformation susceptible d'apparaître et de se développer au niveau de terminaisons périclinales dans ce type de plis.

Les solutions que nous pouvons envisager pour palier aux restrictions inhérentes à cette méthode sont les suivantes :

(1) Afin de palier aux limitations inhérentes aux dimensions du dispositif expérimental, la construction d'une nouvelle cellule de chargement plus longue et plus large serait à envisager.
(2) L'application de ce type de chargement à la déformation de matériaux physiquement dimensionnés tels que ceux utilisés dans le cadre du consortium Geo-FracNet à l'Université de Nice Sopha-Antipolis (Jorand et Chemenda, rapports Geo-FracNet GIRP 1 à 3, non publiés) apporterait probablement beaucoup aux résultats déjà obtenus. Toutefois, dans l'état actuel de l'avancée des travaux, la mise en œuvre d'un tel matériau n'autorise pas la modélisation de plis.
(3) Enfin, les méthodes de modélisation numérique pourraient apporter des précisions cruciales sur les mécanismes de localisation des zones de fractures et, en particulier, sur l'influence de la friction interbancs (autorisant ou non le glissement banc sur banc), sur la localisation et la distribution des articulation. Toutefois, les codes numériques disponibles actuellement ne permettent pas la discrétisation de fractures en mode I, ce qui en limite l'applicabilité aux problèmes qui nous préoccupent.

9 Un exemple d'étude de terrain sur un analogue de réservoir plissé/fracturé : les relations stratigraphie/plissement/fracturation dans la plateforme carbonatée de l'Anticlinal de la Montagna della Majella

9.1 Introduction

Cette partie de la thèse reprend les résultats d'une étude de terrain de deux semaines menée en juillet 2003 sur l'anticlinal de la Montagna della Majella. Le travail de terrain a été mené en collaboration avec V. Blanchard (Stagiaire Total/université Montpellier II) et Claude Gout (Géologue senior chez Total Italy). Ce travail constitue en quelque sorte une application des concepts décrits au cours des chapitres précédents à l'étude d'un cas naturel.
Son but principal était de fournir une meilleure idée de l'organisation structurale de cet anticlinal qui correspond à un analogue affleurant de réservoir plissé/fracturé. Les conditions d'affleurement y sont en outre exceptionnelles, ce qui nous a permis de disposer de documents photographiques de bonne qualité.
L'étude a été focalisée sur la région centrale de ce pli d'échelle plurikilométrique où les roches déformées sont principalement composées de calcaires de plate-forme. Le style de la fracturation (diaclases, couloirs fracturés et failles) a été décrit, et une attention particulière a été apportée à l'étude de la structure interne des failles de moyenne et de grande échelle.
En parallèle avec cette étude purement structurale, nous avons essayé de caractériser l'effet de la lithologie sur le style de la fracturation développée (approche mécano-stratigraphique). La principale tendance observée dans ce cadre est que la densité de fracturation est clairement plus faible dans les unités les plus poreuses (floatstones à rudistes) que dans les bancs de type mudstone.
Un soin particulier a ensuite été apporté à la relocalisation des grandes zones de fractures dans une tentative de reconstitution de l'historique de déformation de la région. Ceci a entre autre été permis par une étude de photo-interprétation qui a aboutit à la constitution d'un modèle 3D simplifié mais réaliste de l'anticlinal.

9.2 Large scale folding and fracturing relationships and fault architecture in relation with sedimentary facies in the Majella Anticline platform formations

9.2.1 Introduction: Presentation and aims of the study.

This part of the report presents the results of a two-week field study led during July 2003 by Loïc Bazalgette and Vincent Blanchard. The main goal was to provide a better idea of the Majella anticline structural organization especially in terms of folding and fracturing relationships and main fracture corridor distribution across the anticline. We focussed on the central-southern part of the mountain (cretaceous platform carbonate outcrops). The general style of faults and fracture corridors was studied, and, when possible, particular attention was paid to describing the influence of sedimentary facies on fracture distribution in the vicinity of faults. It is shown that the lesser density of fractures that characterizes floatstones with respect to other facies (as described in the mechanical stratigraphic part) is still observed in the vicinity of faults although this density globally increases.
Particular care was taken with the re-location of large tectonic structures in an attempt at structural history. This was done by means of an aerial photo-interpretation done in late August 2003. It helped to replace each type of large-scale fracture (in fact fracture zones) in a simplified but realistic structural model.

9.2.2 Visited outcrop location and description.

- Used terms and abbreviations:

HPF: Highly Persistent Fracture
FC: Fracture Corridor
NF: Normal Fault
RF: Reverse Fault
DZ: Fault Damage Zone
CZ: Fault Core Zone
FZ: Fracture Zone
Fold Articulation: zone of strain concentration accommodating slightly deformed bed rotation (=fold curvature accommodation way in brittle domain).

- Outcrop location:

The outcrops visited are located on the Figure 1 geological map. They can be divided into three groups belonging to three different structural contexts on the anticline:

Western fold limb (slightly dipping to the West):
(1) Rava dell Ferro
(2) Ravone della Vespa
(3) Sentiero 14a and Rava della Giumenta Bianca.
Central fold part (almost tabular):
(4) Monte Acquaviva
Eastern limb (strongly dipping to the East):

(5) Valle di Santo Spirito / Valle della Maccia Lunga
(6) Grotta dell Cavalone cable-car station.
(7) La Valle (very few observations have been made there due to bad outcropping conditions).

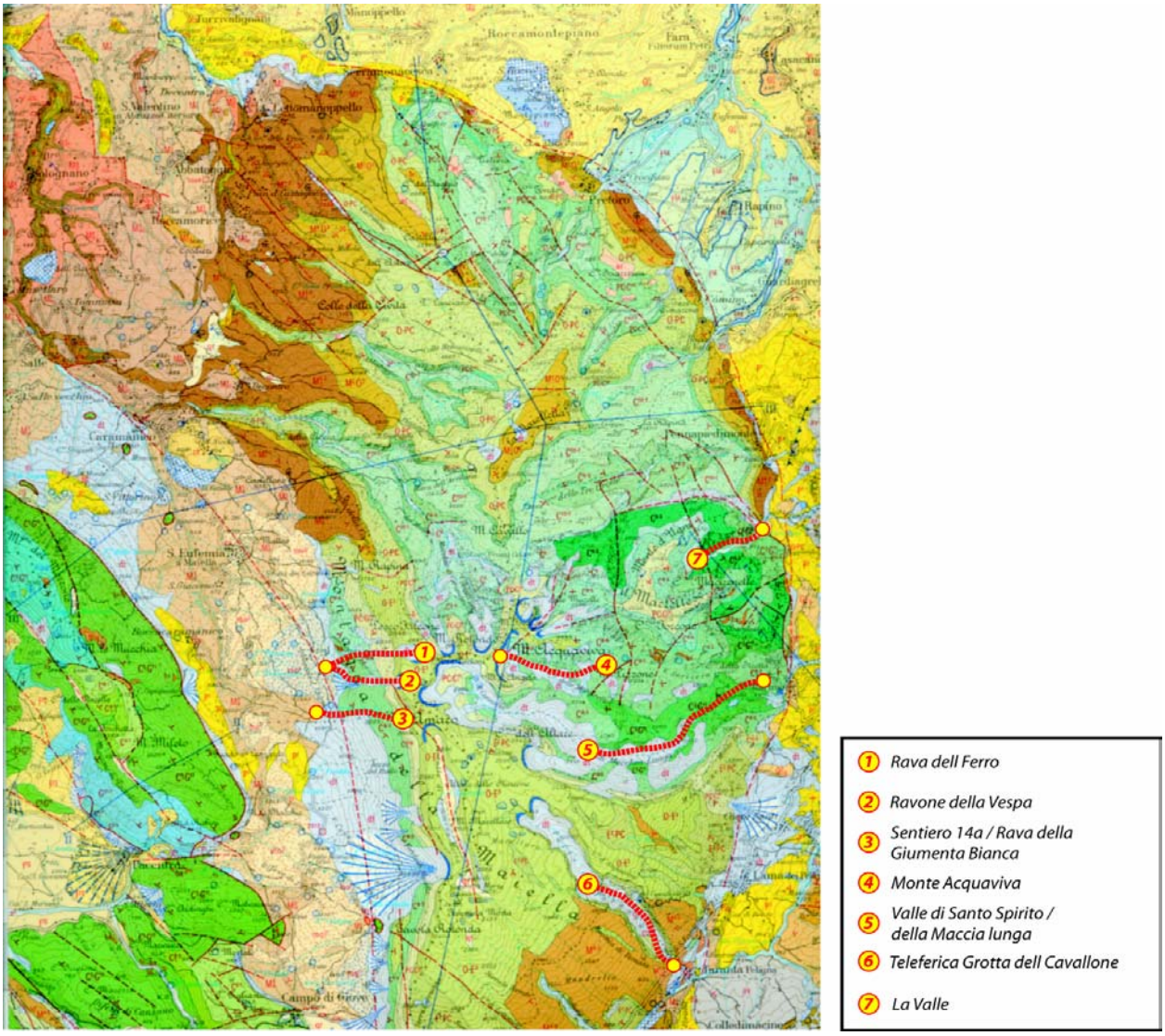


Figure 3: Geological map of the Majella Anticline showing visited outcrop location.

- Outcrop overview.

The aim of this paragraph is to give general information on the structure. Detailed descriptions and illustrations will be given in part 1.4.

Western limb outcrops:

These outcrops (1,2 and 3 on Figure 1 geological map) are EW gullies, which crosscut the western flank of the anticline.

Axial (parallel to fold axis) structures:

Nice but limited sections in the upper cretaceous platform carbonates exhibits an axial deformation by wide and dense fracture sets associated with NS west dipping normal faults. These sub-axial faults can be interpreted as satellites of the Caramanico fault that presents an offset of several hundreds of meters and limits the western part of the anticline. Whereas their offset is rather small, they are associated with frequently intense deformation expressed by dense fracture clusters diverging from the main fault plane (Cluster Branching FC's, see unpublished GIRP2 final report). Some of these faults also show evidences of inheritance from pre-existing FC's, unrelated to faults.
Compressive sub-axial structures are limited to small reverse faults with no or limited damage zones. Their role in fluid dynamics could be limited.

Transverse (orthogonal to fold axis) structures:

Transverse structures are frequently observable on the western outcrops. They are most often constituted by EW large and dense Fracture Corridors, which are frequently reactivated into small offset Normal Faults and sometimes into large offset ones (several meters, at least). The presence of these fracture zones can be responsible for the creation of the main gullies (due to preferential weathering in highly fractured zones) of the western part of the mountain.

Oblique structures:
The last fault and fracture set to be observed on the western limb is composed of two orthogonal directional sets (N40°E to N60°E and N140°E to N160°E) both oblique to the fold axis. Some evidence of their early origin (syn-sedimentary?) has been found (smooth fault planes, faults limited to a small number of layers and sealed by the upper beds, etc…). Nevertheless, in the western limb, these directional sets are frequently difficult to observe due to the high density of NS and EW fractures.

Central zone outcrops: Monte Acquaviva.

This central part is characterized by a sub-tabular pile. Globally, brittle deformation is less intense (in particular for the transverse and axial structures) than in the eastern limb.
Axial and transverse structures:

NS structures are relatively scarce in comparison with their density on the western limb outcrops. While no real NS faults have been observed, axial structures are frequently limited to HPF (see fracture typology in the mechanical stratigraphy part) but some FC's can be found near the top of the anticline. No transverse example was found in the central fold part during the field study.

Oblique structures:

Whereas axial and transverse directions are relatively poorly represented in this part of the anticline, oblique fractures and faults are rather dense. Due to the absence of transverse and axial sets, these fracture zones can be observed more easily than in the western limb. They are most often normal faults with thick (from 1m to several m) damage zones in which we observed episodic oil seepages. Therefore, these faults could play an important dynamic or reservoir role.

Eastern fold limb.

Axial structures:

The eastern part of the Majella anticline can be divided into two structural locations. Axial structures that can be observed in these two locations are rather different:

Strong dip limb (as seen in the gully entrance): the curvature of this limb is accommodated by a succession of small kinks (see unpublished GIRP2 final report and Figure 15). Small kinks are localized by pre-existing small offset NF or reactivated HPF. Faults observed in this zone are characterized by the absence of damage zones (fault traces sharply cutting layers).

Low dip inner zones presenting small dip variations around articulations (see GIRP2 unpublished final report and Fig. 1.13): an articulation is a narrow high strain zone accommodating dip variations in folds) inherited from early graben reactivation (under compressive regime). Small normal faults are also observable in this zone and present the same morphology as previous ones (sharp cut traces, no damage zone). Some large scale NF can be observed characterized by the presence of damage zones and core zones. Some axial FC were studied during this field work.

Transverse and oblique structures:

Due to their obliquity on cliffs, transverse structures are nearly impossible to observe. Nevertheless a few EW HPF and FC were found in the western part of the Valle di Santo Spirito, which is oblique to the structures
Oblique structures are not easy to observe either but the existing maps (1/50000) and aerial photos show that the main gullies present in the eastern part are striking N140°E to N150°E and N40°E to N60°E. Furthermore, outcrops located on the crest north of Santo Spirito are showing some clearly expressed N40 and N140 corridors. These directions are those of the two oblique sets described on other parts of the fold, so the presence of important oblique fracture or fault sets can be assumed.

9.2.3 Aerial photo-interpretation.

A photo-interpretation was done on the basis of 1/30000 aerial images, on the central-southern part of the Majella anticline (i.e. in the platform units).
Figure 2 gives the complete mosaic of the results.
This shows the strong asymmetry of this anticline, which appears isolated from the surrounding zone by two major structures:

On the western side, by a several hundred meters to kilometric offset normal fault: the Caramanico fault (Jan-Pieter Van Dijk, GIRP 1 final meeting). The western part of the mountain is characterised by sub-horizontal to slightly W dipping layers affected by dense sets of normal faults parallel to the fold axis and to the Caramanico fault.

On the eastern side, by the Majella anticline basal thrust, which displaced the high dipping flank over the syn-tectonic Plio-Pleistocene deposits (marls and conglomerates). This basal thrust is documented on geological maps and on most of the relevant papers, but has never been observed outcropping during this field work.

Fracture directions that can be observed on Figure 2 and following figures must be taken with a lot of care because of the very strong distortion of the aerial photographs available, in particular on the border of each picture. The montage was done in such a way as to minimize these distortion effects (by taking only the most central part of each view). Nevertheless, the angular distortion can still be important (up till 20°), for example for the fractures interpreted on the western fold limb. Despite these distortion problems, it appears that the directional sets observed on the field and described in the previous section are also observable at aerial photograph scale.

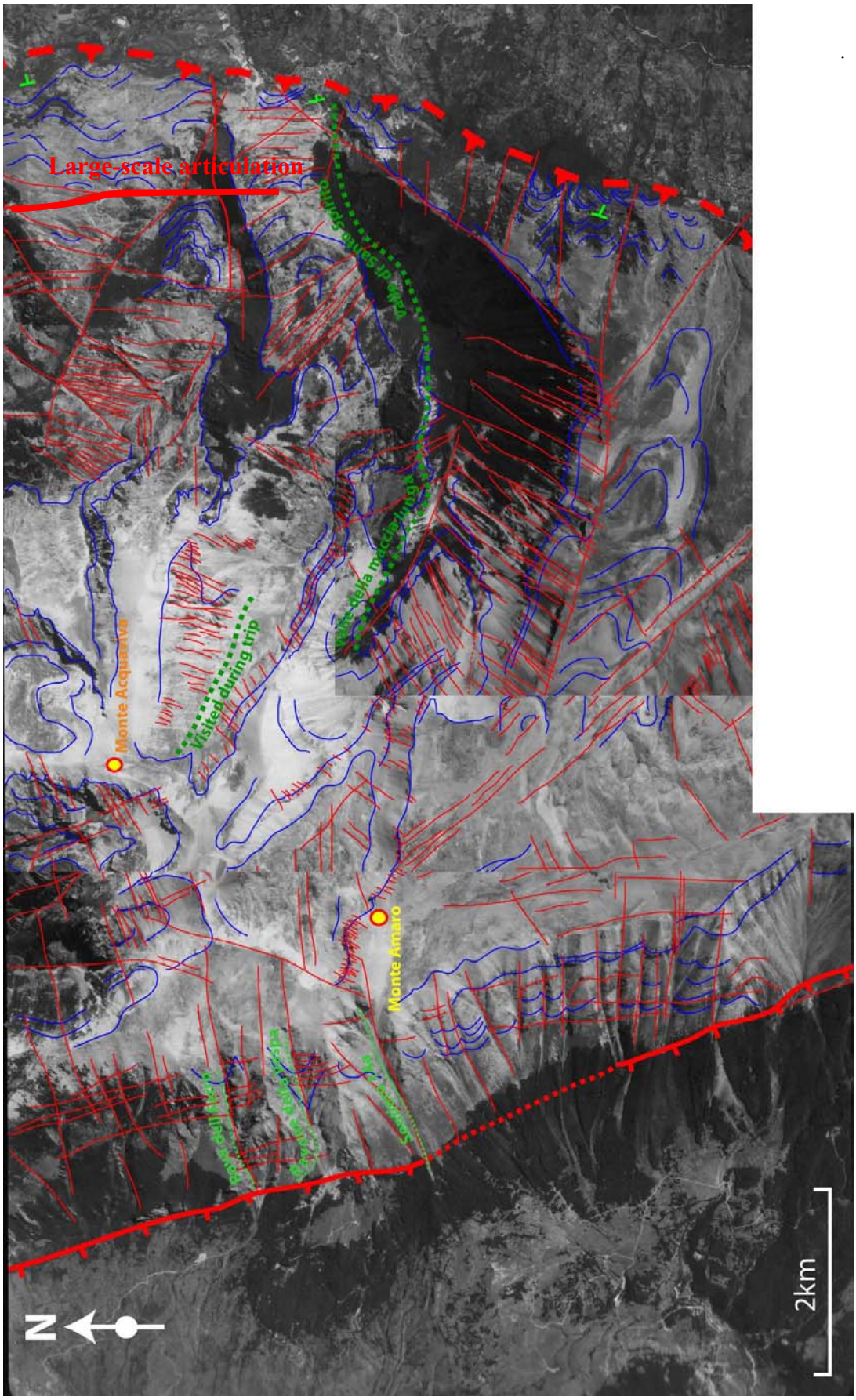


Fig. 5-2: Montage of aerial photo-interpretations realised on the central-southern part of Majella anticline

Western zone:

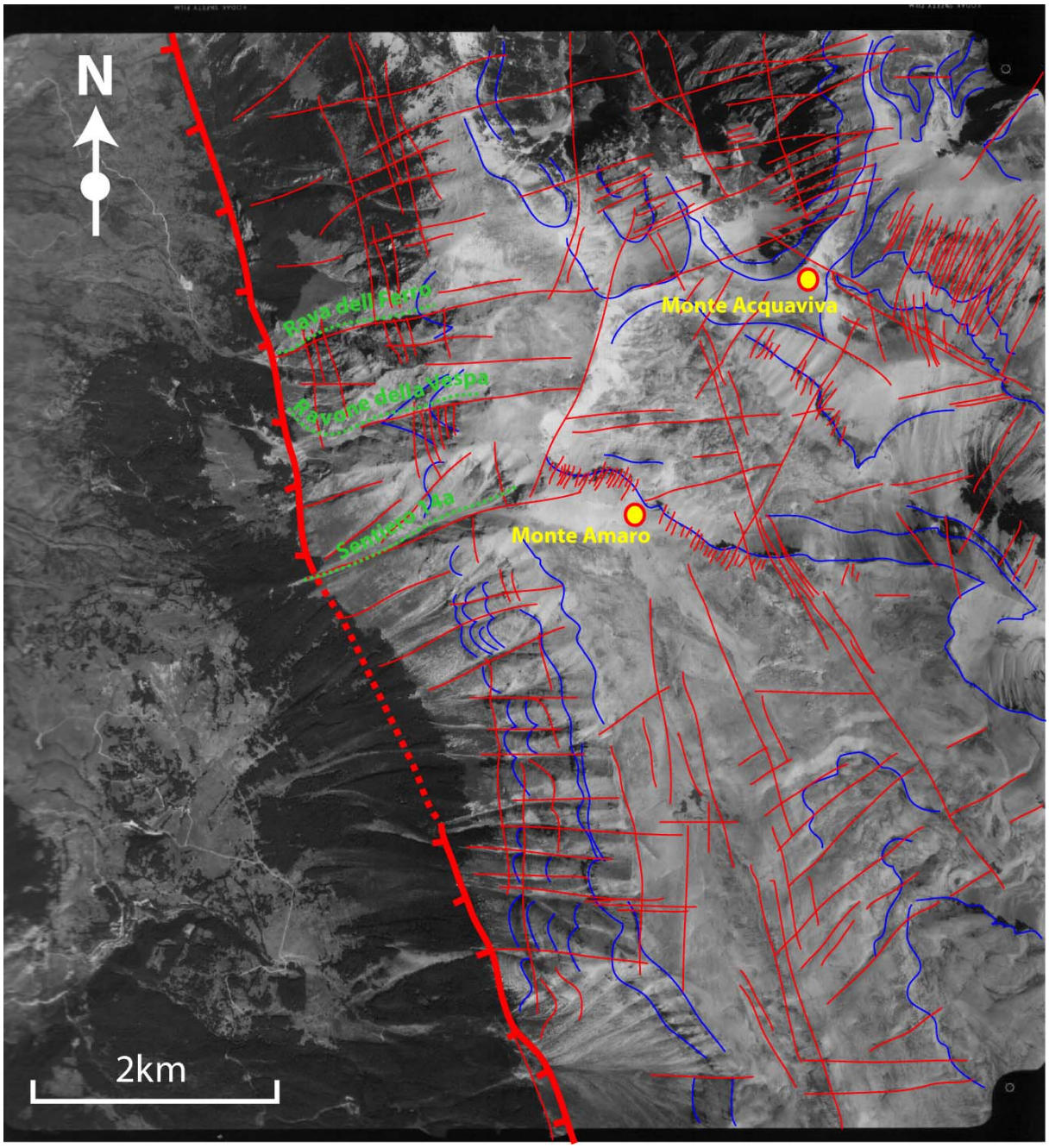


Figure 3: Photo-interpretation of the picture centred on the western flank of the anticline (Central to southern part: PF formations). Sub-axial and sub-transverse fracture sets can be clearly observed on the westernmost part. Moving to the central part, oblique directions are better and better expressed (N140°E to 160°E and N40°E are the main fracture sets in the Monte Acquaviva zone).

Figure 3 shows the interpretation of the aerial picture centred on the western flank of the anticline (Central-southern part = platform formations). Visited gullies and main summits have been highlighted on the photograph. N40 dense fractures, only visible on cliffs because of the snow covering, will be commented on in the next figure.

The photo-interpretation of the westernmost part of the fold shows 2 dominant fracture/fault sets:
N170°E to NS (axial) set, that is sub-parallel to the Caramanico fault.
Sub-EW (transverse) set that localises the main gullies.
Taking into account field observations, we suggest that:
The NS fracture set observable on the aerial photograph is mainly constituted by normal faults with FC developed in damage zones.
The EW fracture set is mainly constituted by dense FC with or without shear reactivations.

Central zone:

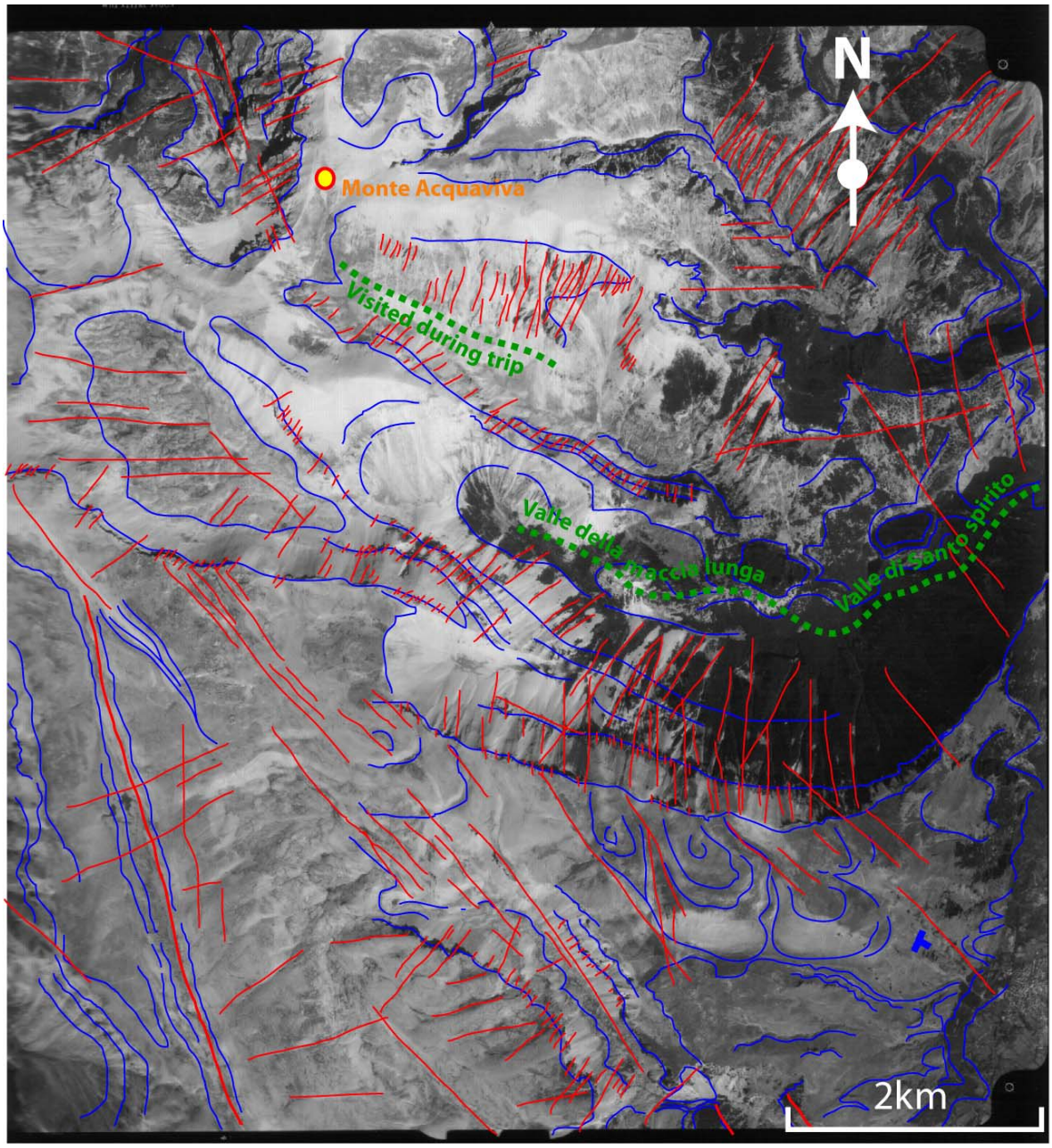


Figure 4: Photo-interpretation of the picture focussed on the central part of the anticline (PF formations). Oblique fracture sets (N140°E to N160°E and N40°E to N60°E are dominant. In the valley visited south from Monte Acquaviva, the N40°E normal fault set is sometimes associated with oil seepage zones.

Figure 4 (at the east of Figure 3 picture) is the photo-interpretation focussing on the central part of the anticline. This central zone is characterized by a sub-horizontal layering where valley location is controlled by dense fracturing. Even if on the aerial photograph this zone is broadly covered by snow, it can be observed that the dominant fracture set directions are oblique to the fold axis (N140°E and N40°E fault and FC sets). These directions are those measured on the field, and probably correspond to most of the fractures of the same trend, which appears distorted on aerial photographs. Once again this observation confirms field observations and measurements. N40°E fractures were mainly observed; as shown below they correspond to NF with strike slip component with wide damage zones. Note that in the valley visited just south of the Monte Acquaviva summit, these N40°E Normal Faults sometimes show oil seepage. Transverse EW fracture sets are also present but they appear less dense than in the western fold limb.

Eastern zone:

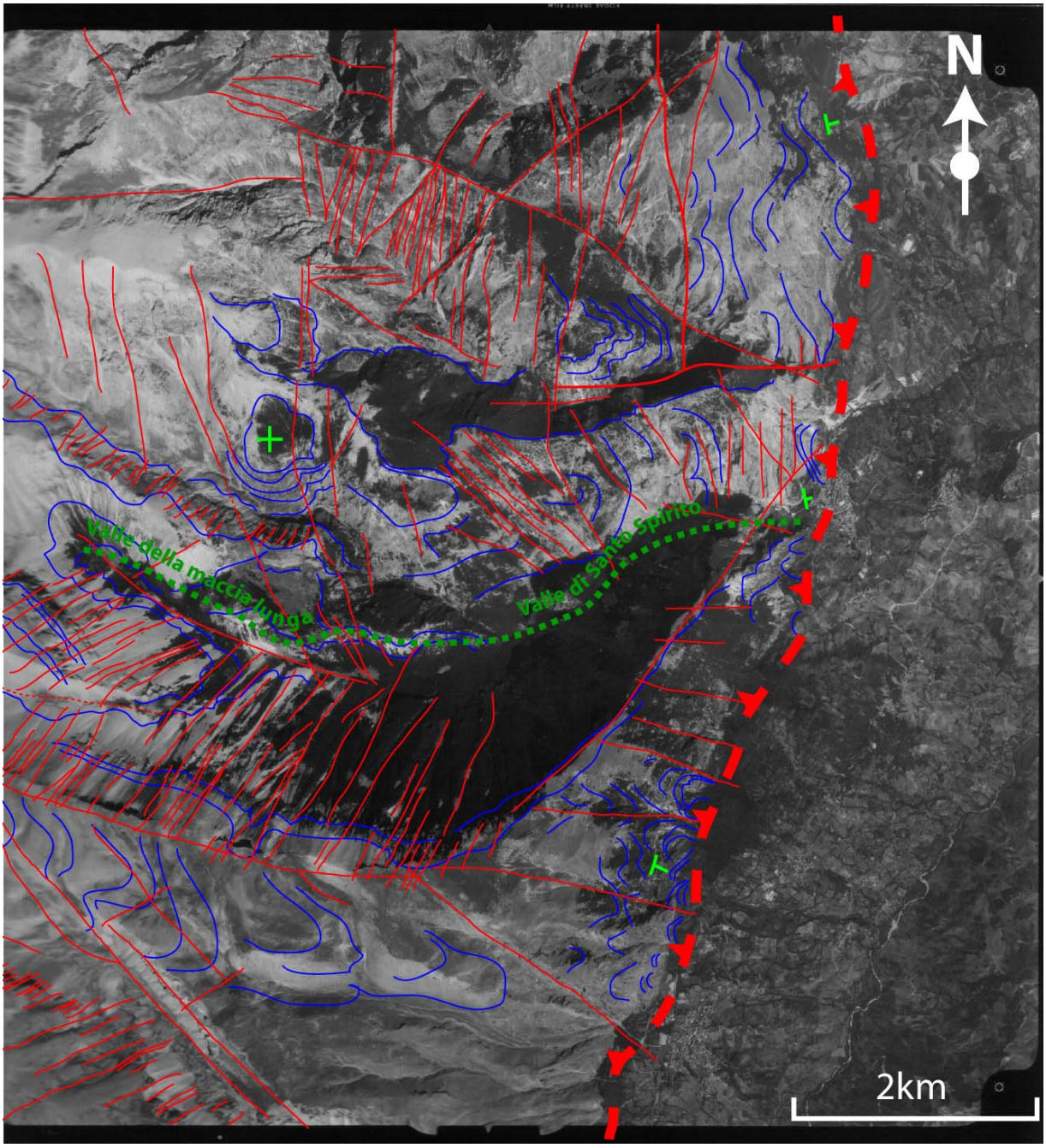


Figure 5: Photo-interpretation focussed on the eastern fold limb (Fara san Martino / Valle di Santo-Spirito). The easternmost part is most of all affected by axial fracture zones. A major axial discontinuity (fold major articulation described in the unpublished GIRP2 final report, and Fig. 1.16) is observable in the northeastern part of the picture. Some transverse structures are also observable but (because of light conditions?) seem to be less abundant than in the western part. Moving to the central fold part (tabular part), N40°E and N140°E become dominant azimuths for fracture sets. Mind the distortion !

Figure 5 shows the photo-interpretation focussing on the eastern anticline limb. The easternmost part of the zone is characterized by the presence of a frontal thrust that brings the folded units over syn-tectonic formations. Axial or sub-axial (NS) fracture and fault zones are scarce on the photograph but field data show they are dense, in particular on the eastern strongly dipping limb. A large scale fracture zone, which can be seen in the north-east of the

picture, has been described in the unpublished GIRP2 final report as a major fold articulation inherited from a pre-existing graben-like FZ (see Figure 17). This photo-interpretation demonstrates the continuity of this major articulation over 3 or 4 Km.
Transverse and sub-transverse structures are also present but seem relatively scarce in comparison with those observed in the western parts. This may be due to the light conditions, but field observations tend to confirm the fact that this fracture direction is less represented in the eastern fold limb.
Moving to the east (to the tabular central fold part), N40°E and N140°E to N160°E are dominant, in agreement with field results showing that fracturing in the central fold part mostly consists in oblique fractures, FC and faults.

9.2.4 Large scale structure description and attempt at integration in their structural and mechano-stratigraphic context.

- **New structural model for the central-southern part of the Majella anticline (Platform formations).**

Work done during unpublished GIRP2 in the platform formations (Fara san Martino zone), July 2003 field work and photo-interpretative work allowed us to propose a (very simplified) structural model of the central-southern part of the anticline as well as a conceptual model of the fault zone including some sedimentary facies influence (see Figure 6).
The structural model, presented on Figure 7 3D block diagram, differs from that of Scisciani (2001) in that the basal thrust does not cut through the basement (which is mechanically more realistic), and because it takes into account the west flank NF. Moreover, our model shows the organisation of the different observed fractures and faults in the fold. This model evidences the three compartments defined by their different deformation styles:

The western limb with moderate dips;
The central part (sub horizontal);
The eastern limb with strongly dipping units.

Note that, for drawing facilities, the sketch scale is not very realistic but graphic distortion was necessary to represent and replace all the observed structures.

- **Structures observed in the western compartment.**

NS (axial) Normal faults with wide damage zones.

As shown above, the main characteristic of the western fold limb is to be affected by very numerous successive NS normal faults associated with wide damage zones.
Their offset is most often impossible to characterize because of outcropping conditions but it frequently must be relatively small (less than 1m). Nevertheless, these NS normal faults commonly allow block tilting and, by this way can be responsible of the accommodation of the slight irregular curvature affecting the western fold limb.
The deformation induced by these normal faults is rather homogeneous in function of the affected sedimentary facies. However, a particular fracturing behaviour (Figure 6) was observed when a NS normal fault cuts floatstone beds. The latter are generally slightly fractured when they are located away from a fault (see the mechanical stratigraphic part of this work). But they are significantly damaged (even forming proto-breccia zones) next to

faults. Moreover, as shown and explained in the mechanical stratigraphic part, fracturing in floatstones is always less than in other facies. Due to the more sinuous geometry of fractures in floatstones, connectivity should be quite good in this facies next to faults. More generally, these NS normal faults (described on Fig.1-8) are widely represented on all the locations visited on the western fold limb and show large fractured damage zones (Fault Parallel FC and Branching Clusters FC). Some slight drag-folds as well as block tilting controlled by the main fault planes are present. As shown on the insert of Figure 6, the fault core can be very reduced (sharp traces) or may consist in well-developed breccia zones. Calcite and stylolites seem to be absent from fault slip planes as well as from the brecciae.

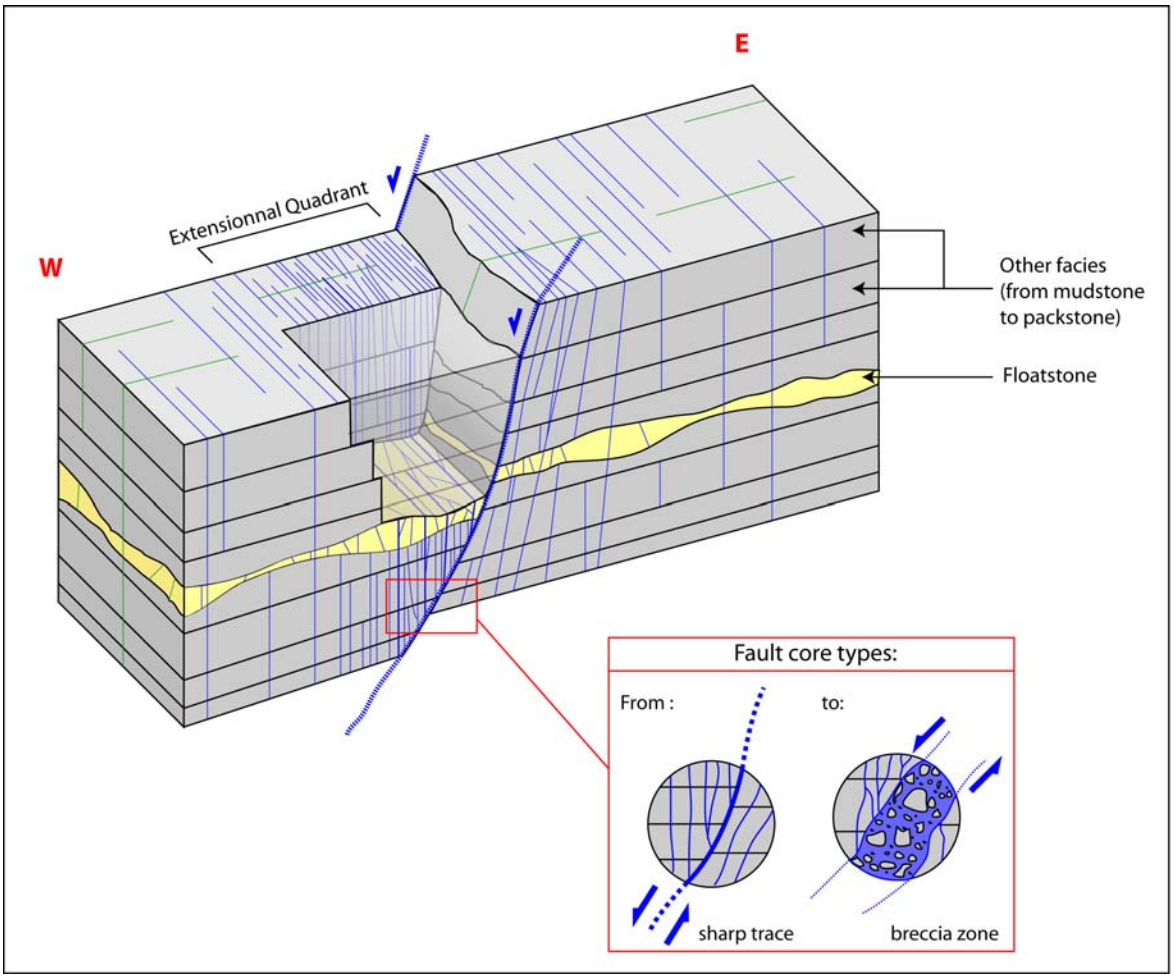


Figure 6: Diagram showing the behaviour of a NS normal fault crosscutting a pile in which a floatstone unit is present. In the hanging wall, it can be observed that the extensional quadrant is affected by intense fracturing (note the different styles between the fracture style in the floatstone and the surrounding beds). In the footwall, a cluster of fractures parallel to the main fault plane can be observed.

EW (transverse) Fracture Corridors and Normal Faults.

Aerial photographs show that the EW set is particularly well represented in the western fold compartment but direct observations in field conditions are not easy because of its direction (As in the eastern flank, the EW set is parallel to most of the studied cliffs). In effect, most of the valleys carved in the western limb are EW and are probably superposed on EW fractures or fault clusters. This set is constituted by both mode 1 HPF and FC and by Faults (see Figure 9). Some of the observed faults are clearly inherited from the reactivation of a pre-existing FC

but this is not the case for all (see Figure 9). A possible interpretation for the formation of these FZ is that they result from a NS extension (secondary traction), which appeared during the first steps of EW compression, which forms the anticline.

NS small-scale reverse faults.

Reverse faults resulting from EW compression are rather frequent on the western flank of the anticline (see Figure 10). They are small structures (fault traces are most often from 50cm to 2m long in outcropping conditions), with very low offset (less than few cm) and no or very limited associated damage zones. When they exist, they consist of a few fractures parallel to the main fault plane. Their occurrence does not seem to depend on the sedimentary facies, except for the floatstone formations where none were observed. The relationship between these small reverse faults and other fracture sets are not clear but it can at least be assumed that they may have formed later than the NS axial set, which seems, in certain cases, to act as a barrier for reverse fault propagation. Their limited continuity and the limited associated DZ make them of limited hydrodynamic interest. But they can prefigure larger thrusts and back-thrusts formed in more shortened anticlines created in comparable sedimentary series such as the Tempa-Rossa oil field.

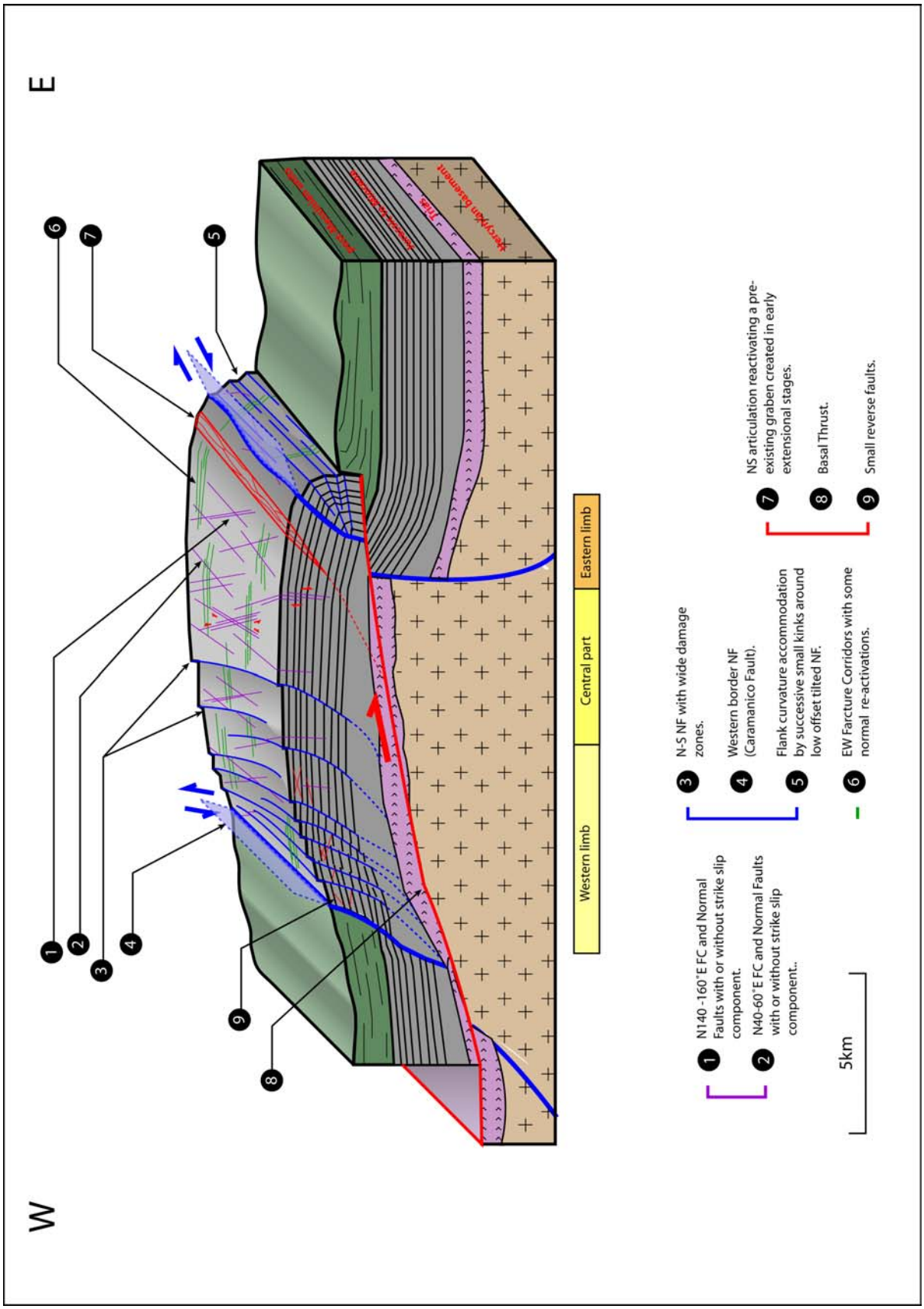


Figure 7: New structural model of the Majella anticline modified from Scisciani et al. (2001) according to our field and aerial photo observations.

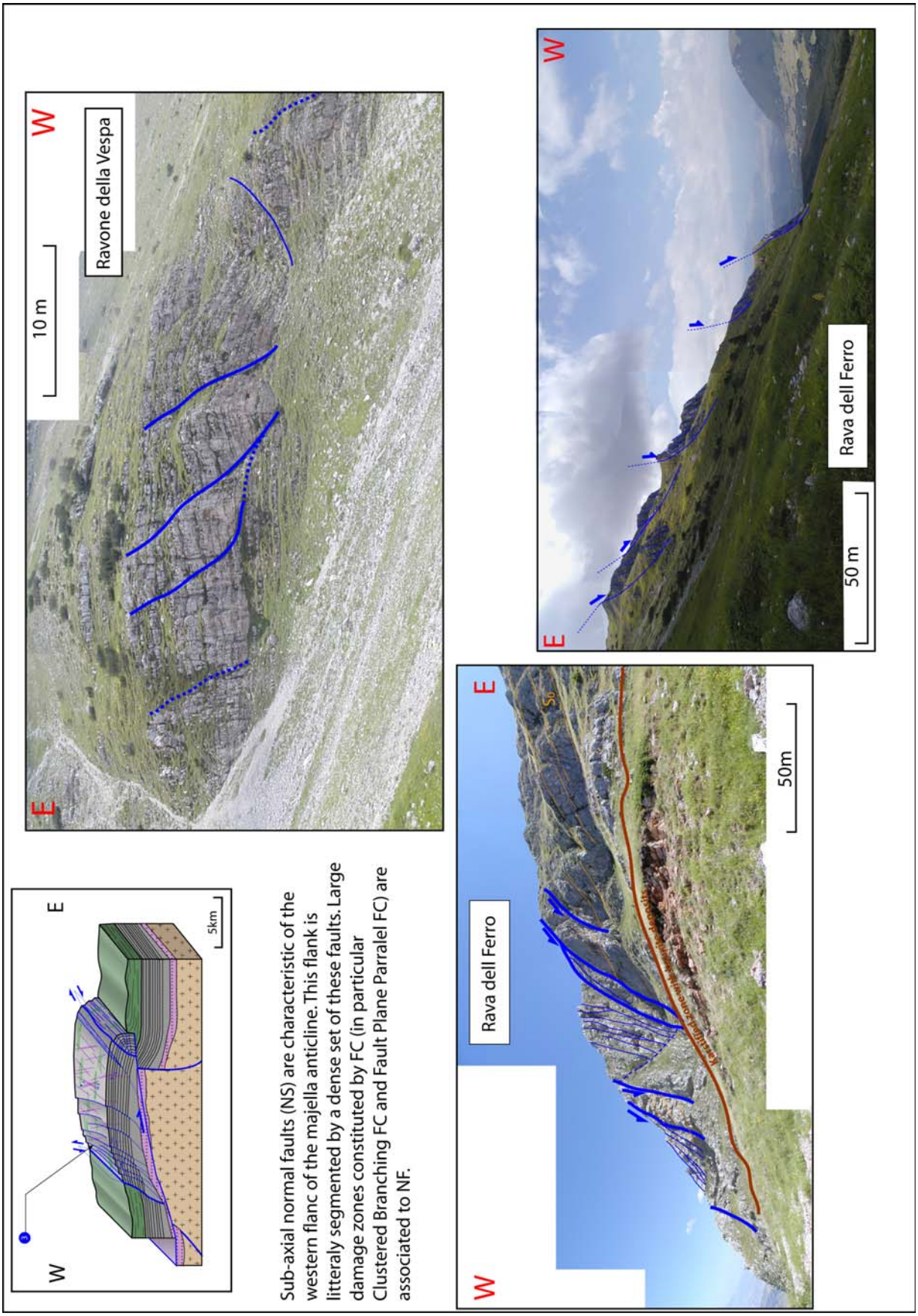


Figure 8: Examples of axial normal faults observed on the western fold limb.

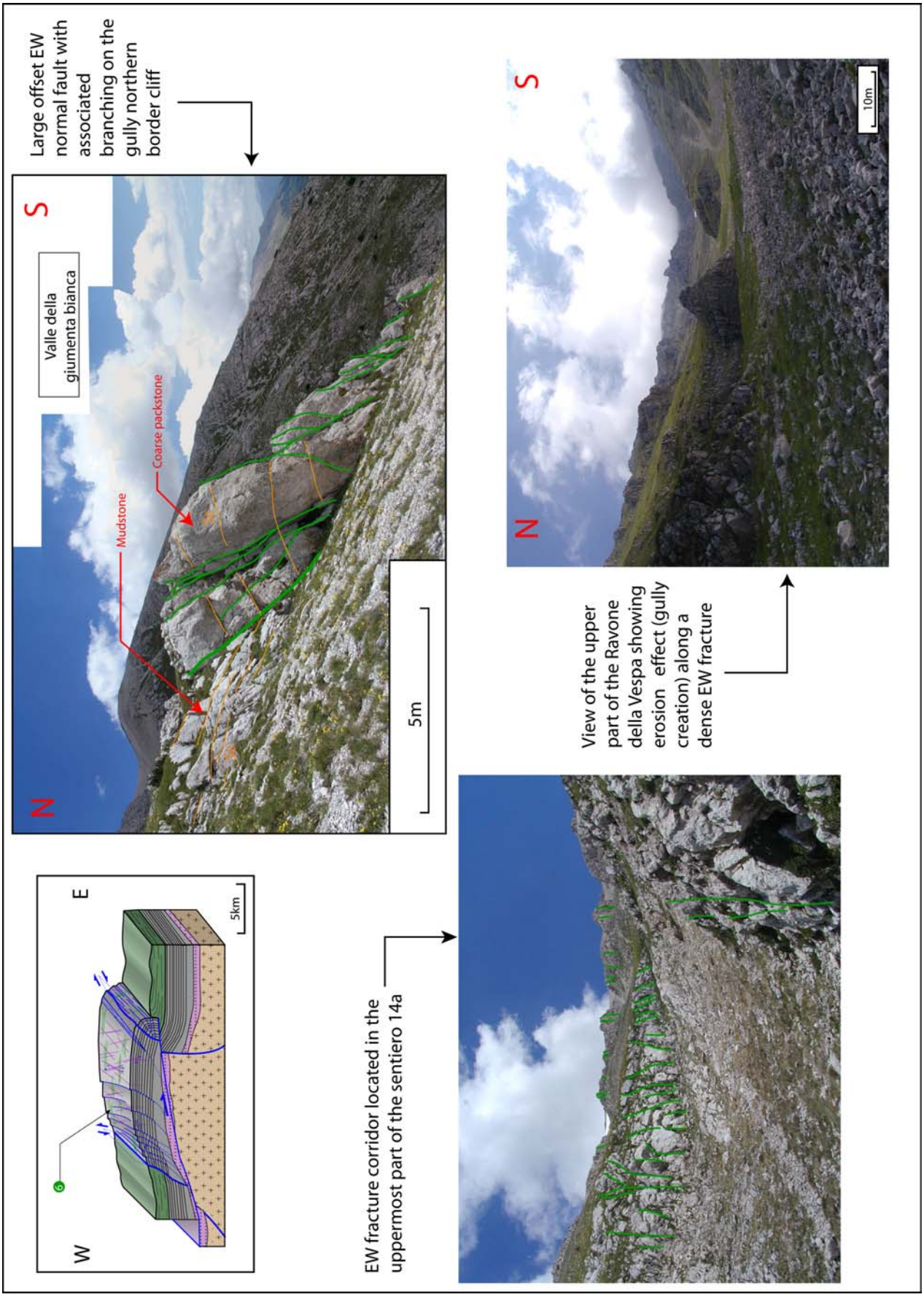


Figure 9: Aspects of EW (transverse) fractures observed on the western fold limb.

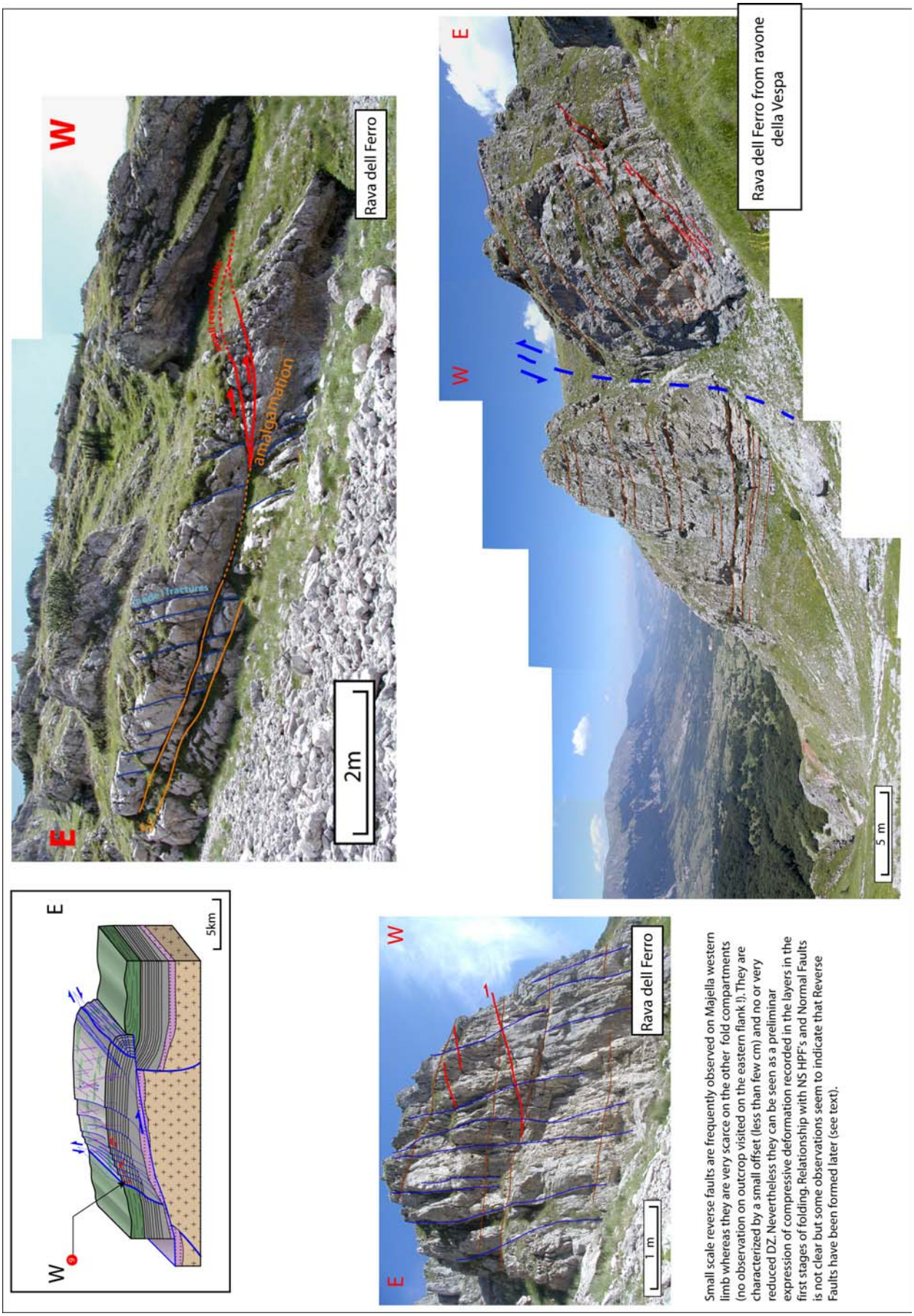


Figure 10: Examples of small reverse faults on the western fold limb and relationships with other fracture sets.

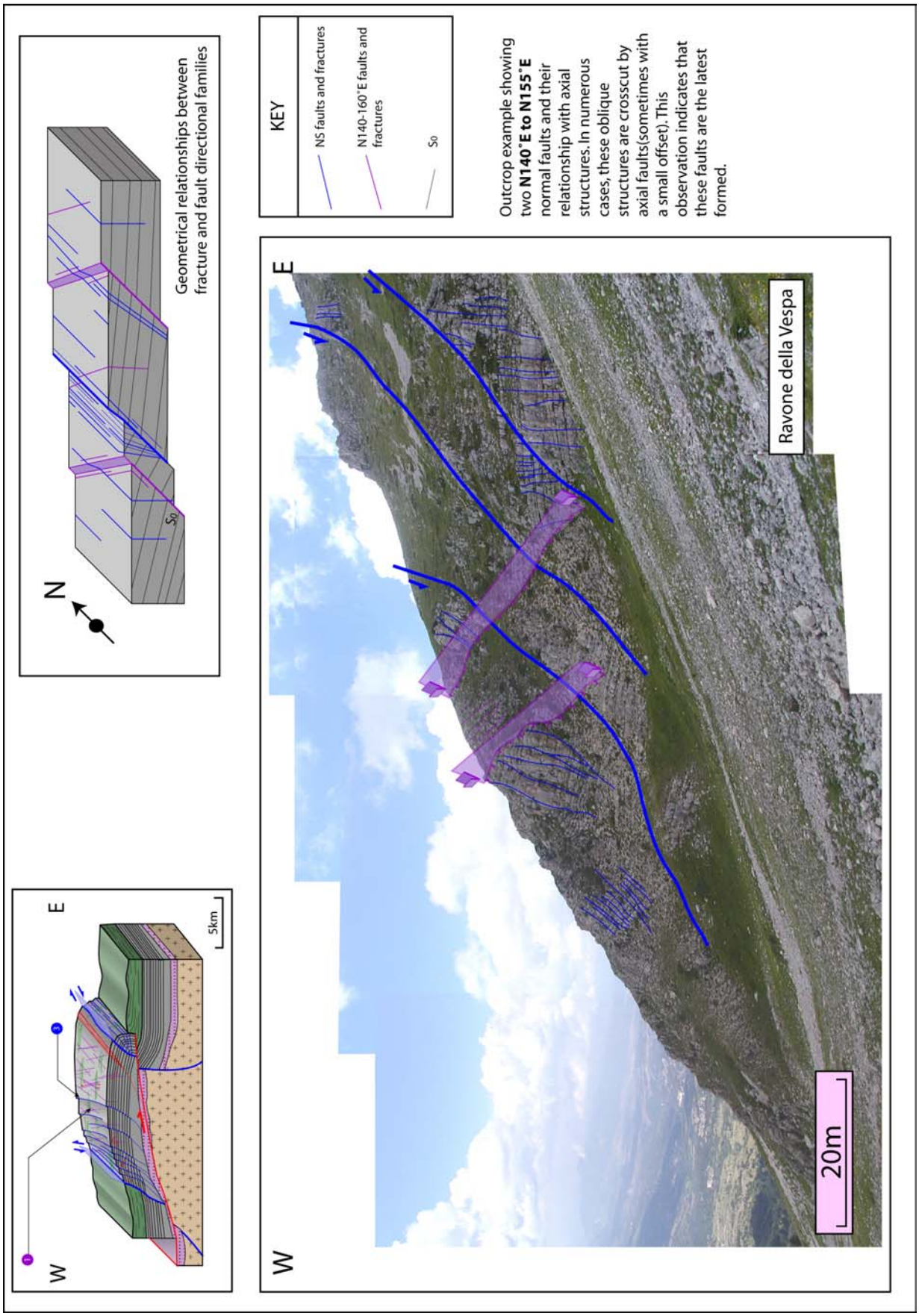


Figure 11: Example of oblique (N140°E) normal faults observed on the western fold limb and relationship with axial set.

Oblique Fracture and Fault sets.

Even if they seem to be scarcer on the western limb outcrops than on those of the central part (maybe because of the presence of the dense axial fault and fracture set that can mask them), oblique (N40°E and N140°E) fracture sets have been observed (Figure 11). Numerous evidences of the early origin (syn-sedimentary) of oblique fractures have been found. In particular, as shown on Figure 12, normal faults can appear to be sealed by the upper sedimentary layers. This observation implies that they formed before the upper layer deposit.

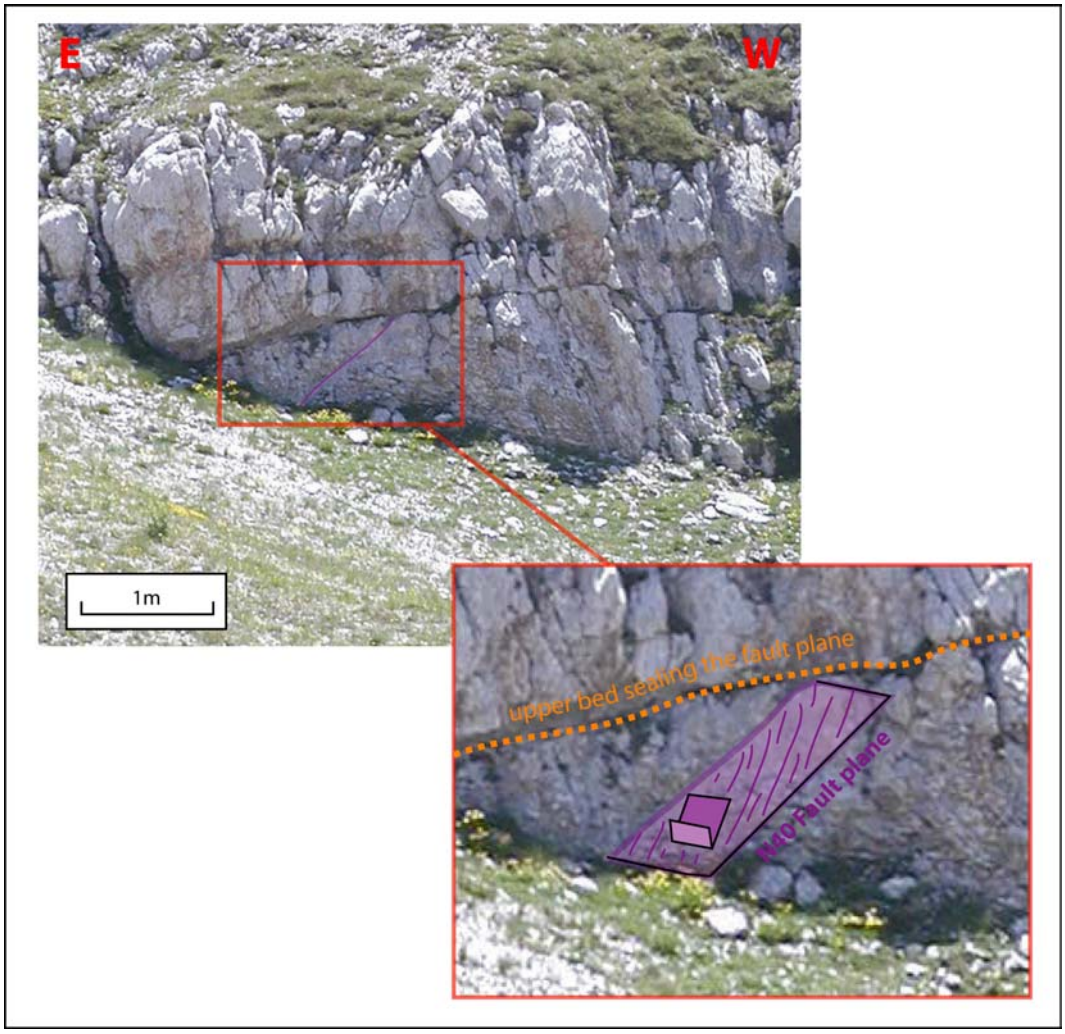


Figure 12: Example of evidence of the syn-sedimentary origin of a N40°E fault. The fault plane is sealed by the deposit of the upper bed (which is not affected by the NF) and NS fracturing crosscuts the whole structure. This kind of evidence is frequently observed on the western outcrops.

- Structures observed in the central compartment.

Oblique FC and fault sets with oil seepage:

Deformation is mostly expressed by dense oblique N40°E strongly dipping to vertical fracture sets in the central sub-tabular part of the anticline. These FZ can be fracture corridors, normal faults and, most frequently, normal faults with strike-slip component (early normal faults reactivated during EW compression).

Observations made on these faults (one example is given on Figure 14) have shown that they were frequently associated with well-developed fractured damage zones (Branching Cluster Fracture Corridors). Field observations have shown that these damage zones were rather continuous and can affect approximately the entire fault length. The core zone can be relatively reduced (sharp fault traces) but numerous cases have shown the development of brecciae or gouge zones (Figure 13). These core zones can frequently reach a thickness of 50cm to 2 or 3m, but are strongly discontinuous, in particular when they are constituted by gouges (discontinuous lenticular gouge zones located along main slip planes).

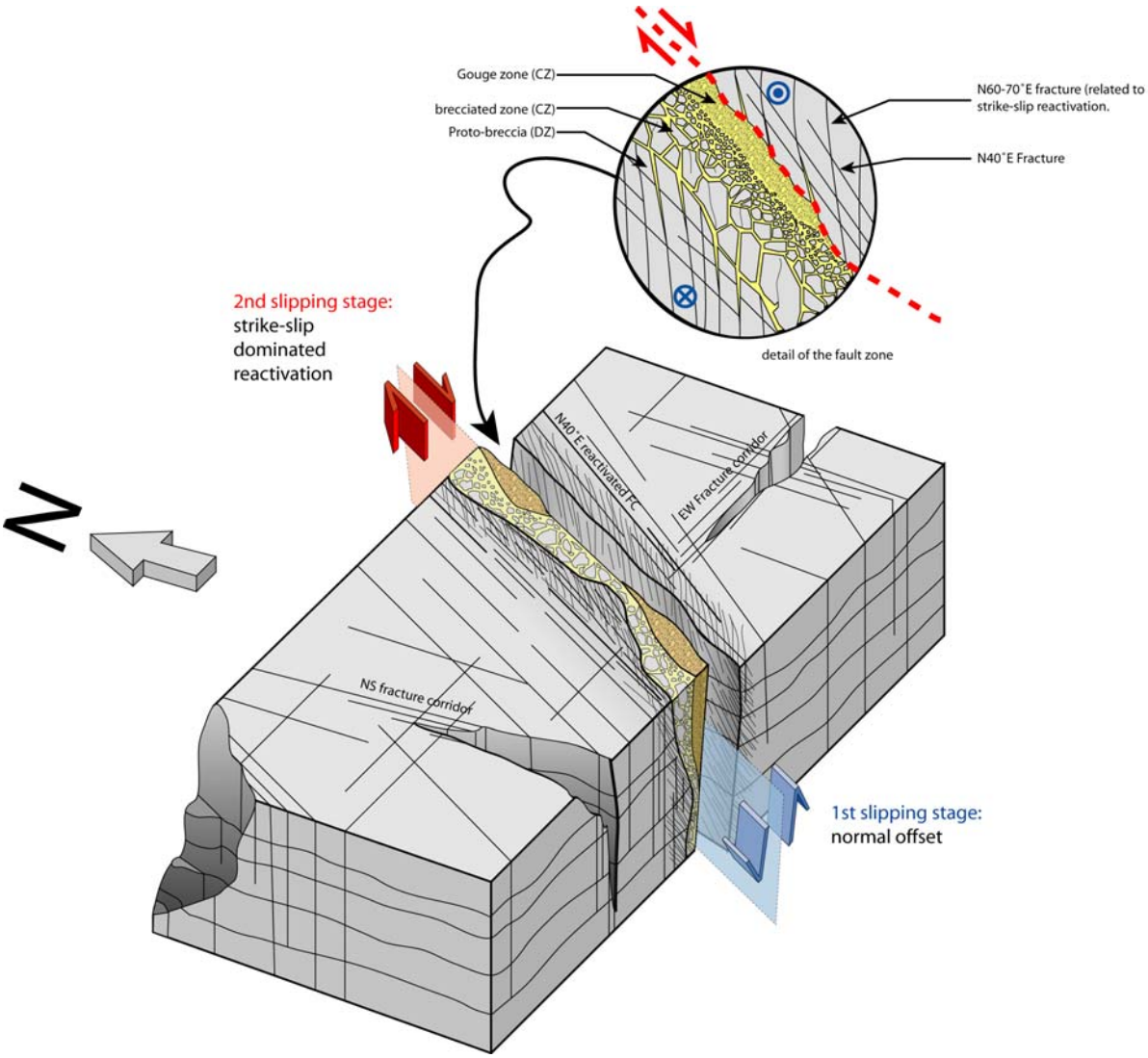


Figure 13: Description of the internal structure of a N40°E normal fault with strike slip component similar to this of Figure 14.

The structure of these faults may influence their dynamic behaviour. Indeed, the N40°E fault zones are frequently associated with oil seepage. This phenomenon is observable both in fault core zones (preferentially in coarse breccia zones, or, in some case in gouges) and in fault damage zones (when these damage zones affect coarse facies such as packstones to grainstones or even floatstone beds). It must be noticed that if these oil seepages are frequent on the outcrop visited in the central fold part (Monte Acquaviva), they do not affect all fault zones and even on the seeping faults, the seepage does not occur on all the fault length. Seepage may be limited to selected fault segments showing breccia and gouges (in thin-

grained sedimentary facies) or large damage zones in coarse sedimentary facies. Generally, seepage is located in brecciae rather than in gouges which may have a lower permeability.

Axial FC:

By comparison with observations made on the western outcrops, axial fractures are scarcely represented on the central tabular part (maybe because the central fold zone is located far from the influence of the Caramanico border fault). They are usually limited to NS highly persistent FC (and some isolated NS HPF). A nice example of such a NS Fracture Corridor is shown on Figure 15. This FC is particularly interesting because it crosscuts clearly a major sedimentary interface (angular unconformity). This observation shows that important sedimentary heterogeneities present in the pile (such as unconformities) are not impeding the NS FC vertical persistence. Conversely, slight lithological variations as described later in the Valle di Santo Spirito (Eastern fold limb, see Figure 16(A) and comments) can act as strong barriers for NS FC propagation. Major sedimentary interfaces are not systematically major mechanical ones.

Transverse fractures zones:

No clear observation of EW transverse fracture zones have been made in the valley visited south of Monte Acquaviva (the only outcrop visited in the central fold tabular zone). Nevertheless, aerial photograph observation shows that a transverse direction can be found in this location (see Figure 4) even if it seems to be less represented (note the observation difficulties due to the snow covering).

Compressive structures:

No examples of reverse faults were found in the central fold part, which seems to be less affected by compressive deformation than the western compartment.

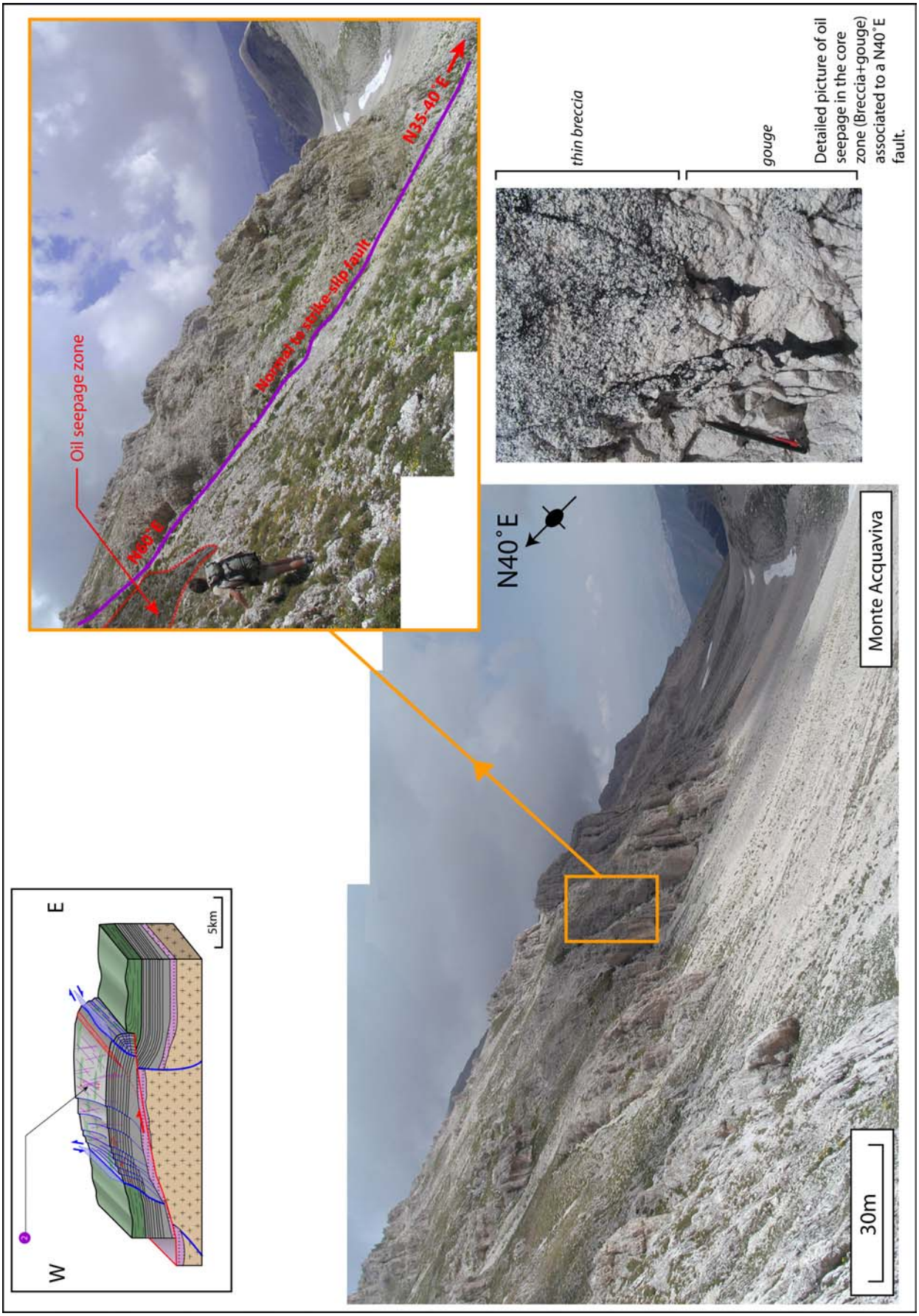


Figure 14: Example of a N40°E normal fault with strike-slip component associated with oil seepage observed on the Monte Acquaviva outcrop.

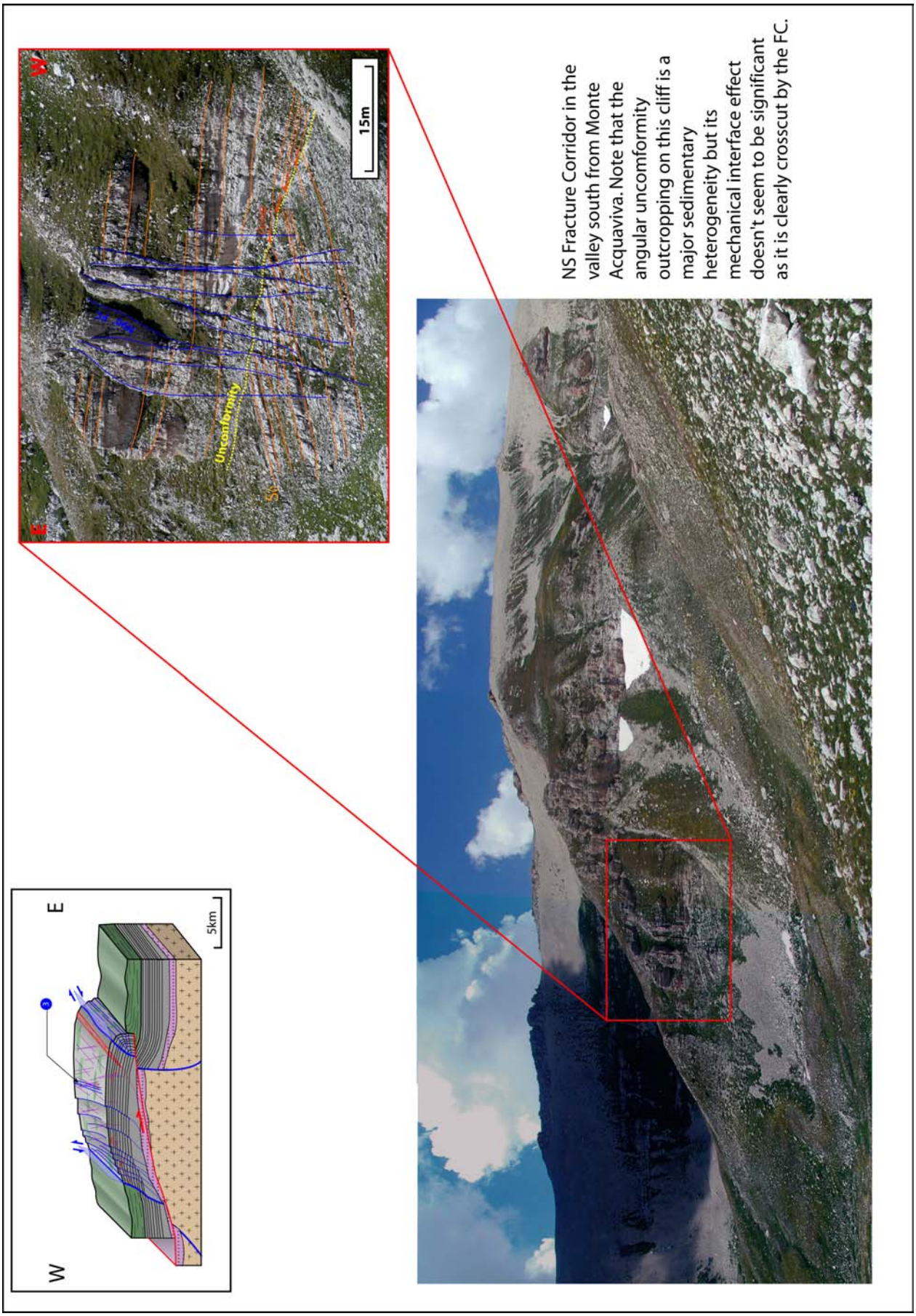


Figure 15: Example of a NS fracture corridor crosscutting an angular unconformity on the Monte Acquaviva outcrop.

- **Structures observed in the eastern compartment (strongly dipping flank).**

As shown in 2.2, field observations in the eastern flank are roughly limited to ~NS sub-axial structures because of outcropping conditions. The observation of aerial images has provided information about other fracture directions that can be found in this fold compartment (see paragraph 3).

Axial FC and Normal Faults.

Figure 16 shows examples of axial fracture zones observed on the Valley di Santo Spirito outcrops. Figure 16(A) shows an axial FC, where propagation is stopped by a strong mechanical interface. This strong mechanical interface is constituted by a mudstone bed with a lower part containing a little more marls than the other surrounding beds. It can be observed that the lower part of this bed is a barrier for a great majority of fractures coming from the underlying beds or from the upper ones. Note that a slight lithological variation such as this small amount of marls contained at the basis of the bed is a major mechanical interface whereas a major sedimentary one (for example, the unconformity observed on Figure 15) has no mechanical influence. Figure 16(B) and (C) show the influence of NS small normal faults or shear-reactivated HPF on the eastern flank curvature accommodation. In fact these faults localize successions of small kinks that tend globally (and progressively) to increase dip from West to East.

Example of large scale fold articulation.

Figure 17 shows a photograph and an interpretative sketch of the large-scale fold articulation described in the GIRP2 unpublished final report.
From field observations, photo-interpretation and some previously obtained experimental results, we propose that this articulation was formed from an early graben zone (formed during an early increasing curvature stage), which could have been reactivated during the regional shortening stage. Figure 18 shows the main stages of a scenario proposed to explain the creation of an articulation similar to the one described in the previous paragraphs. In this scenario, we assumed that a decollement level was present in the lower level of the deformed pile and was used to accommodate the shortening while the curvature increased. Nevertheless, we have no evidence of the existence of such a decollement level. Therefore, a possibility is that this decollement level can not be observed because of its location down to the outcropping pile (i.e., in non exhumed units).

Structuring scenario (comments for Figure 18):

Early shortening stage: Fractures and/or FC develop parallel to σ_1. Stylolites appear perpendicular to σ_1.

Early reverse faulting stage: Bed decollement and bedding parallel slip, first stage of curvature increasing (the point of maximal curvature is determined by the reverse fault location). Fracture and veins perpendicular to $\sigma 1$ appear in outer-arc-of-hinge. Stylolites can re-open.

Double faulting stage: Reverse faulting in the upper zone submitted to inner-arc-of-hinge compression. Normal faulting in the lower zone submitted to outer-arc-of-hinge extension.

Fault coalescence stage: Reverse and normal faults propagate through the entire pile and can coalesce. Creation of an articulation between 2 compartments. Compartment tilting around this articulation is encouraged.

Tilting stage: Curvature increases by compartment tilting. Deformation becomes intense in the articulation zone (total loss of mechanical continuity between the two compartments) and block rotation is encouraged.

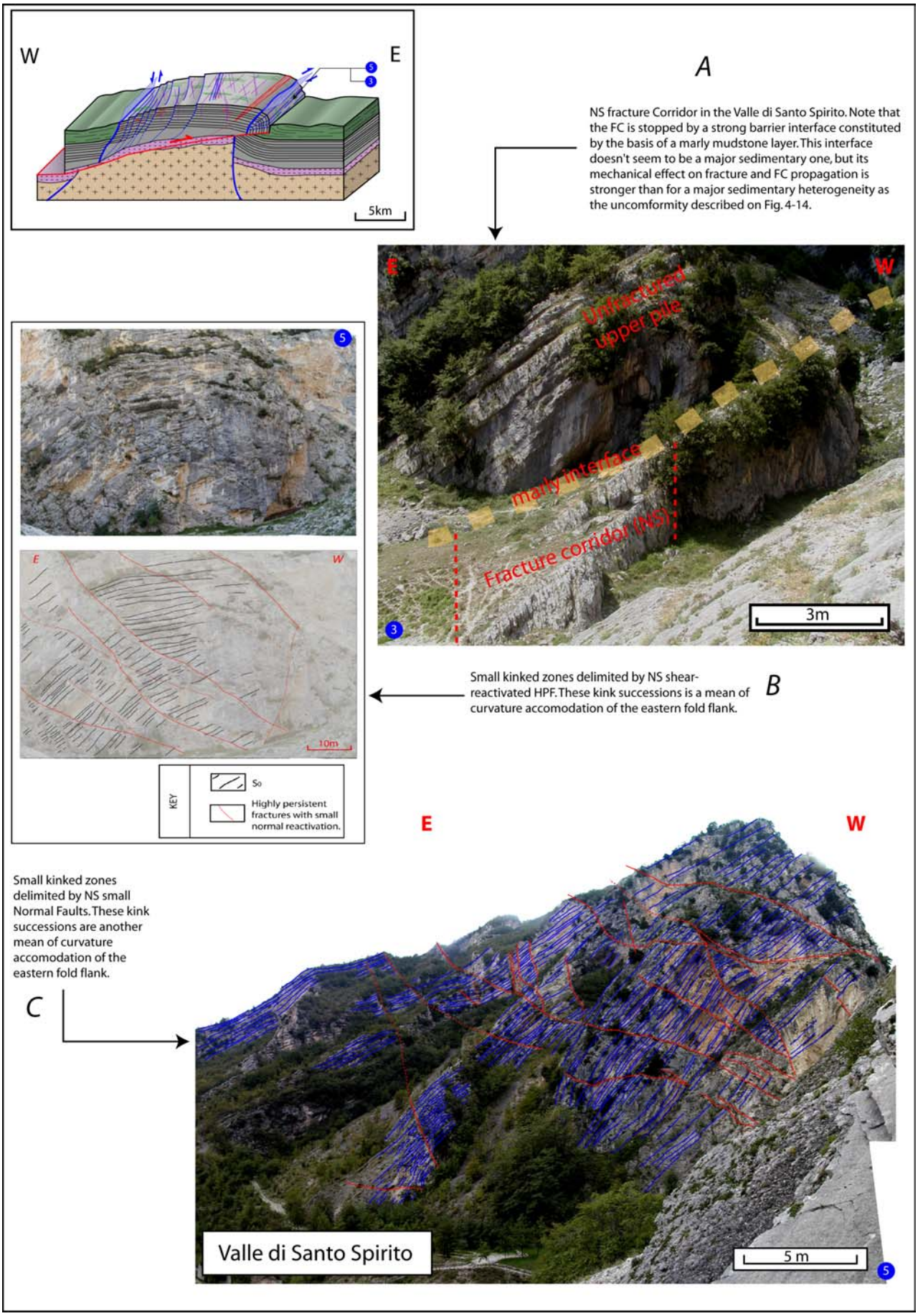


Figure 16: Example of axial fracture zones in the Valle di Santo Spirito.

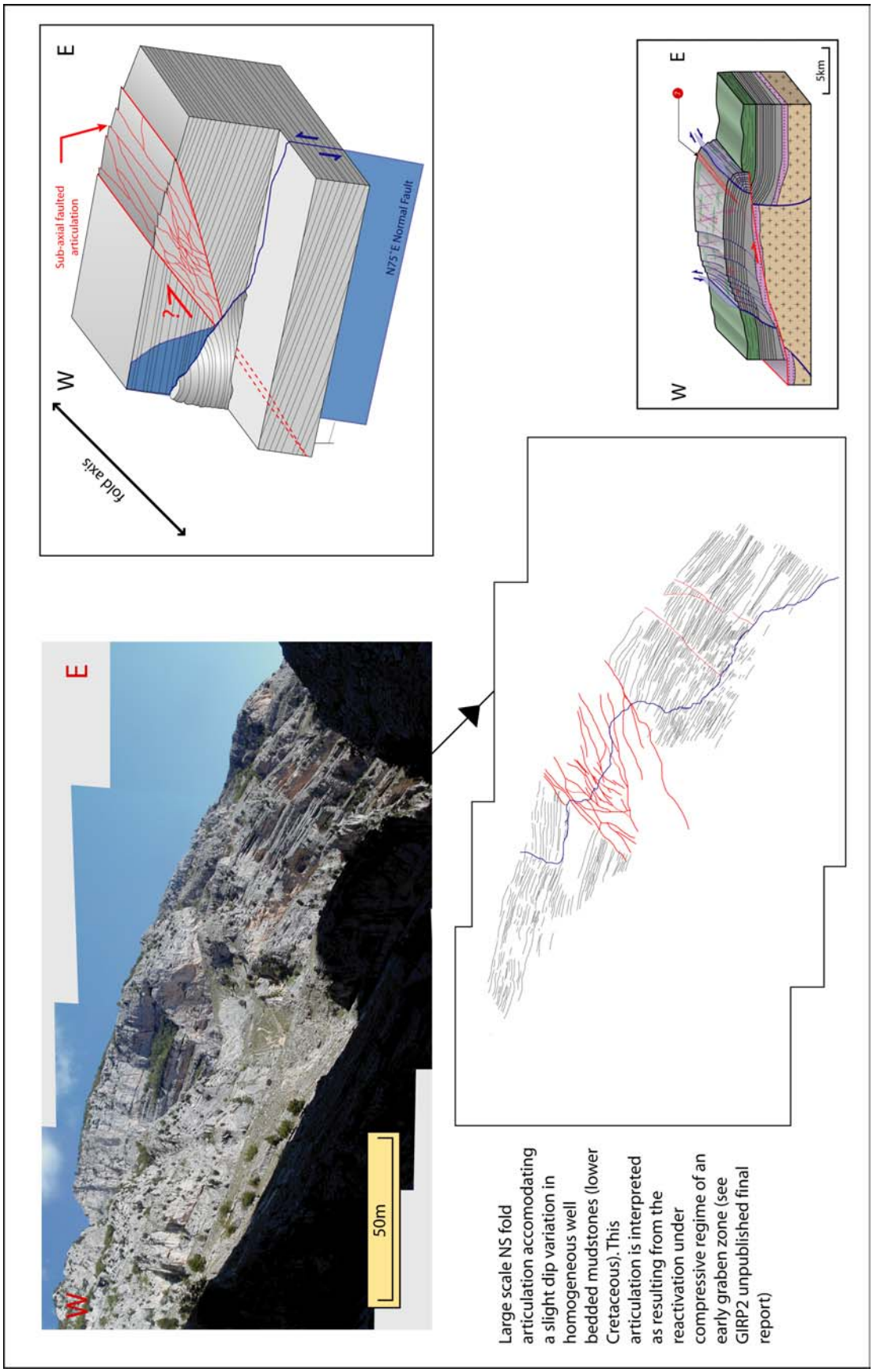


Figure 17: Description and interpretation of a large scale fold articulation located in the eastern anticline limb (observation from the Valle di Santo Spirito).

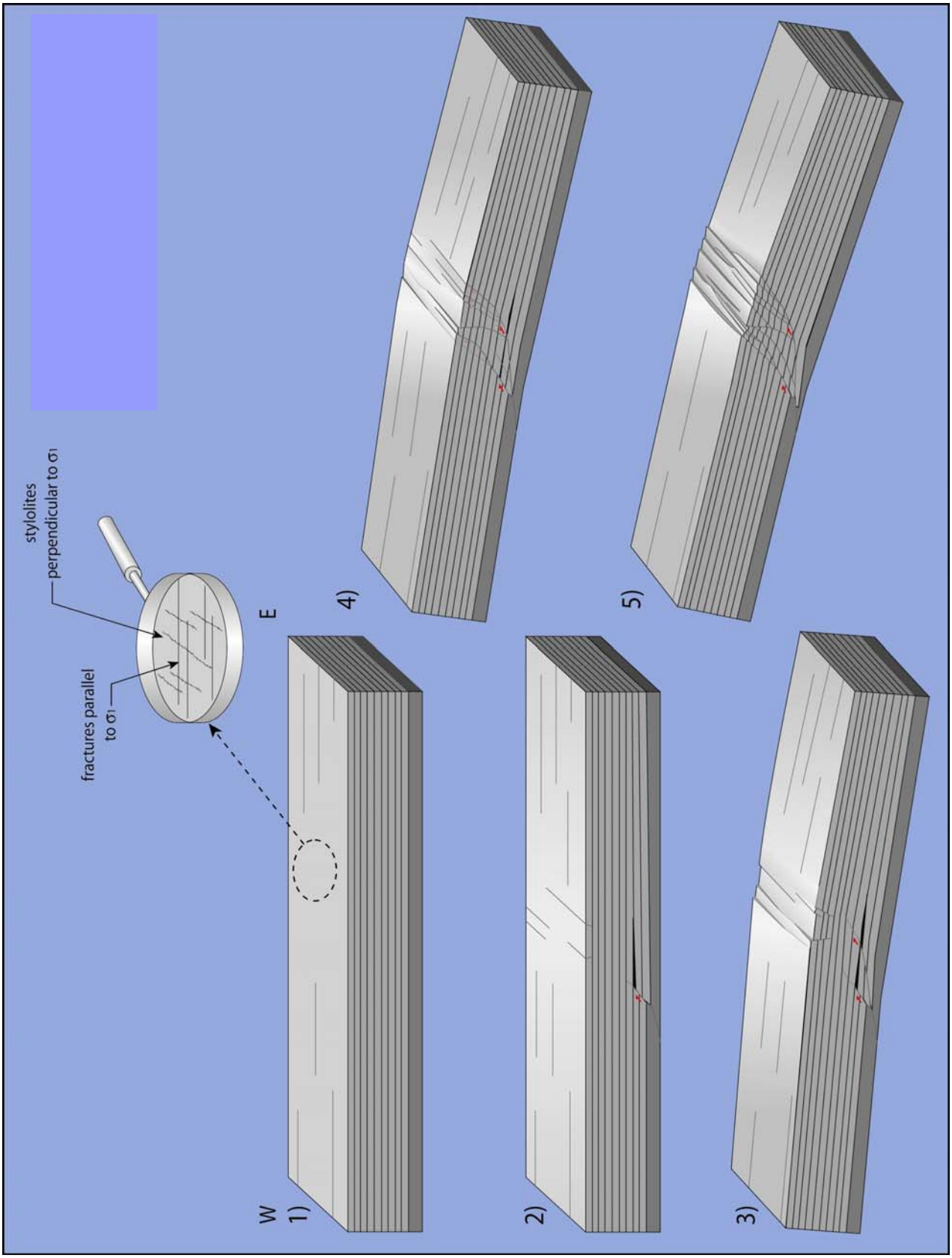


Figure 18: Reconstitution of the main stages of structuring of the large-scale articulation described in Figure 17, assuming the existence of a decollement level at the basis of the flexured pile.

9.2.5 Attempt at structuring scenarios for the Majella anticline.

- **General structure of the anticline:**

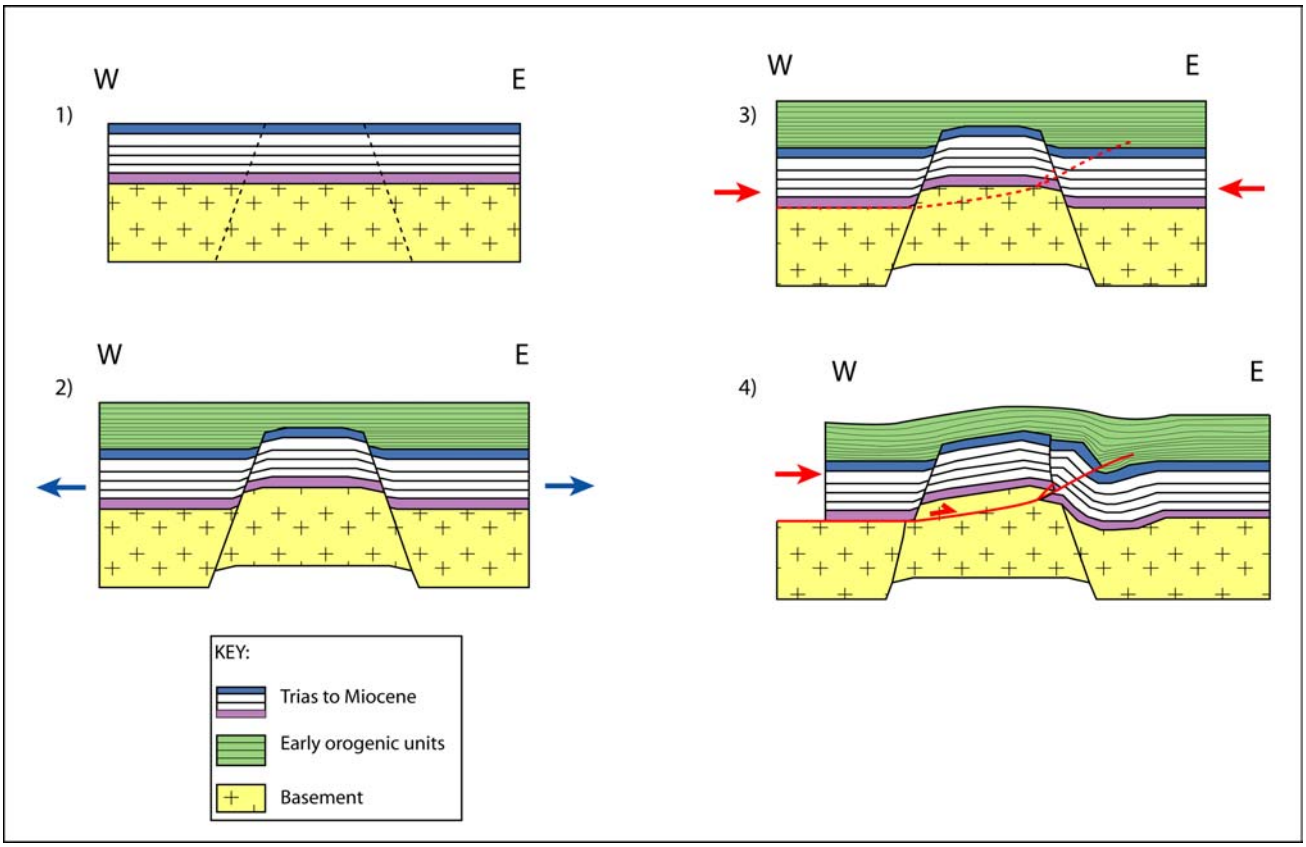


Figure 19: Reconstitution of a structuring scenario for the Majella anticline inspired from the Scisciani et al. model. 1) Pre-extensional stage. 2) Extensional stage: horst creation in pre-orogenic units (metamorphic basement to Miocene sedimentary units), syn-extensional deposits. 3) Compression starts: A large decollement related thrust appears and crosscuts the pre-existing horst. 4) Anticline asymmetric flexure appearance and accentuation during displacement on the thrust plane. Note that the Scisciani model considers that the thrust crosscuts the Hercynian basement, which does not seem mechanically realistic. On the diagram of Figure 7, we assume that the thrust used the Triassic evaporitic formation more easily as a decollement level.

Scisciani et al. (2001) assumed, on the basis of field and map observations, that the Majella anticline was localized upon an early extensional horst-type structure. Figure 19 proposes a reconstitution scenario aiming to detail the main stages of the anticline formation with respect to this model. It gives an explanation for several observations that we made during our field work, in particular for the quasi-absence of compressive structures such as reverse faults or small-scale folds (in particular in the central and eastern compartments). It also helps to interpret the fact that folding is frequently accommodated by the reactivation of extensional structures such as normal faults and grabens. Nevertheless, some assumptions made by the authors seem to be open to doubt; in particular the crosscutting of the basal thrust through the Hercynian basement is not very sound mechanically as there is a good decollement level at the interface between this basement and the upper sedimentary pile (evaporitic Triassic unit). We assume that this decollement level is the best candidate (as suggested in the Figure 7 block diagram). Concerning the high density of normal faults present in the western limb, it must be noticed that the back compartment of the ramp anticline could have been affected by

a syn-orogenic extensional regime. Nevertheless this local extension couldn't be sufficient to explain the formation of the high offset regional scale Caramanico fold and most of all can not be involved in the creation of the dense extensional structures observed in the eastern fold limb.

- **Scenario focusing on the structuring of the western low dipping limb of the anticline.**

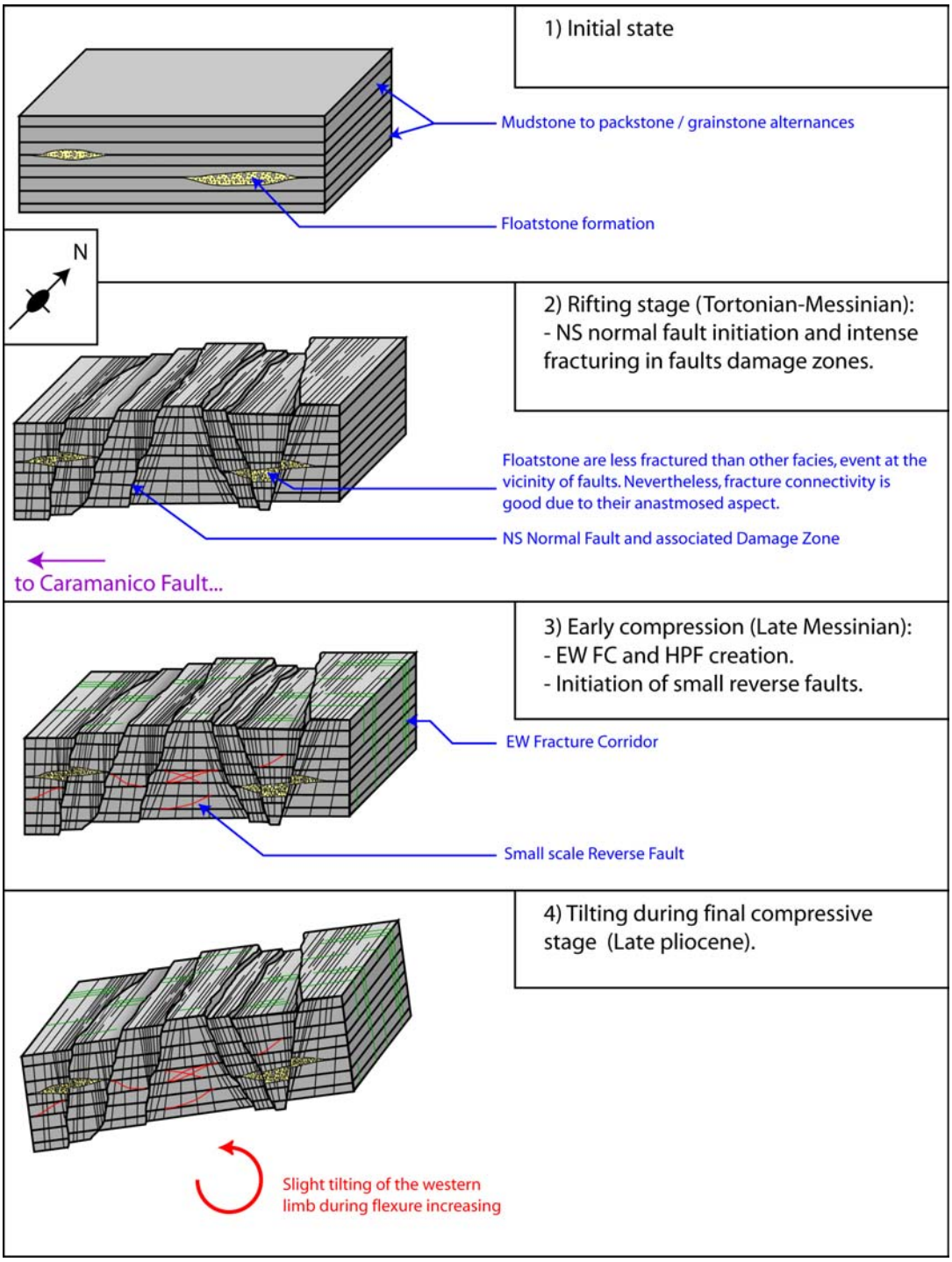


Figure 20: Main structuring stages of the western low dip limb of the Majella anticline, taking into account field observations made during the July 2003 field trip and regional tectonic regimes described in Scisciani et al. (2001) and Van der Meulen (1999).

Figure 20 aims to reconstitute the main structuring stages of the western fold limb in platform formations, taking into account our field observations and the regional tectonic regimes described by Scisciani et al. (2001) and Van der Meulen (1999).

9.2.6 References

Scisciani V., Tavarneli E. and Calamita F., The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy. *J. S. G.,* 24, Pages 1647-1658. **2002**.

Tavarnelli E., The effects of pre-existing normal faults on thrust ramp development: an example from the northern Apennines, Italy. *Geologische Rundschau*, Vol. 85, Pages 363-371, **1996**.

Van der Meulen M. J., Slab detachment and the evolution of the Apenninic arc (Italy). *Geologica Ultraiectina. Medelingen van de Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht.* N°170. **1999**.

10 Implications dynamiques des résultats

Ce chapitre vise à présenter quelques idées sur les conséquences dynamiques possibles des résultats précédents. Il ne peut s'agir que de spéculations mais il faut se rappeler du degré énorme d'incertitude dans l'évaluation et la production des réservoirs, et certaines de ces idées pourraient être testées. Les figures 10.1 et 10.2 montrent l'influence de différentes distributions de la fracturation sur les écoulements attendus au sein de différents types de plis (voir typologie des plis au chapitre 6).

10.1 Cas des plis où la fracturation est dominée par les directions axiales et transverses (en l'absence de contraintes in situ)

La figure 10.1 expose le cas de plis où la fracturation est dominée par les directions axiales et transverses. Les blocs-diagrammes (a), (b) et (c) décrivent des exemples où la courbure est accommodée par la fracturation diffuse.

- Dans le bloc-diagramme (a), le pli constitue un réservoir où la perméabilité est essentiellement liée à la fracturation de fond axiale et transverse. Dans ce cas on peut s'attendre à avoir affaire à une perméabilité relativement *isotrope* (bonne connectivité associée à la superposition des fractures axiales et transverses) et *homogène* au niveau du réservoir.
- Le bloc-diagramme (b) montre un réservoir à *double porosité de fractures*. Son comportement dynamique est associé à la superposition d'une perméabilité isotrope et homogène similaire à celle du cas (a) et de l'influence de drains *sub-sismiques* majeurs constitués par les couloirs fracturés transverses. Dans ce cas, la perméabilité du réservoir devient *anisotrope* (favorisée dans la direction orthogonale à l'axe du pli).
- De la même façon, le bloc-diagramme (c) montre un réservoir à double porosité de fractures. Son comportement dynamique est, cette fois, lié à la superposition d'une perméabilité isotrope et homogène (voir cas (a)) et à l'influence des failles normales à fort rejet responsables de la segmentation du pli. Pour des raisons de commodité de dessin, une seule faille est représentée. Le rôle dynamique de ces failles peut être double : il peut s'agir à la fois de *drains planaires transverses* efficaces, dans la mesure où existent de larges zones endommagées perméables au voisinage des failles, et de *barrières (par smearing, juxtaposition, etc.)* empêchant les communications axiales et déterminant donc la *compartimentation* du réservoir. Il peut s'agir aussi de barrières totales par exemple si la damage zone est colmatée. Ici aussi, le réservoir présente une *perméabilité anisotrope très hétérogène* avec une direction des écoulements favorisée dans la direction transverse.

Les blocs-diagrammes (d), (e) et (f) décrivent des exemples de plis articulés.

- Dans le bloc-diagramme (d), on a une *perméabilité transverse modérée* liée à la présence de fractures de fond transverses et une *forte perméabilité axiale* due aux *drains constitués par les articulations* dont le rôle dynamique est comparable à celui de couloirs fracturés (voir § 7.4). Ce type de réservoirs avec articulations, est donc

susceptible d'être *fortement anisotrope* et *hétérogène* avec des écoulements favorisés dans la direction axiale.

- Le bloc-diagramme (e) montre un réservoir semblable à celui décrit en (d) mais présentant des couloirs fracturés transverse. On aura donc dans ce cas superposition de *drains axiaux* et *transverses*, ce qui peut avoir pour effet de *diminuer l'anisotropie* de perméabilité du réservoir par rapport au cas précédent.
- Le bloc-diagramme (f) montre un réservoir localisé au niveau d'un pli articulé et segmenté par des failles normales transverses à fort rejet (pour des raisons de commodité de dessin, une seule faille est représentée). Comme pour (c), la faille normale peut constituer à la fois un drain transverse et une barrière axiale, ou une barrière totale. Le comportement dynamique du réservoir pourra donc être marqué par une *forte anisotropie des écoulements* (favorisés dans la direction axiale) et par sa *compartimentation par des failles transverses*. Ce cas est inspiré par celui du Jabal Nihaydah décrit au § 6.3.1 et observé dans les Adam Foothills (Oman).

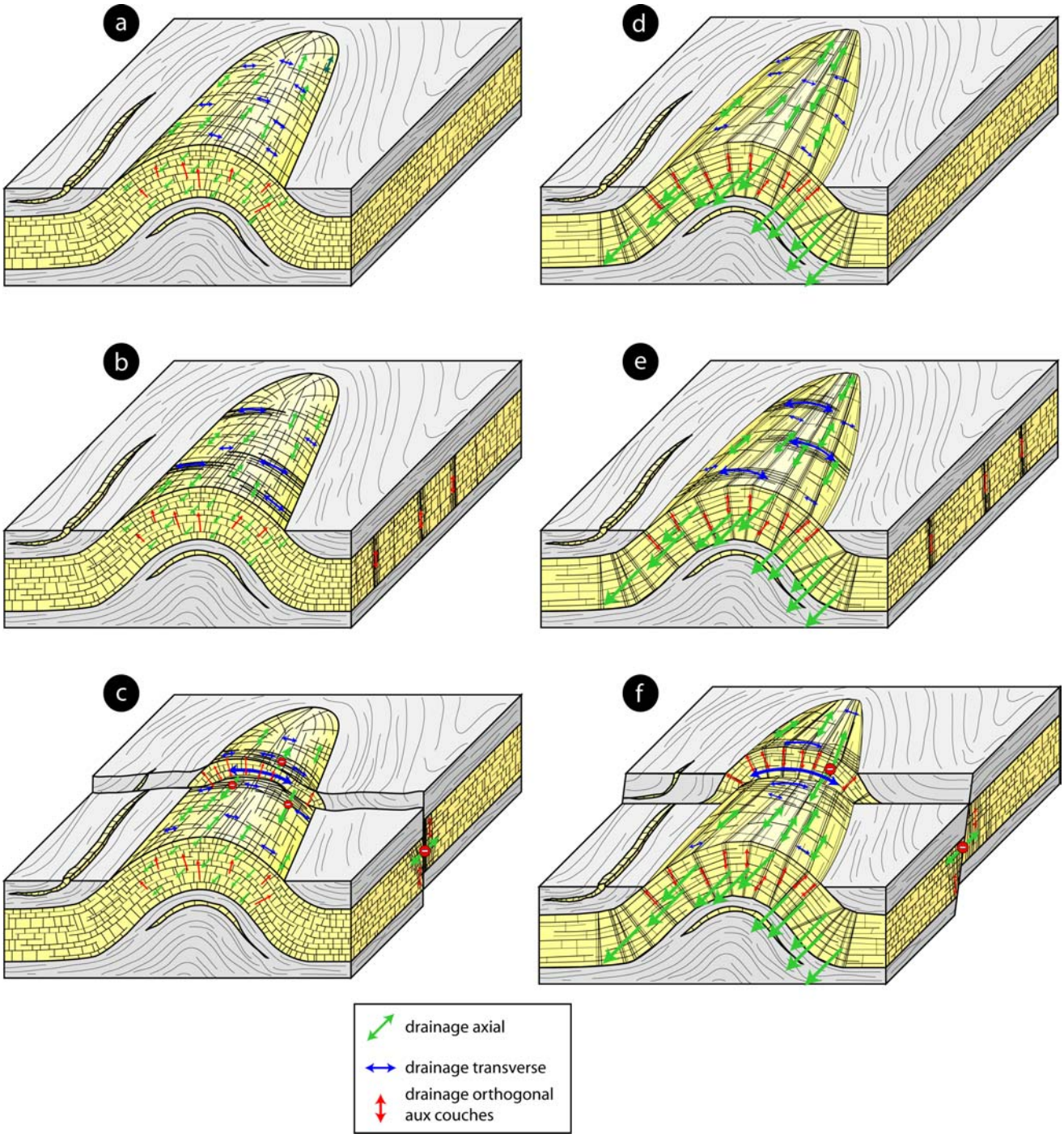


Figure 10.1 : Influence de la fracturation à différentes échelles sur les circulations de fluide dans des modèles de réservoirs plissés avec fracturations axiale et transverse dominantes. (a), (b) et (c) prennent en compte des plis où la courbure est accommodée par la fracturation de fond ; (d), (e) et (f) prennent en compte des plis articulés (par des articulations de type couloir fracturé réactivé). (a) Cas de fracturation de fond transverse dominante. (b) Cas de fracturation de fond et couloirs fracturés transverses. (c) Cas avec segmentation par failles normales transverses. (d) Cas d'un pli articulé avec fracturation de fond transverse. (e) Cas d'un pli articulé avec couloirs fracturés transverses. (f) Cas d'un pli articulé, et segmenté par failles normales transverses.

10.2 Cas des plis où la fracturation est dominée par les directions obliques à l'axe (en l'absence de contraintes in situ)

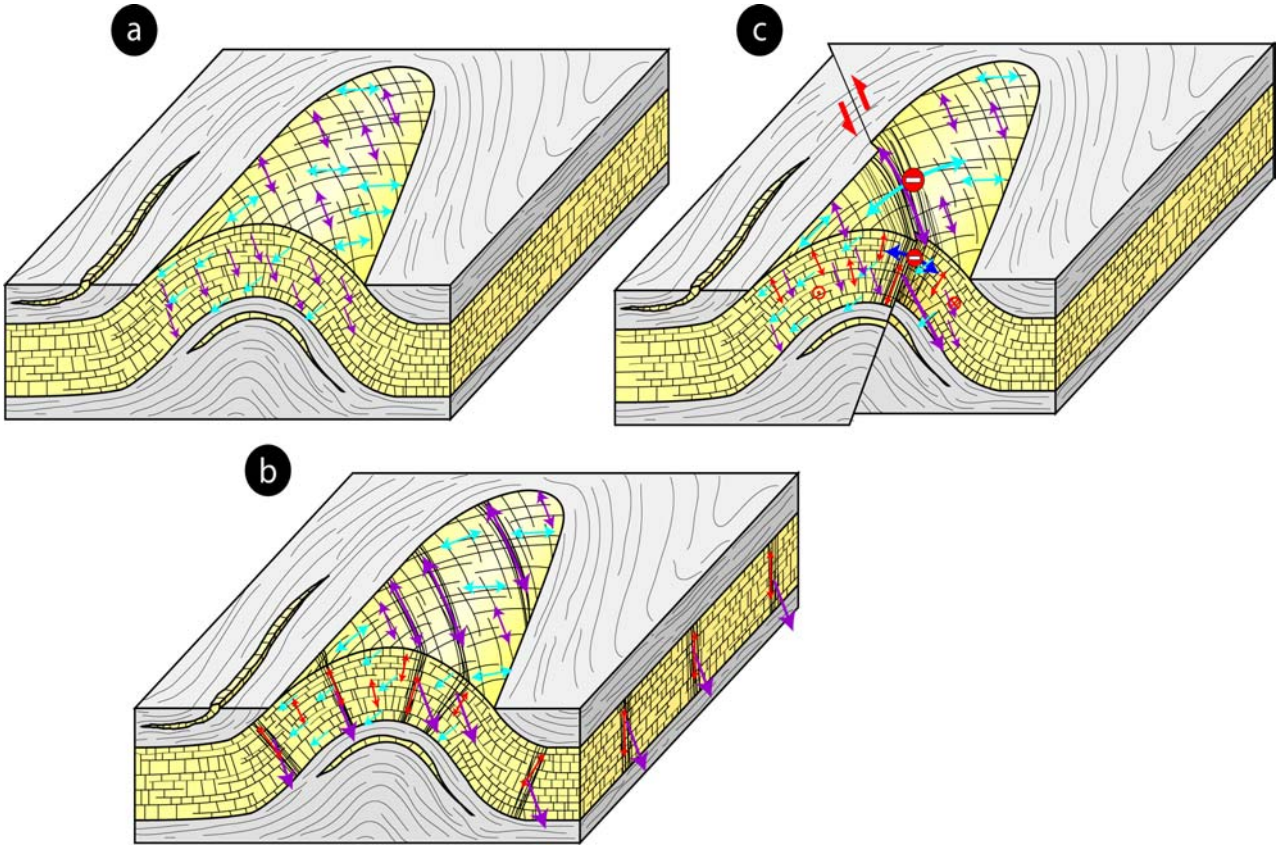


Figure 10.2 : Influence de la fracturation à différentes échelles sur les circulations de fluides dans des modèles de réservoirs plissés avec fracturation oblique dominante. (a) Cas d'un pli avec deux familles de fractures de fond obliques dominantes. (b) Cas d'un pli avec fractures obliques de fond et couloirs fracturés. (d) Cas d'un pli segmenté par des décrochements obliques à l'axe.

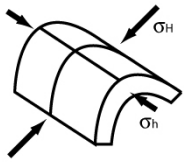
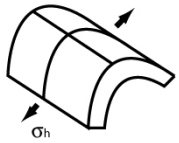
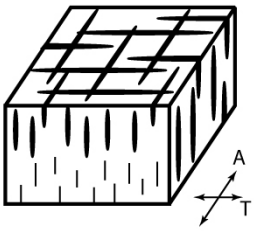
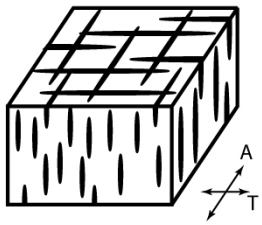
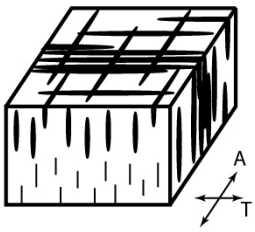
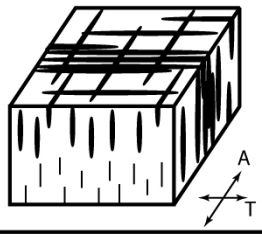
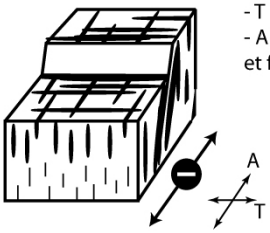
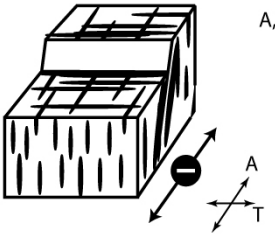
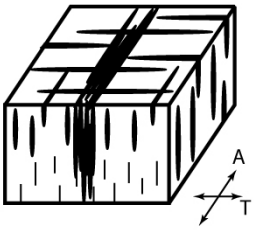
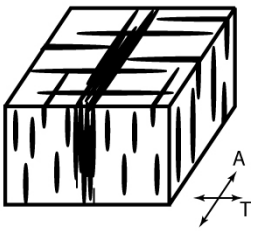
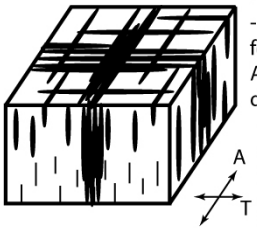
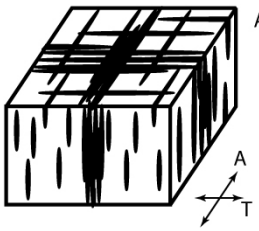
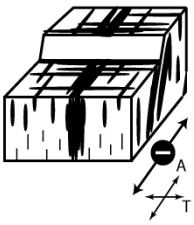
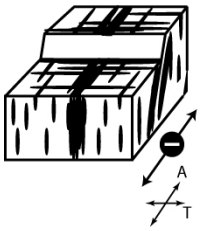
La figure 10.2 expose le cas de réservoirs localisés dans des plis où la fracturation est dominée par des directions obliques à l'axe et sub-orthogonales entre-elles.

- Le bloc-diagramme (a) montre un réservoir plissé où la fracturation est dominée par les fractures de fond. La perméabilité, relativement isotrope, de ce type de réservoir est liée à la présence des deux familles de fractures sub-orthogonales (bonne connectivité).
- Le bloc-diagramme (b) montre un exemple similaire à celui décrit sur le bloc diagramme (a) mais auquel viennent se superposer des couloirs fracturés obliques à l'axe (dont la direction est celle de l'une des deux familles de fractures de fond). La présence de ces couloirs entraîne l'addition de drains *sub-sismiques* importants qui superposent leur influence à la perméabilité initialement isotrope liée à la fracturation de fond. Le comportement d'un tel réservoir peut dès lors être caractérisé par une *forte anisotropie* (écoulements favorisés dans la direction des couloirs fracturés).
- Enfin, le bloc-diagramme (c) montre un pli affecté par la fracturation de fond, composée des deux familles d'obliques observées dans les deux cas précédents, et segmenté par des décrochements obliques de grande échelle. Pour des raisons de commodité de représentation, un seul décrochement est représenté sur le diagramme.

Les propriétés du réservoir, du point de vue de la fracturation de fond, sont comparables à celles décrites pour le bloc-diagramme (a), mais la présence de décrochements obliques peut entraîner la surimposition de drains majeurs dans leur direction, et de barrières dans la direction qui leur est orthogonale (pour autant que leur plan de glissement soit scellé). Ce cas est inspiré par celui du Jabal Madmar, observé dans les Adam Foothills (Oman).

10.3 Influences dynamiques possibles des contraintes in situ

La table 11.1 vise à résumer l'influence des contraintes *in situ* sur la perméabilité liée à la présence des différents types de fractures observés dans les plis. Cette influence est discutée sur la base de l'interprétation de l'effet de l'orientation de deux champs de contraintes *in situ* rencontrés dans le cas de réservoirs réels. Les deux champs de contraintes présentés imposent respectivement un régime de *compression orthogonale* à l'axe qui peut *persister à la fin du serrage syn-plissement* (situation très courante) et une *extension biaxiale* qui peut résulter de la *relaxation post-orogénique du système* (situation moins documentée, mais sans doute fréquente). Bien entendu, d'autres cas sont possibles. On postule que les fractures parallèles à la contrainte majeure en compression (locale ou régionale) sont susceptibles de bâiller et que les fractures orthogonales à cette dernière direction sont susceptibles de se fermer, ceci s'appuie sur le cas des fractures du bassin de Lodève (Bruel, 1997, voir § 1.3.1). Nous admettons aussi que les failles à fort rejet se comportent comme des drains dans la direction qui leur est parallèle et comme des barrières dans la direction qui leur est orthogonale. Pour limiter le nombre de situations possibles, nous avons choisi de ne pas décrire le cas des fractures situées dans les zones de perturbations des contraintes liées à la présence de failles (qui peuvent s'avérer dilatantes ou fermées en fonction de leur position, voir figure 1.9).

σ *in situ* → type de fracturation ↓	 Compression Transverse	 Relaxation
A et T (Fond) (Fig. 10.1 (a))	 - T ouvertes - A ouvertes en extrados et fermées en intrados. *Fracturation de fond :* Bonne connectivité et perméabilité en extrados	 A et T ouvertes *Fracturation de de fond :* Bonne connectivité et perméabilité
A et T (Fond) + FC (T) (Fig. 10.1 (b))	 - T et FC (T) ouverts - A ouvertes en extrados et fermées en intrados *Fracturation de de fond :* Bonne connectivité et perméabilité en extrados *Corridors (T):* drains transverses	 A, T et FC (T) ouverts *Fracturation de de fond :* Bonne connectivité et perméabilité *Corridors:* drains transverses
A et T (Fond) + Segm (T) (Fig. 10.1 (c))	 - T et DZ (T) ouverts - A ouvertes en extrados et fermées en intrados *Fracturation de de fond :* Bonne connectivité et perméabilité en extrados *Failles (T):* drains transverses dans la DZ, barrière transverse	 A, T et DZ (T) ouverts *Fracturation de fond :* Bonne connectivité et perméabilité *Failles (T):* drains transverses dans la DZ, barrière transverse
A et T (Fond) + artic (A) (Fig. 10.1 (d))	 **Fond:** T ouvertes A ouvertes en extrados et fermées en intrados **Artic (A):** ouvertes mais plus vers le haut. *Fracturation de fond :* Bonne connectivité en extrados *Artic (A):* drains axiaux	 **Fond:** A et T ouvertes **Artic (A):** ouvertes *Fracturation de fond :* Bonne connectivité et perméabilité *Artic (A):* drains axiaux
A et T (Fond) + artic (A) + FC (T) (Fig. 10.1 (e))	 - T et FC (T) ouverts - A ouvertes en extrados et fermées en intrados Artic (A): ouvertes, mais plus dilatantes vers le haut *Fracturation de de fond :* Bonne connectivité et perméabilité en extrados *Artic (A):* drains axiaux *Corridors (T):* drains transverses	 A, T, artic (A) et FC (T) *Fracturation de de fond :* Bonne connectivité et perméabilité *Artic (A):* drains axiaux *Corridors (T):* drains transverses
A et T (Fond) + artic (A) + segm (T) (Fig. 10.1 (f))	 - T et DZ (T) ouverts - A ouvertes en extrados et fermées en intrados - Artic (A) ouvertes mais plus dilatantes vers le haut *Fracturation de de fond :* Bonne connectivité et perméabilité en extrados Artic (A): Drains axiaux mais interrompus si faille (T) *Failles (T):* drains transverses dans la DZ, barrière axiale	 A, T, artic (A) et DZ (T) *Fracturation de de fond :* Bonne connectivité et perméabilité *Artic (A):* drains axiaux mais interrompus si faille (T) *Failles (T):* drains transverses dans la DZ, barrière axiale

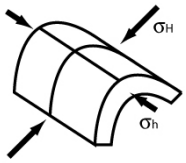
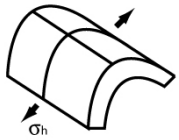
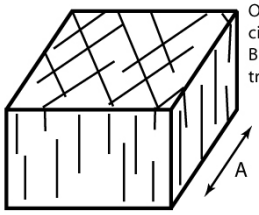
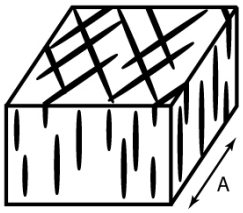
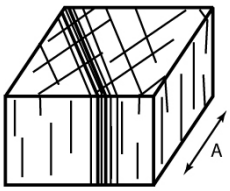
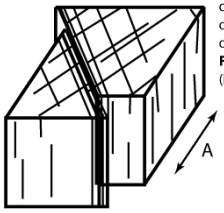
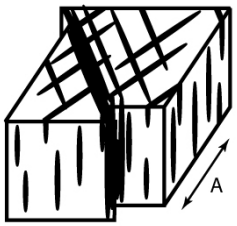
σ *in situ* → type de fracturation ↓	 Compression Transverse	 Relaxation
O (fond) (Figure 10.2 (a))	 O (fond) fermées avec tendance au cisaillement décrochant Bâillement possible en extrados si traction locale suffisante *Peu de pérméabilité liée aux fractures de fond sauf éventuellement en extrados*	 O (fond) ouvertes *Bonne connectivité et perméabilité liées aux fractures de fond*
O (fond) + FC (O) (Figure 10.2 (b))	 **fond:** O fermées avec tendance au cisaillement décrochant ouverture possible en extrados si traction locale suffisante **FC:** Tendance au cisaillement et la coalescence de fractures *Peu de pérméabilité liée aux fractures de fond sauf éventuellement en extrados FC (O) drains obliques (bonne connectivité due à la tendance à la réactivation cisaillante)*	O (fond) ouvertes FC (O) ouverts *Bonne connectivité et perméabilité liées aux fractures de fond* *FC: excellents drains obliques*
O (fond) + segm (O) (Figure 10.2 (c))	 **fond:** O fermées avec tendance au cisaillement décrochant ouverture possible en extrados ou au voisinage de la faille (perturbation locale des σ) **Faille:** CZ avec brèches (perméables) ou gouges (imperméables), DZ =fractures coalescentes *Peu de pérméabilité liée aux fractures de fond sauf éventuellement en extrados ou non loin de la faille Faille=drain oblique (DZ ou DZ+CZ si brèche) et barrière dans la direction orthogonale à son azimut*	 O (fond) ouvertes Faille: DZ ouvert, CZ perméable ou non *Bonne connectivité et perméabilité liées aux fractures de fond* *Faille=drain oblique (DZ ou DZ+CZ si brèche) et barrière dans la direction orthogonale à son azimut*

Table 11.1 : Résumé des influences des contraintes in situ sur l'ouverture des différents groupes de fractures associées aux plis et sur leurs possibles implications dynamiques. Le rôle des joints de stratification n'est pas pris en compte dans ces schémas, mais globalement ces joints doivent augmenter la connectivité pour autant qu'il ne s'agisse pas d'intercouches marneuses significatives. A, T et O indiquent les directions axiales, transverses et obliques respectivement. DZ indique la zone d'endommagement liée aux failles.

11 Conclusions et recommandations

Ce travail ne prétend pas à couvrir tout le sujet. Il a été inévitablement orienté par les exemples étudiés dominés par les carbonates à la demande des financeurs pétroliers. Certes il manque de célèbres exemples mondiaux mais l'échantillonnage étudié et l'étude bibliographique permettent de tirer des conclusions générales.

11.1 Pour les aspects réservoirs

Nécessité de la prise en compte de l'histoire globale du chargement pour comprendre et modéliser la structure des réservoirs.

Nous l'avons vu à de multiples reprises, la seule prise en compte des déformations syn-plissement est clairement insuffisante pour parvenir à décrire correctement l'état de fracturation d'un réservoir plissé et fracturé. Les différentes étapes de chargement (et de diagenèse associée) subis par le réservoir sont susceptible d'avoir eu un rôle dans la distribution de sa fracturation et donc dans son comportement dynamique.

- *les déformations pré-plissement :*

Ces déformations précoces sans doute omniprésente, mais difficile à caractériser, pourraient être responsables de l'apparition de réseaux de fractures qui peuvent avoir un rôle déterminant sur la perméabilité des réservoirs. On a montré que la fracturation de fond, mais aussi parfois des fractures de plus grande échelle, peuvent être associées à des étapes de déformation pré-plissement. *La caractérisation de cette fracturation précoce reste un sujet de recherche.* De plus, de nombreux exemples montrent que la suite de la structuration des plis peut être fortement influencée par la réactivation syn- ou post-plissement des fractures héritées de ces stades précoces. Le style de ces fractures doit dépendre de l'enfouissement subi par les séries, mais cet aspect reste à explorer.

- *les déformations syn-plissement :*

L'influence de la déformation syn-plissement peut se traduire de deux façons :

  - La première est la *néofracturation* de l'unité mécanique plissée. Cette fracturation se fait le plus souvent dans les directions axiale (fracturation de fond, HPF, articulations) et transverse (fracturation de fond, HPF, couloirs fracturés). Les fractures néoformées pendant le plissement pourraient être dominantes dans le cas d'unités plissées où la déformation précoce a été relativement modérée. *Le rôle dynamique de ces différents types de fractures demande à être caractérisé à travers des essais dynamiques sur des analogues de terrain*.
  - La seconde est la *réactivation (cisaillante ou en réouverture)* syn-plissement de fractures préformées, cette réactivation déclenchant toujours de la néorupture. Dans le cas de réactivation cisaillante de zones de fractures de grande échelle (couloirs fracturés obliques, par exemple), on peut aller jusqu'à la *segmentation* du pli. Nous avons vu que la réactivation cisaillante de zones

de fractures peut entraîner la création de drains et que la segmentation peut entraîner la compartimentation dynamique du réservoir.

- *les déformations tardives :*

En fonction des différentes sollicitations post-plissement (uplift, réenfouissement, déformations tardives, etc.), ces déformations peuvent amener à la dislocation de l'unité mécanique impliquée. Cette dislocation peut se faire par réactivation en contexte compressif ou extensif des fractures préformées. Là aussi, la dislocation du réservoir peut avoir un effet déterminant sur la dynamique des écoulements en son sein.

Deux recommandations importantes sont :

(1) *la complexité de l'histoire de la déformation* doit être, si possible, prise en compte dans sa totalité en vue de l'évaluation de l'état de fracturation d'un pli donné, et des propriétés dynamiques du réservoir associé. Il a été montré, en effet que tous les stades de structuration étaient susceptibles d'avoir un effet important sur la distribution et l'état d'ouverture des fractures à implémenter dans les modèles de fracturation. *Il est donc très important de mener, quand cela est possible, des études de fracturation fine bien remises dans leur contexte sur des analogues de réservoirs.*

(2) il conviendrait d'établir un ensemble de scénarios dynamiques prenant le relais des approches purement qualitatives présentées dans les blocs diagrammes du chapitre 10. Ils pourraient aider à l'interprétation de réservoirs où le système fracturé est mal contraint.

Il faut préciser la typologie des plis en sub-surface pour mieux évaluer leur état de fracturation.

Comme vu dans les chapitres 6 et 7, les distributions de fractures au niveau des différents types de plis sont susceptibles de varier considérablement. Les effets de ces différentes distributions sur les propriétés dynamiques potentielles des réservoirs correspondants sont très importants. Là aussi, il faudrait des vérifications sur des réservoirs réels possédant des analogues terrain.
Il est très important de pouvoir déterminer le type de pli (pli à courbure d'apparence continue accommodée par la fracturation de fond, pli articulé, pli segmenté) impliqué au niveau d'un réservoir donné pour pouvoir évaluer son état de fracturation et ainsi pour pouvoir tenter de prédire son comportement dynamique.
Il a été montré que les zones d'articulations étaient typiquement sub-sismiques et peuvent localiser des drains axiaux majeurs. Il est donc d'un grand intérêt de pouvoir en approcher la distribution au niveau des réservoirs grâce aux méthodes classiques (sismique, données de puits). Or, les articulations devraient être repérables par des variations de pendage observables en sismique, même si elles ne sont pas elles même caractérisables. Les documents sismiques de bonne qualité permettent habituellement de discerner des variations angulaires de l'ordre de 5 à 10° ce qui représente généralement la limite inférieure des variations de pendages accommodées par les articulations. Mais on a vu que certains types d'articulations sont très serrés, et seront donc inapparents à la sismique. Il est clair que l'amélioration des images peut apporter beaucoup à la caractérisation des articulations. Une relecture de certains profils à la lumière de ces résultats serait peut-être susceptible de changer les modèles réservoirs. Mais

cela nécessite une démarche commune entre les domaines académiques et pétroliers, laquelle n'est pas apparue comme évidente dans le cadre des travaux réalisés.

Prise en compte du rôle mécanique des hétérogénéités sédimentaires sur les différentes échelles de fracturation.

Classiquement, l'hétérogénéité sédimentaire est prise en compte dans les réservoirs à travers son influence sur la porosité matricielle. Dans ces cas, la distribution spatiale des différentes lithologies est susceptible de refléter plus ou moins clairement la distribution de la porosité dans un réservoir sédimentaire hétérogène.
Dans le cas de réservoirs à porosité de fracture dominante, la réponse mécanique (en fracturation) des différentes « lithologies » composant la pile sédimentaire est extrêmement variable et aura une influence déterminante sur l'organisation du réservoir et son comportement dynamique. En effet, au sein d'une pile donnée (constituant un réservoir) nous avons pu constater que des couches voisines caractérisées par une « lithologie » différente (même faiblement) pouvaient se fracturer de façon très contrastée (exemple des figure 16 (a) et 20, chapitre 9). La mécanostratigraphie, qui cherche à définir les relations entre types de fracturation et certains paramètres de la roche est un objectif de recherche majeur avec des applications directes. Ces paramètres sont encore très mal contrôlés : on ne sait pas comment l'hétérogénéité (d'origine sédimentaire) est susceptible d'intervenir dans la nucléation des fractures voire leur propagation via l'existence de contraintes résiduelles (contraintes bloquées à l'échelle des grains). Les processus diagénétiques successifs peuvent complètement changer les caractéristiques mécaniques des roches et redistribuer ainsi la mécanostratigraphie.

11.2 Pour les aspects académiques

Poursuivre les études de terrain

Les études de terrain effectuées au cours de ce travail de thèse nous ont amenés à proposer une *nouvelle classification typologique des plis en fonction de leurs relations avec les différentes familles de fractures*. Un des résultats majeurs de ce travail a été la détermination de la *géométrie articulée*, qui caractérise une grande partie des plis développés dans la croûte terrestre superficielle. Etant donné le rôle déterminant de ces zones de fractures dans le mécanisme de plissement (accommodation discontinue de la courbure par localisation de variations brusques du pendage), nous avons établi une *typologie des articulations* basée sur leur structuration interne et sur leur origine mécanique.
Cette typologie est donc basée sur l'étude d'un nombre limité d'exemples naturels et n'est donc pas exhaustive. Il serait donc intéressant de multiplier les analyses de tels objets. L'étude de cas de plis formés dans des séries sédimentaires mécaniquement très contrastées pourrait s'avérer d'un grand intérêt dans une perspective mécanostratigraphique.

Quelques unes des régions dont l'étude pourrait donner des résultats fructueux dans cette optique sont les suivantes :

- les plis du *Moyen-Orient*, avec en particulier les *Montagnes du Zagros (Iran)*.

- les avant-pays des *chaînes nord américaines (Montagnes Rocheuses et Appalaches)*. La géométrie articulée a d'ailleurs déjà été rencontrée dans le cas des *Foothills* des Montagnes Rocheuses (Cas du Teton Anticline exposé au § 7.3).
- les *Foothills Andins* et notamment le cas des *plis de la région de Tajira (Bolivie)* qui ont déjà fait l'objet d'études dans le cadre du consortium Geo-FracNet.
- une étude plus poussée des *plis du Haut Atlas Occidental marocain* (région centrée sur Imouzer des Ida ou Tanane) pourrait-elle aussi s'avérer intéressante du fait de la qualité des affleurements présents et de la variété des lithologies caractérisant la pile sédimentaire secondaire qui s'y trouve plissée.
- enfin, les *avant-pays plissés de la chaîne alpine européenne (Montagnes du Jura, Chaîne Dalmate)* sont des cas probablement très intéressants qui montrent des qualités d'affleurement parfois excellentes.

Perfectionner les modélisations analogiques

Les résultats obtenus grâce au protocole mis en œuvre au cours de cette thèse ont souligné l'effet du *confinement vertical*, de la *friction interfaciale* et de la *présence de défauts isolés préexistants* sur la structuration de plis formés dans des multicouches de paraffine élastique/fragile et sur la distribution de la fracturation associée. Ces expériences ont en outre permis de préciser la cinématique d'initiation et d'amplification des plis articulés.
Ces résultats sont extrêmement encourageants et il serait intéressant de réutiliser ce protocole pour aller plus loin dans l'étude du plissement en domaine fragile. D'autres paramètres pourraient par exemple être testés. Parmi ceux-ci on peut citer :

- le *rôle de la fracturation oblique (de fond ou d'échelle plus importante) préexistante*, grâce à l'utilisation de modèles plus ou moins densément prédécoupés avec une obliquité aisément paramétrable.

- le *rôle de l'organisation stratigraphique de la pile sédimentaire*. En effet, les modèles multicouches de paraffine peuvent permettre de concevoir aisément des hétérogénéités d'épaisseur qui peuvent modéliser des structures sédimentaires de type chenaux. Il est aussi possible d'envisager d'introduire des niveaux de décollement, continus ou lenticulaires au sein des multicouches, grâce à l'intercalation de plasticine.

Toutefois, le dispositif utilisé présente des imperfections : La première est la taille réduite du dispositif qui n'autorise pas l'étude de plis complets. La conception d'un dispositif de chargement plus grand permettrait d'étudier :

- la *fracturation dans les terminaisons périclinales*, qui est susceptible de se présenter avec une distribution très différente de celle observée dans les zones cylindriques centrales des plis (qui étaient seules modélisées dans le cas des expériences présentées dans cette thèse).

- la *fracturation associée aux trains de plis* et à leurs *interférences* dans les champs de contraintes particuliers des *zones de relais*.

Ces travaux expérimentaux doivent être poursuivis en utilisant des matériaux aux propriétés physiques dimensionnées qui permettraient de s'assurer du réalisme physique des phénomènes de fracturation observés.

D'une manière plus générale, les futures modélisations des systèmes fracturés associés aux plis doivent prendre en compte la complexité géologique. Mais il convient de comprendre auparavant quels sont les *paramètres clés du chargement* qui *déterminent l'apparition des différents types de fractures* et *contrôlent leur distribution*. Un problème majeur est celui de l'origine des fractures obliques à l'axe des plis. Leur origine mécanique, en tant qu'objets syn-plis, reste très mal connue.

Développer des modélisations numériques adaptées

Même si les modèles numériques les plus avancés ne sont pas encore susceptibles de générer des fractures dans des systèmes complexes, l'application des techniques de la modélisation numérique aux problèmes du plissement et de la fracturation des roches dans le domaine élastique/fragile est incontournable pour le futur. Parmi les problèmes à aborder, on peut envisager :

- la *calibration* des *paramètres majeurs* que nous avons identifiés grâce à notre étude de modélisation analogique.

- la réalisation de *modèles en vraie 3D* (permettant par exemple d'examiner le cas des terminaisons périclinales et des interférences de plis).

- l'étude de la *localisation des zones de fractures (de plasticité) qui constituent les articulations*.

- La prise en compte de *réactivations des fractures préexistantes*, de fond ou de plus grande échelle, en même temps que le glissement banc sur banc.

12 Références bibliographiques

Abbassi M. R., and Mancktelow N. S., Single layer buckle folding in non-linear materials: I. Experimental study of fold development from an isolated initial perturbation. *J.S.G.*, Vol. 14, N°1, Pages 85-104, **1992**.

Ameen M. S., Folding of layered cover due to dip-slip basement faulting. *Unpublished PhD Thesis*, Universitiy of London. **1988**.

Ameen M. S., Macrofaulting in the Purbeck-Isle of Wight monocline. *Proceeding of the Geologists' Association*, Vol. 101, Pages 31-46, **1990**.

Amhrar M., Tectonique et inversion géodynamiques post-rift dans le Haut-Atlas Occidental: Structures, instabilities tectoniques et magmatisme liés à l'ouverture de l'Atlantique central et la collision Afrique-Europe. *Unpublished state doctorate* (doctorat de 3ème Cycle), Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco, 253 pages.

Anastasio D.J., Fisher D.M., Messina T.A. and Holl J.E., Kinematics of decollement folding in the Lost River Range, Idaho. *J. S. G.*, Vol. 19, N° 3-4, Pages 355-368, **1997**.

Antonellini M. A., Aydin A. and Pollard D. D., Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah , *J. S. G.,* Vol. 16, N°7, Pages 941-959, **1994**.

Arlegui-Crespo L. E. and Simon-Gomez J. L., El sistema de diaclasas N-S en el sector central de la Cuenca del Ebro. Relación con el campo de esfuerzos neógeno. *Rev. Soc. Geol. España*, 6, (1-2), **1993**.

Arthaud F. and Laurent P., Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant pays Nord-Pyrénéen du Languedoc Méditérranéen. *Geodynamica Acta (Paris),* **1995**, 8, Pages 142-157.

Atkinson P. K. and Wallace W. K., Competent unit thickness variation in detachement folds in the Northeastern Brooks Range, Alaska: Geometric analysis and a conceptual model. *J. S. G.*, Vol. 25, Pages 1751-1771, **2003**.

Aydin A. and Reches Z., Number and orientation of fault sets in the field and in experiments. *Geology*, Vol. 10, Pages 107-112, February **1982**.

Bahat D., Early single layer and late multi-layer joints in the lower eocene chalks near Beer Sheva, Israel. *Annales Tectonicae*, Vol. II, N°1: Pages 3-11, **1988**.

Bastida F., Bobillo-Ares N. C., Aller J. and Toimil N. C., Analysis of folding by superposition of strain patterns. *J. S. G.*, Vol. 25, Pages 1121-1139, **2003**.

Bergbauer S., and Pollard D. D., A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints based on the emigrant Gap anticline, Wyoming, *GSA Bulletin*, V. 116, N° 3/4, Pages 294-307, **2004**.

Biot M. A., Theory of folding of viscoelastic media and its implication in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, N° 72, Pages 1595-1620, **1961**.

Biot M. A., Theory of deformation of porous viscoelastic anisotropic solid. *Journal of applied physics*, 27, Pages 469-467, **1956**.

Blay P. K., Cosgrove J. W. and Summers J. M., An experimental investigation of the development of structures in multilayers under the influence of gravity. *Journal of the Geol. Soc. Of London*, N° 133, Pages 329-342, **1977**.

Blès J. L., Bonijoly D., Castaing C. and Gros Y., Successive post-Variscan stress fields in the french Massif Central and its borders (Western European plate): Comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169 (**1989**), Pages 79-111.

Bobillo-Ares N. C., Bastida F. and Aller J., On tangential longitudinal strain folding. *Tectonophysics*, 319, Pages 53-68, **2000**.

Bonini M., Sokoutis D., Mulugeta G. and Katrivanos E., Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps. *J. S. G.*, 22, Pages 1165-1179, **2000**.

Boudaoud A., Patricio P., Couder Y. et Ben Amar, M., Dynamics of singularities in a constrained elastic plate, *Nature*, Vol 407, Pages 718-720, **2000**.

Bruel T., Caractérisation des circulations de fluides dans un réseau fracture et rôle des contraintes « in situ ». Une étude de cas dans le bassin de Lodève, *Thèse de l'Université Montpellier II*, **1997**.

Caputo R., Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, 7, Pages 479-490, **1995**.

Caritg S., Burkhard M, Ducommun R., Helg U., Kopp L. And Sue C., Fold interference patterns in the late Palaeozoic Anti-Atlas belt of Morocco, *Terra Nova*, 16, Pages 27-37, **2004**.

Chapple W. M., Fold shape and rheology: the folding of an isolated viscous-plastic layer. *Tectonophysics*, Vol. 7 (2), Pages 97-116, **1969**.

Chemenda A., Dévechère J. and Calais E., Three-dimensional laboratory modelling of rifting: application to the Baikal Rift, Russia. *Tectonophysics*, Vol. 356, Pages 253-273, **2002**.

Chester J. S., Logan J. M. and Spang J. H., Influence of layering and boundary conditions on fault-bend and fault propagation folding. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 103, Pages 1059-1072, August **1991**.

Cluzel D., Etude microtectonique de l'avant-pays de la nappe des Corbières Orientales (Aude, France). *Thèse*, **1977**.

Cobbold P. R., Cosgrove J. W. and Summers J. M., Development of internal structures, *Tectonophysics*, Vol. 12, Pages 23-53, **1971**.

Cobbold P. R., Fold propagation in single embedded layers. *Tectonophysics*, 27, Pages 333-351, **1975**.

Cobbold P. R., Fold shapes as a function of progressive strain. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A283, Pages 129-138, **1976**.

Cooke M. L. and Pollard D. D., Bedding plane slip in initial stages of fault related folding. *J. S. G.* Vol. 19, N° 3-4, Pages 567-581, **1997**.

Corfield S. and Sharp I. R., Structural style and stratigraphic architecture of fault propagation folding in extensional settings: a seismic example from the Smorbukk area, Halten Terrace, Mid-Norway. *Basin Research* (**2000**) 12, 329-341.

Cosgrove J. W. et Ameen M. S., Forced Folds and Fractures, *Geological Society Special Publication* N° 169, **2000**.

Costa E. and Vendeville B.C., Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrusts belts above weak, viscous evaporitic decollement. *J. S. G.*, 24, Pages 1729-1739, **2002**.

Couples G. D. and Lewis H., Effect of interlayer slip in model forced folds, *In: Forced folds and fractures, edited by Cosgrove and Ameen, Geol. Soc. Special Pub.,* N° 169, Pages 129-144, **2000**.

Couples G. D. et Lewis H., Lateral variations of strain in experimental forced folds, *Tectonophysics*, N° 295, pages 79-91, **1998**.

Couples G. D., Stearns D. W. and Handin J. W., Kinematics of experimental forced folds and their relevance to cross section balancing. *Tectonophysics*, N° 233, Pages 193-213, **1994**.

Coward M. P., Daltaban T. S. and Johnson H., Structural geology in reservoir characterization. *Geological Society Special Publication* N°127, **1998**.

Craddock J. P. and Relle M., Fold axis-parallel rotation within the Laramide Derby Dome Fold, Wind River Basin, USA. *J. S. G.*, Vol. 25, Pages 1959-1972, **2003**.

Cristallini E.O. and Allmendinger R.W., Backlimb trishear: a kinematic model for curved folds developed over angular fault bends. *J. S. G.*, 24, Pages 289-295. **2002**.

de Joussineau G., Contribution à l'étude du comportement sous contrainte des failles et des fractures de mode I : Terrain, et modélisations analogiques et numériques, *Thèse, Université Montpellier II*, **2003**.

Deepak C. Srivastava, et Engelder T., Crack-propagation sequence and pore fluid conditions during fault-bend folding in the Appalachian Valley and Ridge, central Pennsylvania, *Geological Society of America Bulletin,* V. 102, pages 116-128, **1990**.

Delair J., Fracturation des roches calcaires tome II : étude des microstructures cassantes et des stylolites affectant un calcaire micritique : analyse géométrique et cinématique, essai d'interprétation génétique. *Thèse*, **1977**.

Dieterich J. H., Computer experiments on mechanics of finite amplitude folds. *Canadian J. of Earth Science*, N°7, Pages 467-476, **1970**.

Dixon J. M. and Summers J. M., Recent developments in centrifuge modelling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model material. *J. S. G.*, Vol. 7, N°1, Pages 83-102, **1985**.

Dixon J. M. and Tirrul R., Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession. *J. S. G.,* Vol. 13, N° 1, Pages 3-20, **1991**.

Donzeau M., Signification tectonique des diaclases du paleozoïque des monts d'Ougarta (Sahara occidental Algerien). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord.*, Alger, T. 62, Fasc. 3-4, **1971**.

Droste H., Geological excursion to Wadi Mi'Aidin, Oman Mountains, *unpublished PDO field trip booklet*, **1997**.

Engelder T. and Peacock D. C. P., Joint development normal to regional compression during flexural-flow-folding: the Lilstock butress anticline, Somerset, England. *J. S. G.,* Vol. 23, Pages 259-277, **2001**.

Engelder T., *Stress regimes in the lithosphere*, Princeton university press, **1993**.

Epard J.-L. and Groshong Jr R.H., Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain. *Tectonophysics*, 247, pages 85-103, **1995**.

Ericsson J. B. , Mc Kean H. C. et Hooper R. J., Facies and Curvature controlled 3D fracture models, *Geolgical society of London special publication.* 147, Pages 299-312, **1998.**

Ez V., When shearing is the cause of folding. *Earth Science Review*, Vol. 51, Pages 155-172, **2000**.

Finch E., Hardy S. and Gawthorpe R., Discrete element modelling of contractional fault propagation folding above rigid basement fault blocks. *J. S. G.*, Pre-print, **2002**.

Fischer M. P. And Jackson P. B., Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico. *J. S. G.*, Vol. 21, Pages 613-633, **1999**.

Fischer M. P., et Wilkerson S. M., Predicting the orientation of joints from fold shape : Results of pseudo-three-dimensional modelling and curvature analysis, *Geology*, V. 28, N°1, pages 15-18, **2000**.

Fletcher R. C., Wavelength selection in the folding of a single layer with power law rheology, *American Journal of Science*, Vol 274, Pages 1029-1043, November **1974**.

Fowler T.J. and Winsor C.N., Evolution of chevron folds by profile shape changes: comparison between multilayer deformation experiments and folds of the bendigo-castlemaine goldfields, Australia. *Tectonophysics*, 258, Pages 125-150, **1996**.

Friedman M. and Stearns D. W., Relations between stresses inferred from calcite twin lamellae and macrofractures, Teton Anticline, Montana. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 82, Pages 3151-3162, November **1971**.

Gambarotta L. et Lagomarsino S., A microcracked damage model for brittle materials, *International Journal of solids and structures*. 30, Pages 177-198, **1993.**

Gauthier B. D. M. et Lake S.. D., Probabilistic modelling of faults blow the limit of seismic resolution in Pelican field, North Sea, offshore, United Kingdom, *A.A.P.G. Bulletin*. 77, Pages 761-777, **1993**.

Gauthier B. D. M., Zellou A.. M., Garcia M. et Daniel J. M ., Integrated fractured reservoir characterization : a case studying a North Africa field**,** *SPE*, 65118**, 2000.**

Genna A., Relations entre tectonique cassante, déformation hydroplastique et circulation de fluide dans l'extrémité Est du bassin Eocène de Carcassonne (Essai d'application métallogénique). *Thèse*, **1989**.

Gerbault M., At what stress level is the central Indian Ocean lithosphere buckling?, Earth and planetary science letters,N° 178, Pages 165-181, **2000**.

Ghosh S.K., Deb S.K. and Sudipta Sengupta, Hinge migration and hinge replacement. *Tectonophysics*, 263, Pages 319-337, **1996**.

Gillespie P. A., Walsh J. J., Waterson J., Bonson C. G. and Manzocchi T., Scaling relationships of joints and veins from the Burren, Co. Clare, Ireland. *J. S. G.,* vol 23, Pages 183-201, **2001**.

Gross M.R. and Engelder T., Strain accommodated by brittle failure in adjacent units of the Monterey Formation, U.S.A.: Scale effect and evidence for uniform displacement boundary conditions. *J. S. G.*, Vol. 17, N°9, Pages 1303-1318, **1995**.

Guiton M. L. E., Contribution de la fracturation diffuse à la déformation d'ensemble durant le plissement de roches sédimentaires. *Thèse de doctorat de l'école polytechnique*, 257 pages, **2001**.

Guiton M. L. E., Sassi W., Leroy Y. M. and Gauthier B. D. M., Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas. *J. S. G.*, 25, Pages 1317-1330, **2003**.

Hancock P. L., Brittle Microtectonics: Principles and practice. *J. S. G.* Vol. 7, N° 3-4, Pages 437-457, **1985**.

Handin, J. W., Friedman M., Logan J; M., Pattison L. J., and Swolfs H. S., Experimental folding of rocks under confining pressure: Buckling of single layer rock beams, *Am. Geophys. Union Monograph.*, 16, Pages 1-28, **1972**.

Heim A., *Geologie der Sweitz*, Leipzig: Tauchnitz, **1921**.

Hennings P. H., Olson J. E., and Thompson L. B., Combining outcrop data and three-dimentional structural model to characterize fractured reservoirs: An example from Wyoming. *A. A. P. G. Bulletin*, Vol. 84, N°6, Pages 830-849, June **2000**.

Hobbs B. E., Means W. D. and Williams P. F., An outline of structural geology, *John Wiley & Sons, Inc., New-York-London-Sydney-Toronto*, **1976**.

Hodgson R. A., Classification of structures on joint surfaces. *Am. J. Sci.,* 259, Pages 493-502, **1961**.

Hudleston , P. J., Extracting information from folds in rocks. *J. Geol. Educ.*, Vol. 34, Pages 237-245, **1986**.

Hudleston P. J. and Holst T. B., Strain analysis and fold shape in a limestone layer and implication for layer rheology. *Tectonophysics*, Vol. 106, Pages 321-347, **1984**.

Hudleston P. J. and Lan L., Rheological controls on the shapes of single-layer folds. *J.S.G.*, Vol. 16, N° 7, Pages 1007-1021, **1994**.

Hudleston P. J. and Lan L., Rheological information from geological structures. *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 145, N° 3/4, Pages 605-620. **1995**.

Hudleston P. J., The association of folds and veins in shear zones. *J. S. G.*, Vol. 11, N° 8, Pages 949 to 957, **1989**.

Ismat Z. and Mitra G., Folding by cataclastic flow at shallow crustal levels in the Canyon Range, Sevier orogenic belt, west central Utah. *J. S. G.*, 23, Pages 355-378, **2001**.

J. Philip, J. Borgomano and S. Al-Maskiry, Cenomanian-Early Turonian carbonate platform of northern Oman: stratigraphy and palaeo-environments, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 119, Issues 1-2, Pages 77-92, **1995**.

Johnson A. M., Folding and faulting of strain-hardening sedimentary rocks, *Tectonophysics*, 62, pages 251-278, **1978.**

Keunen P. H. and de Sitter L. U., Experimental investigation into the mechanisms of folding. *Leidsche Geol. Mag.,* Vol. 10, Pages 217-240, **1938**.

Lan L. and Hudleston P. J., A method of estimating the stress exponent in the flow law for rocks using fold shape. *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 145, N° 3/4, Pages 621-635, **1995**.

Lan L. and Hudleston P. J., Rock rheology and sharpness of folds in single layers. *J. S. G.*, Vol. 18, N° 7, Pages 925-931, **1996**.

Lan L. and Hudleston P. J., The effects of rheology on the strain distribution in single layer buckle folds. *J. S. G.*, Vol. 17, N° 5, Pages 727-738, **1995**.

Latham J-P., A numerical investigation and geological discussion of the relationship between folding, kinking and faulting. *J.S.G.,* Vol. 7, N°2, Pages 237-249, **1985**.

Latham J-P., The influence of nonlinear material properties and resistance to bending on the development of internal structures. *J. S. G.*, Vol. 7, N°2, Pages 225-236, **1985**.

Laubach S. E., Fractures generated during folding of the Palmerton sandstone, Eastern Pennsylvania. *Journal of Geology*, **1988**, Vol. 96, Pages 495-503.

Lawn B.R. and Wilshaw T. R., Fracture of brittle solids. *Cambridge University Press*, Cambridge – London – New York – Melbourne, **1975**.

Leroy Y. M., and Sassi W., A plasticity model for discontinua. In Aspect *of tectonic faulting*, Lehner F. and Urai J., ed., *Springer-Verlag*, **2000**.

Lisle R. J., Detection of zones of abnormal strains in structures using Gaussian curvature analysis, *AAPG Bulletin*, Vol. 78, N° 12, Pages 1811-1819, **1994**.

Liu S. and Dixon J. M., Centrifuge modelling of thrust faulting: strain partitionning and sequence of thrusting in duplex structures. *From Knippe and Rutter, Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, *Geological Society Special Publication N°54*, Pages 431-444, **1990**.

Mancktelow N. S., and Abbassi M. R., Single layer buckle folding in non-linear materials: II. Comparison between theory and experiment. *J.S.G.*, Vol. 14, N°1, Pages 105-120, **1992**.

Mason R.A., Structure of the Alice anticline, Papua New Guinea: Serial balanced cross sections and their restoration. *J. S G.*, Vol. 19, N° 5, Pages 719-734, **1997**.

Massa D., Ruhland M. Et Thouvenin J., Structure et fracturation du champ d'Hassi-Messaoud (Algérie), *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, pages 489-713, Juillet-Août **1972**.

Massin P., Triantafyllidis N. and Leroy Y. M., Stability of a density-stratified two-layer system. *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 322, série IIa, Pages 407-413, **1996**.

Mattauer M., *Notice de la carte géologique de Montpellier 1/50000ème*, BRGM editions, Service Géologique National., **1971**.

Maurin J.-C. and Nivière B., Extensional forced folding and decollement of the pre-rift series along the Rhine graben and their influence on the geometry of the syn-rift sequences, *In: Forced folds and fractures, edited by Cosgrove and Ameen, Geol. Soc. Special Pub.,* N° 169, Pages 73-86, **2000**.

McConaughy D. T. and Engelder T., Joint initiation in bedded clastic rocks. *J. S. G.,* Vol. 23, Pages 203-221, **2001**.

McQuarrie N., Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran, *Journal of Structural Geology*, vol.26, no.3, pp.519-535, **2004**.

Mercier J. and Vergely P., Tectonique, *Collection Geosciences*, Dunod, Paris, **1992**.

Mitra S., A unified kinematic model for the evolution of detachment fold. *J. S. G.*, Vol. 25, Pages 1659-1673, **2003**.

Mitra S., Structural models of faulted detachment folds. *A. A. P. G. Bulletin*, V. 86, N°9, Pages 1673-1694. **2002**.

Murray G. H., Quantitaive fracture study-Sanish Pool, Mc Kenzie County, North Dakota. *AAPG Bulletin*, 52, Pages 57-65, **1968**.

Nadai A., *Theory of flow and fracture of solids*, 2 Volumes, McGraw-Hill, New-York, **1963**.

Nelson R. A., Geological analysis of naturally fractured reservoirs, Contributions in *Petroleum Geology & Engineering*, Gulf, **1985**.

Neurath, C., and Smith, R. B., The effect of material properties on growth rates of folding and boudinage: experiments with wax models. *J. S. G.*, N° 4, Pages 215-229, **1982**.

Niño F., Philip H. and Chéry J., The role of bed-parallel slip in the formation of blind thrust faults. *J. S. G.,* Vol. 20, N°5, Pages 503-516, **1998**.

Obid Abdol Z. M., Détermination des directions de compression et de distension par la microtectonique cassante dans la région de Montpellier, *Thèse*, 1987.

Odonne F. and Vialon P., Analogue models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics*, 99 (**1983**), Pages 31-46.

Odonne F. and Vialon P., Hinge migration as a mechanism of superimposed folding. *J. S. G.* Vol. 9, N°7, Pages 835-844, **1987**.

Odonne F., and Costa E., relationship between strike-slip movement and fold trends in thin skinned tectonics: analogue models, *Tectonophysics*, 228, Pages 383-391, **1993**.

Odonne F., Migration de charnières et vecteurs de déplacement sur des modèles analogiques de plis superposés. *Geodynamica Acta (Paris),* **1987**, 1, 2, Pages 139-146.

Ohlmacher G. C. and Aydin A. Progressive deformation and fracture patterns during foreland thrusting in the southern appalachians. *American Journal of Science*, vol 295, October, Pages 943-987, **1995**.

Ormand C. J. and Hudelston P. J., Strain paths of three small folds from the Appalachian Valley and Ridge, Maryland. *J. S. G.*, Vol. 25, Pages 1841-1854, **2003**.

Ouanaïmi H., Contribution à l'étude géologique du Sud Marocain: Stratigraphie séquentielle de basins détritiques paléozoïques. Distribution des réseaux de diaclases à grande échelle dans les orogènes hercyniens et atlasiques, *Thèse d'Etat, Université Cadi Ayyad, Maroc*, **2003**.

Ouenes A., Zellou A., Basinski P. M. et Head C. .F., Practical use of neural networks in tight gas fractured reservoirs : Application to the San Juan basin, *SPE*, 39965, pages 573-579, **2000**.

Papamichos E., Vardoulakis I. and Mülhaus H. B., Buckling of layered elastic media: a Cosserat-Continuum approach and its validation. *International journal for numerical and analytical methods in geomechanics*, Vol 14, Pages 473-498, **1990**.

Passchier C.W., Flanking structures. *J. S. G.*, Vol. 23, Pages 951-962, **2001**.

Patton T.L., Logan J.M. and Friedman M., Experimentally generated normal faults in single layer and multilayer limestone specimens at confining pressure. *Tectonophysics*, 295, Pages 53-77, **1998**.

Petit J.-P. and Barquins M., Can natural faults propagate under Mode II conditions ?, *Tectonics*, 7, Pages 1243-1256, **1988**.

Petit, J. P., Bazalgette, L., Bordarier, C., Bouissou, S., Chemenda, A. I., Conolly, P., Cortes, P., Jorand, C., and de Joussineau, G., Fracture corridors: what are they ? *Sfera Meeting*, Abruzzo, Italy, **2001**.

Platt J. P. and Legget J. K., Stratal extension in thrust footwalls, Makran accretionary prism: implications for thrust tectonics. *A. A. P. G. Bulletin*, V. 70, N°2, Pages 191-203, February **1986**.

Price N. J. and Cosgrove J. W., Analysis of Geological Structures. *Cambridge University Press*, **1990**.

Price N. J. and Hancock P. L., Development of fracture cleavage and kindred structures. *24th IGC*, Pages 584-592, **1972**, Section 3.

Ramberg H. R. and Stephansson O., Compression of floating elastic and viscous plates affected by gravity, a basis for discussing crustal buckling. *Tectonophysics*, 1, Pages 101-120, **1964**.

Ramberg H., Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. *Geol. Rundschau*, N°51, Pages 403-439, **1961**.

Ramberg H., Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks, *A. A. P. G. Bulletin*, Vol. 47, N°3, Pages 484-505, **1963**.

Ramberg H., Folding of laterally compressed multilayers in the field of gravity, I, *Phys. Earth Planet*. Interiors 2, Pages 203-232, North Holland Publishing Company, Amsterdam, **1970**.

Ramberg H., Folding of laterally compressed multilayers in the field of gravity, II Numerical examples. *Phys. Earth Planet*. Interiors 4, Pages 83-120, North Holland Publishing Company, Amsterdam, **1970**.

Ramberg H., Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties; a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics*, Vol. 1, Pages 307-341, **1964**.

Ramsay J. G. and Huber M. I., The techniques of modern structural geology, Vol. 2: Folds and Fractures, *Academic Press Editions*, 700 pages, **1987**.

Ramsay J. G., Development of Chevron folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 85, Pages 1741-1754, **1974**.

Ramsay J. G., *Folding and fracturing of rocks*. 568 Pages, New-York, McGraw Hill, **1967**.

Ranalli, G., *Rheology of the Earth*, Allen & Unwin, Boston, **1987**.

Rawnsley K. D., Peacock D. C. P., Rives T. and Petit J.-P., Joints in the Mesozoic sediments around the Bristol Channel Basin. *J. S. G.*, Vol. 20, N° 12, Pages 1641-1661, **1998**.

Rawnsley K. D., Rives T., Petit J.-P., Hencher S. R. and Lumsden A. C., Joint development in perturbed stress fields near faults. *J. S. G.*, **1992**

Reches Z. and Jonhson A., A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinal flexuring of compressible, elastic multilayers. VI Asymetric folding and monoclinal kinking. *Tectonophysics*, 35, Pages 295-334, **1976**.

Reches Z. And Lockner D. A., Nucleation and growth of faults in brittle rocks. *J. G. R.,* Vol. 99, N° B9, Pages 18,159-18,173, September 10, **1994**.

Richard P., Mocquet B. and Cobbold P. R., Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault, *Tectonophysics,* Volume 188, Issues 1-2, 10, Pages 133-14, **1991**.

Ridley J. and Casey M., Numerical modelling of folding in rotational strain histories: strain regimes expected in thrust belts and shear zones. *Geology*, Vol. 17, pages 875-878, October **1989**.

Rives T. and Petit J.-P., Diaclases et plissement: une approche expérimentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 310, Série II, Pages 1115-1121, **1990**.

Rives T. and Petit J.-P., Experimental study of jointing during cylindrical and non cylindrical folding. *Mechanics of jointed and faulted rock*, Rossmanith (ed.)©, **1990** Balkena, Rotterdam, *ISBN 90 6191 155 9*.

Rives T. and Petit J.-P., Joint pattern and and local stress field evolution during non cylindrical folding: experimental and field data. *EUG VI, Terra abst.,* 3, 79, **1991**.

Rives T., Mécanismes de formation des diaclases dans les roches sédimentaires : Approche expérimentale et comparaison avec quelques exemples naturels. *Thèse*, *Université Montpellier II,* **1992**.

Ruf J. C., Rust K. A. and Engelder T., Investigating the effect of mechanical discontinuities on joint spacing. *Tectonophysics* 295, Pages 245-257, **1998**.

Sanderson D. J., The transition from upright to recumbent folding in the Variscan fold belt of southwest England: a model based on the kinematics of simple shear. *J. S. G.,* Vol. 1, N°3, Pages 171-180, **1979**.

Sassi W. et Faure J. L., Role of faults and layer interfaces on the spacial variation of stress regimes in basins : inferences from numerical modelling, *Tectonophysics*, 266, Pages 101-109, **1997**.

Savage H. M. and Cooke M. L., Can flat-ramp-flat fault geometry be inferred from fold shape?: A comparison of kinematic and mechanical fold. *J. S. G.*, **under the press**.

Scisciani V., Tavarneli E. and Calamita F., The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy. *J. S. G.*, 24, Pages 1647-1658. **2002**.

Sherwin J. and Chapple W. M., wavelength of single layer folds: a comparison between theory and observation. *Am. J. Sci.*, N°266, Pages 167-169, **1968**.

Silliphant L. J., Engelder T. and Gross M. R., The state of stress in the limb of the Split Mountain anticline, Utah: constraints placed by transected joints. *J. S. G.* 24 (**2002**) 155-172.

Sinha-Roy S., Kinetics of differentiated stylolites formation. *Current Science*, Vol. 82, N°8, 25 April **2002**.

Smoluchovski M., Uber ein gerisses Stabilitatsproblem der elastizitatslehre und dessen beziehung zur entsehung von faltengebirgen, *Abhandl. Akad. Wiss Krakau, Math. Kl.*, Pages 3-20, **1909**.

Srivastava V. and Gairola V. K., Geometrical classification of multilayered folds. *Tectonophysics*, Vol. 301, Pages 159-171, **1999**.

Stearns D. W. and Friedman M., Reservoirs in fractured rocks, *A. A. P. G. Bulletin*, 16, Pages 82-106, **1972**.

Stearns D. W., Faulting and forced folding in the Rocky Montains foreland. *In*: Matthews, V. (ed) Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States, *Geological Soc. of America*, *Memoir*, 151, Pages 1-37, **1978**.

Stearns D. W., Macrofracture patterns on Teton anticline N.W. Montana, *A. G. U.,* 45, **1964**.

Stewart S. A., et Podolski R., Curvature analysis of gridded geological surfaces, in Structural Geology in Reservoir Characterization*, Geological Society Special Publication* N° 127, **1998**.

Storti F. and Poblet J., Growth stratal architectures associated to decollement folds and fault-propagation folds. Inferences on fold kinematics. *Tectonophysics*, 282, Pages 353-373, **1997**.

Strayer L. M. and Hudleston P. J., Numerical modelling of fold initiation at thrust ramps. *J. S. G.*, Vol. 19, N° 3-4, Pages 551-566, **1997**.

Strayer L. M., Brittle folding: distinct element numerical models. *AGU abstracts*, Vol. 78, N° 46, Page 681, 18 Nov **1997**.

Summers J. M., An experimental and theoretical investigation of multilayer fold development, *Unpublished PhD Thesis, University of London,* **1979**.

Suppe J., Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.*, Vol. 283, Pages 684-721, **1983**.

Suppe J., Principles of structural geology. *Prentice-Hall, Inc*. **1985**.

Tavarnelli E., The effects of pre-existing normal faults on thrust ramp development: an example from the northern Apennines, Italy. *Geologische Rundschau*, Vol. 85, Pages 363-371, **1996**.

Thompson R. L., The nature and significance of large "blind" thrusts within the northern Rocky Mountains of Canada, *In : Thrust and nappe tectonics*, eds. K. Mc. Clay & N. J. Price, Pages 449-462, *Geol. Soc. London Special Publication*, N°9, Blackwell Scientific Publications, **1981**.

Tissot B., Quel avenir pour les combustibles fossiles ?, *C. R. A. S.*, T333, n°12, série Iia, numéro spécial « Energie et climat », Pages 787-796, **2001**.

Triantafyllidis N. and Leroy Y. M., Stabilty of a frictional, cohesive layer on a viscous substratum: validity of asymptotic solution and influence of material properties. *Journal of Geophysical Research*, 102(B9), Pages 20551-20570, **1997**.

Tricart P., Blondel T. et Bouaziz S., Quelques exemples de diaclases précoces en domaine de plate-forme (Tunisie) : leur Utilité pour dépister une extension synsédimentaire ou une inversion structurale. *C. R. A. S.,* t. 303, Série II, n°10, **1986**.

Turner J. P. and Hancock P. L., Relationship between thrusting and joint systems in the Jaca thrust-top basin, Spanish Pyrenees. *J. S. G.,* Vol. 12, N°2, Pages 217-226, **1990**.

Van der Meulen M. J., Slab detachment and the evolution of the Apenninic Arc (Italy). *Geologica Ultraiectina*, Utrecht University Thesis, N°170, **1999**.

Weinberg D. M., Experimental folding of rocks under confining pressure, part VII – Partially scaled models of drape folds, *Tectonophysics*, N° 54, Pages 1-24, **1979**.

Wilkins S. J., Gross M. R., Wacker M., Yehuda E. and Engelder T., Faulted Joints: Kinematics, displacement-length scaling relations and criteria for their identification. *J. S. G.*, Vol. 23, Pages 315-327, **2001**.

Withjack M. O. and Scheiner C., Fault patterns associated with domes – an experimental and analytical study. *A. A. P. G. Bulletin, 3*, Pages 302-316, **1982**.

Zhao M. and Jacobi R. D., Formation of regional cross-fold joints in the Northern Appalachian Plateau. *J. S. G.*, Vol. 19, N° 6, Pages 817-834, **1997**.

Zuhlke R., Bouaouda M.-S., Ouajhain B., Bechstädt T. and Leinfelder R., Quantitative Meso-/Cenozoic development of the Eastern Central Atlantic Continental shelf, Western High Atlas, Morocco. *Marine and Petroleum Geology*, **In Press**.

Annexe

Article: Morphology, intersections, and syn/late-diagenetic origin of vein networks in pelites of the Lodève Permian Basin, Southern France

Par Ghislain de Joussineau*, Loïc Bazalgette, Jean-Pierre Petit et Michel Lopez

Journal of Structural Geology 27 (2005) 67–87

Résumé

Ce travail de thèse est dédié à l'étude des liens génétiques existant entre *les plis* et *les fractures* formés dans la croûte terrestre superficielle, *i.e.*, dans le domaine *élastique/fragile*. Ce problème est abordé à la fois d'un point de vue académique et dans la perspective d'une amélioration de l'exploration et de la production des réservoirs naturels (eau et hydrocarbures).
Les principaux résultats de ce travail sont les suivants :
- Une classification originale des relations entre plis et fractures est établie sur la base d'études comparatives de terrain. La cinématique et les origines mécaniques des différentes associations observées sont discutées, ainsi que de possibles implications au niveau de la dynamique dans les réservoirs plissés fracturés sont proposées.
- Le rôle prédominant de zones de fractures appelées *articulations* sur l'accommodation de la courbure des plis est démontré par de nombreuses études de terrain. Une typologie de ces zones de fractures est proposée sur la base d'exemples naturels et leur origine mécanique est discutée. L'origine mécanique de ces articulations est précisée dans une étude expérimentale. On utilise des multicouches de paraffine cassante, sollicités dans un dispositif de chargement original. Ce dispositif permet une étude paramétrique des conditions de chargement et de la structure du multicouche, tout en autorisant l'observation en continu de la déformation. Les paramètres les plus importants contrôlant la distribution des articulations et leur évolution géométrique sont la pression de confinement et la friction interfaciale dans le multicouche.
- On présente en outre une étude de cas intégrant l'ensemble des résultats et des concepts. Il s'agit de l'anticlinal de la Montagna della Majella (Italie), qui représente un analogue de réservoir plissé/fracturé.
- Des implications des résultats précédents aux problèmes des écoulements dans les réservoirs sont discutées.

Abstract

This PhD Thesis deals with the relationship existing between folds and fractures formed within the shallow crust, *i.e.*, in the domain of essentially elastic/brittle strain. This problem is tackled from both academic and applied aspects, especially exploration and production of natural fractured reservoir.
The main results of this work are the following:
- An original classification of fold and fracture relationship is proposed on the basis of comparative field studies. Kinematics and mechanical origins of the different observed associations are discussed and some possible implications concerning fluid dynamics in folded/fractured reservoirs are proposed.
- The pre-eminent role of fracture zones called articulations on fold curvature accommodation is shown by numerous field studies. A typology of these fold related fracture zones is established on the basis of field examples and their mechanical origin is discussed. An analogical modelling procedure (with paraffin multilayers) is exposed and show the influence of some important parameters as the vertical load imposed during folding and the interlayer friction on the formation and distribution of articulations. The role of the distribution of articulation on fold geometrical evolution is also tackled.
- A case study integrating these concepts and results is proposed dealing with the Majella Anticline (Italy) which is an analogue of fractured reservoir.
- Some implications of these results for fluid flow within folded and fractured reservoirs are exposed and discussed.

Discipline

Terre Solide, Géodynamique, Paléobiosphère

Mots-clés

Plis, plissement, articulations, fractures, diaclases, failles, couloirs fracturés, déformation élastique/fragile, courbure, multicouches, réservoirs plissés/fracturés, roches sédimentaires, écoulements.

Loïc Bazalgette, 2004, Laboratoire Dynamique de la Lithosphère (UMR CNRS 5573), Case Courrier 060, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 MONTPELLIER Cedex 05, France.